



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

"PETROLOGIA DOS GRANITÓIDES BRASILEANOS DA REGIÃO
DE CARAÚBAS-UMARIZAL, OESTE DO RIO GRANDE DO NORTE"

TESE APRESENTADA POR

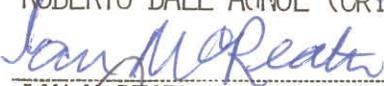
ANTONIO CARLOS GALINDO

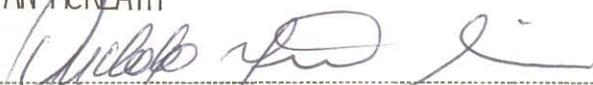
Como requisito parcial à obtenção de Grau de Doutor
em Ciências na Área de Geoquímica e Geologia

Data de Aprovação 07 / 05 / 93

Comitê de Tese :


ROBERTO DALL'AGNOL (ORIENTADOR)


IAN McCREATH


ONILDO JOAO MARINI


LAURO V.S. NARDI


ALCIDES NOBREGA SIAL

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

Tese de Doutorado

*Petrologia dos Granitóides Brasileiros da Região de Caraúbas-Umarizal, Oeste
do Rio Grande do Norte*

Autor

Antonio Carlos Galindo

Orientadores

Dr. Roberto Dall'Agno (CG-UFPA)

Dr. Ian McReath (IG-USP)

Belém - 1993

Para os meus irmãos: Iza, Cristina, Alberto, Lígia, Leda, Graça e Magi, e em especial para a minha esposa Ivonete e minhas filhas Renata e Rachel pelo amor e carinho que têm por mim. Nete, obrigado pela ajuda e compreensão durante a realização desse trabalho.

AGRADECIMENTOS

Ao DG/UFRN por me proporcionar a realização desse curso, e ao CNPq e FINEP/PADCT por bolsa de estudo no país, realização de estágio no exterior e suporte financeiro nos trabalhos de campo e laboratoriais.

A todos os colegas do Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFPA pelo companheirismo, e em particular aos colegas de sala: Telma, Rômulo e Adriana pela amizade e "força" durante a realização do nosso curso de doutoramento.

Ao corpo técnico/administrativo do Centro de Geociências da UFPA, e em particular a Cilda, Nemisa e Tadeu pela amizade e inestimável ajuda técnica/administrativa durante minha permanência na UFPA. Vaquera, Natalino e Gilmar, obrigado pela presteza na obtenção das análises químicas.

Ao professor e amigo Nilson Texeira pela grande ajuda nos trabalhos de fotointerpretação e de campo, e pela amizade e companheirismo.

A Domingos Ramos pela grande ajuda durante os trabalhos de campo, principalmente pela coleta de amostras, e pela amizade. A Ricardo S. Lins pela ajuda na revisão datilográfica desse trabalho.

Aos colegas e amigos do DG/UFRN: Jaziel M. Sá, Emanuel F. Jardim de Sá, Fernando Lins e Germano Melo Jr. pela ajuda nas diferentes fases desse trabalho. Um agradecimento especial ao Geólogo Vladimir Medeiros pela ajuda inestimável na briga desse autor com (ou contra) o "computador e seus variados programas".

Ao Dr. Jacques Leterrier por nos ter recebido no CRPG (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques), Vandoeuvre, França, num estágio de três meses para realização de análises minerais por microsonda eletrônica, bem como por nos facilitar o acesso a obtenção de análises químicas de rochas e pelas proveitosas discussões dos dados geoquímicos então obtidos.

Finalmente, um agradecimento muito especial aos meus ORIENTADORES Roberto Dall'Agnol e Ian McReath pela amizade, compreensão e verdadeira orientação durante todo decorrer desse trabalho.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
RESUMO	1
ABSTRACT	4
1 - INTRODUÇÃO	6
1.1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	6
1.2 - A ESCOLHA DA ÁREA	6
1.3 - OBJETIVOS	8
1.4 - METODOLOGIA	9
2 - GEOLOGIA REGIONAL	11
2.1 - CONSIDERAÇÕES SOBRE OS TRABALHOS ANTERIORES	11
2.2 - GRANITÓIDES BRASILIANOS NA PROVÍNCIA BORBOREMA	18
2.3 - BREVE RESENHA GEOCRONOLÓGICA	25
3 - GEOLOGIA LOCAL	28
3.1 - LITOESTRATIGRAFIA	28
3.1.1 - Embasamento	28
3.1.2 - Formação Jucurutu	31
3.1.3 - Granitóides G ₂	31
3.1.4 - Granitóides Brasileiros	32
3.1.5 - Bacias Mesozóicas	55
3.1.6 - Formação Serra dos Martins	57
3.2 - CONSIDERAÇÕES SOBRE AS FEIÇÕES ESTRUTURAIS E O METAMORFISMO ...	57

3.2.1 - Trabalhos prévios	58
3.2.2 - Aspectos Estruturais dos Granitóides Brasileiros na Área	58
4 - PETROGRAFIA	62
4.1 - GRANITOÍDE CARAÚBAS	62
4.2 - GRANITOÍDE PRADO	70
4.3 - GRANITOÍDE TOURÃO	74
4.4 - COMPLEXO GRANÍTICO SERRA DO LIMA	79
4.5 - GRANITOÍDE QUIXABA	84
4.6 - GRANITOÍDE UMARIZAL	90
4.7 - EPÍDOTO EM ALGUNS GRANITOÍDES DA ÁREA	99
4.8 - CONSIDERAÇÕES SOBRE AS SÉRIES DE GRANITOÍDES ESTUDADOS COM BASE NA COMPOSIÇÃO MODAL	103
4.9 - MIRMEQUITAS	106
4.9.1 - Considerações Gerais	106
4.9.2 - Mirmequitas nos Granitóides da Região de Caraúbas-Umarizal	113
4.9.3 - Sobre a Gênese das Mirmequitas	120
4.9.4 - Os Tipos de Mirmequitas e os Granitóides Estudados	122
5 - GEOQUÍMICA	124
5.1 - CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DOS GRANITOÍDES ESTUDADOS	124
5.2 - NORMAS CIPW	136
5.3 - SÉRIES MAGMÁTICAS: BREVE HISTÓRICO	140
5.4 - SÉRIES MAGMÁTICAS E OS GRANITOÍDES DA ÁREA	142
5.5 - TIPOLOGIA DE GRANITOS: BREVE HISTÓRICO	153
5.6 - TIPOLOGIA DE GRANITOÍDES E OS GRANITOS DA ÁREA	157
5.7 - ELEMENTOS TERRAS RARAS	161

5.8 - DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS	176
5.9 - ELEMENTOS TRAÇOS COMO INDICADORES DE AMBIENTE TECTÔNICO	193
6 - QUÍMICA MINERAL	206
6.1 - ANFIBÓLIOS	206
6.2 - GEOBAROMETRIA DE ANFIBÓLIO	214
6.3 - BIOTITAS	218
6.4 - BIOTITAS E ASSOCIAÇÕES MAGMÁTICAS	222
6.5 - PIROXÊNIOS	227
6.6 - OLIVINA	230
6.7 - EPÍDOTO	231
6.8 - TITANITA	233
6.9 - PLAGIOCLÁSIOS	233
6.10- FELDSPATO POTÁSSICO	237
6.11-OPACOS	238
6.12- CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DOS GRANITÓIDES	244
7 - GEOCRONOLOGIA	247
7.1 - GRANITÓIDE UMARIZAL	247
7.2 - GRANITÓIDE QUIXABA	250
7.3 -GRANITÓIDE TOURÃO	253
7.4 - GRANITÓIDES CARAÚBAS E PRADO	253
7.5 - COMPLEXO GRANÍTICO SERRA DO LIMA	256
7.6 - DISCUSSÃO FINAL	259
8 - MODELAMENTO	267
8.1 - MODELAMENTO POR ELEMENTOS MAIORES	268

8.2 - MODELAMENTO POR TERRAS RARAS	273
8.3 - MODELAMENTO DA FONTE	276
9 - GÊNESE E COLOCAÇÃO DOS MAGMAS	282
9.1 - GRANITÓIDE UMARIZAL	282
9.2 - GRANITÓIDE QUIXABA	284
9.3 - GRANITÓIDE TOURÃO E TIPOS SIMILARES	285
9.4 - ASSOCIAÇÃO DIORÍTICA DO PRADO	287
10 - CONCLUSÕES GERAIS	289
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	297
ANEXO A (Mapa Geológico)	
ANEXO B (Mapa de Pontos de Afloramentos)	

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1.1 - Localização da área e vias de acesso	7
Figura 2.1 - Mapa geológico da Província Borborema-NE, Brasil	12
Figura 2.2 - Quadro litoestratigráfico para parte da região Oeste do Rio Grande do Norte	14
Figura 2.3 - Mapa bouguer da região de Caraúbas-Umarizal	17
Figura 2.4 - Quadro comparativo entre algumas classificações de granitóides brasileiros da Província Borborema	24
Figura 3.1 - Quadro litoestratigráfico da região de Caraúbas e Umarizal	29
Figura 3.2 - Mapa geológico do Granitóide Caraúbas	34
Figura 3.3 - Megacrystal de K-feldspato no Granitóide Caraúbas	36
Figura 3.4 - Textura do tipo "tuillage" no Granitóide Caraúbas	36
Figura 3.5 - Foliação milonítica no Granitóide Caraúbas	36
Figura 3.6 - Dique de leucomicrogranito cortando o granito porfirítico do Granitóide Caraúbas	36
Figura 3.7 - Mapa geológico do Granitóide Prado	38
Figura 3.8 - Estrutura do tipo "magma mingling" no Granitóide Prado	40
Figura 3.9 - Estrutura do tipo "magma mingling" no Granitóide Prado	40
Figura 3.10 - Dique de granito porfirítico do Granitóide Tourão seccionando o biotita gnaisse da formação Jucurutu	40
Figura 3.11 - Dique do granitóide Umarizal seccionando o granito porfirítico do Granitóide Tourão	42
Figura 3.12 - Dique de leucomicrogranito seccionando granitos porfiríticos (Granitóide Tourão)	42
Figura 3.13 - Mapa geológico do Granitóide Tourão	43
Figura 3.14 - Textura porfirítica grossa da fácies Tourão do Granitóide homônimo	42
Figura 3.15 - Enclave de Anf-Bt-Monzogranito porfirítico de matriz tonalítica/granodiorítica no monzogranito porfirítico de matriz mais félsica do Granitóide Tourão	45
Figura 3.16 - Textura francamente porfirítica da fácies Timbaúba do Granitóide Tourão	45
Figura 3.17- Enclave da fácies Tourão na fácies Timbaúba (Granitóide Tourão)	45
Figura 3.18 - Granitos porfiríticos, médios e finos do Complexo granítico Serra do Lima	47
Figura 3.19 - Pegmatito apresentando megacristais de anfibólio (Complexo Granítico Serra do Lima)	47
Figura 3.20 - Mapa geológico do Complexo Granítico Serra do Lima	48

Figura 3.21 - Rochas dioríticas e graníticas do Complexo Granítico Serra do Lima em feição tipo "agmatítica"	47
Figura 3.22 - Mapa geológico do Granitóide Quixaba	50
Figura 3.23 - Mapa geológico do Granitóide Umarizal	53
Figura 3.24 - Textura grossa equigranular do Granitóide Umarizal	54
Figura 3.25 - Textura porfirítica grossa da fácies Ação do Granitóide Umarizal	54
Figura 3.26 - Estrutura de "brecha magmática" na fácies Umarizal do Granitóide homônimo	54
Figura 3.27 - Diagrama de polos de planos de foliação principal dos granitóides Caraúbas e Tourão	59
Figura 4.1 - Fotomicrografia mostrando quartzo com extinção em bandas (Granitóide Caraúbas)	67
Figura 4.2 - Fotomicrografia mostrando titanita idiomórfica com inclusões de opacos e allanita (Granitóide Caraúbas)	67
Figura 4.3 - Fotomicrografia de milonito grosseiro com clastos de K-feldspato (Granitóide Caraúbas)	67
Figura 4.4 - Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M para o Granitóide Caraúbas	68
Figura 4.5 - Fotomicrografia de fenocristal de K-feldspato mostrando albita intergranular desenvolvida no plano de macla Carlsbad (microgranito do Granitóide Caraúbas)	69
Figura 4.6 - Fotomicrografia de fluorita xenomórfica (microgranito do Granitóide Caraúbas)	69
Figura 4.7 - Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M para o Granitóide Prado	68
Figura 4.8 - Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M para o Granitóide Tourão	78
Figura 4.9 - Fotomicrografia de plagioclásio com textura "patchy zoning" (Granitóide Tourão)	69
Figura 4.10 - Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M para o Complexo Granítico Serra do Lima	78
Figura 4.11 - Sequência de cristalização para as fases minerais dos granitóides Caraúbas, Prado, Tourão e Complexo Granítico Serra do Lima	83
Figura 4.12 - Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M para o Granitóide Quixaba	89
Figura 4.13 - Fotomicrografia mostrando opaco xenomórfico com coroa de titanita (Granitóide Quixaba)	93
Figura 4.14 - Sequência de cristalização para as fases minerais do Granitóide Quixaba	88
Figura 4.15 - Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M para o Granitóide Umarizal	89
Figura 4.16 - Fotomicrografia mostrando agregados de plagioclásios com bordas albíticas (Granitóide Umarizal)	93
Figura 4.17 - Fotomicrografia de cristal de clinopiroxênio com coroa de anfibólio (Granitóide Umarizal)	93
Figura 4.18- Fotomicrografia mostrando textura de coroa dupla em faiálica (Granitóide Umarizal)	96

Figura 4.19 - Fotomicrografia de biotita em textura simplectítica com quartzo (Granitóide Umarizal)	96
Figura 4.20 - Fotomicrografia de fenocristal de K-feldspato zonado Granitóide Umarizal)	96
Figura 4.21 - Sequências de cristalização das fases minerais do Granitóide Umarizal	98
Figura 4.22 - Fotomicrografias de epidotos magmáticos (granitóides Prado e Complexo Granítico serra do Lima)	100
Figura 4.23 - Epidoto magmático no Granitóide Tourão	100
Figura 4.24 - Diagrama modal Q-A-P e as "séries de granitóide" de Bowden et al. (1984)	105
Figura 4.25 - Tipos texturais de mirmequitas segundo Phillips (1980a)	109
Figura 4.26 - Fotomicrografia de "mirmequita de inclusão"	114
Figura 4.27 - Fotomicrografia de "mirmequita no contato Pl x Kf"	114
Figura 4.28 - Fotomicrografia de "mirmequitas em agregados"	116
Figura 4.29 - Fotomicrografia de "mirmequita no contato Kf x Kf"	116
Figura 4.30 - Fotomicrografias de "mirmequitas no contato Qz x Kf"	118
Figura 4.31 - Fotomicrografia de "mirmequita em borda de Kf"	119
Figura 4.32 - Fotomicrografia de "mirmequita fenoclástica"	119
Figura 5.1 - Diagramas de Harker para elementos maiores	127
Figura 5.2 - Diagramas de Harker para elementos menores	131
Figura 5.3 - Diagramas "Rb x K%"; "Rb x Sr"; "Sr x Ba" e "B x Zr"	134
Figura 5.4 - Diagramas normativo "Ab-An-Or" e "Qz-Ab-Or"	138
Figura 5.5 - Diagrama "AFM"	143
Figura 5.6 - Diagrama " $\log K_2O/MgO \times SiO_2$ "	145
Figura 5.7 - Diagrama " $100 (MgO+FeOt/SiO_2) \times (Al_2O_3+CaO)/(FeOt+Na_2O+K_2O)$ "	145
Figura 5.8 - Diagrama "R1 x R2"	147
Figura 5.9 - Diagrama "A x B" (Debon & Le Fort 1988)	148
Figura 5.10 - Diagrama "P x Q" (Debon & Le Forte 1988)	148
Figura 5.11 - Diagrama "Q-B-F" (Debon & Le Fort 1988)	150
Figura 5.12 - Diagramas " $(Y+Nb+Zr+Ce) \times (Na_2O+K_2O/CaO)$ "; " $(Yb+Nb+Zr+Ce) - (FeO/MgO)$ "; " $10.000Ga \times (Al \times Ce)$ "; " $10.00Ga \times (Al \times Zr)$ "	159
Figura 5.13 - Diagrama de elementos terras raras para o Granitóide Quixaba e as rochas dioríticas do Granitóide Prado	162
Figura 5.14 - Diagrama de elementos terras raras para as rochas do Granitóide Umarizal	165
Figura 5.15 - Diagrama de elementos terras raras para as rochas do Granitóide Tourão	167
Figura 5.16 - Diagrama de elementos terras raras para as rochas do Granitóide Caraúbas	168
Figura 5.17 - Diagrama de elementos terras raras para as rochas graníticas do Granitóide Prado	169

Figura 5.18 - Diagrama de elementos terras raras para os granitos porfíricos, médios e finos do Complexo Granítico Serra do Lima	172
Figura 5.19 - Diagrama multielementos de Thompson et al. (1984) para o Granitóide Quixaba e as rochas graníticas do Maciço Prado	177
Figura 5.20 - Diagrama multielementos de Thompson et al. (1984) para as rochas do Granitóide Umarizal	179
Figura 5.21 - Diagrama multielementos de Pearce et al. (1984) para as rochas do Granitóide Umarizal	181
Figura 5.22 - Diagrama multielementos de Thompson et al. (1984) para as rochas do Granitóide Tourão	183
Figura 5.23 - Diagrama multielementos de Thompson et al. (1984) para as rochas do Granitóide Caraúbas	184
Figura 5.24 - Diagrama multielementos de Thompson et al. (1984) para as rochas graníticas do Granitóide Prado	185
Figura 5.25 - Diagrama multielementos de Pearce et al. (1984) para as rochas do Granitóide Tourão	186
Figura 5.26 - Diagrama multielementos de Pearce et al. (1984) para as rochas do Granitóide Caraúbas	187
Figura 5.27 - Diagrama multielementos de Pearce et al. (1984) para as rochas graníticas do Granitóide Prado	188
Figura 5.28 - Diagramas multielementos de Thompson et al. (1984) para os granitos porfíricos, médios e finos do Complexo Granítico Serra do Lima	190
Figura 5.29 - Diagrama multielementos de Pearce et al. (1984) para os granitos porfíricos, médios e finos do Complexo Granítico Serra do Lima	191
Figura 5.30 - Diagramas (Y+Nb) x Rb para os granitóides estudados	194
Figura 5.31 - Diagramas "Y x Nb" para os granitóides estudados	195
Figura 5.32 - Diagramas "(Y/44)-(Rb/100)-(Nb/16)" para os granitóides estudados	197
Figura 6.1 - Classificação dos anfibólios cálcicos dos granitóides estudados no diagrama de Leake (1968)	211
Figura 6.2 - Alguns granitóides estudados no diagrama "Alt x P"	217
Figura 6.3 - Composição das biotitas dos granitóides estudados no diagrama "MgO-FeOt-Al ₂ O ₃ "	219
Figura 6.4 - Composição das biotitas dos granitóides estudados no diagrama "Mg x Alt"	226
Figura 6.5 - Composição dos piroxênios dos granitóides Umarizal e Quixaba no diagrama "Ca-Mg-Fe"	229

Figura 6.6 - Composição das ilmenitas dos granitóides Umarizal e Quixaba no diagrama "FeO _t x TiO ₂ "	242
Figura 6.7 - Composição das ilmenitas dos granitóides Umarizal e Quixaba no diagrama "Mol. Hem x MnO"	242
Figura 7.1 - Diagrama isocrónico Rb-Sr para o Granitóide Umarizal	249
Figura 7.2 - Diagrama isocrónico Rb-Sr para o Granitóide Quixaba	251
Figura 7.3 - Diagrama isocrónico Rb-Sr para o Granitóide Tourão	254
Figura 7.4 - Diagrama isocrónico Rb-Sr para os granitóide Caraúbas e Prado	255
Figura 7.5 - Diagrama isocrónico Rb-Sr para o Complexo Granítico Serra do Lima	257
Figura 7.6 - Os granitóides estudados no diagrama de evolução de Sr na crosta	262
Figura 8.1 - Diagramas "log incompatível Rb x log compatível Sr" e "log incompatível Rb x log compatível Zr" para o Granitóide Umarizal	269
Figura 8.2 - Diagramas "log incompatível Rb x log compatível Sr" e "log incompatível Rb x log compatível Zr" para o Granitóide Tourão	270
Figura 8.3 - Diagrama de elementos terras raras (modelamento) para o Granitóide Umarizal	274
Figura 8.4 - Diagrama de elementos terras raras (modelamento) para o Granitóide Tourão	277

TABELAS

Tabela 4.1 - Análises modais das rochas do Granitóide Caraúbas	64
Tabela 4.2 - Análises modais das rochas do Granitóide Prado	71
Tabela 4.3 - Análises modais das rochas do Granitóide Tourão	76
Tabela 4.4 - Análises modais das rochas do Complexo Grantico Serra do Lima	81
Tabela 4.5 - Análises modais das rochas do Granitóide Quixaba	85
Tabela 4.6 - Análises modais das rochas do Granitóide Umarizal	91
Tabela 5.1 - Análises químicas de elementos maiores, menores, alguns traços e terras raras para o Granitóide Umarizal	199
Tabela 5.2 - Análises químicas de elementos maiores, menores, alguns traços e terras raras para o Granitóide Quixaba	200
Tabela 5.3 - Análises químicas de elementos maiores, menores, alguns traços e terras raras para o Granitóide Tourão	201
Tabela 5.4 - Análises químicas de elementos maiores, menores, alguns traços e terras raras para o Granitóide Caraúbas	203

Tabela 5.5 - Análises químicas de elementos maiores, menores, alguns traços e terras raras para o Granitóide Prado	204
Tabela 5.6 - Análises Químicas de elementos maiores, menores, alguns traços e terras raras para o Complexo Serra do Lima	205
Tabela 6.1 - Análises químicas dos anfíbólios de alguns dos granitóides estudados	207
Tabela 6.2 - Análises químicas de biotitas dos granitóides estudados	223
Tabela 6.3 - Análises químicas de piroxênios de alguns dos granitóides estudados	228
Tabela 6.4 - Análises químicas de olivina, titanita, epidoto e feldspato potássico de alguns dos granitóides estudados	232
Tabela 6.5 - Análises químicas de plagioclásios dos granitóides estudados	235
Tabela 6.6 - Análises químicas de ilmenitas de alguns dos granitóides estudados	240
Tabela 6.7 - Análises químicas de magnetitas de alguns dos granitóides estudados	241
Tabela 7.1 - Dados isotópicos Rb-Sr do Granitóide Umarizal	252
Tabela 7.2 - Dados isotópicos Rb-Sr do Granitóide Quixaba	252
Tabela 7.3 - Dados isotópicos Rb-Sr do Granitóide Tourão	258
Tabela 7.4 - Dados isotópicos Rb-Sr dos granitóides Caraúbas e Prado	258
Tabela 7.5 - Dados isotópicos Rb-Sr do Complexo Granítico Serra do Lima	258
Tabela 8.1 - Composições químicas utilizadas para o modelamento dos granitóides Umarizal e Tourão	272
Tabela 8.2 - Coeficientes de partição para os elementos terras raras em rochas graníticas	281
Tabela 8.3 - Composições químicas médias de algumas rochas ígneas utilizadas para o modelamento da fonte dos granitóides Umarizal e Tourão	281

RESUMO

O mapeamento da área de Caraúbas-Umarizal, no oeste do Rio Grande do Norte, levou à identificação de seis grandes corpos granitóides relacionados ao Ciclo Brasileiro: granitóides Umarizal, Tourão, Caraúbas, Prado, Complexo Serra do Lima e Quixaba. Todos os granitóides, à exceção do Granitóide Umarizal, encontram-se deformados, exibindo uma foliação de "trend" predominantemente NE, com mergulhos principalmente para SE. Este "fabric" reflete a tectônica brasileira principal. A deformação frágil-ductil é representada por fraturas, falhas e zonas de cisalhamento, que são as feições estruturais mais marcantes da área. Dentre esses cisalhamentos destaca-se a Zona de Cisalhamento Portalegre-ZCP, com mais de 200 km de extensão e até 2 km de largura.

A colocação desses granitóides foi condicionada e em grande parte controlada pelas zonas de cisalhamento. A presença constante de estruturas do tipo "brechas magmáticas" no Granitóide Umarizal sugere que o mesmo intruiu uma crosta já fria. Para o Granitóide Tourão e tipos similares admite-se uma colocação por diapirismo seguido de baloneamento.

O Granitóide Umarizal é dominado por rochas de textura grossa e de composição quartzo-monzonítica a quartzo-sienítica, com biotita, anfibólio e clinopiroxênio em proporções variáveis, acompanhados por faialita e mais raramente ortopiroxênio. O Granitóide Quixaba é de textura grossa a muito grossa, com composição predominantemente quartzo-monzodiorítica e quartzo-monzonítica. Os granitóides Tourão, Caraúbas, Prado e Complexo Serra do Lima apresentam uma grande identidade entre si. São representados predominantemente por monzogranitos porfiríticos com megacristais de feldspato potássico de até 6 cm e, subordinadamente, por leuco-microgranitos. Ao Granitóide Prado associa-se uma fácies de natureza diorítica, a qual ocorre principalmente como encraves nos granitos.

Geoquimicamente esses seis granitóides se agrupam em quatro grandes famílias: Granitóide Quixaba, Associação Diorítica do Prado, Granitóide Umarizal e o conjunto dos

granitóides Tourão, Caraúbas, Prado (fácies granítica) e Complexo Serra do Lima. Os dois primeiros apresentam baixa sílica e uma assinatura geoquímica similar à de rochas shoshoníticas plutônicas, porém são de caráter relativamente mais alcalino do que o normal para esse tipo de associação. Os demais possuem sílica intermediária a alta. O granitóide Umarizal é de afinidade alcalina com muitas características de granitos do tipo-A. Os demais granitóides mostram assinatura geoquímica similar a rochas das associações subalcalinas ácidas.

Datações geocronológicas pelo método Rb-Sr em rocha total indicam que, dentre os granitóides brasileiros os granitóides Caraúbas e Prado (630 ± 23 Ma) são os mais antigos da área, seguidos pelos granitóides Tourão e o Complexo Serra do Lima ($600 \pm 7 - 575 \pm 15$ Ma) e, finalmente, pelo Granitóide Umarizal (545 ± 7 Ma). As razões isotópicas iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são superiores a 0,708, indicando uma fonte predominantemente crustal para os magmas desses granitóides. O Granitóide Quixaba e a associação diorítica do Prado mostram características geoquímicas de fonte mantélica.

Com base na presença de clinopiroxênio e faialita no Granitóide Umarizal e de clino e ortopiroxênio no Granitóide Quixaba, estima-se que o início da cristalização desses dois granitóides deu-se em temperaturas próximas de $900\text{ }^{\circ}\text{C}$, sendo as pressões provavelmente da ordem de 8 a 9 kbar. As condições de fugacidade de oxigênio durante a cristalização foram relativamente baixas, sendo controladas no caso do Granitóide Umarizal pelo tampão FMQ, e possivelmente também para o caso Granitóide Quixaba.

Admite-se que o magma gerador do Granitóide Umarizal seria derivado da fusão de rochas de composição mangerítica, ao passo que os magmas formadores do granitóides Tourão, Caraúbas, Prado e Complexo Serra do Lima, proviriam de uma fonte monzonítica. Cristalização fracionada foi o processo dominante na evolução dos magmas desses diversos granitóides.

O Granitóide Umarizal encontra um único tipo similar descrito na Província Borborema, que é o Granito Meruoca, no Ceará, que também apresenta uma fácies com faialita, porém há diferenças significativas em termos petrográficos e geoquímicos entre ambos. Associações shoshoníticas plutônicas são descritas com frequência no âmbito dessa província, porém

composicionalmente elas são distintas do Granitóide Quixaba. Os granitóides Tourão, Caraúbas, Prado e Complexo Serra do Lima, encontram similares amplamente distribuídos na Província Borborema, constituindo-se nos tipos mais frequentes de granitóides brasileiros.

ABSTRACT

Six major granitoid plutons were mapped in the Caraúbas-Umarizal area, in the West of Rio Grande do Norte State, Northeast Brazil. These are the Umarizal, Tourão, Caraúbas, Prado, Complexo Serra do Lima e Quixaba plutons. Excepting the Umarizal granitoid, all plutons were deformed during the Brasiliano Cycle, displaying a NE-trending foliation dipping mostly to SE. This fabric is related to the main Brasiliano tectonic episode. Brittle-ductile deformation is represented by fractures, faults and shear zones, which are common features of the area. The Portalegre shear zone (ZCP) is a prominent structure with more than 200 km long and up to 2 km wide.

The emplacement of most of these granitoids was largely controlled by shear zones. The common occurrence of magmatic breccia structures in the Umarizal granitoid suggest its intrusion into relatively cool crust. Regarding the Tourão granitoid and similar plutons, it is envisaged an emplacement by diapirism followed by ballooning.

The Umarizal granitoid is dominated by rocks with quartz monzonite and quartz syenite composition and coarse-grained textures, with biotite, amphibole, and clinopyroxene \pm fayalite in variable proportions, and rare orthopyroxene. The Quixaba granitoid has a coarse to very coarse texture and quartz monzodiorite to quartz monzonite compositions. The Tourão, Caraúbas and Prado granitoids and the Serra do Lima complex closely resemble each other. They are dominantly represented by porphyritic monzogranites with subordinate occurrences of leuco-microgranites. The Prado granitoid has an associated diorite facies, which occurs mainly as enclaves in the granites.

From the geochemical point of view these granites fall into four families: the Quixaba granitoid, the Prado diorite association, the Umarizal granitoid and the whole group of the Tourão, Caraúbas, Prado (granite facies) and Serra do Lima complex granitoids. The first two present low silica and a geochemical signature of shoshonitic plutonic rocks, though they are more alkaline than is usual in this kind of association. The latter (Umarizal, Tourão, Caraúbas, Prado e Complexo Serra do Lima) display intermediate to high silica. The Umarizal granitoid has alkaline

affinities and several characteristics of A-type granites. The remaining type display geochemical signature of subalkaline acid associations.

Rb-Sr whole-rock dating show that the Caraúbas and Prado granitoid (630 ± 23 Ma) are the oldest in the area, being followed by the Tourão granitoid and Serra do Lima complex ($600 \pm 7 - 575 \pm 15$ Ma), and finally by the Umarizal granitoid (the youngest at 545 ± 7 Ma). Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios above 0,708 point to a dominantly crustal source for these magmas. The Quixaba granitoid and the Prado diorite association display geochemical features of a mantle source.

Considering the presence of pyroxene and fayalite in the Umarizal granitoid and of clino- and orthopyroxene in the Quixaba granitoid, it is estimated that crystallization of these granitoids began at temperatures around $900\text{ }^{\circ}\text{C}$ and pressures between 8 to 9 kbars. During crystallization, conditions of low oxygen fugacities prevailed in the near FMQ buffer. In the case of Umarizal granitoid the oxygen fugacities was controlled by the FMQ buffer and possibly also for the Quixaba one.

Concerning the Umarizal granitoid, melting of rocks with mangeritic composition is assumed to generate its parent magma, while the magmas which formed the Tourão, Caraúbas, Prado (granite facies) and Serra do Lima complex granitoids probably originated by melting of a monzonitic source. Fractional crystallization was the dominant process in the evolution of the magmas of these granitoids.

The Meruoca granite in Ceará State also displays a fayalite-bearing facies and is the only granitoid described up to now in the Borborema Province that has analogies with the Umarizal granite. Nevertheless they differ in some petrographical and geochemical aspects. Plutonic shoshonitic associations have been frequently described in this province, but they are compositionally distinct from the Quixaba granitoid. The Tourão, Caraúbas, Prado (granite facies) and Serra do Lima complex granitoids are similar to a large number of plutons throughout the Borborema Province, representing the most common types of Brasiliano-age granitoids.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área estudada situa-se no oeste do Rio Grande do Norte, constituindo um polígono regular delimitado pelas coordenadas $37^{\circ} 26'$ e $37^{\circ} 57'$ de longitude oeste, e $5^{\circ} 34'36''$ e $6^{\circ} 13'30''$ de latitude sul, abrangendo uma área de aproximadamente 3.500 km^2 , dos quais em torno de 1.500 km^2 são cobertos por granitóides do Proterozóico Superior que constituem o objetivo do presente trabalho (ANEXO A e Figura 1.1)

1.2 - A ESCOLHA DA ÁREA

A região de Caraúbas-Umarizal, no oeste Potiguar, engloba uma série de granitóides jovens, reportados em trabalhos anteriores como corpos brasileiros, até o momento pouco estudados petrográfica e geoquimicamente. Foram reconhecidos, preliminarmente, corpos porfiríticos similares aos dominantes na região do Seridó (granitos porfiríticos a anfibólio e biotita), e outros não descritos na referida região (faialita granitos).

A presença de expressiva associação de granitóides do Proterozóico Superior de composições bem distintas, configura essa área como um ótimo laboratório para uma melhor discussão, e compreensão, da granitogênese brasileira no Rio Grande do Norte, e mesmo no âmbito da Província Borborema. Estes aspectos por si só demonstram o interesse e justificam a escolha dessa área para objeto do presente trabalho, voltado fundamentalmente para os referidos granitóides.

A presença de faialita granitos nessa região constitui outra particularidade relevante, pois na Província Borborema esse tipo de granitóide foi descrito apenas no NW do Ceará (SIAL et al., 1981), sendo até o momento ausente na região do Seridó. Há porém registros dos mesmos na

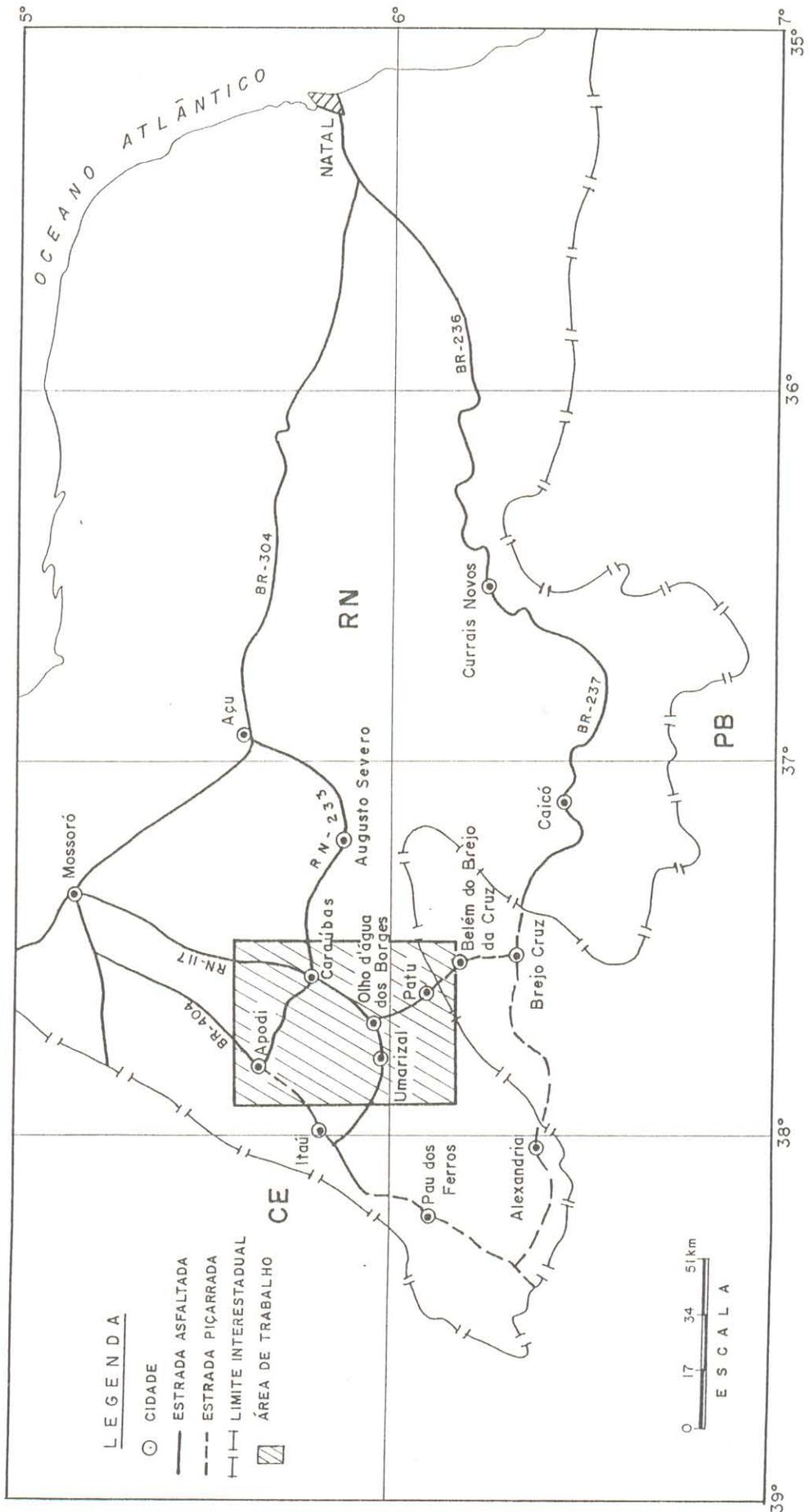


FIGURA 1.1.—LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO.

Nigéria, (OYAWOYE, 1962, 1965) e dessa forma tem-se em mãos mais um elemento que poderá contribuir nas correlações e comparações Brasil-África.

Espera-se que o estudo detalhado dos granitóides brasileiros dessa área forneça subsídios adicionais para a distinção, e caracterização petrográfica e geoquímica, de tipos de granitos brasileiros identificados no Rio Grande do Norte, bem como permita estabelecer comparações com outras regiões da Província Borborema.

1.3 - OBJETIVOS

O objetivo desse trabalho é o melhor conhecimento geológico da região de Caraúbas-Umarizal, especificamente no que concerne os granitóides do Proterozóico Superior, envolvendo os seguintes pontos:

- a) Delimitação dos corpos graníticos brasileiros, definindo suas relações estratigráficas com as seqüências consideradas mais antigas e, dentro do possível, entre os vários granitos.
- b) Levantamento preliminar das feições estruturais dos granitos brasileiros, procurando-se relacioná-las com a evolução tectônica regional.
- c) Caracterização petrográfica dos diversos granitóides brasileiros e, dentro de cada corpo, das suas possíveis fácies.
- d) Definição das características geoquímicas desses granitóides e de suas várias fácies.
- e) Determinação das idades dos mesmos e, quando possível das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais.
- f) Obtenção das composições dos principais minerais presentes nessas rochas.
- g) Estabelecer, com base nos dados assinalados um modelo de evolução petrogenética para esses granitos, em particular para os granitos Umarizal, Tourão e Caraúbas, seja pelo interesse particular que despertam (caso do Granitóide Umarizal), seja pela disponibilidade de maior número de informações.

h) Definir uma tipologia para os granitos brasileiros dessa região do oeste do Rio Grande do Norte e estabelecer correlações com aqueles presentes em outras áreas do Nordeste ou mesmo da África.

1.4 - METODOLOGIA

a) Mapeamento Geológico: efetuou-se um mapeamento geológico na escala 1:100.000 utilizando-se como base cartográfica as folhas topográficas SB.24-X-C-VI (Apodi) e SB.24-ZA-III (Catolé do Rocha), da SUDENE, fotografias aéreas na escala 1:40.000 e uma imagem de satélite LANDSAT-TM5 na escala 1:100.000. Para tanto, foram feitos perfis ao longo das estradas da área e alguns perfis transversais as mesmas, sendo descritos os afloramentos existentes e tomados os principais elementos estruturais. Coletaram-se mais de 300 amostras dos diferentes tipos litológicos identificados em afloramentos.

b) Petrografia: foram confeccionadas e descritas mais de 200 seções delgadas, e realizadas análises modais em 100 delas. No último caso utilizou-se um contador de pontos automático da marca SWIFT.

c) Análises Químicas em Rocha Total: 64 amostras foram selecionadas para análises químicas. 40 dessas amostras foram analisadas para elementos maiores, traços e terras raras, no Laboratório de Análises Químicas do CRPG ("Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques") em Vandoeuvre, na França. As análises foram feitas a partir de uma preparação única por espectrometria de emissão atômica usando-se uma fonte de excitação a plasma (ICP - inductively coupled plasma) e dois espectômetros multielementos (JY 32 e JY 48) e um sequencial (JY 38), permitindo assim a determinação de 40 elementos. As outras 24 amostras foram analisadas para elementos maiores e traços nos laboratórios de análises químicas do Centro de Geociências da UFPA. As determinações dos elementos maiores e menores foram feitas por

fluorescência de raios-x (Si, Al, Ti, Fe^{3+} , Ca, K e P) e por absorção atômica (Na, Mg e Mn), e dos elementos traços (Rb, Sr, Nb, Y e Zr) pelo primeiro método. O FeO de todas as amostras foi dosado por via úmida nos laboratórios da UFPA.

d) Análises de Minerais por Microsonda :foram realizadas mais de 170 análises químicas minerais. Estas análises foram feitas numa microsonda eletrônica automática modelo CAMEBAX, de uso comum, do "Service de Microanalyses Chimiques " da Universidade de Nancy I, na França. As condições analíticas da mirossonda foram : corrente de 10 mA; tensão de aceleração de 15 Kv; tempo de análise de 6seg. por par de elementos; tamanho do feixe de 1 a 3 microns.

e) Datações Geocronológicas: cerca de 30 amostras sofreram pré-dosagem de Rb eSr através de fluorescência de raios-x para selecionamento e posterior análises isotópicas pelo método Rb-Sr. Desse total 21 foram selecionadas e analisadas no espectômetro de massa, modelo VG ISOMASS 54E, do Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da UFPA. Os resultados obtidos em cada corpo foram lançados em diagramas isocrônicos visando definir as suas idades e respectivas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais.

2 - GEOLOGIA REGIONAL

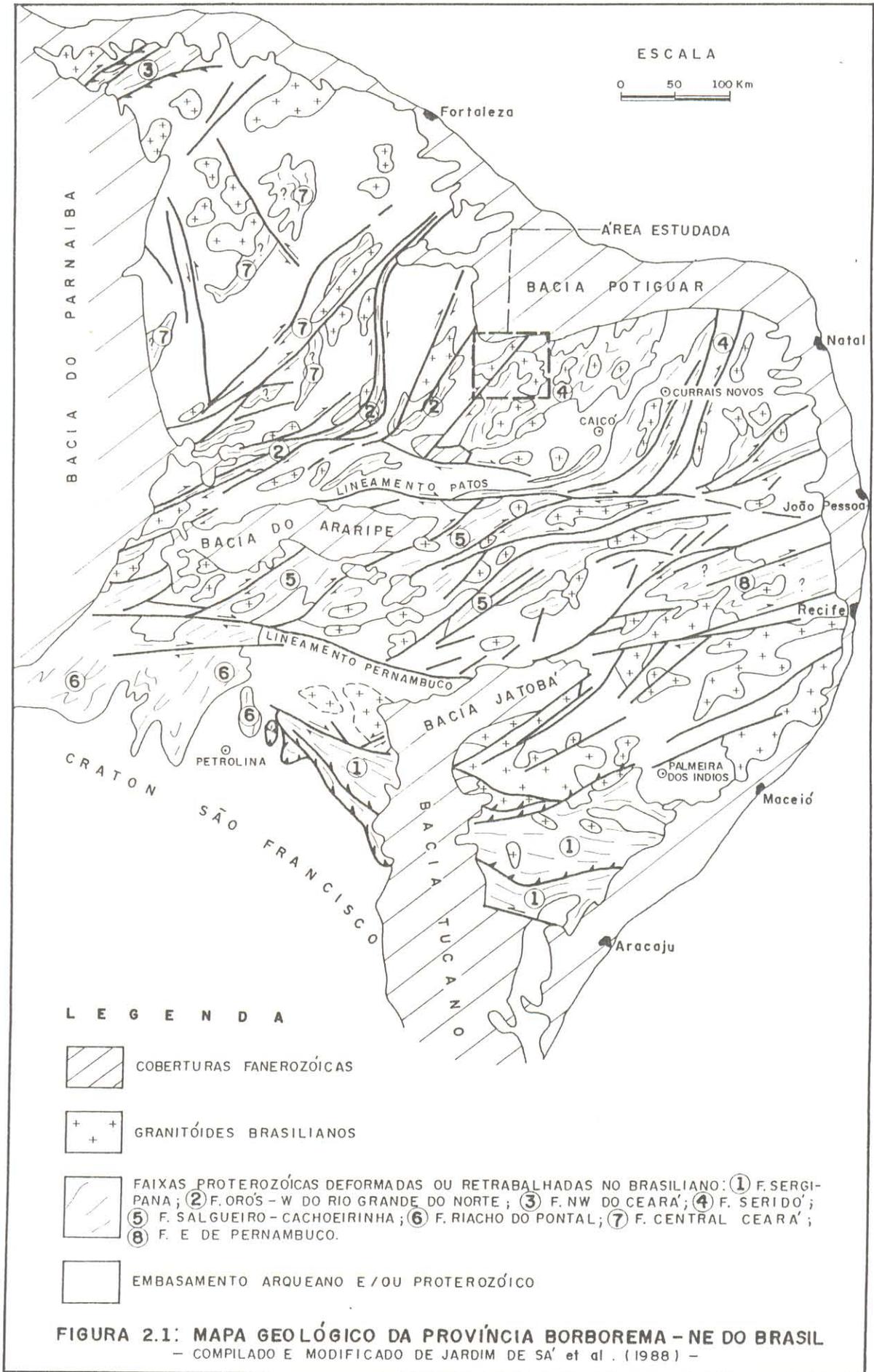
A região do oeste do Rio Grande do Norte está inserida dentro do contexto geológico da "Província Borborema" de ALMEIDA et al. (1977). Situa-se a W do " Sistema de Dobramentos Seridó " (BRITO NEVES, 1975) e a N do " Lineamento Patos " (EBERT, 1962) (Figura 2.1). Em trabalho pioneiro Crandall apud DANTAS (1974), propôs um primeiro esboço estratigráfico para a região. Entre os trabalhos subsequentes incluem-se vários projetos voltados para o mapeamento regional (DANTAS, 1974; CAMPOS et al., 1979 e GOMES et al., 1981).

JARDIM de SÁ et al. (1981a) elaboraram um primeiro esboço litoestratigráfico para parte do extremo oeste potiguar e chamaram a atenção para o desenvolvimento polifásico da região. Reconheceram aí uma unidade basal (um complexo gnáissico-migmatítico), sobreposta por supracrustais diversas (paragnaisses e mármore, além de cálcio-silicáticas), e correlacionaram essas unidades ao Complexo Caicó e à Formação Jucurutu do Grupo Seridó, respectivamente. Foram identificados, ainda, diversos granitóides intrusivos no complexo basal e nas supracrustais.

Especificamente sobre a região de Caraúbas-Umarizal, têm-se os trabalhos de HACKSPACHER & OLIVEIRA (1984), ARAÚJO (1985), CURIOSO (1987), LINS (1987), MORAIS NETO (1987) e HACKSPACHER & LEGRAND (1989), abrangendo , no geral, áreas e objetivos restritos.

2.1 - CONSIDERAÇÕES SOBRE OS TRABALHOS ANTERIORES

ARAÚJO (1985), CURIOSO (1987) e MORAIS NETO (1987) elaboraram quadros litoestratigráficos similares para a região de Caraúbas-Umarizal. A identificação pelo último autor de uma sequência basal mais antiga, constituída por ortognaisses, representa a diferença básica entre sua proposta e as dos dois primeiros autores. Como decorrência desse fato, MORAIS NETO (1987) registra 6 eventos deformacionais na área e os outros autores apenas 4 deformações.



O quadro litoestratigráfico aqui apresentado (Figura 2.2) constitui uma adaptação daqueles encontrados nos 3 autores supracitados. Ele engloba desde litologias então reportadas ao Arqueano (ortognaisses dos Complexos Caicó e São Vicente), hoje reconhecidas como relacionadas ao Proterozóico Inferior (discussão mais adiante), até sedimentos do Mesozoóico. Os três primeiros eventos deformacionais são restritos às litologias do embasamento (Caicó e São Vicente), e os outros três afetaram tanto o embasamento quanto àquelas do Proterozóico (paragnaisses, metagranitóides e os granitóides mais jovens).

O embasamento engloba uma unidade mais antiga de ortognaisses de composição granodiorítica e tonalítica com intercalações de anfibolitos. Esta unidade, dada suas similaridades litológicas e estruturais, foi correlacionada ao Complexo São Vicente em concordância com a proposição de HACKSPACHER & SÁ (1984) para a subdivisão do Complexo Caicó na região de São Vicente, no Seridó. Uma segunda unidade, constituída por migmatitos com estruturas bandadas a nebulíticas, que é correlacionada ao Complexo Caicó da região do Seridó, ainda em concordância com a proposta de HACKSPACHER & SÁ (1984) As litologias do Grupo São Vicente são as que registram o primeiro evento deformacional da área (Dn-2), enquanto que as litologias do Caicó são afetadas pelos eventos "Dn-1" e "Dn".

A unidade subsequente envolve litologias metassedimentares que constituem a cobertura metamórfica da região. Nela predominam biotita-gnaisses sobre mármore com intercalações de cálcio-silicáticas. É correlacionada à Formação Jucurutu do Grupo Seridó, posicionada no Proterozóico inferior. Esta sequência foi afetada por três deformações (Dn+1, Dn+2 e Dn+3) ligadas à evolução tectônica do Proterozóico, e que desenvolveram foliações com orientação predominantemente NE.

Ainda no Proterozóico inferior ocorrem ortognaisses de composição granítica e migmatitos subordinados. Os ortognaisses são intrusivos tanto na sequência do embasamento, quanto nos metassedimentos da Formação Jucurutu. São comuns xenólitos de ortognaisses do embasamento e dos biotita-gnaisses Jucurutu nesses metagranitóides. Apenas as duas últimas deformações (Dn+2 e Dn+3) estão registradas nessas litologias. A fase "Dn+2" é a mais intensa,

MESO. - CENOZÓICO		ALUVIÕES E COBERTURAS RESIDUAIS
	BACIA DE GANGORRA	ARENITOS ARCOSEANOS, IMATUROS, COM NÍVEIS ARGILOSOS, SUBORDINADOS.
	INTRUSIVAS BÁSICAS	DIQUES DE DIABÁSIO
PROTEROZÓICO SUPERIOR	GRANITÓIDES "G3"	GRANITÓIDES DE TEXTURA GROSSA E COMPOSIÇÃO QUARTZO-SIENÍTICA E SIENOGRAFÍTICA, NÃO DEFORMADOS Dn + 3 Cisalhamento
		GRANITÓIDES DOMINANTEMENTE PORFIRÍTICOS DE COMPOSIÇÃO MONZOGRANÍTICA E GRANODIORÍTICA COM FÁCIES QUARTZO-SIENÍTICA; ROCIAS DIORÍTICAS OCORREM ESSENCIALMENTE COMO ENCRAVES NOS GRANITOS, E LEUCO MICROGRANITOS CORTAM OS TIPOS PORFIRÍTICOS COMO DIQUES DE COMPOSIÇÕES VARIADAS.
PROTEROZÓICO INFERIOR	GRANITÓIDES "G2"	Dn + 2 AUGEN GNAISSES GRANÍTICOS A GRANODIORÍTICOS, E MIGMATITOS SUBORDINADOS. APRESENTAM XENÓLITOS DA UNIDADE ANTERIOR.
	FORMAÇÃO JUCURUTU	Dn + 1 BIOTITA-GNAISSES COM INTERCALAÇÕES DE MÁRMORES IMPUROS, CÁLCIOSILICÁTICAS, ANFIBOLITOS E QUARTZITOS.
EOPROTEROZÓICO	GRUPO CAICO	Dn / Dn - 1 MIGMATITOS COM ESTRUTURAS NEBULÍTICA E BANDADA
	GRUPO SÃO VICENTE	Dn - 2 ORTOGNAISSES DE COMPOSIÇÃO GRANODIORÍTICA A TONALÍTICA, LOCALMENTE BANDADOS, E COM INTERCALAÇÕES DE ANFIBOLITOS.

FIGURA 2.2 - QUADRO LITOESTRATIGRÁFICO PARA PARTE DA REGIÃO DE CARAÚBAS-UMARIZAL (RN). MODIFICADO DE ARAUJO (1985), CURIOSO (1987) E MORAIS NETO (1987).

encontrando-se bem marcada nesses metagranitóides e também nos metassedimentos da Formação Jucurutu. As foliações associadas as duas últimas deformações são ainda de "trend" NE-SW. Esses ortognaisses são correlacionados aos granitóides tipo "G₂" de JARDIM DE SÁ et al. (1981b), face o seu posicionamento estratigráfico/estrutural na área, e como tal lhe é atribuída idade do Proterozóico Inferior (em torno de 2,0 Ga).

Granitóides diversos, interpretados como formados no Proterozóico Superior, foram correlacionados, face à sua posição estratigráfica e feições estruturais aos granitóides "G₃" de JARDIM de SÁ et al. (1981b). Tem-se desde litologias de natureza máfica (dominantemente dioríticas) até granitos verdadeiros. Predominam granitos porfíricos sobre tipos finos e finomédios, todos geralmente de composição monzo e sienogranítica. O caráter intrusivo dos mesmos fica demonstrado pela presença frequente de xenólitos, dominando aqueles de litologias da Formação Jucurutu e de ortognaisses da unidade anterior. Esses granitóides foram afetados por apenas uma deformação de caráter regional, a fase "Dn+3", responsável por uma foliação de "trend" também NE-SW com mergulhos para NW ou SE. Por outro lado, são em muitos casos seccionados pelas zonas de cisalhamento que cortam a área, as quais imprimem uma foliação "Sn" via de regra paralela à foliação "Sn+3".

Na porção superior da coluna estratigráfica ocorrem sedimentos arenosos relacionados a uma pequena bacia sedimentar denominada de "Bacia de Gangorra" (CORSINO & TIRIBA, 1985), a qual é tida como correlata aos depósitos cretáceos da Bacia Potiguar. Tem-se também aqui diques de diabásio que cortam discordantemente os granitóides brasileiros. Finalmente, na porção mais superior da coluna, ocorrem sedimentos aluvionares recentes e coberturas residuais sobrepostas aos granitos jovens.

Fazendo-se um paralelo com a estratigrafia proposta por JARDIM de SÁ et al. (1981a) para parte do extremo oeste potiguar, verifica-se uma concordância com a coluna definida com base nos trabalhos de ARAÚJO (1985), CURIOSO (1987) e MORAIS NETO (1987).

LINS (1987) realizou, no oeste Potiguar, um levantamento geofísico que abrangeu toda a região de Caraúbas-Umarizal e adjacências. Foram utilizados basicamente os métodos

gravimétricos e magnetométricos, para levantar os principais elementos geotectônicos da região, objetivando a correlação de pequenas bacias sedimentares desenvolvidas ao longo de zonas de cisalhamento, com as bacias do Rio do Peixe (PB) e Potiguar (RN). Não obstante a especificidade do trabalho, algumas observações gerais a respeito da geologia da área podem ser feitas com base nos dados geofísicos obtidos.

De posse dos dados de gravimetria foi elaborado o "Mapa Bouguer" da área (Figura 2.3), a partir do qual algumas considerações importantes foram feitas por LINS (1987):

a) Na parte central do mapa as curvas Bouguer mostram-se alinhadas num "trend" E/NE-W/SW, com um forte gradiente gravitacional. Geologicamente esta feição corresponde à Zona de Cisalhamento Portalegre que corta toda a área no sentido geral NE-SW, mas que na parte central da mesma apresenta ramificação no sentido E-W.

b) Duas anomalias isoladas são observadas no mapa Bouguer, uma na porção centro norte da área (a oeste da cidade de Caraúbas), e outra na parte central (a N da cidade de Umarizal). A primeira tem forma aproximadamente circular, correspondendo a um alto gravimétrico atribuído a um corpo de rocha básica de densidade comparativamente alta. A segunda anomalia representa um baixo gravimétrico e mostra um padrão de forma alongada na direção NE-SW, aproximadamente. Este baixo gravimétrico corresponde geologicamente a área de afloramento da Bacia de Gangorra. O referido autor realizou ainda um perfil gravimétrico transversal a essa bacia e estimou uma espessura de 380m para os seus sedimentos.

c) Na porção extremo NE da área as curvas Bouguer apresentam-se alinhadas segundo NW-SE. Segundo o referido autor, esses alinhamentos estão associados a falhas normais presentes na borda da Bacia Potiguar.

d) A forma de contorno das curvas Bouguer na parte SE da área indica, de acordo com a interpretação de LINS (1987), a presença de um corpo granitóide que tem possivelmente uma forma diapírica. Cabe ressaltar que essa é a área de ocorrência do granitóide Tourão e do Complexo Serra do Lima.

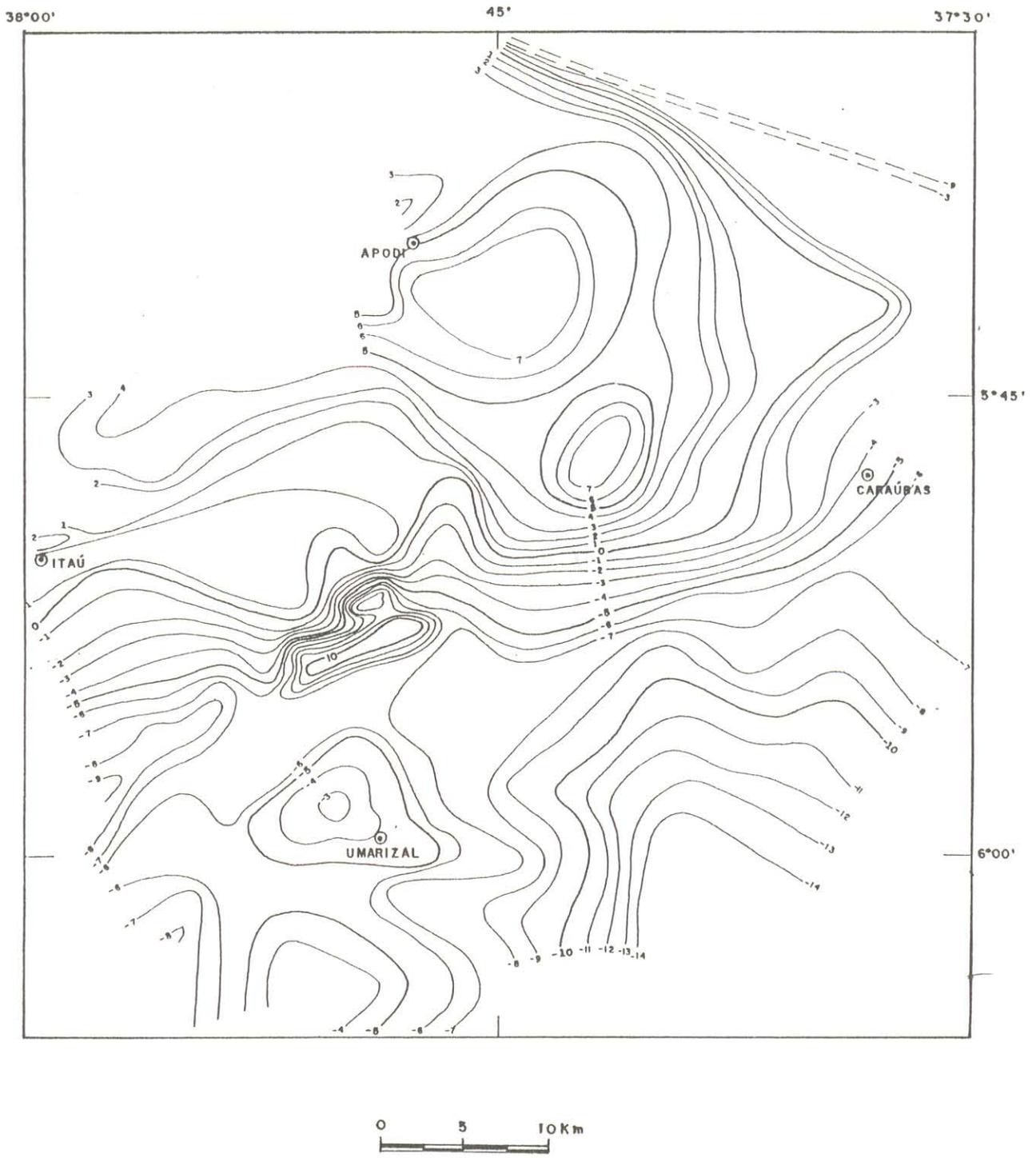


FIGURA 2.3 : MAPA BOUGUER DA REGIÃO DE CARAÚBAS - UMARIZAL - APODI (RN), SEGUNDO LINS, 1987.

Por outro lado, o levantamento magnetométrico, devido ao seu caráter regional, não forneceu bons resultados interpretativos, notando-se uma grande dispersão nos dados obtidos. Ele permitiu apenas confirmar a demarcação da Zona de Cisalhamento Portalegre.

HACKSPACHER & OLIVEIRA (1984) e HACKSPACHER & LEGRAND (1989) trabalharam especificamente no âmbito da Zona de Cisalhamento Portalegre - ZCP. Essa megaestrutura corresponde a um grande lineamento de direção NE, apresentando ramificações para E-W, cortando toda a área de Caraúbas-Umarizal. Segundo esses autores ela se estende desde a Bacia do Rio do Peixe (PB) até a cidade de Felipe Guerra (RN), onde desaparece sob os sedimentos da Bacia Potiguar, cobrindo uma extensão de mais de 250 km e com largura de até de mais de 2 km (MORAIS NETO, 1987).

Reativações ocorridas durante o Fanerozóico foram responsáveis pela formação de pequenas bacias sedimentares do tipo "pull-apart", ao longo desse lineamento, dentre as quais pode-se citar a Bacia de Gangorra (CORSINO & TIRIBA, 1985), a norte da cidade de Umarizal.

Esse cisalhamento desenvolveu-se durante o Proterozóico superior, tardi-Brasiliano (HACKSPACHER & LEGRAND, 1989), e afeta desde litologias arqueanas até determinados granitóides brasileiros. Associa-se a este evento a formação de milonitos diversos, desde proto até ultramilonitos, cujo protólito principal é representado por certos granitóides brasileiros. Ainda segundo os autores acima citados, as condições de metamorfismo associadas ao cisalhamento foram de fácies xisto-verde (450-350° C e 5 a 2 kbar de pressão).

2.2 - GRANITÓIDES BRASILIANOS NA PROVÍNCIA BORBOREMA

Os trabalhos pioneiros sobre granitóides brasileiros na Província Borborema (Figura 2.1) foram de caráter generalizado e, via de regra, abrangendo áreas muito extensas (ALMEIDA et al., 1967; BRITO NEVES & PESSOA, 1974; SANTOS & MELO, 1978). No contexto do Rio Grande do Norte, mais precisamente na região do Seridó, deve-se destacar o trabalho de JARDIM DE SÁ et al. (1981b).

As classificações de granitóides propostas nesses trabalhos levavam em consideração, basicamente, os aspectos texturais/petrográficos dos mesmos e sua cronologia relativa no contexto da orogênese brasileira, exceto aquela de JARDIM DE SÁ et al. (1981b) onde a abordagem é mais ampla no sentido temporal. Ressalte-se também que essas classificações não divergiam muito entre si e deixavam claro que o magmatismo sinorogênico era o mais expressivo de todos. A partir da década de 80, SIAL e colaboradores vêm desenvolvendo trabalhos onde se procura caracterizar "suítes e/ou associações graníticas", enfatizando a evolução petrogenética dos granitóides (SIAL 1986 e 1987).

Dentre as várias classificações propostas algumas merecem destaque quer pelo seu pioneirismo, quer pela apresentação de novas idéias. Dentro desse aspecto será feito um breve resumo de alguns desses trabalhos. Na Figura 2.4 mostra-se um quadro comparativo entre as classificações aqui apresentadas.

ALMEIDA et al. (1967) agruparam os granitóides brasileiros em três categorias, a saber: granitóides sin, tardi e pós-orogênicos. Os sinorogênicos englobam as tipologias Conceição e Itaporanga. Os primeiros variam de granodioritos a tonalitos, apresentam, no geral, textura fina a média e ocorrem preferencialmente como "stocks". A tipologia Itaporanga é representada por granitos e granodioritos de textura porfírica, caracterizados pela abundância de megacristais de feldspato potássico. São os de distribuição mais ampla ocorrendo, via de regra, em grandes batólitos.

Os granitóides tardi-orogênicos têm distribuição mais restrita, e são agrupados nas tipologias Itapetim e Catingueira. Ambas ocorrem essencialmente sob a forma de pequenos "stocks", diques ou veios. A tipologia Itapetim é representada predominantemente por granitos e granodioritos leucocráticos e de textura fina. Já o tipo Catingueira engloba rochas peralcalinas, graníticas, quartzo-sieníticas e sieníticas, de textura comumente fina. Estas tipologias cortam aquelas sinorogênicas, demonstrando a relação cronológica entre as mesmas. Quanto aos granitos pós-orogênicos, eles não são representados no domínio central da Província Borborema, tendo sido descrito no NW do Ceará. Trata-se dos granitos de Meruoca e Mocambo (SIAL et al., 1981)

colocados ao longo do lineamento Sobral-Pedro II (SIAL, 1987). O último foi datado por Rb-Sr em 548 ± 24 Ma (SIAL, 1987), enquanto que no caso do granito Meruoca os dados geocronológicos não são conclusivos. Neste último é reportada a presença de uma fácies com faialita, porém não há associação com piroxênios (SIAL et al., 1981).

TAVARES JUNIOR et al. (1991) e GORAYEB et al. (1991) dataram, pelo método Rb-Sr, outros granitos jovens do NW do Ceará (relacionados a mesma granitogênese brasileira tipo Meruoca-Mocambo) e encontraram idades de 428 ± 8 Ma (Granito Serra da Barriga) e 537 ± 21 Ma (Granito do Pajé). Vale ressaltar também a presença de um magmatismo granítico anorogênico dentro da Província Borborema, o granito do Cabo, em Pernambuco (BORBA & SIAL, 1979, LONG et al., 1986). Este é de natureza peralcalina a peraluminosa, e foi datado por Rb-Sr em $104,8 \pm 1,8$ Ma (SIAL, 1987).

A classificação de SANTOS & MELO (1978) também agrupa os granitóides brasileiros em sin, tardi e pós-orogênicos. Esses autores assinalam ainda que o plutonismo granítico está intimamente associado com a tectônica regional, e que o mesmo se desenvolveu ao longo ou adjacente aos extensos falhamentos que constituem o arcabouço desta tectônica. São, assim, identificadas quatro províncias graníticas no Nordeste: Setentrional, Médio Ceará, Central e Meridional, todas no âmbito da Província Borborema.

O plutonismo sinorogênico relacionado essencialmente as províncias Central e Meridional (Figura 2.1), é muito diversificado em litotipos. É representado por uma fácies inferior onde se associam rochas graníticas, dioríticas e gabróicas, e por uma fácies superior intrusiva na anterior. A fácies inferior, denominada "zona de raiz", é chamada de "associação diorito -granito porfíróide" e a fácies superior de "tonalito-granito". Estas associações podem ser encontradas dentro de um mesmo maciço, ou no âmbito de um complexo cristalino constituído por vários corpos isolados.

O plutonismo tardi-orogênico é, segundo tais autores, menos representativo, principalmente na província Central e duas principais associações são distinguidas: Moderna e

Catingueira. Na primeira predominam monzonitos e adamelitos, e na segunda álcali-granitos e sienitos. O plutonismo pós-orogênico não foi considerado.

A classificação de JARDIM DE SÁ et al. (1981b) foi definida na região do Seridó (RN/PB), porém correlações com outras áreas do Nordeste têm sido feitas. Ela envolve granitóides brasileiros e pré-brasileiros e baseia-se em critérios clássicos de inclusão/intrusão e critérios estruturais. Os corpos são classificados usando-se índices numéricos para representar a fase de deformação mais antiga neles distinguida, e índices alfabéticos para designar a sequência relativa de posicionamento numa mesma fase. Dessa forma são identificadas quatro gerações principais de granitóides, desde G_1 até G_4 . Os tipos G_1 e G_2 , pré-Brasileiro, não serão aqui discutidos.

A associação G_3 é comprovadamente de idade brasileira (GALINDO, 1982; McMURRY, 1982, JARDIM DE SÁ et al., 1987), sendo subdividida nos tipos G_{3a} , G_{3b} e G_{3c} . Os tipos G_{3a} correspondem a granitos porfíricos ("stricto sensu"), com megacristais de feldspato potássico apresentando textura do tipo rapakivi localizada, cumulados de K-feldspato e, mais raramente, acamamento ígneo. São os corpos de mais ampla distribuição na região, apresentando-se usualmente como grandes batólitos.

A tipologia G_{3b} é representada por rochas equigranulares variando composicionalmente de granito a granodiorito, ocorrendo usualmente em bolsões e pequenos "stocks". Os granitóides G_{3c} são granodioritos a granitos, de textura por vezes fracamente porfírica, podendo apresentar enclaves das duas associações anteriores.

São mencionados ainda uma associação G_4 , pouco expressiva, que ocorre essencialmente como diques micrograníticos, e uma associação G_X , a qual tinha, na época da elaboração do referido trabalho, um posicionamento duvidoso, podendo ser pré a sin aos G_3 . Sabe-se hoje (JARDIM DE SÁ et al., 1986b, 1987; LETERRIER et al., 1990), que a associação G_X faz parte da suíte G_3 , representando no geral os granitóides mais antigos da associação (idades Rb/Sr em rocha total na faixa de 760-560 Ma), sendo constituídos essencialmente por uma suíte diorítica.

SIAL (1986 e 1987) faz uma revisão sobre granitóides brasileiros do Nordeste. Retomando propostas anteriores dele e colaboradores classifica os granitóides em a pós-orogênicos, da faixa de dobramentos Cachoeirinha-Salgueiro (que está inclusa no domínio central da Província Borborema), em quatro grupos distintos com base em critérios petrográficos e geoquímicos: a) cálcio-alcálicos, b) cálcio-alcálicos potássicos, c) peralcalinos e d) com afinidades trondhjemíticas.

Os granitos "cálcio-alcálicos" (tipo Conceição de ALMEIDA et al., 1967), constituem pequenos maciços de forma subcircular a alongada, localmente deformados, intrusivos em metassedimentos do Grupo Cachoeirinha. São granodioritos e tonalitos de textura variada, com biotita e anfibólio, epidoto primário e ilmenita como principal opaco. São predominantemente peraluminosos e apresentam afinidades geoquímicas com granitos do tipo-S (SIAL, 1986, 1987, 1990), porém uma possível fonte do tipo-I não é de todo descartada. São enriquecidos em terras-raras leves e possuem discreta anomalia negativa de Eu. Estas características, juntamente com o forte empobrecimento dos terra-raras pesados, sugerem fracionamento de anfibólio e plagioclásio. Estudos de isótopos de oxigênio atestam que estes granitóides, comparativamente aos demais da região, cristalizaram sob condições de fugacidade de oxigênio relativamente baixa.

Os granitóides "cálcio-alcálicos potássicos" (tipo Itaporanga de ALMEIDA et al., 1967) constituem, via de regra, grandes batólitos. São granitos a granodioritos usualmente porfiríticos; biotita sempre excede anfibólio; apresentam também epidoto primário e a magnetita é o seu principal opaco. Pequenos corpos de K-dioritos associam-se geralmente a esses plutons, os quais também podem apresentar-se como encraves ou diques nos granitos. Por outro lado, encraves de tonalitos tipo Conceição são por vezes encontrados nos granitos porfiríticos. Esses granitóides podem ser meta ou peraluminosos; apresentam dois "trends" no diagrama "A-F-M", um alcalino e outro transicional cálcio-alcálico/toleítico. Apresentam no geral afinidades geoquímicas com granitos do tipo-I, e cristalizaram sob condições de alta fugacidade de oxigênio. O padrão de terras-raras mostra forte inclinação negativa e não apresenta anomalia de Eu.

Os granitóides "peralcalinos" podem formar grandes batólitos, como o de Triunfo em Pernambuco, por exemplo, ou constituir diques de dimensões variadas. Via de regra são intrusivos em metassedimentos. Composicionalmente são sienitos e quartzo-sienitos, com piroxênio e biotita como máficos principais, e magnetita. No corpo de Triunfo é comum a presença de encraves de piroxenitos. Podem apresentar dois padrões distintos de terras-raras, um com discreta anomalia positiva de Eu (peralcalinas supersaturadas, tipo Catingueira) e outro com anomalia negativa (tipo Triunfo, peralcalinas saturadas). Da mesma forma, estes dois ramos de peralcalinas apresentam comportamentos diferentes em relação a isótopos de oxigênio. Segundo SIAL (1986 e 1987), isto deve estar ligado a uma maior contaminação crustal no caso do tipo "Catingueira". No geral uma origem a partir de magmas mantélicos é postulada para esse granitóides.

Os granitóides de "afinidades trondhjemíticas" (tipo Serrita) constituem em geral "stocks" e/ou diques, que intrudem metassedimentos dos Grupos Salgueiro e Cachoeirinha. Composicionalmente variam de granodioritos a tonalitos, com afinidades trondhjemíticas. Biotita e anfibólio são os principais minerais máficos, e a magnetita o seu opaco. São predominantemente peraluminosos, e suas afinidades trondhjemíticas sugerem que se originaram por fusão parcial de anfibolitos, ou outra fonte qualquer meta-ígnea, onde o anfibólio foi uma fase residual importante. O padrão de terras-raras mostra enriquecimento nos terra-raras leves e extremo empobrecimento nos pesados, apresentando ainda uma discreta anomalia positiva do Eu. Este padrão é similar ao observado em trondhjemitos por ARTH & BARKER (1976). Geobarometria preliminar em anfibólio indica que esses plutons de afinidades trondhjemíticas foram colocados em níveis crustais mais rasos do que os tipos anteriores.

Finalmente, merece ser destacada a ocorrência de granitóides de afinidades shoshoníticas, até então não descritos na Província Borborema e, conseqüentemente, não enquadrados nas classificações aqui apresentadas. A grande maioria desses granitóides têm sido descritos em Pernambuco, associados aos cinturões Cachoeirinha-Salgueiro e Pajeú-Paraíba.

	ALMEIDA et al. (1967)	SANTOS & MELLO (1978)	JARDIM DE SÁ et al. (1981)	SIAL (1986-1987)
TARDIOGENICOS	<p>Tipo Catingueira: granitos peralcalinos, quartzo-sienitos e sienitos que podem ocorrer como diques, batólitos ou stocks.</p> <p>Tipo Itapetim: granitos e granodioritos de textura fina, usualmente ocorrendo como diques.</p> <p>Obs: em parte é similar aos cálcio-alcálicos potássicos de Sial (1986-1987)</p>	<p>Associação alcali-granito-sienito (tipo Catingueira): alcali-granitos com aegirina, sienitos e quartzo-sienitos.</p> <p>Associação monzonito-adamelito (tipo moderna): no geral são rochas pobre em sílica e álcalis.</p>	<p>Granitóides G₄: granodioritos finos essencialmente com diques</p>	<p>Granitóides peralcalinos supersaturados (tipo Catingueira) e saturados (tipo Triunfo). Podem ocorrer como diques, stocks e grandes batólitos.</p> <p>Alguns granitóides da associação cálcio-alcálica de afinidade trondhjemítica (?).</p>
SINROGENICOS	<p>Tipo Itaporanga: predominantemente granitos porfíricos constituindo grandes batólitos.</p> <p>Tipo Conceição: granodioritos e tonalitos de textura fina a média, formando usualmente stocks.</p>	<p>Associação tonalito-granito: granodioritos e tonalitos equigranulares, finos a médios.</p> <p>Associação diorito-granito porfírico: granitos porfíricos e rochas dioríticas.</p>	<p>Granitóides G₃ e G_x: granitos porfíricos em grandes batólitos e rochas dioríticas subordinadas.</p> <p>Granitóides G_{3b} e alguns G_{3c}: granitos e granodioritos usualmente equigranulares, ocorrendo em stocks.</p>	<p>Granitóides cálcio-alcálicos potássicos: predominantemente granitos porfíricos, meta a peraluminosos e no geral de afinidade com granitos do tipo I</p> <p>Granitóides cálcio-alcálicos tipo Conceição: granodioritos e tonalitos, per a metaluminosos, comumente com epidoto primário. No geral constituem stocks.</p>

Figura 2.4 - Quadro comparativo entre algumas classificações de granitóides brasileiros da Província Borborema.

SILVA FILHO et al. (1987) e SIAL & FERREIRA (1988 e 1990) reportam as primeiras ocorrências desses granitóides da Província Borborema (Complexo Terra Nova, batólitos de Solidão e Teixeira, respectivamente). Mais recentemente, GUIMARÃES (1989) e GUIMARÃES & SILVA FILHO, (1990) estudando o Complexo Bom Jardim-PE concluíram pela sua afinidade shoshonítica, considerando-o como um magmatismo tardio a posterior à colisão continental brasileira.

2.3 - BREVE RESENHA GEOCRONOLÓGICA

Dados geocronológicos sobre o oeste do Rio Grande do Norte são praticamente inexistentes. Tentativas de datação pelo método Rb-Sr em rocha total foram realizadas por JARDIM DE SÁ et al. (1986a), em metaplutônicas intrusivas, concordantemente, numa sequência supracrustal de paragneisses e micaxistos. As metaplutônicas máficas e as metavulcânicas analisadas não forneceram resultados conclusivos, porém leucogranitos apresentaram uma idade de 617 ± 39 Ma, interpretada como idade de formação desse granito durante o Ciclo Brasileiro ou, alternativamente, como uma rehomogeneização do sistema Rb-Sr ocorrida durante esse evento. Resumindo, os dados disponíveis são limitados e inconclusivos.

Diante do exposto acima, será apresentada uma breve resenha dos dados geocronológicos da região do Seridó, haja vista que correlações têm sido feitas entre as unidades litoestratigráficas dessa região e àquelas identificadas no oeste potiguar.

Os dados disponíveis até a década de 70 limitavam-se a algumas datações pelos métodos Rb-Sr em rocha total e K-Ar (mineral). Entretanto, a partir da década de 80, notadamente nos últimos 5 anos, surgiu um grande volume de novos dados, e ainda que a metodologia Rb-Sr seja a mais utilizada, alguns dados pelos métodos U-Pb e Sm-Nd encontram-se disponíveis.

BRITO NEVES et al. (1975) e PESSOA (1976) haviam estabelecido idades da ordem de 2,7 Ga para ortogneisses do Complexo Caicó, por meio de datações Rb/Sr em rocha total. Esta

idade, até há pouco tempo aceita por vários autores como a real caracterização do Arqueano na região do Seridó, foi recentemente abandonada.

Dados preliminares de Nd (MACEDO et al., 1990) apontam para uma "idade crustal" de 2,8 - 2,7 Ga para a "Região do Seridó", o que foi interpretado pelos autores como possível idade dos protólitos do Complexo Caicó. Por outro lado, dados mais recentes, datações Rb-Sr em rocha total e U-Pb em zircão (SOUZA, 1991; SOUZA & MARTIN, 1991; DANTAS et al., 1991; LEGRAND et al., 1991 e MACEDO et al., 1991), indicam claramente uma idade proterozóica inferior para esses ortognaisses (2,2 Ga). Diante do exposto, a caracterização de idades arqueanas na região do Seridó a princípio não se confirma.

O Ciclo Transamazônico foi bem caracterizado por MACEDO et al. (1984) em ortognaisses intrusivos (granitóides "G₂" de JARDIM DE SÁ et al., 1981b) em biotita-gnaisses da Formação Jucurutu, na região de Açu-RN. As idades isocrônicas então determinadas (Rb/Sr em rocha total) se situam na faixa de 2,1 - 2,0 Ga, e foram interpretadas como idade de intrusão e/ou metamorfismo. Com base nesses dados, os autores sugerem ainda uma idade Proterozóica inferior para os metassedimentos do Grupo Seridó. Datações U/Pb em zircão indicaram também idades de 1,9 Ga para esses ortognaisses "G₂" (LEGRAND et al., 1991). Apesar da quantidade limitada de dados até agora disponíveis, trabalhos mais recentes adotam como confiáveis as idades em torno de 2,0-1,9 Ga para esses granitóides (JARDIM DE SÁ & LETERRIER, 1990; MARTIN et al., 1990b). Por outro lado, os efeitos do Ciclo Transamazônico são também bem marcados em ortognaisses do Complexo Caicó como já mencionado.

O Brasileiro é de todos os eventos o mais bem caracterizado na região do Seridó. Já se dispunha de alguns dados desde a segunda metade da década de 60 (GALINDO, 1981), porém foi na década de 80 que foi conseguida a grande maioria dos dados agora disponíveis. Esses dados são principalmente datações pelo método Rb/Sr em rocha total, e algumas idades K/Ar em mineral, conseguidas em granitóides pouco a não deformados e pegmatitos tardios.

Os granitóides brasileiros são representados por dois grupos bem distintos. Um primeiro grupo é representado por uma "suíte G_x", onde dominam quartzo-monzodioritos e quartzo-

dioritos sobre tipos mais máficos (gabróicos) e mais félsicos (monzonitos e tonalitos), que apresentam idades isocrônicas Rb/Sr na faixa de 760-570 Ma (JARDIM DE SÁ et al., 1987; LETERRIER et al., 1990). O segundo grupo, de mais ampla distribuição na região, é representado por uma "suíte granítica" (granitos porfiríticos tipo Itaporanga, predominantemente) que apresenta idades na faixa de 660-550 Ma (GALINDO, 1982; JARDIM DE SÁ et al., 1987; McMURRY et al., 1987; HACKSPACHER et al., 1987; LETERRIER et al., 1990).

De outra forma, datações pelo método K/Ar em mineral separado têm apresentado, sistematicamente, idades brasileiras na faixa de 600- 500 Ma. Esses dados provêm de pegmatitos não deformados, ortognaisses do Complexo Caicó e mesmo de metassedimentos do Grupo Seridó, e atestam a ampla atuação do Ciclo Brasileiro na região. GALINDO (1981) apresenta um resumo dos dados K-Ar até então disponíveis.

3 - GEOLOGIA LOCAL

Foi realizado um mapeamento geológico na escala 1:100.000 a partir do qual elaborou-se uma coluna litoestratigráfica para a área. Esta engloba desde litologias do Proterozóico Inferior até terciárias. As litologias mais expressivas são os granitóides brasileiros, tendo sido distinguidos cinco corpos (Umarizal, Quixaba, Tourão, Prado e Caraúbas) e um complexo granítico denominado de Serra do Lima (ANEXO A e Figura 3.1).

Os contatos entre os vários granitóides nem sempre são bem definidos, pois comumente encontram-se em áreas arrasadas ou condicionados a zonas de cisalhamento. As encaixantes mostram contatos bem definidos com os granitóides, porém os contatos mútuos entre as várias encaixantes estão via de regra inferidos.

3.1 - LITOESTRATIGRAFIA

Os dados de campo somados aos geocronológicos e aos bibliográficos permitiram a elaboração do quadro litoestratigráfico da área. Com base neste quadro serão descritas, a seguir, as unidades litoestratigráficas da mais antiga para a mais nova.

3.1.1. - Embasamento

O embasamento pelas suas características litoestruturais é correlacionado ao Complexo Caicó da região do Seridó. MORAIS NETO (1987), trabalhando numa área a W de Caraúbas e N de Umarizal, dividiu-o em duas unidades: Complexos São Vicente e Caicó. Tal subdivisão é feita com base na proposta de HACKSPACHER & SÁ (1984), para a redefinição do "embasamento Caicó do Grupo Seridó". MORAIS NETO (1987) verificou na área em questão semelhanças litoestratigráficas e estruturais com as litologias estudadas pelos referidos autores na região do Seridó. Dado o caráter do presente trabalho, onde objetiva-se sobretudo o estudo dos granitóides

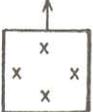
CENOZOÍCO	GRUPO BARREIRAS		FORMAÇÃO SERRA DO MARTINS: arenitos grosseiros a médios com intercalações de siltitos argilosos, recobertos por uma crosta ferruginosa.	
	BACIAS CRETÁCEAS		BACIA POTIGUAR: arenitos variados, rochas argilosas e carbonáticas.	
MESOZOÍCO	GRANITÓIDES DA REGIÃO DE CARAÚBAS - UMARIZAL			
				<p> GRANITÓIDE UMARIZAL: Quartzó-sienito com biotita, anfibólio, clinopiroxênio ± fialita e/ou ortopiroxênio. Biotita-anfibólio sieno e monzogranito.</p> <p> GRANITÓIDE TOURÃO: biotita-anfibólio sieno e monzogranitos, com epidoto, biotita-monzogranito com epidoto.</p> <p> GRANITÓIDE QUIXABA: Biotita-anfibólio quartzó-monzonito porfirítico, monzodioritos com clino e ortopiroxênio.</p> <p> GRANITÓIDE CARAÚBAS: biotita-anfibólio monzo e sienogranito porfiríticos com epidoto, biotita-leuco-microgranitos.</p>
PROTEROZOÍCO INFERIOR	GRANITÓIDE G2		Ortognaisses de textura grossa a muito grossa, de composição granítica a granodiorítica. Incluem xenólitos de paragnaisses e de ortognaisses do embasamento.	
	FORMAÇÃO JUCURUTU		Biotita-paragnaisses finos de cor cinza, mármores impuros e rochas cálcio-silicáticas subordinadas.	
	GRUPO CAICÓ		Ortognaisses bandados, finos a médios, migmatitos diversos, amphibolitos.	

FIGURA 3.1: Quadro Litoestratigráfico da Região de Caraúbas-Umarizal (RN).

jovens da região, preferiu-se adotar um conceito mais abrangente de "embasamento" e considerar toda esta sequência como Complexo Caicó, conforme proposto por JARDIM DE SÁ & SALIM (1980) na sua estratigrafia do Seridó.

Este embasamento aflora principalmente nas porções E, NE e W, NW da área (ANEXO A), onde representa a principal encaixante dos granitóides brasileiros. Seus contatos com estes granitóides quase nunca são observados diretamente em campo, pois estão controlados por faixas de cisalhamento que geraram rochas miloníticas ou recobertos por mantos de alteração ou solos. No mapa os contatos foram traçados a partir de imagem de satélite e fotografias aéreas, com apoio no controle de campo.

Os contatos entre o Complexo Caicó e as litologias da Formação Jucurutu, a unidade subsequente na coluna litoestratigráfica, foram traçados da mesma forma, utilizando-se adicionalmente, neste caso, informações de mapas prévios da região (Projeto Scheelita do Seridó - DNPM/CPRM, 1981, por exemplo).

Litologicamente o embasamento inclui ortognaisses bandados de textura fina a média, migmatitos com estrutura nebulítica e bandada, e lentes e/ou diques anfibolíticos associados. As estruturas deformacionais dominantes nessas rochas encontram-se com orientação NE (vide discussão em "Geologia Estrutural").

Não se dispõe de estudos petrográficos microscópicos detalhados das litologias desta sequência, entretanto um breve resumo de tais características pode ser feito com base em MORAIS NETO (1987).

Os ortognaisses bandados mostram composição predominantemente granodiorítica, com variações locais para tonalítica, com plagioclásio + quartzo + microclina perfazendo um total de 65-70% da mineralogia, e tendo biotita e hornblenda como máficos principais.

Os migmatitos têm paleossoma granodiorítico/tonalítico e neossoma de caráter granítico. Por sua vez, os anfibolitos são constituídos principalmente por tremolita-actinolita (em torno de 70%) e plagioclásio (em torno de 20%).

3.1.2 - Formação Jucurutu

Tem ampla distribuição na região mapeada. É constituída por uma associação de biotita-paragnaisses, mármore e cálcio-silicáticas subordinadas. Ela é a encaixante de boa parte dos granitóides brasileiros, sendo muito frequente como xenólitos ou megaxenólitos nos mesmos. Os granitos truncam a foliação principal (a mais antiga) dos biotita-gnaisses. Os biotita-gnaisses são no geral rochas de granulação fina a média, textura granolepidoblástica e coloração cinza-escuro. Localmente podem estar milonitizados e, por vezes, mostram-se migmatizados (por exemplo a E da área, no contato com o Granitóide Tourão). Mineralogicamente são constituídos por quartzo, plagioclásio e biotita (componentes principais, em torno de 80%).

A norte de Umarizal são encontrados mármore como megaxenólitos no Granitóide Quixaba, e como lentes contínuas de "trend" NE-SW. A W de Umarizal eles acompanham a Zona de Cisalhamento Portalegre. São rochas de granulação fina a média, bandadas, de coloração cinza-clara a esbranquiçada. Segundo MORAIS NETO (1987) são constituídas predominantemente por calcita (mais de 70%), tendo actinolita-tremolita, diopsídio e epidoto como principais minerais acessórios.

As rochas cálcio-silicáticas ocorrem predominantemente como finas intercalações nos biotita-gnaisses ou como xenólitos nos granitóides. ARAÚJO (1985) relata lentes de cálcio-silicáticas mineralizadas em scheelita a S de Umarizal. Segundo a autora, são lentes finas que foram exploradas pelo processo de garimpagem. Subordinadamente são encontrados pequenos corpos lenticulares de anfibolitos, encaixados concordantemente nos biotita-gnaisses. São rochas de cor escura, de granulação fina-média, mostrando o mesmo "fabric" dos gnaisses.

3.1.3 - Granitóides "G₂"

Esta unidade é assim denominada em analogia aos granitóide G₂ da classificação de JARDIM DE SÁ et al. (1981b). São corpos de dimensões variadas, sendo que o maior deles, com

dimensões batolíticas, situa-se na região de Martins no extremo SW da área (vide mapa geológico anexo-A). Sua distinção dos ortognaisses do embasamento é, por vezes, duvidosa. Entretanto a presença de xenólitos de biotita-gnaisses da Formação Jucurutu, como ocorre na subida da Serra de Martins (tanto a S quanto a N) é um critério seguro para a sua identificação. Fortalecendo essa distinção, MORAIS NETO (1987) relata nos granitóides G₂, apenas duas fases de deformação, bem como a ocorrência nos mesmos de xenólitos de gnaisses do embasamento, além daqueles da Formação Jucurutu.

É relativamente comum encontrar-se rochas graníticas finas cortando discordantemente esses augen-gnaisses, tanto no corpo maior da região de Martins, quanto em corpos menores na região de Barro (N de Umarizal) e Firmeza-Varginha (W de Caraúbas). Embora não se possa demonstrá-lo, admite-se que tais rochas graníticas sejam associadas aos granitóides brasileiros.

As rochas desta sequência possuem predominantemente textura porfirítica grossa, via de regra com megacristais de K-feldspato de dimensões de até 5-6 cm, deformados. A sua composição é, no geral, granítica (monzogranítica segundo MORAIS NETO, 1987), sendo biotita o máfico principal, e titanita e opacos os acessórios mais frequentes. Apresentam, localmente, faixas decimétricas e métricas, descontínuas, de milonitos.

3.1.4 - Granitóides Brasileiros

Estes granitóides são intrusivos nas unidades descritas anteriormente. Dados geocronológicos disponíveis (Capítulo 7) permitem posicionar esses granitóides no Proterozóico Superior e relacioná-los ao Ciclo Brasileiro. Essas rochas formam cinco grandes corpos (Caraúbas, Prado, Quixaba, Tourão e Umarizal), e uma associação complexa de litologias graníticas denominada de Complexo Granítico Serra do Lima.

As relações de campo mostram que o Granitóide Umarizal é, cronologicamente, o mais novo de todos. Ele é intrusivo no Granitóide Tourão que, por sua vez, secciona o Caraúbas. Não há relações claras de campo que permitam definir o posicionamento dos granitóides Quixaba e

Prado, nem do Complexo Granítico Serra do Lima, entre si e com respeito aos demais. Para o Granitóide Quixaba admite-se, com base no seu padrão deformacional, um posicionamento entre os granitóides Caraúbas e Tourão. Por outro lado, o Granitóide Prado apresenta similaridades petrográficas, estruturais e geoquímicas com o Granitóide Caraúbas (Caps. 4 e 5), e dessa forma considerou-se os mesmos como contemporâneos (os dados geocronológicos corroboram esta hipótese - Cap. 7). Quanto ao Complexo Serra do Lima, o mesmo foi interpretado como correlato cronologicamente ao Granitóide Tourão, porque os granitos porfíricos dominantes no primeiro, se assemelham àqueles encontrados no referido granitóide, não tendo sido observadas relações intrusivas entre ambos; além disso, os dados geocronológicos (Cap. 7) fortalecem esta hipótese.

Granitóide Caraúbas: aflora no quadrante NE da área ocupando uma superfície de aproximadamente 250 km². Um pequeno corpo de leucogranito a S da cidade de Caraúbas (ANEXO A), foi considerado associado a este granitóide, com base nos seus aspectos petrográficos e estruturais similares. É intrusivo nos ortognaisses do embasamento, sua principal encaixante, e nos biotita-gnaisses da Formação Jucurutu.

Seus contatos com o granitóide Quixaba não foram vistos em campo, tendo sido inferidos por padrão fotogeológico com auxílio do controle de afloramentos. Por outro lado, nas proximidades do contato entre o Granitóide Caraúbas e o Granitóide Tourão (fácies Timbaúba), nas margens da estrada ligando Caraúbas a Olho D'Água do Borges, há diques de leucogranito, ao que tudo indica associados ao Granitóide Tourão, cortando o Granitóide Caraúbas. Em outros pontos da área de ocorrência deste último, também são encontrados diques aplíticos e pegmatíticos cortando-o.

Em campo são identificados essencialmente dois litotipos graníticos. Aquele que predomina possui textura porfírica grossa a muito grossa, sendo o outro representado por microgranitos leucocráticos. Os últimos são dominantes na região de Olho D'Água do Milho, a W da cidade de Caraúbas e no pequeno corpo situado a S da referida cidade (ANEXO A e Figura 3.2).

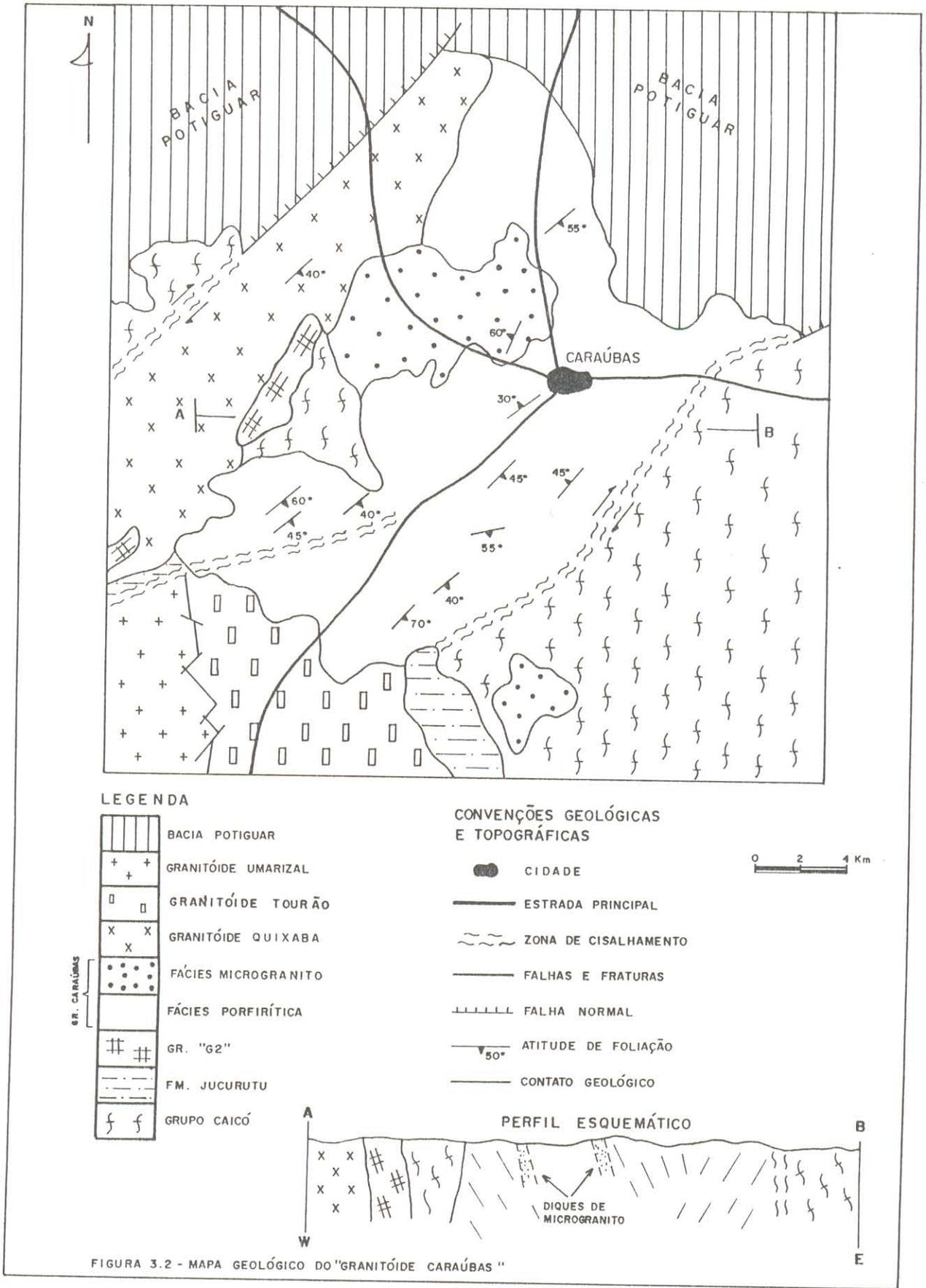


FIGURA 3.2 - MAPA GEOLÓGICO DO "GRANITÓIDE CARAÚBAS"

O granito porfirítico abrange em torno de 80% do corpo maior (Figura 3.2). Apresenta fenocristais de K-feldspato de até 6 cm. Localmente as dimensões e a quantidade desses fenocristais variam, e é comum eles apresentarem inclusões de minerais máficos (essencialmente biotita e anfibólio).

Observa-se com frequência no corpo uma foliação de direção NE com mergulhos da ordem de 45-60° predominantemente para SE, que é atribuída à tectônica regional do Ciclo Brasileiro. Este "fabric", penetrativo também nos gnaisses encaixantes, é caracterizado principalmente pela orientação de fenocristais de K-feldspato (Figura 3.3) e das fases máficas. Apesar dessa deformação, os fenocristais de feldspato potássico guardam ainda suas texturas primárias, como formas euédricas e zoneamento. São também encontradas, com relativa frequência, texturas do tipo "tuillage" (Figura 3.4) e de fluxo magmático, tidas como tipicamente desenvolvidas no estágio magmático do granitóide (BARD, 1980; MARRE, 1982; BLUMENFELD, 1983; JARDIM DE SÁ, 1984b; CASTRO, 1987; VERNON et al., 1988; PATERSON et al., 1989). Localmente, ocorre uma foliação milonítica cuja orientação é predominantemente paralela à foliação regional (Figura 3.5). A foliação milonítica associa-se a zonas de cisalhamento que cortam ou limitam o corpo granitóide. Nestas zonas, como por exemplo em toda a borda sul do corpo, encontram-se protomilonitos e milonitos (SPRY, 1969; SIBSON, 1977) derivados do granito, com fenocristais de K-feldspato estirados, quebrados, e rotacionados, por vezes com sombras de pressão. Nestes locais as foliações "regional" e "milonítica" encontram-se paralelizadas. A alternância de faixas pouco deformadas com outras muito deformadas a nível de afloramento ou em escala microscópica, mostra claramente que a deformação por cisalhamento foi heterogênea.

Os leucomicrogranitos são rochas de coloração cinza clara, textura equigranular fina a fina/média, e seus afloramentos são usualmente sob a forma de matacões isolados ou diques cortando os granitos porfiríticos (Figura 3.6). Também é observada nestes a foliação regional de "trend" NE e, da mesma forma, ocorre localmente superposição de uma foliação milonítica.



Figura 3.3 - Megacristais de K-feldspato orientados segundo a foliação principal (Sp) de direção NE (Granitóide Caraúbas, Af. 281 próximo a localidade Baluarte).

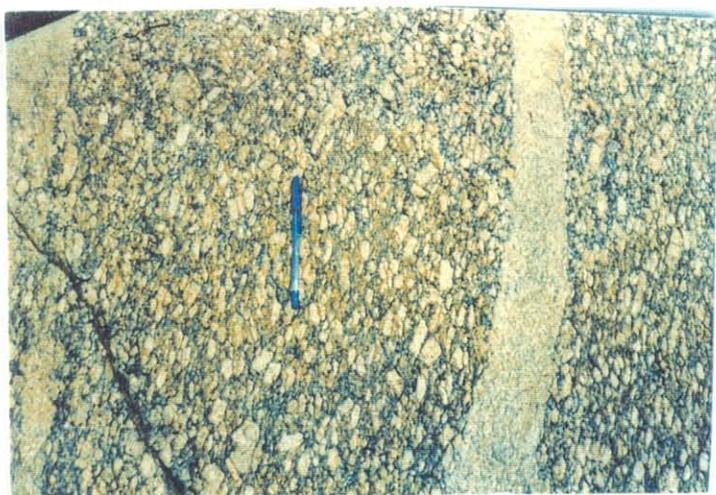


Figura 3.4 - Textura tipo "tuillage" (lado esquerdo da tampa da caneta). Granitóide Caraúbas, Af. 339, na estrada Caraúbas-Augusto Severo.

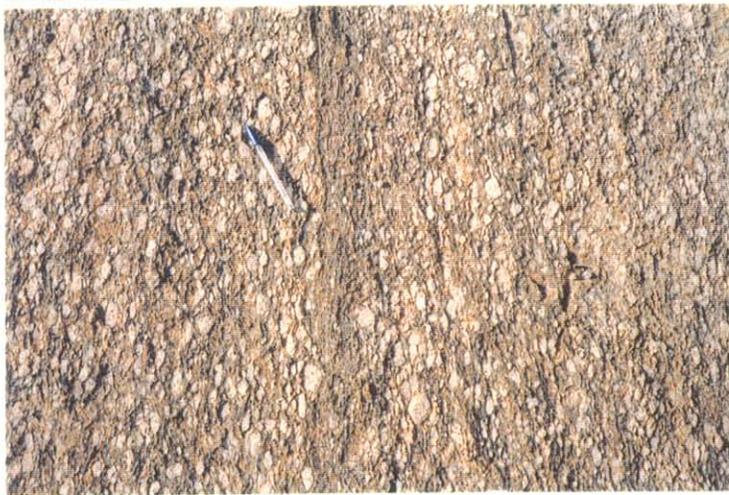


Figura 3.5 - Foliação milonítica no granito porfirítico do Granitóide Caraúbas. Observa-se megacristais de K-feldspato rotacionados e com desenvolvimento incipiente de sombra de pressão (Af. 189 na estrada Patú-Caraúbas).

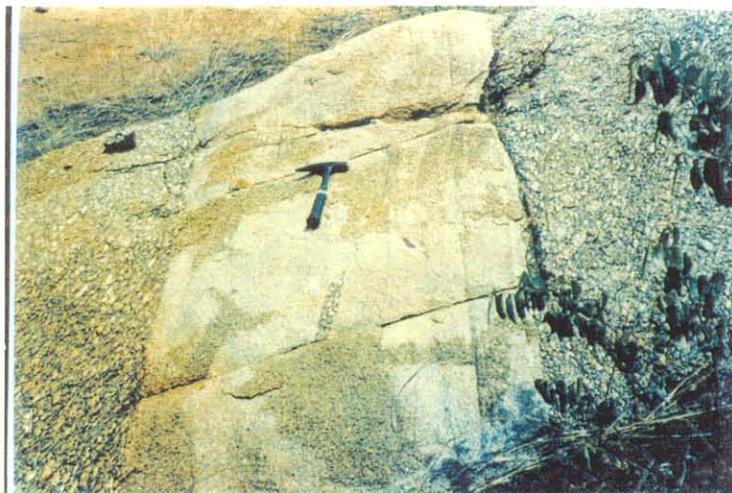
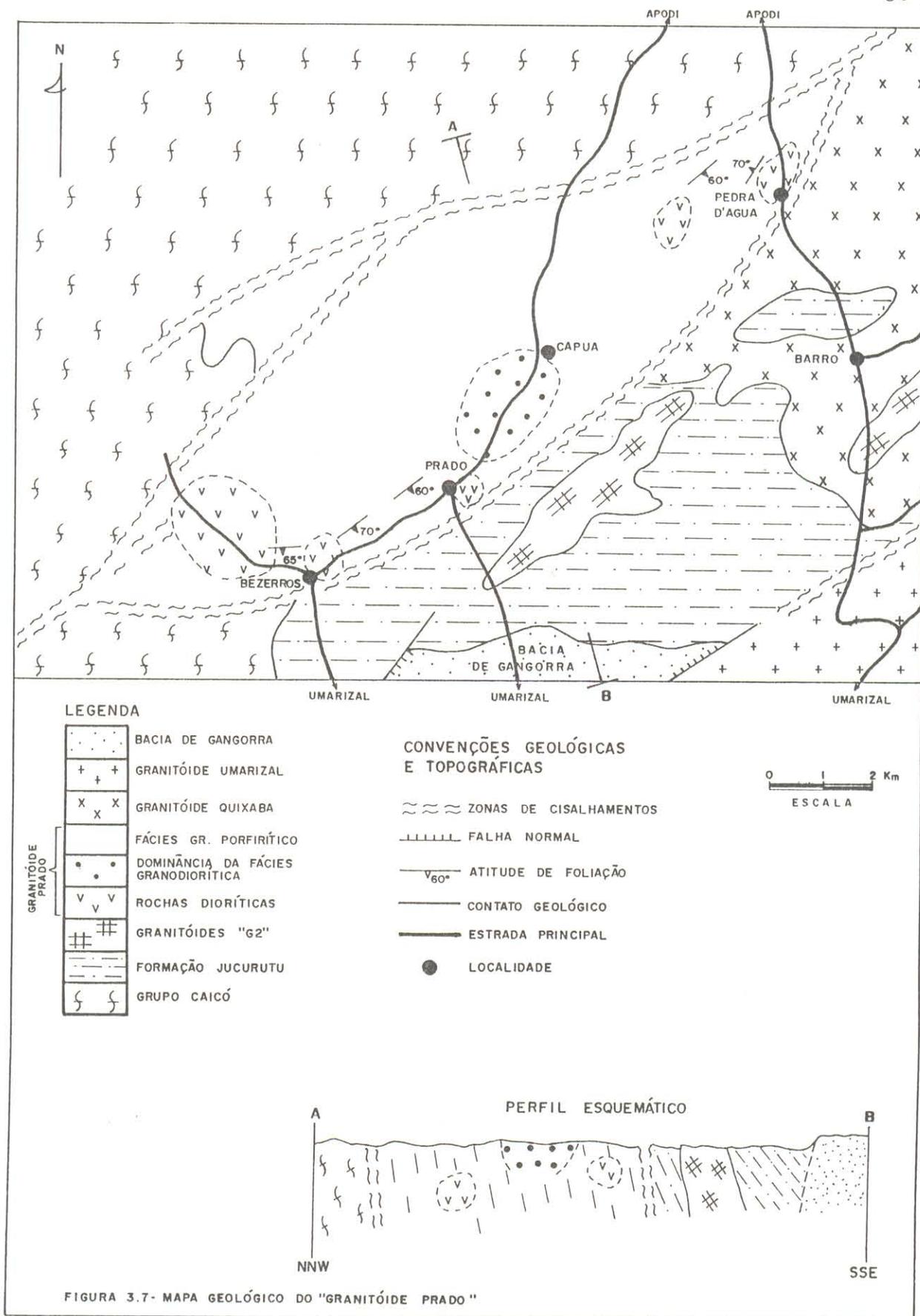


Figura 3.6 - Dique de microgranito seccionando o granito porfirítico e englobando encraves deste (Granitóide caraúbas, Af. 339 na estrada Caraúbas-Augusto Severo).

Granitóide Prado: aflora na porção NW da área, na região compreendida entre as cidades de Umarizal e Apodi, como um corpo em forma de amêndoa, da ordem de aproximadamente 60 Km² (ANEXO A). Seus contatos são delimitados, essencialmente, por zonas de cisalhamento, sendo os ortognaisses do embasamento (Complexo Caicó) suas principais encaixantes. Apresenta uma gama variada de litologias, incluindo granitos, granodioritos e dioritos, com predominância dos primeiros. Os granitos são predominantemente porfiríticos, porém ocorrem microgranitos leucocráticos associados, bem como termos equigranulares médios. O granodiorito é de textura média a microporfirítica e as rochas dioríticas têm textura fina ou fina/média.

Não foi possível individualizar com precisão em mapa a distribuição das diferentes litologias deste granitóide. Entretanto procurou-se indicar áreas de predomínio das mesmas com base em pontos de afloramentos e dados petrográficos (vide discussão no Cap. 4 e a Figura 3.7). Os contatos entre o granito e o granodiorito necessitam ser estudados em maior detalhe, porém certas evidências disponíveis, como por exemplo, a passagem lateral de uma fácies para outra em afloramento, sugerem que sejam gradacionais. O granodiorito encontra-se principalmente na região entre Prado e Capua (parte leste do granitóide). Por outro lado, as relações de contato entre o granito porfirítico e o diorito são variadas. O granito porfirítico é intrusivo nos dioritos, pois são frequentes veios do granito cortando o diorito em feição tipo "stockwork", como na região de Bezerras. Entretanto, na região de Pedra D'Água, as duas rochas se associam num padrão similar ao observado em casos de "magma-mingling", com encaves dioríticos frequentemente invadidos por megacristais de feldspato potássico (Figura 3.8). Esses encaves são usualmente elipsoidais ou arredondados, por vezes lenticulares, com razões comprimento-largura muito variadas. Seus contatos com o granito são geralmente bem marcados, podendo todavia serem irregulares e lobados. Outras vezes apresentam uma foliação que é concordante com a do granito, e se orientam em enxames segundo esse plano. O tipo de textura observada em Bezerras (stockwork) indica alto contraste de viscosidade entre o diorito e o granito. Por outro lado, as texturas observadas em Pedra D'Água (tipo "magma-mingling") sugerem um menor contraste de



LEGENDA

- BACIA DE GANGORRA
- GRANITÓIDE UMARIZAL
- GRANITÓIDE QUIXABA
- FÁCIES GR. PORFIRÍTICO
- DOMINÂNCIA DA FÁCIES GRANODIORÍTICA
- ROCHAS DIORÍTICAS
- GRANITÓIDES "G2"
- FORMAÇÃO JUCURUTU
- GRUPO CAICÓ

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS E TOPOGRÁFICAS

- ZONAS DE CISALHAMENTOS
- FALHA NORMAL
- ATITUDE DE FOLIAÇÃO
- CONTATO GEOLÓGICO
- ESTRADA PRINCIPAL
- LOCALIDADE



PERFIL ESQUEMÁTICO

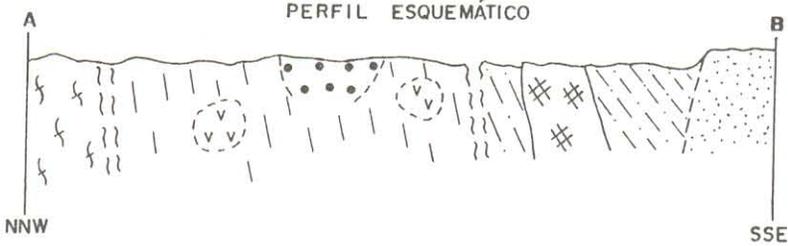


FIGURA 3.7- MAPA GEOLÓGICO DO "GRANITÓIDE PRADO"

viscosidade entre as duas rochas (Figura 3.9). Localmente os dioritos podem apresentar tipos mais finos e mais máficos.

Essas feições do tipo "magma-mingling" têm sido observadas com relativa frequência em inúmeros granitóides brasileiros da Província Borborema (JARDIM DE SÁ et al., 1986b; McMURRY et al., 1987, SIAL et al., 1989, TORQUATO et al., 1989), e são também amplamente documentadas e discutidas na literatura internacional (REID et al., 1983; VERNON, 1983, 1984; EBERZ & NICHOLLS, 1988; VERNON et al., 1988; ZORPI et al., 1989). Esse tipo de estrutura é resultado da coexistência de dois magmas de composições distintas sem envolver misturas significativas dos mesmos, residindo aí sua diferença fundamental em relação ao processo denominado de "magma-mixing" (VERNON, 1984, por exemplo). Os encaves representam glóbulos de magma mais máfico envoltos por magma mais félsico que é dominante. Os primeiros cristalizaram mais cedo e mais rapidamente, originando dessa forma a textura usualmente fina a fina/média dos mesmos. As características geoquímicas e a gênese desses magmas serão objeto de discussão nos Capítulos 5 a 9.

Tanto os granitos quanto o granodiorito e os dioritos estão francamente foliados com "trend" dominante NE e mergulhos fortes, da ordem de 65-70°, predominantemente para SE. Tal como no caso do granitóide Caraúbas, a foliação é atribuída à tectônica regional do Brasileiro, dada sua penetratividade no corpo granitóide e em suas encaixantes. Por outro lado, orientações de fenocristais de K-feldspato divergentes em relação a esta foliação, encontradas localmente a nível de afloramento, são interpretadas como relíquias de foliação magmática. Nas regiões de borda do corpo ocorrem zonas de cisalhamento, desenvolvendo-se milonitos finos e protomilonitos grosseiros com uma foliação milonítica que guarda a mesma orientação NE do fabric regional.

Granitóide Tourão: aflora na porção centro-sul da área (na região de Patu-Olho D'Água do Borges) numa extensão aproximada de 350 km² (ANEXO A). O seu relevo é relativamente acidentado, destacando-se as serras de Tourão, Cafarnaú e João do Lima. Os afloramentos são

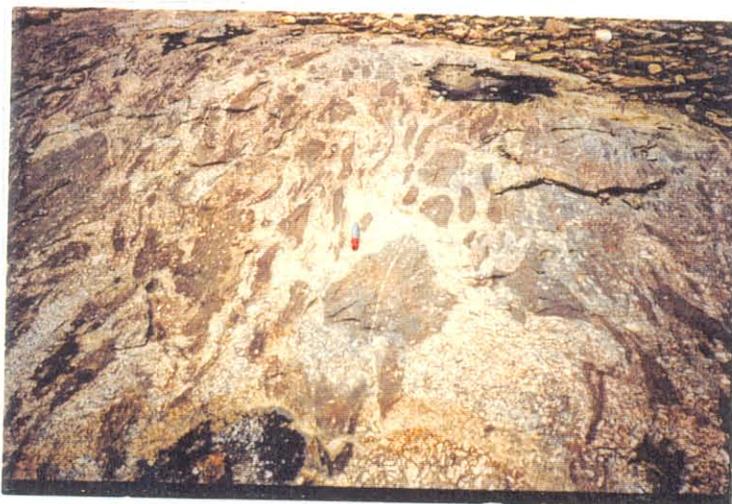


Figura 3.8 - Encraves dioríticas no granito porfirítico do Granitóide Prado em estrutura tipo "magma mingling". Fenocristais de K-feldspato invadem o diorito (Af. 209 na localidade de Pedra D'Água a N da cidade de Umarizal).



Figura 3.9 - Encraves dioríticas no granito porfirítico do Granitóide Prado em estrutura tipo "magma mingling" (Af. 209 na localidade de Pedra D'Água a N da cidade de Umarizal).



Figura 3.10 - Diques do granito porfirítico do Granitóide Tourão cortando os biotitas gnaisses da Formação Jucurutu (Af. 125 na estrada Patú-Caraúbas).

numerosos e as rochas bem expostas e preservadas do intemperismo. O granitóide é intrusivo nos biotita gnaisses da Formação Jucurutu (Figura 3.10) e nos ortognaisses do embasamento (Complexo Caicó). Secciona também, como diques, o Granitóide Caraúbas, e é cortado por diques e apófises do Granitóide Umarizal (Figura 3.11). Suas relações de contato com o Complexo Granítico Serra do Lima não estão ainda bem definidas. Não se afasta a possibilidade de uma passagem gradacional dada à semelhança entre as litologias porfíricas desse Complexo e aquelas do Granitóide Tourão.

São identificadas em campo, e confirmadas petrograficamente, duas fácies principais de caráter granítico e textura porfírica - Tourão e Timbaúba, além de diques de microgranitos leucocráticos que cortam indistintamente as duas fácies porfíricas (Figura 3.12). São frequentes ainda diques pegmatíticos e aplíticos, bem como encraves dioríticos de formas usualmente arredondadas ou ovaladas, podendo ou não apresentarem fenocristais de K-feldspato inclusos. Estes encraves são de ocorrência bem mais restrita do que no Granitóide Prado.

Na fácies Tourão, que ocupa em torno de 80% do corpo (Figura 3.13), predomina um granito de textura grossa a muito grossa (Figura 3.14) onde se destacam fenocristais de K-feldspato via de regra euédricos e zonados com até 5-6 cm segundo seu maior alongamento. Mais raramente encontram-se texturas do tipo rapakivi e "tuillage". Parece ocorrer um aumento significativo nas dimensões e na quantidade de fenocristais de feldspato potássico na região mais central do corpo. Localmente encontram-se tipos grossos com matriz mais máfica (de natureza tonalítica/quartzo diorítica), com elevado conteúdo de biotita e anfíbólio somando, em média, mais de 20% (vide discussão no Cap. 4). Em alguns afloramentos ocorrem como encraves nos tipos porfíricos mais félsicos (Figura 3.15). Em outros casos porém, observa-se contatos retilíneos e bem marcados entre as duas fácies, numa relação que sugere dique do mais máfico cortando o mais félsico.

A fácies Timbaúba forma pequenas serras que se dispõem ao lado direito da estrada entre Olho D'Água do Borges e Caraúbas, e ocupa em torno de 20% do corpo. É francamente porfírica, apresentando fenocristais de K-feldspato (2 cm em média), euédricos e zonados, numa



Figura 3.11 - Dique do Granitóide Umarizal seccionando o granito porfirítico do Granitóide Tourão (Af. 117 na estrada Olho D'Água dos Borges - Patu).



Figura 3.12 - Dique de microgranito cortando granito porfirítico no Granitóide Tourão (Af. 146 na extremidade W da Serra de Cafarnaú a NW da cidade de Patu).



Figura 3.14 - Textura porfirítica da Fácies Tourão do granitóide homônimo (Af 224 próximo ao paredão do Açude Tourão a N da cidade de Patu).

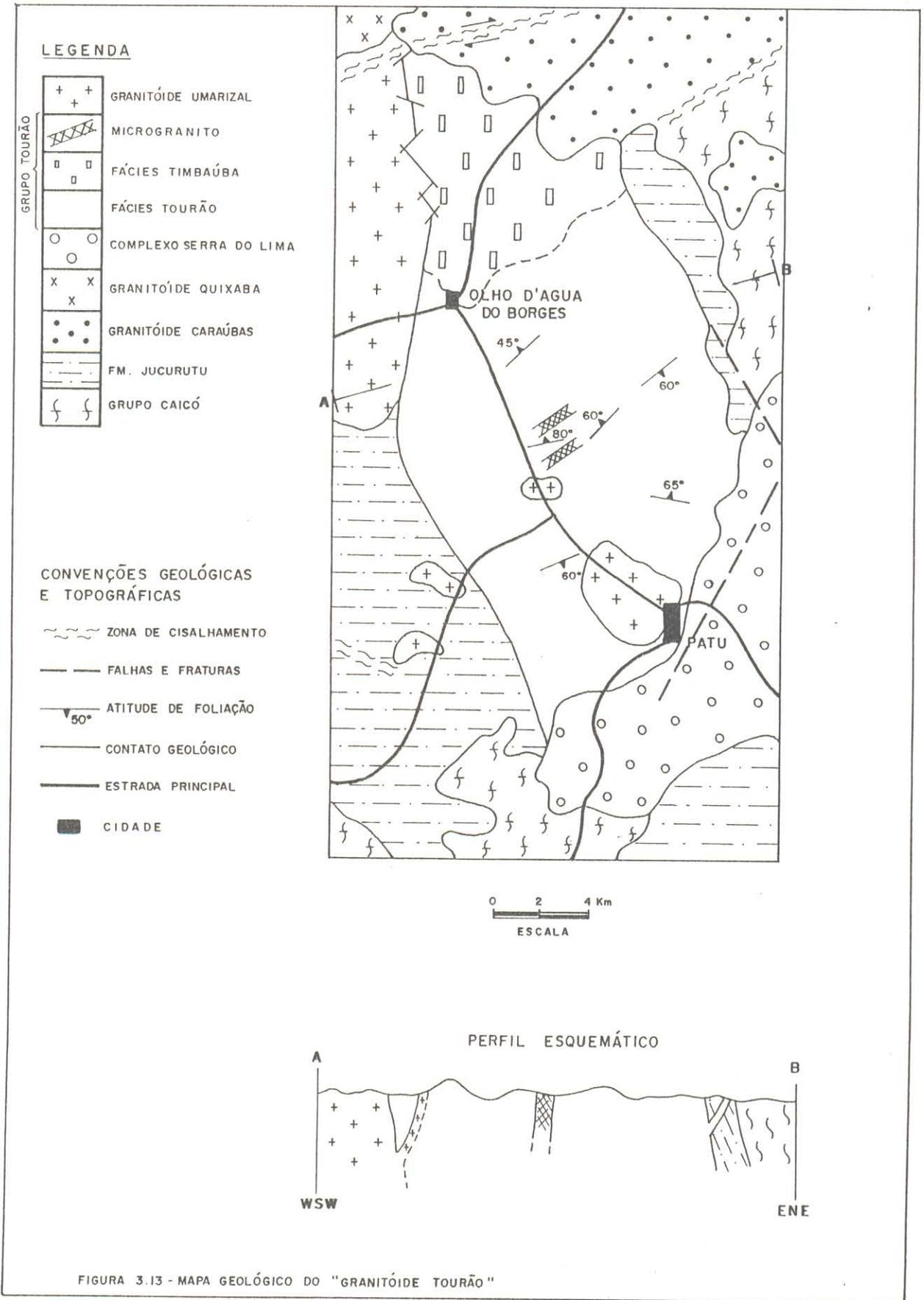


FIGURA 3.13 - MAPA GEOLÓGICO DO "GRANITOÍDE TOURÃO"

matriz média/fina relativamente pobre em máficos (Figura 3.16). Localmente apresenta variações para tipos microporfíricos e é, no geral, mais félsica do que a fácies Tourão. Comumente mostra xenólitos da Formação Jucurutu, de encraves dioríticos e, mais raramente, da sub-fácies porfírica mais máfica da fácies Tourão (Figura 3.17). Diques e veios pegmatíticos e aplíticos são bem mais raros do que na fácies anterior.

Comumente observa-se no corpo uma foliação de orientação dominante NE, ou por vezes E-W, que é atribuída, como no caso dos granitóides anteriores, à tectônica brasiliana. Este "fabric", penetrativo nos gnaisses encaixantes, é caracterizado pela orientação dos fenocristais de feldspato potássico e, em menor grau, dos máficos da rocha, bem como, localmente, pela orientação e estiramento de encraves dioríticos. Ela é de baixo "strain" haja vista que os fenocristais de K-feldspato guardam ainda suas texturas primárias (formas euédricas e zoneamento).

Cristais rotacionados e sombras de pressão incipientemente desenvolvidas ocorrem localmente associados a zonas de cisalhamento discretas, onde a rocha já adquire texturas francamente miloníticas. Nota-se ainda, por vezes, orientações divergentes do "fabric" regional, que representam relíquias da foliação magmática. Destaque-se também que esse granitóide acha-se comparativamente menos deformado do que os granitóides Caraúbas e Prado, onde os planos da foliação regional são melhor desenvolvidos e há também zonas de cisalhamento de maiores dimensões.

Os leucomicrogranitos ocorrem apenas como diques de pequenas dimensões, alguns deles tendo sido exagerados para representação em mapa (Figura 3.13). Esses diques cortam indistintamente as fácies Tourão e Timbaúba e mostram a mesma foliação de "trend" NE/E-W observada em todo o corpo. Suas melhores exposições se encontram na região de Tourão e João do Lima, em afloramentos localizados próximos ou às margens da estrada Olho D 'Água do Borges-Patu.

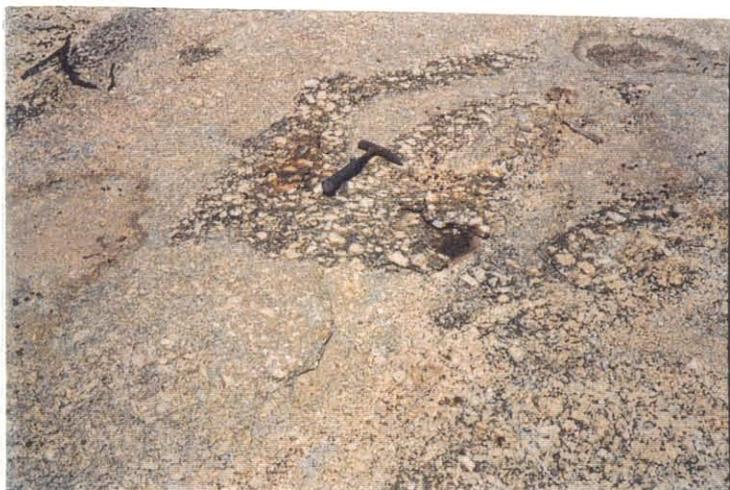


Figura 3.15 - Encraves de anf-bt-monzogranito de matriz tonalítica/granodiorítica nos granitos porfiríticos de matriz mais félsica da Fácies Tourão do granitóide homônimo (Af 183 na Serra de Cafarnaú).



Figura 3.16 - Textura francamente porfirítica da Fácies Timbaúba do Granitóide Tourão (Af. 50 próximo a localidade Timbaúba a NW da cidade de Olho D'Água dos Borges).

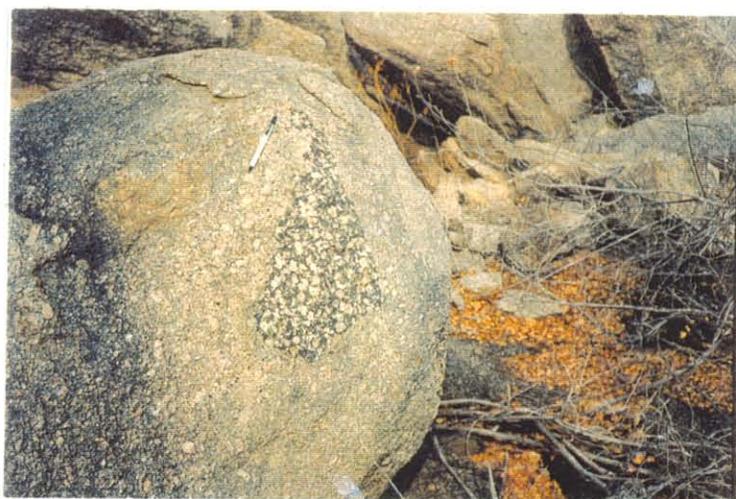


Figura 3.17 - Enclave da Fácies Tourão na Fácies Timbaúba do Granitóide Tourão (Af. 62 na estrada Olho D'Água dos Borges-Caraúbas).

Complexo Granítico Serra do Lima: domina toda a porção SE da área (ANEXO A), num total de mais de 200 km² de afloramento, e configura um relevo acidentado dominado pelas serras de Patu e do Lima. Seus contatos com os gnaisses da Formação Jucurutu e do Complexo Caicó são intrusivos, enquanto que com o Granitóide Tourão aparentam serem gradacionais. Este complexo envolve uma série de litologias graníticas, indo desde tipos porfiríticos até médios e finos, que podem estar associados num mesmo afloramento (Figura 3.18), e rochas dioríticas subordinadas. Há, ainda, pegmatitos de coloração branca, que apresentam cristais de anfibólio com 4 a 5 cm (Figura 3.19), e raros cristais de molibdenita. As relações espaciais entre as diversas litologias não foram ainda estabelecidas em mapa, porém há uma predominância dos granitos porfiríticos sobre as demais litologias (Figura 3.20).

Os granitos porfiríticos apresentam textura muito grossa a grossa, com fenocristais de K-feldspato essencialmente euédricos e zonados, por vezes com textura do tipo rapakivi. Encraves globulares dioríticas são frequentes nesses granitos. Veios e bolsões do granito aparecem também invadindo massas maiores de dioritos, principalmente em regiões de borda do corpo ou próximas a elas, onde o padrão da trama granito + diorito assemelha-se a estruturas "agmatíticas" (Figura 3.21). Em certos afloramento observa-se granitos distintos em textura e composição petrográfica com diques de um deles cortando o outro. Essas diferenças composicionais serão melhor discutidas no capítulo 4.

Após a colocação dos granitos porfiríticos deu-se, dentro da sequência cronológica, a intrusão de granitos de grão médio, geralmente equigranulares, que frequentemente aparecem como encraves nos granitos finos. Por outro lado, é comum encontrar-se encraves de granito porfirítico nesses médios. As melhores exposições desses granitos ocorrem no perfil da subida da Serra do Lima, ao longo do caminho que conduz ao santuário ali localizado.

Os granitos finos, que são os mais novos dentro da sequência cronológica desse Complexo, variam desde tipos hololeucocráticos até aqueles de tendência mais mesocrática muito enriquecidos em máficos. Ocorrem preferencialmente como diques centimétricos a métricos ou em pequenos corpos não delimitáveis no campo. Suas melhores exposições encontram-se na subida da

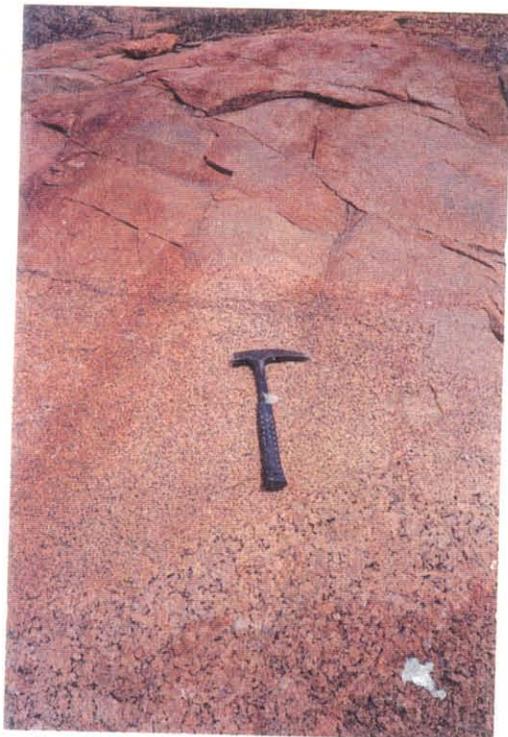


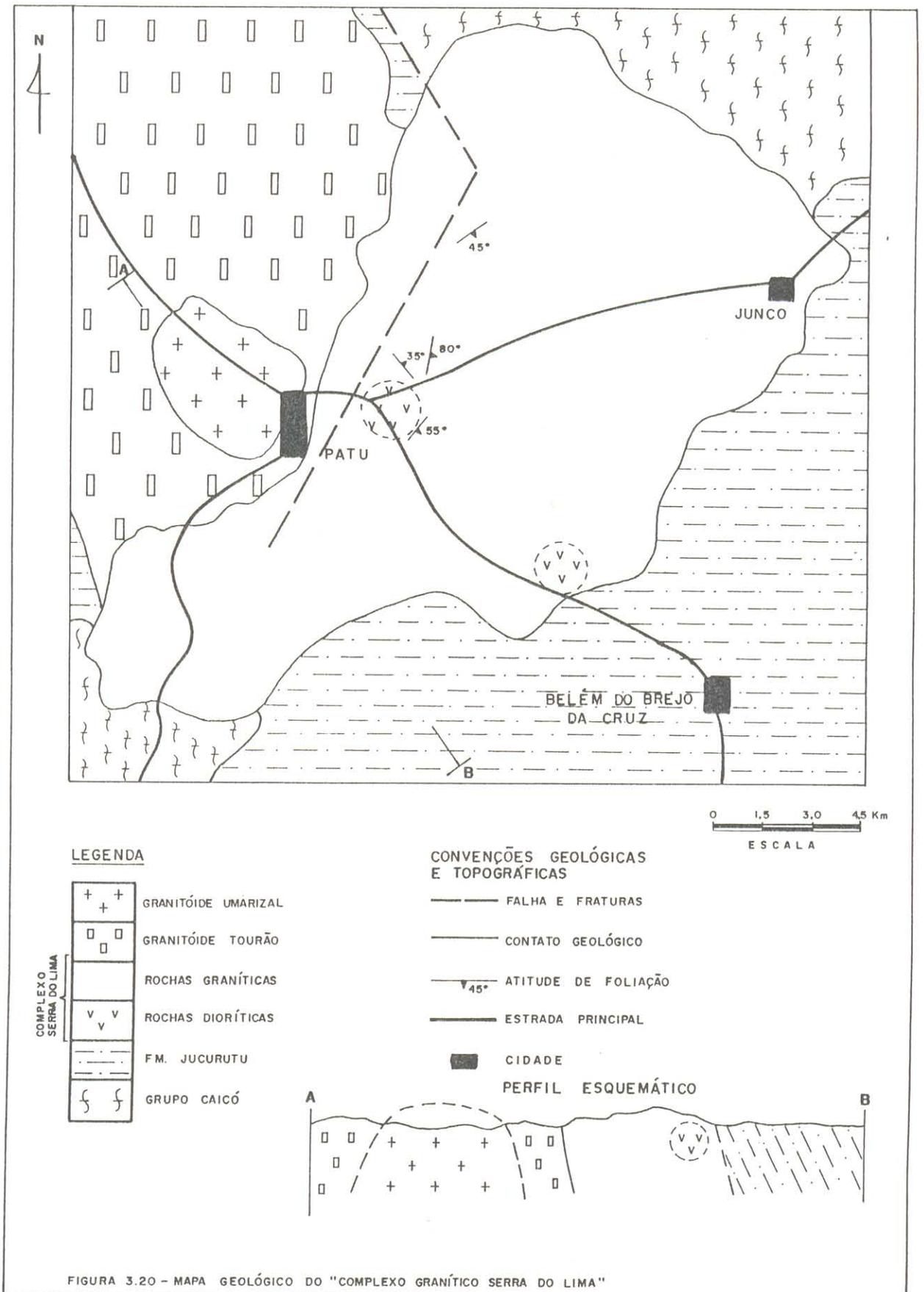
Figura 3.18 - Granitos porfiríticos, médios e finos, em contato, do Complexo Serra do Lima (Af. 150 na subida da Serra do Lima na estrada que leva ao Santuário).



Figura 3.19 - Megacristais de anfibólio em pegmatito associado ao Complexo Serra do Lima (Af. 153, pedra localizada no lado direito da estrada Patu-Belém do Brejo da Cruz).



Figura 3.21 - Rochas dioríticas e granitos porfiríticos do Complexo Serra do Lima em feição tipo "agmatítica" (Af. 157 na estrada Patu-Junco).



Serra do Lima e numa pedreira no contraforte sul dessa serra, às margens da estrada Patu-Belém do Brejo da Cruz.

As rochas dioríticas possuem textura fina ou fina a média. Ocorrem preferencialmente como encaves nas rochas graníticas ou como pequenas massas cortadas pelos granitos porfiríticos. O aspecto dos afloramentos é similar ao observado no Granitóide Prado e, por analogia, essas feições texturais são também interpretadas como indicativas de "magma-mingling". Localmente, como no afloramento UCG-157, a E de Patu na estrada que vai para Belém do Brejo da Cruz (ANEXO B), as relações de contato entre o granito e o diorito sugerem que o diorito é intrusivo no granito. Fato semelhante a este já foi observado em granitóides brasileiros na região do Seridó, nos maciços de Acari e Serra Negra do Norte (GALINDO et al., 1987; JARDIM DE SÁ et al., 1987), onde rochas dioríticas ocorrem tanto como encaves, quanto como diques nesses granitos. Tal feição é bastante sugestiva da coexistência desses dois tipos de magmas. As melhores exposições dessa litologia encontram-se ao longo do perfil Patu-Belém do Brejo da Cruz.

Observa-se uma foliação incipiente de orientação dominante NE, tal como no caso dos granitóides anteriores. Ela é atribuída, da mesma forma, à ação da tectônica brasileira. Efeitos de cisalhamento e milonitização são escassos, restringindo-se apenas a zonas de cisalhamento discretas. Estruturas primárias de fluxo, notadamente orientação de fenocristais de K-feldspato, são encontradas com relativa frequência.

Granitóide Quixaba: aflora na porção N-NE da área, sob a forma de um corpo alongado de orientação NE com mais de 100 Km² de extensão. Seus contatos com as encaixantes do Complexo Caicó (ortognaisses do embasamento) e com os sedimentos da Bacia Potiguar são controlados por zonas de cisalhamento e falha, respectivamente. É intrusivo nos augen-gnaisses G₂ e os contatos com o Granitóide Caraúbas não foram observados em campo, tendo sido inferidos.

São identificadas e individualizadas em campo e petrograficamente, duas fácies dominantes: Quixaba e Umari. A primeira, que ocupa em torno de 90% do corpo (Figura 3.22), é

FELIPE GUERRA

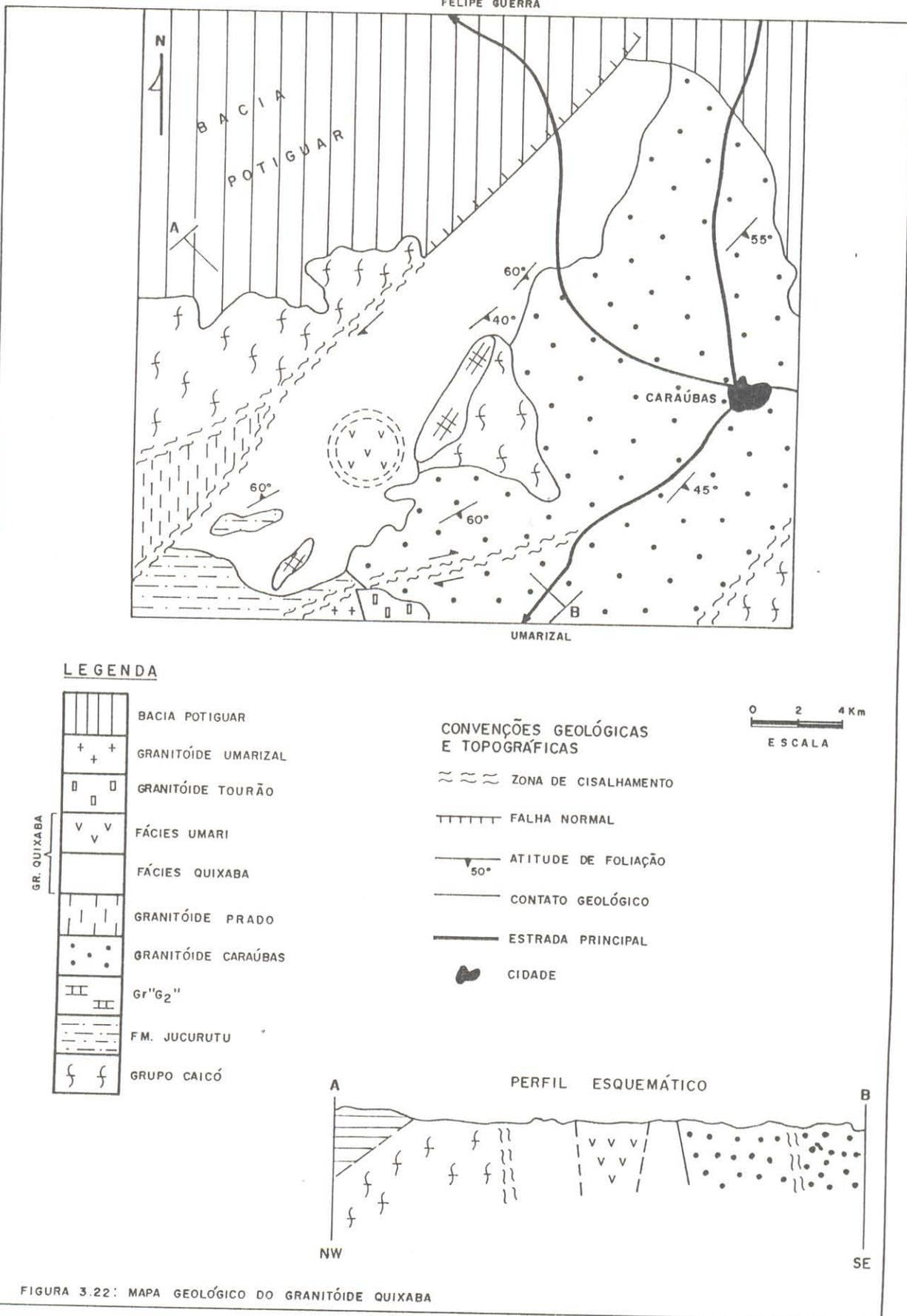


FIGURA 3.22: MAPA GEOLÓGICO DO GRANITÓIDE QUIXABA

constituída por rochas de afinidade monzonítica de textura grossa a muito grossa, com fenocristais euédricos de K-feldspato de até 4 cm, via de regra zonados. Pequenos encraves globulares de natureza diorítica a granodiorítica são comuns. Pegmatitos e microgranitos são encontrados como diques centimétricos e decimétricos.

A fácies Umari é representada por rochas de natureza mais máfica, de afinidade diorítica, e ocorre como um pequeno corpo de forma arredondada circundado pela fácies Quixaba (Figura 3.22). As relações de contato entre ambas não estão ainda bem estabelecidas, embora trabalhos anteriores considerem que a fácies Umari precede a fácies Quixaba (MORAIS NETO, 1987). A área de afloramento dessas rochas possui relevo extremamente arrasado, e a sua alteração origina um solo escuro argiloso onde se desenvolve uma vegetação completamente distinta daquela dominante na região. Localmente encontram-se granitos finos que aparentemente formam diques seccionando essas máficas. Há também rochas de aspecto híbrido onde raros cristais de feldspato potássico ocorrem dispersos em uma matriz relativamente máfica, fina a média.

Uma anomalia gravimétrica de forma subcircular foi identificada por LINS (1987) na área de afloramento dessa fácies. O referido autor interpreta essa anomalia como relativa a um corpo de rocha básica de densidade relativamente alta (Figura 2.3). Através de um perfil gravimétrico transversal a essa anomalia foi estimada uma profundidade da ordem de 3,4 Km, do centro do corpo até a superfície, um raio de 3,3 km para o mesmo, e assumido a forma do corpo como a de uma esfera.

Uma foliação de "trend" dominante E ou NE é observada mas, em geral, é pouco penetrativa. Efeitos superpostos de cisalhamento são comuns imprimindo, localmente, uma foliação milonítica de atitude NE a E-W. A milonitização é descontínua e a nível de afloramento observam-se desde faixas pouco deformadas até ultramilonitos.

Granitóide Umarizal: aflora na porção centro-oeste da área numa extensão de mais de 300 km² (ANEXO A), ocorrendo também como pequenos corpos intrusivos no Granitóide Tourão e nos biotita-gnaisses da Formação Jucurutu. Seus contatos a N e NW são recobertos

pelos sedimentos da Bacia de Gangorra. A leste, com o Granitóide Tourão, são em parte limitados por falhas. O relevo de sua área de ocorrência é muito arrasado e os afloramentos no geral bem alterados. Em alguns locais, como na região de Carneiro-Traíras, no centro-norte do corpo, os processos de alteração foram mais intensos e geraram a partir do granito coberturas residuais com espessura superior a 3m. ARAÚJO (1985), com base em levantamentos geofísicos por métodos sísmicos e gravimétricos, reporta espessura de 12 m para estas coberturas.

Apesar de não terem seus limites ainda bem definidos em campo, foram identificadas e confirmadas petrograficamente três fácies principais de caráter granítico: Umarizal, Lagoa e Ação. A primeira domina mais de 80% do corpo; a segunda domina nas apófises desse granitóide que intrudem o Granitóide Tourão, a leste do corpo maior, e a terceira tem sua área de ocorrência restrita ao extremo NE do batólito (Figura 3.23).

A fácies Umarizal é de textura grossa, isotrópica, com grande densidade de cristais de feldspato potássico, usualmente de coloração cinza a esverdeada, euédricos, com dimensões média da ordem de 1 a 2 cm, e, via de regra sem apresentar orientação preferencial (Figura 3.24). Em função da cor dos feldspatos, a rocha é cinza-esverdeada escura e, localmente, mostra variação gradual nessa coloração.

Em mapa gravimétrico Bouguer (LINS, 1987), verifica-se uma anomalia positiva de contornos arredondados indicando um alto gravimétrico (Figura 2.3), que corresponde a boa parte da área de afloramento dessa fácies Umarizal.

A fácies Lagoa é de textura porfirítica grosseira. Os fenocristais de K-feldspato atingem até 4 cm de dimensão e via de regra não encontram-se orientados. Seu contato com a fácies anterior é gradacional e a cor da rocha é predominantemente cinza.

A fácies Ação é representada por granitos de textura francamente porfirítica, grossa a muito grossa, onde se destacam os fenocristais centimétricos de K-feldspato de coloração rósea, apresentando localmente textura do tipo rapakivi (Figura 3.25). Seus afloramentos são, via de regra, em forma de grandes matacões, e comumente ocorrem encraves arredondados ou discóides de natureza diorítica a granodiorítica, e xenólitos de biotita-gnaisses da Formação Jucurutu.

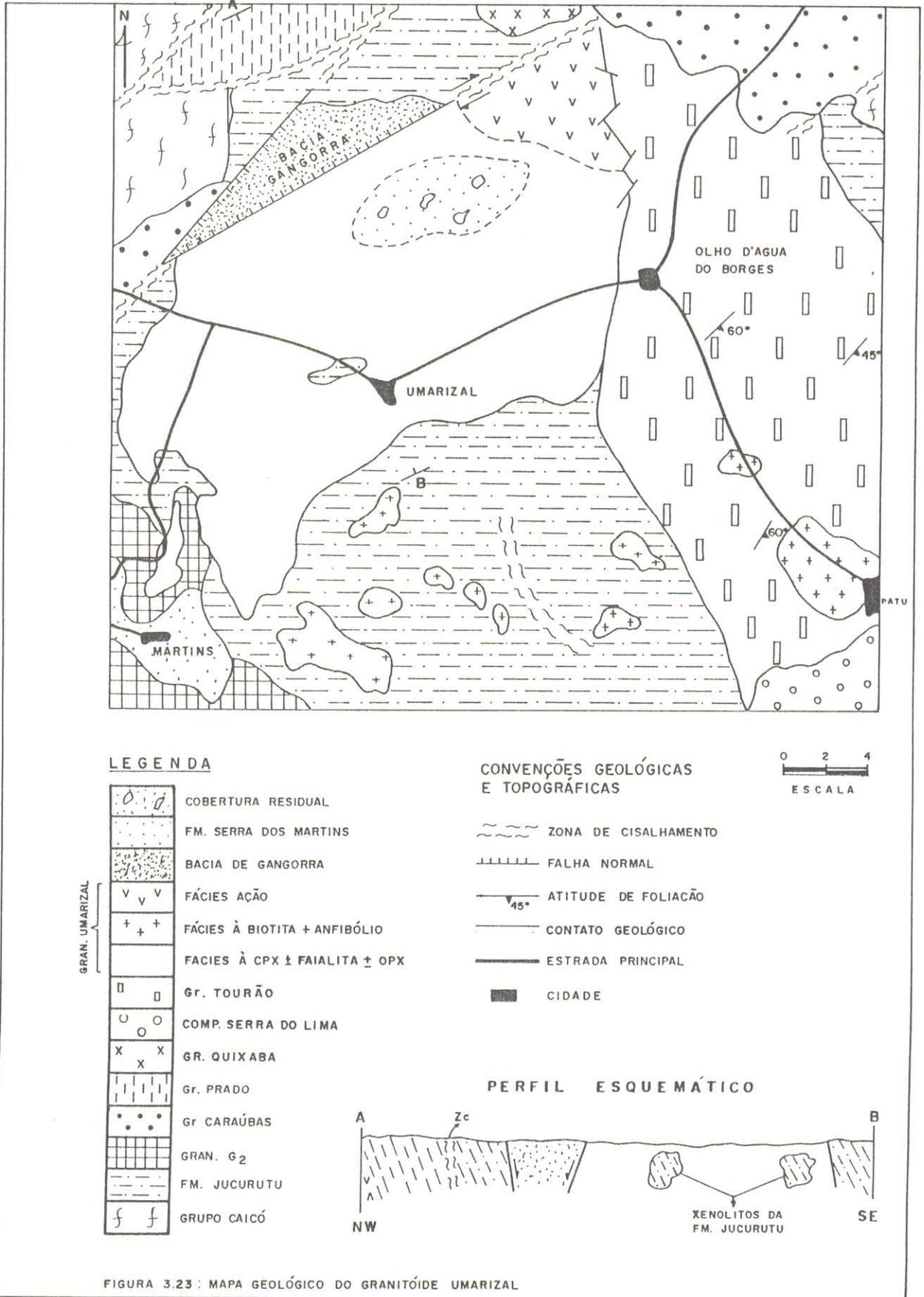


FIGURA 3.23 : MAPA GEOLÓGICO DO GRANITÓIDE UMARIZAL



Figura 3.24 - Textura grossa equigranular do Granitóide Umarizal. Observa-se variações na coloração da rocha, os tipos mais escuros são ricos em faialita (Af. 148 na estrada Olho D'Água dos Borges-Patu).

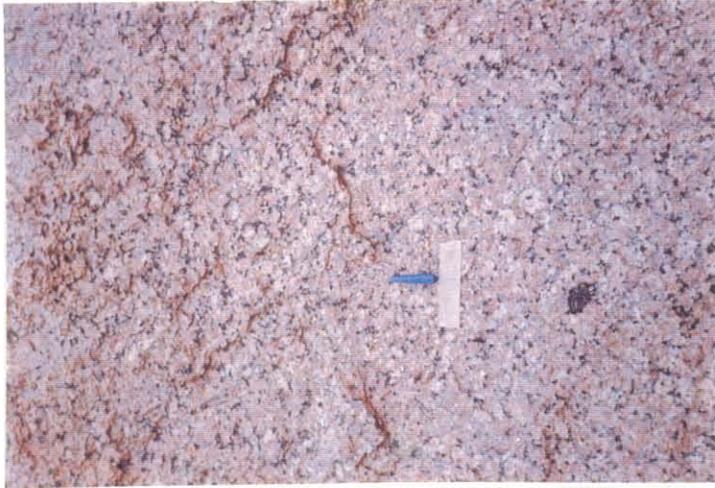


Figura 3.25 - Textura porfirítica da Fácies Ação do Granitóide Umarizal. Em amostra de mão observa-se localmente textura tipo "rapakivi" (Af. 45 no paredão do açude Ação a N da cidade de Umarizal).



Figura 3.26a - Brecha magmática na Fácies Umarizal do granitóide homônimo. Os xenólitos são principalmente do biotita gnaisse da Formação Jucurutu (Af. 52 a NE da cidade de Umarizal próximo a localidade de Campos).



Figura 3.26b - Brecha magmática na Fácies umarizal do granitóide homônimo. Ao lado direito do pincel atômico há um xenólito de diorito e embaixo do lado esquerdo, xenólito de ortognaisse (Af. 52 a NE da cidade de Umarizal próximo a localidade de Campos).

Não se observam neste granitóide vestígios de foliação de caráter regional. Em afloramentos localizados encontram-se orientações dos fenocristais de feldspato potássico sugerindo foliação magmática. Apesar de sua proximidade da Zona de Cisalhamento Portalegre, não há efeitos marcantes de deformação e milonitização em suas litologias, sugerindo que o posicionamento desse corpo é relativamente tardio.

Uma outra feição marcante neste granitóide é observada em diversos pontos, especificamente na fácies Umarizal. Nesses locais ocorrem, envoltos no granito, uma grande profusão de xenólitos sem orientação, de dimensões, formas e natureza diversas, destacando-se aqueles das litologias da Formação Jucurutu, que é a sua principal encaixante, embora também se encontrem outros similares a ortognaisses e a rochas dioríticas (Figura 3.26a, b). Esse tipo de estrutura, sugestivo de uma feição de topo de intrusão granítica, foi interpretado como brechas magmáticas. Além disso, a forma angulosa dos xenólitos e a ausência de orientação dos mesmos, bem como no granitóide, demonstram a existência de alto contraste de viscosidade entre o granito e as suas encaixantes (PITCHER & BERGER, 1972; PITCHER, 1979; MARRE, 1982). Isso demonstra que a colocação do granito deu-se quando o magma ainda dispunha de uma fração líquida importante, estando portanto em um estado físico distinto do apresentado por um "crystal mush".

3.1.5 - Bacias Mesozóicas

Bacia de Gangorra: esta pequena bacia, encaixada em falhas no cristalino, foi assim denominada por CORSINO & TIRIBA (1985) que estimaram, através de métodos geofísicos, ser a mesma formada por um pacote de sedimentos de mais de 200m de espessura. Poços para captação de água perfurados pela CDM-RN (Companhia de Desenvolvimento Mineral do Rio Grande do Norte) atingiram profundidades de até 125 m. Litologicamente são descritos, da base para o topo, diamictitos subjacentes a um pacote espesso de arenitos grosseiros, pouco

consolidados e imaturos. Níveis argilosos e finos horizontes carbonáticos intercalam-se neste pacote de arenitos. Argilitos, siltitos e arenitos finos compõem os níveis superiores da sequência.

CORSINO & TIRIBA (1985), considerando a sequência litológica presente nesta bacia, propõem uma correlação entre estes sedimentos e os depósitos fluviais e transicionais albcenomianos da Formação Açú da Bacia Potiguar. Afirmam ainda que as feições estruturais da bacia sugerem um condicionamento particular, com o desenvolvimento de uma fossa tectônica restrita e com entulhamento sedimentar feito, inicialmente, por depósitos proximais, evoluindo para um sistema transicional no topo da seção. É admitida uma idade cretácica para estes sedimentos e assumido um modelo evolutivo e deposicional análogo ao da Bacia Potiguar.

Segundo HACKSPACHER & LEGRAND (1989), esta bacia foi desenvolvida num sistema de transtensão na crosta superior, durante a reativação da Zona de Cisalhamento Portalegre, no Fanerozóico. Tal reativação gerou esta pequena bacia e, provavelmente, outras do tipo "pull-apart", ao longo dessa grande estrutura de 200 km de extensão.

Bacia Potiguar: os sedimentos desta bacia ocupam em torno de 20% da área de trabalho (ANEXO A). Entretanto não foram objeto de estudo significativo. As considerações aqui feitas baseiam-se puramente em pesquisa bibliográfica.

A primeira tentativa para o esboço de uma estratigrafia para a Bacia Potiguar foi feita por Oliveira & Leonardos apud LINS (1987). Estes autores denominaram de Grupo Apodi os arenitos e calcários aí presentes. KREIDLER & ANDERY (1950) realizaram um primeiro mapeamento de reconhecimento, logo após a criação do Conselho Nacional do Petróleo-CNP, e subdividiram o Grupo Apodi em duas unidades: Arenito Açú - o pacote de clastos basais; e calcário Jandaíra - as camadas carbonáticas sobrepostas.

Mais recentemente, Souza apud LINS (1987) fez uma atualização da litoestratigrafia da referida bacia, definindo três ambientes deposicionais principais: continental, transicional e marinho. Definiu, ainda, um arcabouço estrutural associado a falhamentos normais ocorridos

durante o Cretáceo Inferior, destacando dois sistemas principais de falhamentos com direções NW-SE e NE-SW.

Litologicamente encontra-se na Bacia Potiguar uma variada gama de rochas sedimentares, que inclui desde rochas clásticas grosseiras até carbonáticas. Registra-se também, a presença de magmatismo básico sob a forma de diques e/ou soleiras de diabásio e de basaltos.

3.1.6 - Formação Serra dos Martins

Os sedimentos da Formação Serra dos Martins, restritos ao extremo SW da área, afloram em altiplanos que constituem as cotas mais elevadas da região. Segundo Mabeoone et al. apud LINS (1987) esta formação constitui a unidade basal do Grupo Barreiras de idade terciária. É constituída predominantemente por arenitos médios a conglomeráticos, com intercalações de siltitos arenosos, capeada em seu topo por uma crosta ferruginosa denominada de Intemperismo Cuité.

3.2 - CONSIDERAÇÕES SOBRE AS FEIÇÕES ESTRUTURAIS E O METAMORFISMO

No tocante ao aspecto estrutural convém ressaltar que não é objetivo do presente trabalho um estudo aprofundado das feições deformacionais. Foram, porém, levantadas as principais estruturas, particularmente aquelas presentes nos granitóides brasileiros. Dentro dessa ótica, constatou-se na região várias zonas de cisalhamento de grande importância, dentre as quais destaca-se a Zona de Cisalhamento Portalegre-ZCP (HACKSPACHER & OLIVEIRA, 1984 e HACKSPACHER & LEGRAND, 1989), bem como um evento deformacional, pré-cisalhamento, que afetou tanto as encaixantes, quanto a maioria dos granitóides brasileiros. Confirmou-se, ainda, a ocorrência de eventos deformacionais provavelmente anteriores ao Ciclo Brasileiro, que só se acham representados nas unidades do Proterozóico Inferior.

3.2.1. - Trabalhos Prévios

Trabalhos regionais prévios no extremo oeste do Rio Grande do Norte e outros restritos à região de Caraúbas-Umarizal (JARDIM DE SÁ et al., 1981a; ARAÚJO, 1985; CURIOSO, 1987 e MORAIS NETO, 1987), chamaram a atenção para o caráter polifásico da evolução estrutural desta região, e chegaram a identificar, nas litologias mais antigas, cinco a seis eventos de deformação ao longo de sua história geológica. Isso sem contar a tectônica frágil-dúctil representando feições tardias das zonas de cisalhamento observadas na região.

MORAIS NETO (1987) considera que as rochas do embasamento - ortognaisses do Complexo Caicó - foram afetadas por seis eventos deformacionais, dos quais três estão registrados apenas nessas litologias. Esses eventos seriam responsáveis pelo bandamento metamórfico dos gnaisses e seu subsequente dobramento e redobramento. JARDIM DE SÁ et al. (op cit.) consideram, por sua vez, que cinco eventos afetaram o embasamento e que apenas dois estão restritos ao mesmo.

A Formação Jucurutu e os granitóides G₂ são afetados por dois eventos deformacionais principais (JARDIM DE SÁ et al., 1981a; ARAÚJO, 1985 e CURIOSO, 1987), sendo que os granitóides brasileiros registram apenas o último destes. O primeiro evento desenvolveu uma foliação originalmente de baixo ângulo. O evento subsequente é bastante penetrativo e originou o "trend" NE da área (ARAÚJO, 1985 e CURIOSO, 1987; MORAIS NETO, 1987). No geral as foliações geradas nesses dois eventos se encontram paralelizadas.

3.2.2. - Aspectos Estruturais dos Granitóides Brasileiros da Área

Como já mencionado anteriormente verifica-se que, a exceção do Granitóide Umarizal, todos os demais apresentam-se foliados. Essa foliação tem, predominantemente, orientação NE com mergulhos para NW ou SE (Figura 3.27). A presença frequente nesses granitóides de fenocristais de K-feldspato com orientações as vezes divergentes dessa "fabric" tectônica, bem

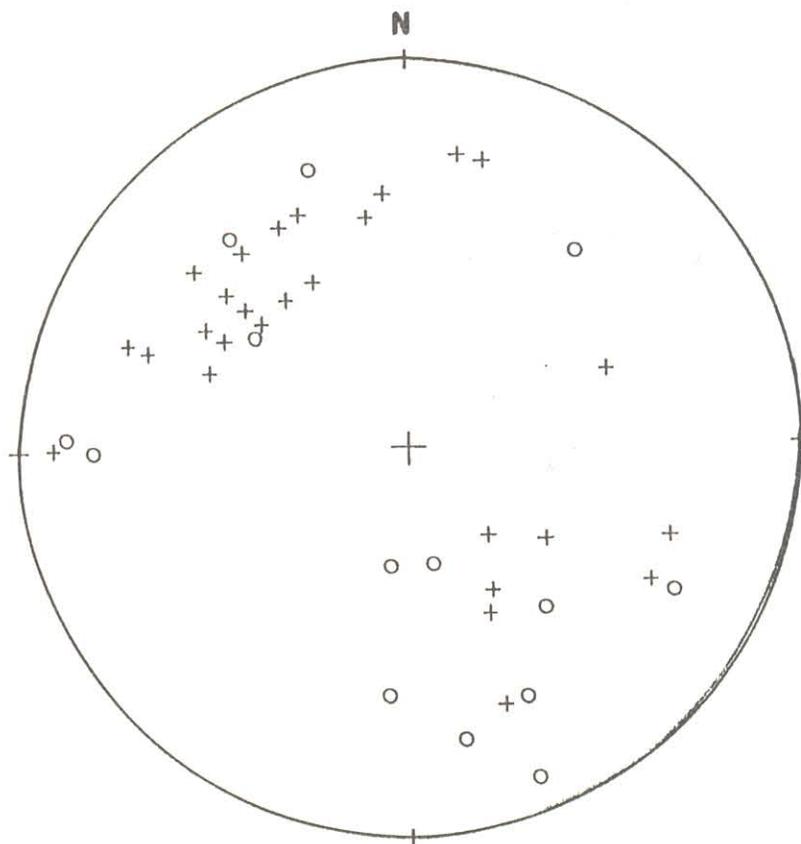


FIGURA 3.27 - POLOS (41) DE PLANOS DA FOLIACÃO PRINCIPAL (SP)
DOS GRANITÓIDES CARAÚBAS (+) E TOURÃO (o)

como a preservação de suas texturas primárias (formas euédricas e zoneamento) , permitem deduzir que a deformação nesses granitos foi heterogênea e, excetuando as zonas de cisalhamento, de baixa intensidade.

A deformação frágil-dúctil é representada por fraturas e falhas, bem marcadas nos granitóides, representando a evolução tardia das zonas de cisalhamento de ampla distribuição na área. Estas zonas seccionam ou limitam os granitóides, são predominantemente de orientação NE-SW e possuem movimentação dextral. Dentre estas, destaca-se a Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCP) que corta a área no seu quadrante oeste, indo desde a cidade de Viçosa até ser capeada pelos sedimentos da Bacia Potiguar (vide mapa geológico anexo). Esta megaestrutura, definida por HACKSPACHER & OLIVEIRA (1984), e HACKSPACHER & LEGRAND (1989) como uma zona de transcorrência dextrógira com mais de 200 km de extensão, apresenta em alguns locais até 2k m de largura (MORAIS NETO, 1987). Sua idade é brasileira (vide cap. 7).

Associadas às diversas zonas de cisalhamento tem-se rochas miloníticas variadas com predominância de tipos grosseiros cujos protólitos são os granitos Brasileiros, porém encontram-se também milonitos finos associados às litologias da Formação Jucurutu. Os melhores exemplos de milonitos grosseiros encontram-se no âmbito do Granitóide Caraúbas. Nessas zonas de cisalhamento a foliação milonítica é subvertical e a lineação é de baixo ângulo (0 a 15°, segundo HACKSPACHER & OLIVEIRA, 1984), mergulhando para NE ou SW.

Quanto às condições de metamorfismo associadas aos diversos eventos deformacionais da área, verifica-se que as rochas do embasamento (Grupo Caicó) foram metamorfisadas em condições de fácies anfíbolito (JARDIM DE SÁ et al., 1981a; MORAIS NETO, 1987) chegando até à isógrada da anatexia, como atesta a presença de migmatitos nesta seqüência. Por outro lado, o metamorfismo associado às deformações que atingiram as supracrustais e os granitóides G₂ nelas intrusivos ocorreu em condições variáveis. Para o primeiro evento, ARAÚJO (1985), CURIOSO (1987) e MORAIS NETO (1987), estimam condições no domínio da fácies anfíbolito com base na coexistência de hornblenda + plagioclásio (An maior que 17%), e na presença eventual de diopsídio.

O metamorfismo relacionado ao último evento deformacional, o único que afetou os granitos Brasileiros, envolveu condições declinando da fácies anfíbolito ao fácies xisto-verde. Desestabilização de diopsídio e formação de actinolita-tremolita nos litotipos da Formação Jucurutu, confirmam as condições finais de fácies xisto-verde para este evento (MORAIS NETO, 1987). Cloritização de biotita e anfíbólio, saussuritização do plagioclásio e sericitização do K-feldspato, observadas em alguns dos granitos brasileiros, poderiam, talvez, estar associadas a este metamorfismo.

O metamorfismo associado à evolução final dos cisalhamentos também envolveu condições de fácies xisto-verde. Cristalização de mica branca, epidoto e clorita a partir de feldspatos e biotita (como observado em várias lâminas de milonitos grosseiros do granito Caraúbas), atesta essas condições (HACKSPACHER & OLIVEIRA, 1984, MORAIS NETO, 1987). HACKSPACHER & LEGRAND (1989) realizaram estudos por microsonda eletrônica em milonitos da ZCP e confirmaram condições de metamorfismo em fácies xisto-verde alto para os mesmos, com as fases minerais sin-milonitização desenvolvendo-se entre 350 a 500 °C e 2 a 5 kbar de pressão.

4 -PETROGRAFIA

Foram estudadas mais de 200 seções delgadas dos vários granitóides da área, e realizadas análises modais em 100 delas, contando-se, em média, 1600 pontos por lâmina. Em se tratando, no geral, de rochas de textura grossa, procurou-se, na medida do possível, analisar várias lâminas das diversas fácies presentes em cada corpo granitóide, para obter uma maior confiabilidade estatística dos resultados (CHAYES, 1956). Verificou-se, no geral, variações consideráveis nas razões Kf/Pl e Qz/Felds, atribuindo-se isso ao fato de serem muitas dessas rochas francamente porfíricas, para as quais seria mais apropriado definir as proporções de fenocristais/matriz em campo, em afloramentos selecionados previamente, acrescentando-se, posteriormente, as análises modais clássicas feitas ao microscópio.

A terminologia aqui adotada para classificar as diversas litologias é aquela proposta por STRECKEISEN (1976). Os granitóides Caraúbas, Prado e Tourão mostram grandes afinidades petrográficas. Nos dois primeiros registrou-se quase que exclusivamente a presença de monzogranitos, ao passo que no último, embora esses sejam dominantes, tem-se ocorrência de granodioritos e quartzo-dioritos a dioritos. O Complexo Granítico Serra do Lima apresenta um espectro composicional que vai de monzogranitos para quartzo-monzonitos e quartzo-dioritos. Já no Granitóide Quixaba predominam monzonitos e monzodioritos. Finalmente, o Granitóide Umarizal apresenta composições modais distribuídas nos campos dos sienogranitos, monzogranitos, quartzo-monzonitos e quartzo-sienitos.

4.1 - GRANITÓIDE CARAÚBAS

Como já mencionado anteriormente são identificadas duas fácies principais nesse granitóide, ambas de caráter monzogranítico: uma de textura porfírica, dominante no corpo, e outra constituída por microgranitos que são subordinados e ocorrem também em um pequeno "stock" a S da cidade de Caraúbas. Mineralogicamente essas duas fácies distinguem-se pela

ausência de anfíbólio nos microgranitos e pelas razões félsicos/máficos que são geralmente menores nos tipos porfíricos (Tabela 4.1).

Mineralógicamente a **fácies porfírica** é constituída por quartzo, K-feldspato e plagioclásio como fases essenciais, biotita e anfíbólio como os máficos principais e titanita, allanita, epidoto, opacos, zircão e apatita como acessórios. Toda essa paragênese é produto da evolução magmática da rocha e distinta daquela gerada durante a deformação e/ou ação de soluções tardi a pós-magmáticas. A última é constituída por quartzo, biotita, clorita, opacos, mica branca e epidoto.

Apresentam duas variedades litológicas: anfíbólio-biotita monzogranito e biotita monzogranito, sendo as primeiras dominantes. Essas duas fácies não puderam ser delimitadas no mapa geológico. Chama a atenção nesses granitos o fato de eles serem ricos em titanita, cujas proporções modais são quase sempre superiores a 1%.

O K-feldspato é uma microclina pobre em pertitas (tipo "string" - DEER et al., 1976), que forma cristais geralmente hipidiomórficos. A deformação se reflete na formação de subgrãos nas bordas dos cristais e no intenso fraturamento dos mesmos, assim como no aparecimento de bandas de cisalhamento e extinção ondulante. Apresentam comumente maclamentos Carlsbad e Albita-Periclina conjugados e textura poiquilitica com inclusões de plagioclásio, quartzo, biotita, anfíbólio, zircão e apatita. O plagioclásio constitui em média mais de 90% dessas inclusões. Mirmequitas são frequentes e de tipos variados (vide discussão mais adiante).

O plagioclásio ocorre em dois tipos texturais distintos: o plagioclásio-1 apresenta-se como inclusões no K-feldspato, em cristais no geral menores do que 1 mm, usualmente idiomórficos e zonados com núcleos mais intensamente transformados. Dada a ausência de seções adequadas não foi possível determinar opticamente a sua composição, mas estima-se que se trata de oligoclásio com núcleos mais cálcicos. O plagioclásio-2 é preferencialmente hipidiomórfico, com contatos retos a irregulares e dimensões de 2,5 a 3 mm. Acha-se frequentemente deformado, apresentando formação de subgrãos em suas bordas e planos de macla vergados e fraturados, por vezes formando "kink bands". Comumente inclui biotita, apatita e zircão, e encontra-se parcialmente

Tabela 4.1 - Análises modais das rochas do Granitóide Caraúbas (em média 1600 pontos por amostra) Obs: Qz (quartzo); Pl (plagioclásio); Kf (feldspato potássico); Bt (biotita); Anf (anfóbio); Tit (titanita); Ep (epídoto); All (allanita); Op (opacos); Ac (acessórios: zircão, apatita, mica branca, carbonato, fluorita, clorita)

	Granitos Porfíricos															Microgranitos			
	Anf-Bt-Granodiorito					Anf-Bt-Monzogranito (Anf > 1,0%)					Bt-Monzogranito					Bt-Monzogranito			
	135	281	Média	80	132	134	277	284	Média	79	82	131	189	279	Média	187	301	344	Média
Qz	28,0	27,8	27,9	21,4	27,2	31,9	31,8	26,2	27,7	40,3	36,0	26,8	33,7	36,9	34,7	31,3	30,8	31,2	31,1
Pl	32,5	36,7	34,6	22,3	28,4	25,2	25,2	30,6	26,3	20,3	26,7	39,0	27,1	21,3	26,9	32,5	36,9	26,4	31,9
Kf	17,5	18,9	18,2	41,5	22,2	30,0	19,3	31,2	28,8	23,3	23,4	29,0	32,4	26,6	26,9	32,0	28,0	38,2	32,7
Bt	16,1	12,2	14,2	11,2	16,7	7,6	15,1	7,7	11,7	13,4	11,1	4,7	6,3	12,9	9,7	3,3	4,3	4,1	3,9
Anf	4,1	2,1	3,1	1,1	3,8	3,5	6,8	2,6	3,6	0,4				0,4	0,2				
Tit	1,4	1,2	1,3	1,4	1,4	1,5	1,3	1,4	1,4	1,0	0,9		0,3	1,7	0,7		Tr		Tr
Ep	0,1	0,5	0,3	0,5	0,1			0,1	0,1	0,2	0,9			0,1	0,2	0,3		Tr	0,1
All	0,1	0,4	0,3	0,3		0,1	0,4	0,1	0,2	0,4	0,3	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2		Tr	0,1
Op	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,7	0,7	0,4			0,4	0,3		Tr	0,1
Ac				0,1									0,1			Tr		Tr	Tr
Q	36	33		25	35	37	42	30		48	42	28	36	44		33	32	33	
A	22	23		49	29	34	25	35		28	27	31	35	31		33	29	40	
P	42	44		26	36	29	33	35		24	31	41	29	25		34	39	27	
M	22,0	16,6		14,8	22,2	12,8	23,7	11,9		16,1	13,9	5,2	6,8	15,2		4,1	4,3	4,1	

transformado para sericita e epidoto. Mostra zonação normal, e análises por microsonda (Tabela 6.4) revelaram composição de oligoclásio cálcico (An₂₄₋₂₀).

O quartzo é essencialmente xenomórfico, exibindo contatos irregulares. Os cristais maiores mostram inclusões de biotita, apatita e zircão, e estão invariavelmente deformados, sendo a fase mineral que melhor evidencia a deformação da rocha. Extinção ondulante e bandas de deformação (Figura 4.1) são muito frequentes, podendo, nas rochas mais deformadas, dar-se a formação de subgrãos e mesmo a recristalização completa do cristal pré-existente. A presença de cristais pouco deformados ao lado de outros completamente recuperados, evidencia que a deformação foi heterogênea.

A biotita ocorre em palhetas hipidiomórficas orientadas segundo à foliação da rocha. Tem cor marrom e mostra cloritização incipiente. Comumente inclui zircão, apatita, opacos, allanita e epidoto e, tanto envolve quanto é englobada por anfibólio, sugerindo uma cristalização provavelmente concomitante de ambos. Relação semelhante é também observada com titanita e epidoto.

O anfibólio ocorre em cristais orientados, geralmente hipidiomórficos, em agregados com biotita e titanita. Mostra pleocroísmo em diferentes tons de verde. Tem ângulo de extinção pequeno, é biaxial negativo e fornece figuras pseudo-uniaxiais. Sua composição determinada por análises de microsonda permite denominá-lo de hornblenda hastingsítica (Figura 6.1) de acordo com a classificação de LEAKE (1968), o que se coaduna com as características óticas citadas. Alguns cristais apresentam maclamento simples e/ou múltiplo, e inclusões, principalmente de apatita e opacos.

A titanita se apresenta em cristais losangulares (Figura 4.2) usualmente idiomórficos e, comumente, tem inclusões de opacos, apatita e allanita. Está sempre orientada segundo à foliação da rocha sendo claramente pré-cisalhamento, embora esteja pouco deformada.

A allanita ocorre essencialmente em cristais idiomórficos, em geral prismáticos alongados, mostrando quase sempre zoneamento e processos de metamictização avançados. Por vezes, tem

maclamento simples e, comumente possui mantos de epidoto de espessura variável e distribuição nem sempre regular (vide item 4.9). Inclusões de zircão e opacos são comuns na allanita.

Os opacos são uma fase geralmente precoce, tendo forma quadrática e podendo atingir proporções modais significativas. As análises por microsonda (Tabelas. 6.6, 6.7) mostram que esses opacos são essencialmente magnetita. Registram-se também opacos xenomórficos, secundários, associados ao processo de cloritização da biotita.

A apatita apresenta-se em pequenos cristais prismáticos, idiomórficos, geralmente inclusos nas demais fases minerais. O mesmo ocorre com o zircão que assim como a apatita não têm expressão modal.

Nas rochas miloníticas associadas a esse granitóide, as modificações texturais associadas à deformação por cisalhamento não são acompanhadas por mudanças mineralógicas significativas. Os feldspatos preservam-se como fenoclastos (Figura 4.3) e, quando têm sombra de pressão, percebe-se que sofreram rotação. No geral estão fraturados, sendo as fraturas preenchidas por fases neoformadas (principalmente quartzo microgranular).

Onde a deformação é mais intensa o quartzo está preferencialmente recristalizado, originando uma matriz fina (Figura 4.3). Agregados sigmoidais de quartzo mostram extinção ondulante, bandas de deformação, subgrãos e grãos neoformados com o eixo "c" em ângulo com a foliação milonítica. É frequente também a presença de "ribbon quartz". Num estágio mais avançado de deformação o quartzo torna-se extremamente fino.

Os máficos também estão deformados, principalmente o anfibólio e a biotita. Esta última frequentemente tem extinção ondulante e, por vezes, está dobrada, podendo ocorrer também uma biotita de grão mais fino, resultante de recristalização, orientada conforme a foliação milonítica.

Os **microgranitos** são composicionalmente biotita-monzogranitos, e o seu caráter geralmente hololeucocrático fica bem evidente no diagrama Q - A+P - M (Figura 4.4). Quartzo, plagioclásio e K-feldspato somam em média 95% da moda, biotita é o máfico principal e titanita, epidoto, allanita, opacos, zircão e apatita são os acessórios comuns. Como minerais tardios ou secundários tem-se fluorita, albita, clorita, mica branca, opacos, carbonatos, quartzo e biotita.

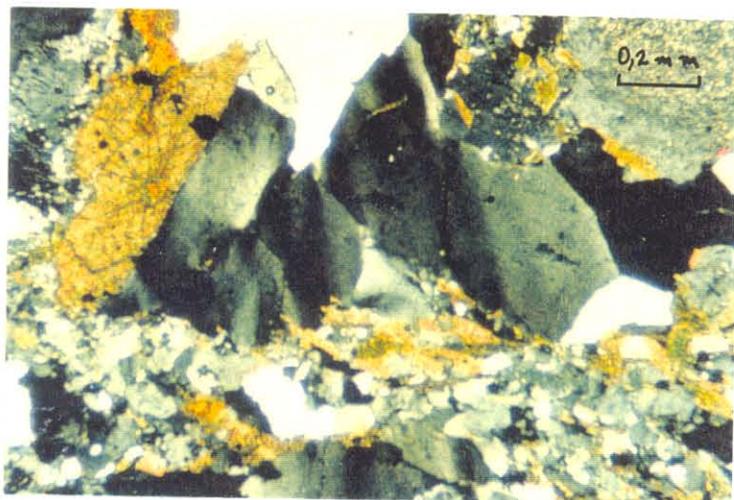


Figura 4.1 - Quartzo com extinção em bandas associado à plagioclásio e titanita idiomórfica (na porção inferior) e bandas de cisalhamento mostrando biotita e quartzo, finos, recrystalizados (porção superior da foto). (Granitóide Caraúbas).

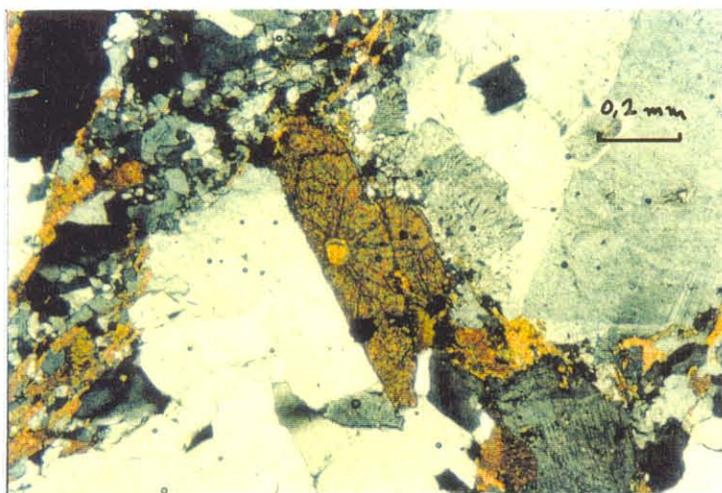


Figura 4.2 - Titanita idiomórfica com inclusão de opacos e allanita (parte central da foto). No lado direito tem-se plagioclásio incluído em K-feldspato (Granitóide Caraúbas).

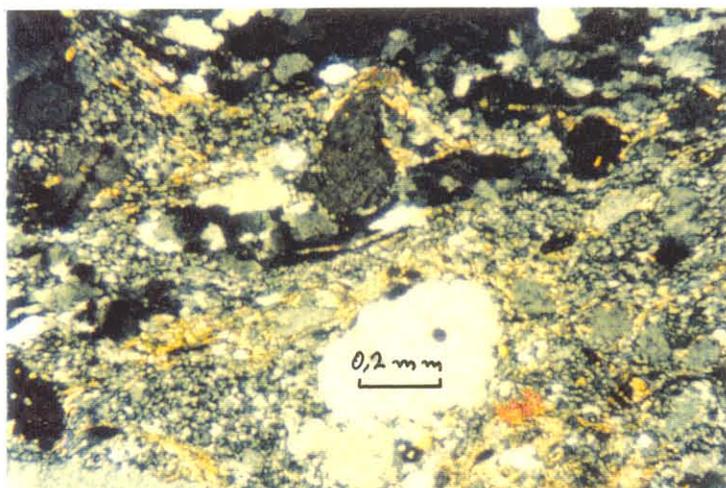


Figura 4.3 - Milonito grosseiro com clastos de K-feldspato muito deformados e rotacionados (Granitóide Caraúbas).

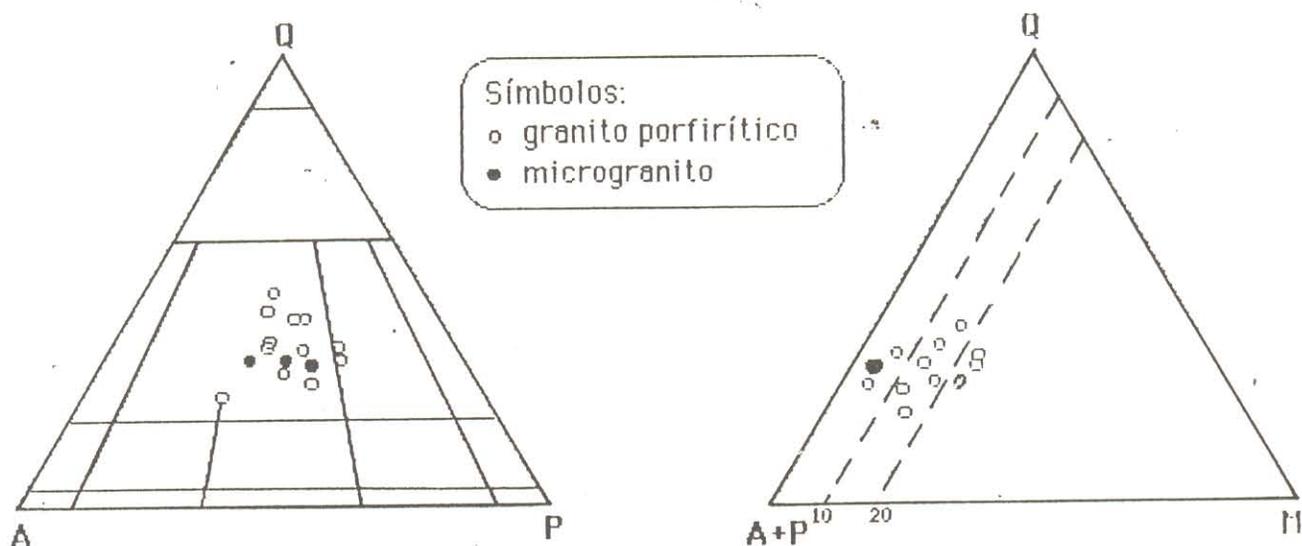


Figura 4.4 - Diagramas modais QAP e Q(A+P)M (STRECKEISEN, 1976) para as amostras do granitóide Caraúbas.

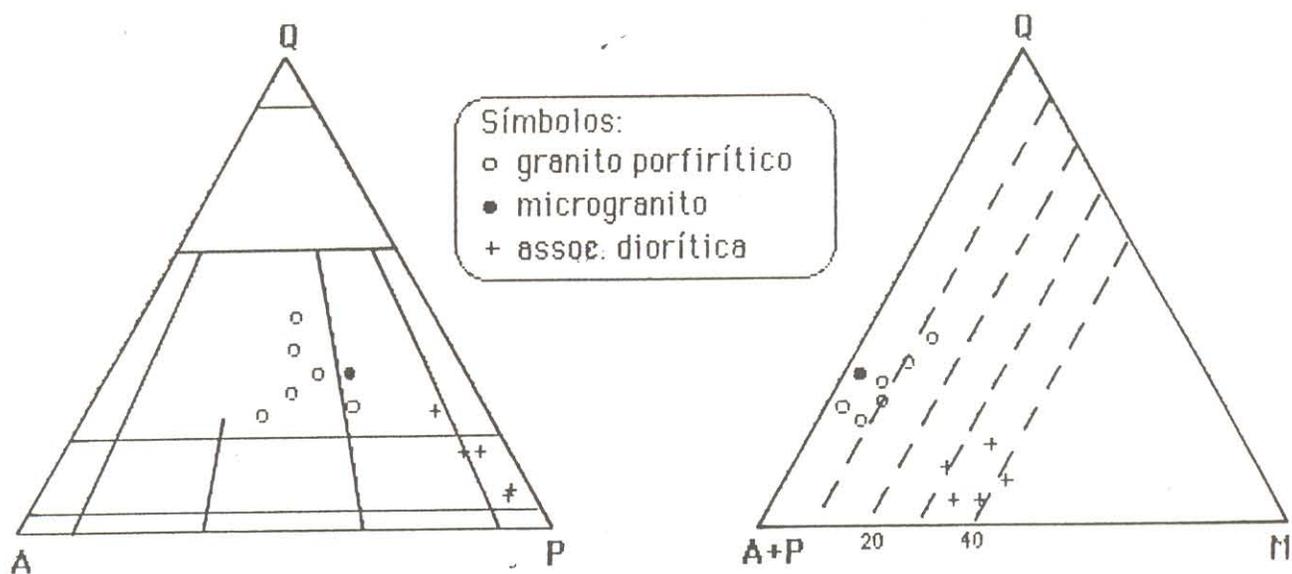


Figura 4.7- Diagramas modais QAP e Q(A+P)M (STRECKEISEN, 1976) para as amostras do granitóide Prado.

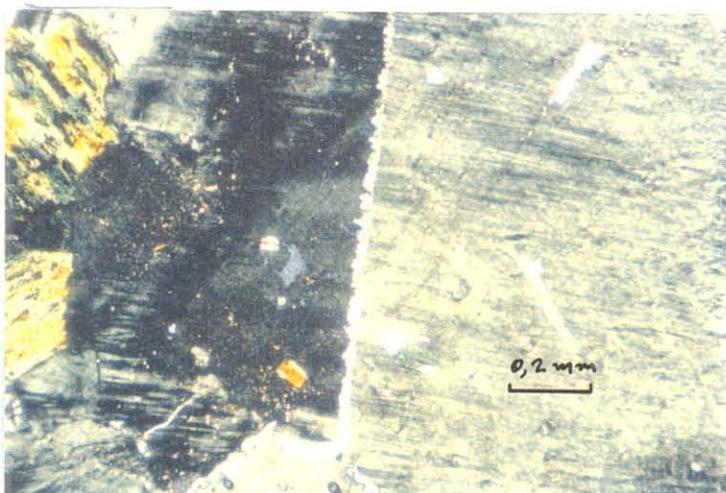


Figura 4.5 - K-feldspato com inclusões de biotita, plagioclásio e quartzo, mostrando desenvolvimento de albita segundo o plano de macla Carlsbad (microgranito do Granitóide Caraúbas).

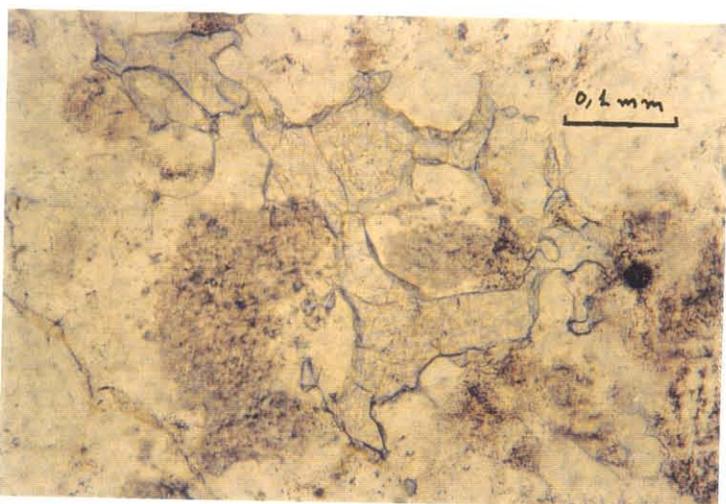


Figura 4.6 - Fluorita xenomórfica e intersticial, preenchendo espaços entre grãos de feldspatos e quartzo (microgranito do Granitóide Caraúbas).

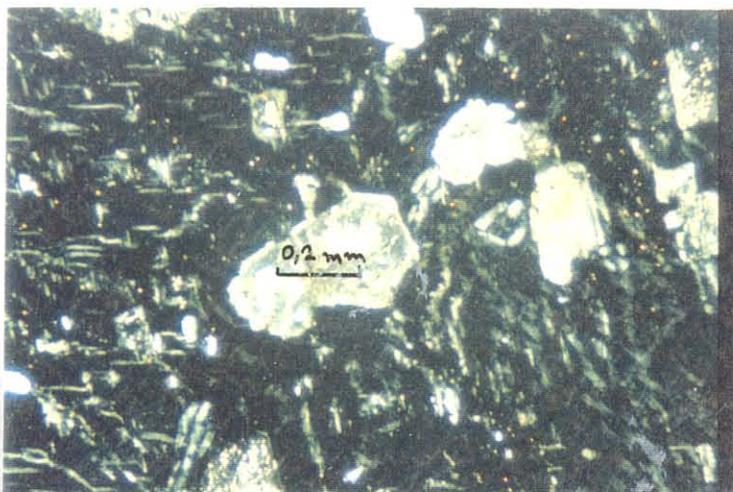


Figura 4.9 - Plagioclásio mostrando "patchy zoning" incluído em K-feldspato. Vê-se ainda que os plagioclásios de inclusão estão zonados e com núcleos mais transformados (Granitóide Tourão).

A microclina é muito pouco pertítica e forma cristais usualmente hipidiomórficos, no geral menores do que 2 mm. Pode mostrar inclusões de plagioclásio e de biotita, e o desenvolvimento de albita ao longo do plano de macla Carlsbad (Figura 4.5). Essa albita originou-se provavelmente por exsolução a partir do feldspato potássico (RAMBERG, 1962; CARSTEN, 1967; DALL'AGNOL, 1980).

O plagioclásio é oligoclásio sódico, hipidiomórfico a idiomórfico, com zoneamento normal (An₁₈₋₁₂) apresentando, por vezes, bordas albiticas (An₈₋₆). Possui, localmente, inclusões de biotita e acha-se parcialmente transformado para sericita e epidoto. O quartzo é xenomórfico e seus cristais, no geral menores do que 1 mm, exibem contatos irregulares, podendo apresentar nas rochas milonitizadas extinção em bandas ou mesmo formar agregados de subgrãos.

A biotita ocorre em finas palhetas orientadas segunda a foliação e mostra-se parcialmente cloritizada ou muscovitizada. Allanita e epidoto ocorrem intimamente associados, sendo a primeira mantida pelo segundo (vide discussão adiante). Opacos, apatita e zircão ocorrem, via de regra, em pequenos cristais idiomórficos e são claramente as fases mais precoces. Fluorita e carbonatos são fases tardias (Figura 4.6). Quartzo e biotita neoformados ocorrem nas litologias miloníticas.

4.2 - GRANITÓIDE PRADO

Como já referido no capítulo anterior são distinguidas nesse corpo três fácies petrográficas principais, além de um granito microporfirítico situado a sul do corpo maior. Predomina uma fácies granítica de caráter porfirítico, que localmente mostra variações para tipos mais grossos e apresenta subordinadamente microgranitos.

No **granito porfirítico** quartzo, K-feldspato e plagioclásio somam em média mais de 90% da moda e, via de regra, o plagioclásio excede o feldspato potássico (Tabela 4.2). A biotita é o máfico dominante (6,8% em média) e o anfibólio é muito escasso ou ausente. Titanita, allanita, epidoto, opacos, zircão e apatita são os acessórios comuns, sendo o primeiro o mais abundante. Mica branca é o principal produto de transformação do plagioclásio e a biotita mostra processo

Tabela 4,2 - Análises modais das rochas do Granitóide Prado (em média 1600 pontos por amostra) Obs: Qz (quaro); Pl (plagioclásio); Kf (feldspato potássico); Bt (biotita); Anf (anfíbólio); Tit (titanita); Ep (epídoto); All (allanita) Op (opacos); Ac (acessórios: zircão, apatita, mica branca, carbonato, clorita)

	Granitos Porfíricos						Microgranitos			Associação Diorítica					
	29	254	268	314	318d	Média	318c	310b	Média	311c	310c	253	308	313a	Média
Qz	38,9	29,8	26,3	22,4	34,0	29,5	25,3	32,2	28,8	16,6	4,7	8,9	4,7	11,7	9,3
Pl	25,3	36,0	32,7	30,6	28,9	33,6	47,9	43,8	45,9	42,3	53,0	45,1	57,4	52,7	50,1
Kf	22,4	25,6	31,2	39,4	26,5	28,2	24,3	21,1	22,7	6,4	2,5	3,4	3,3	6,1	4,3
Bt	12,2	6,8	8,4	6,5	9,9	7,7	2,5	2,8	2,7	23,5	27,9	27,9	25,1	18,1	24,5
Anf			Tr	Tr						5,3	9,3	14,4	7,7	5,1	8,4
Tit	0,4	1,1	0,6	0,3	0,5	0,5				4,8	1,8		0,8	3,2	2,1
Ep	0,4	0,1	0,2	0,4		0,2				0,5	Tr				0,1
All	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2				0,2	Tr			1,0	0,2
Op	0,3	0,3	0,2	0,2	Tr	0,2				0,3	0,8			0,5	0,3
Ac	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr		Tr	Tr	Tr	1,1	1,1	0,4
Q	45	33	29	24	38		26	33		25	8	16	7	16	
A	26	28	35	43	30		25	22		10	4	6	5	9	
P	29	39	36	33	32		49	45		65	88	78	88	75	
M	13,4	8,5	9,7	7,6	10,6		2,5	2,9		34,6	39,8	42,3	34,7	29,0	

incipiente de cloritização. Composicionalmente esse tipo porfirítico é predominantemente monzogranítico (Figura 4.7).

Os cristais de plagioclásio são geralmente hipidiomórficos e zonados, mas sempre de composição oligoclásica. Aqueles maiores (2 - 3 mm) têm teores de anortita da ordem de 24-16%, ao passo que os cristais menores, da ordem de 1 mm ou inferiores, são, via de regra, mais sódicos (An₁₆₋₁₂). No geral estão pouco transformados, mas alguns poucos cristais mostram processos avançados de sericitização e formação de carbonatos. O K-feldspato é microclina, frequentemente com as geminações Carlsbad e Albita-Periclina conjugadas. São pouco pertíticos e comumente englobam inclusões de plagioclásio e biotita. A deformação reflete-se no desenvolvimento de bordas irregulares e extinção ondulante dos seus grãos, bem como no encurvamento dos planos de macla do plagioclásio.

O quartzo acusa a deformação pela extinção em bandas e desenvolvimento de subgrãos, chegando a ocorrer cristais completamente recuperados. Cristais maiores e menos deformados apresentam, por vezes, inclusões de biotita e plagioclásio. Em finas bandas de cisalhamento constata-se um processo avançado de cominuição do quartzo.

A biotita pode ocorrer tanto em palhetas de até 1 mm de comprimento, formadas durante o estágio magmático, quanto em finíssimas palhetas geradas durante o cisalhamento e orientadas na foliação milonítica. O anfibólio é similar àquele descrito no Granitóide Caraúbas, ocorrendo em raros cristais, hipidiomórficos, com pleocroísmo em tons de verde escuro. É biaxial negativo com 2V pequeno e sua composição permite classificá-lo como hornblenda hastingsítica (Tabela 6.1 e Figura 6.1). A titanita é essencialmente idiomórfica e inclui opacos, apatita e também allanita. Suas relações de contato com a biotita sugerem que a cristalização das duas foi sincrônica. Allanita e epidoto novamente ocorrem associados tal qual o observado nas litologias do Granitóide Caraúbas. Os mantos de epidoto são de espessura variável e seu desenvolvimento é claramente favorecido pela presença da biotita. Apatita, opacos e zircão são as fases mais precoces e ocorrem em cristais quase sempre idiomórficos.

Os **microgranitos** são hololeucocráticos (Tabela 4.2) e a única amostra analisada plota no campo do granodiorito, mas muito próximo do limite com os monzogranitos. Sericitização e epidotização afetam os plagioclásios, e a biotita está sempre orientada na foliação e mostra, por vezes, processos de muscovitização. Allanita, opacos, zircão e apatita ocorrem como acessórios, não somando nem 1% da moda.

O **granito microporfirítico** que ocorre a sul do corpo maior é, petrograficamente e texturalmente, similar a fácies "granito porfirítico". Recristalização de quartzo e biotita é frequente. O processo de deformação por cisalhamento confere a rocha uma matriz muito fina.

Os **granodioritos** contêm teores modais de máficos da ordem de 35%, correspondendo a um titanita-anfibólio-biotita granodiorito com tendência tonalítica (Tabela 4.3 e Figura 4.7). Possuem textura porfirítica média e uma foliação bem marcada pela orientação dos máficos.

Os cristais de plagioclásio são essencialmente hipidiomórficos variando de 1 até 6 mm (estes mais raros). São francamente zonados, com zoneamento normal e composição oligoclásica (An₂₄₋₁₈). Por vezes, nos contatos com o K-feldspato, desenvolve bordas mais sódicas (An₁₂, em média). É comum apresentarem-se deformados, com os planos de macla em padrão de "kink-band". O K-feldspato é microclina em cristais de 1 a 3 mm, hipidiomórficos a xenomórficos, que incluem plagioclásio e biotita. Fraturamento e extinção ondulante denotam a deformação sofrida pelos mesmos. O quartzo é, por sua vez, xenomórfico, mostra extinção em bandas e chega a ser completamente recristalizado nas bandas de cisalhamento.

A biotita é de cor marrom apresentando-se em palhetas hipidiomórficas com até 2,5 mm, sempre orientada segundo a foliação. Engloba frequentemente inclusões de opacos, apatita e, mais raramente, epidoto e allanita. O anfibólio é similar àquele presente no granito porfirítico, sendo provavelmente hornblenda hastingsítica ou edenítica. A titanita é idiomórfica, mostra inclusões de opacos e apatita e, localmente, está maclada. Biotita, anfibólio e titanita ocorrem geralmente em agregados orientados na foliação, e suas relações texturais sugerem que iniciaram a cristalização quase concomitantemente. Porém é possível que o anfibólio preceda aos outros dois.

Allanita e epidoto apresentam as mesmas texturas vistas no caso do monzogranito. Opacos, apatita e zircão são esparsos, formando pequenos cristais idiomórficos de cristalização precoce.

Nas rochas **dioríticas** predomina a composição anfibólio-biotita-quartzo diorito (Figura 4.7 e Tabela 4.2). O quartzo e o K-feldspato ocorrem em pequenas quantidades (no geral menos de 10% da moda) e são fases tardias e xenomórficas. O plagioclásio é a fase dominante. Seus cristais são, no geral, hipidiomórficos, fortemente zonados, variando de andesina sódica a oligoclásio cálcico (An_{31-24}), e comumente incluem biotita e anfibólio.

Dentre os máficos, o anfibólio parece ser a fase mais precoce (excetuando-se aqui opacos, allanita e zircão). Via de regra ele está envolvido pela biotita e mostra comumente textura simplectítica com quartzo, talvez ligada à substituição de piroxênios mais precoces. É um anfibólio com características óticas similares áqueles do granodiorito (hornblenda hastingsítica ou edenítica), fornecendo figuras de eixo ótico pseudo-uniaxiais ou com 2V muito pequeno.

A biotita predomina entre os máficos. Está orientada e costuma conter inclusões de apatita e opacos. A titanita ocorre tanto em cristais idiomórficos de forma losangular, quanto mantendo cristais xenomórficos de opacos, via de regra inclusos em anfibólio ou biotita. Esses mantos são de espessura irregular e segundo BARRIÈRE & COTTEN (1979) esse tipo de textura é indicativo de oxidação decorrente de processos deutéricos.

Os opacos chegam a somar em torno de 1% modal, predominando o tipo xenomórfico mantado por titanita, sobre aqueles idiomórficos. Allanita, apatita e zircão não têm expressão modal e formam geralmente pequenos cristais idiomórficos. A allanita parece iniciar a sua cristalização um pouco mais tardiamente a apatita e zircão.

4.3 - GRANITÓIDE TOURÃO

Foram identificadas nesse corpo duas fácies de caráter granítico e textura porfirítica: Tourão e Timbaúba, além de microgranitos subordinados que ocorrem essencialmente como

diques. A **fácies Tourão** corresponde predominantemente a um biotita monzogranito, podendo apresentar variações para sienogranito e, mais raramente, quartzo-sienito (Tabela 4.3 e Figura 4.8). Localmente tem-se variedades mais enriquecidas em máficos, onde o anfibólio assume proporções expressivas, caracterizando um anfibólio-biotita monzogranito (Tabela 4.3).

A **fácies Timbaúba** é um biotita monzogranito, sempre desprovido de anfibólio e sensivelmente mais félsico do que a anterior (Tabela 4.3 e Figura 4.8). As texturas e a ordem de cristalização são similares nessas duas fácies, de tal forma que a descrição de cada mineral, feita a seguir, é válida para ambas e, de modo geral, mesmo para a variedade máfica da fácies Tourão.

Quartzo, plagioclásio e K-feldspato são os constituintes essenciais chegando a somar em torno de 90% da moda no caso da fácies Tourão, e até 95% na fácies Timbaúba. A biotita é sempre o máfico dominante e titanita, allanita, epidoto, opacos, zircão e apatita são os acessórios mais frequentes. Carbonatos, mica branca e clorita são fases secundárias provenientes de transformações, principalmente de biotita e plagioclásio.

O feldspato potássico é microclina pobre em pertitas, pouco deformado, com inclusões de plagioclásio, quartzo, biotita, opacos e allanita. Comumente apresenta mirmequitas em suas bordas (vide discussão adiante, item 4.11). As inclusões de plagioclásio são, no geral, idio a hipidiomórficas, via de regra mostram zoneamento e, por vezes, "patchy zoning" (Figura 4.9). Os cristais maiores de plagioclásio são oligoclásicos (An_{24-18}) podendo apresentar finas bordas albíticas (An_{8-6}), irregulares. Cristais menores, que costumam ocorrer em agregados, são sempre mais sódicos (An_{14-12}). Por vezes ocorrem cristais colados com maclamento e orientação ótica distintas, num padrão similar ao de "synneusis" conforme VANCE (1969), o qual pode ser interpretado de outras maneiras (DOWTY, 1980, SMITH & BROWN, 1988). A deformação se reflete em fraturamento das bordas dos grãos e em maclas vergadas. O quartzo é essencialmente xenomórfico e de dimensões de até 3 mm, podendo encontrar-se deformado, com extinção em bandas e, localmente, completamente recristalizado. Por vezes mostra inclusões de apatita, biotita e zircão.

Tabela 4.3 - Análises modais das rochas do Granitóide Tourão (em média 1600 pontos por amostra). Obs: Qz (quartzo); Pl (plagioclásio); Kf (feldspato potássico); Bt (biotita); Anf (anfíbólio) Tit (titanita); Ep (epídoto); All (allanita); Op (opacos); Ac (accessórios: apatita, zircão, clorita, mica branca, carbonato, fluorita)
(continua)

	Fácies Tourão												
	Bt- Monzogranitos					Anf-Bt-Monzogranitos							
	10a	83	85	145	183a	222	224	224	Média	84	124b	178	Média
Qz	15,4	25,8	18,8	28,8	35,9	37,6	26,4	26,4	26,9	22,2	24,3	26,9	24,5
Pl	25,6	23,0	29,7	35,5	21,5	25,4	28,9	27,1	27,1	30,9	31,3	26,1	29,4
Kf	50,0	47,6	42,9	24,0	36,5	28,6	33,4	37,6	37,6	23,0	17,5	23,9	21,3
Bt	7,8	2,6	6,8	10,1	5,6	7,9	10,5	7,3	7,3	20,1	18,0	12,8	17,0
Anf	Tr				Tr		0,2			1,2	3,4	9,8	4,8
Tit	0,1	Tr	0,7	0,7	0,5	Tr	Tr	0,3	0,3	1,5	2,2	0,2	1,3
Ep	0,8	0,4	0,1	0,1	Tr	0,1	0,3	0,3	0,3	0,6	1,4	TR	0,7
All	0,2	0,3	0,2	0,1	Tr	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
Op	0,1	0,1	0,4	0,5	Tr	0,3	0,1	0,2	0,2	0,3	0,5	Tr	0,3
Ac	Tr	0,1	0,4	0,2	Tr	Tr	Tr	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
Q	17	27	20	33	38	41	30	30	30	29	33	35	35
A	55	49	47	27	39	31	37	37	37	30	24	31	31
P	28	24	33	40	23	28	33	33	33	41	43	34	34
M	9,0	3,5	12,1	11,7	6,1	8,4	11,2	11,2	11,2	23,9	25,8	23,1	23,1

Tabela 4.3 - Análises modais das rochas do Granitóide Tourão (em média 1600 pontos por amostra). Obs: Qz (quartzo); Pl (plagioclásio); Kf (feldspato potássico); Bt (biotita); Anf (anfíbólio) Tit (titanita); Ep (epídoto); All (allanita); Op (opacos); Ac (acessórios: apatita, zircão, clorita, mica branca, carbonato, fluorita) (conclusão)

	Fácies Timbaúba													Microgranitos		
	Bt-Monzogranitos													Bt-Monzogranitos		
	8	9	50a	75	76	78	81	126	137	192	Média	10b	146a	Média		
Qz	29,0	29,1	31,9	29,1	22,8	26,5	34,6	30,0	28,1	42,0	30,3	29,5	26,6	28,1		
Pl	33,6	35,9	33,8	23,7	32,6	32,3	27,9	32,2	38,8	27,9	31,9	40,3	39,6	40,0		
Kf	29,7	29,7	26,9	45,7	38,3	36,3	27,6	29,2	27,1	24,0	31,5	26,6	28,2	27,4		
Bt	6,3	4,4	6,3	0,3	4,8	3,8	7,7	8,4	5,5	5,7	5,3	3,3	3,6	3,5		
Anf																
Tit	0,1	Tr	0,1	Tr	Tr	0,3	1,2	Tr	Tr	0,1	0,2					
Ep	0,4	0,3	0,4	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,7	0,5		
All	0,3	0,2	0,2	0,2	Tr	0,2	0,4	Tr	0,1	Tr	0,2	Tr	0,1	0,1		
Op	0,3	0,2	0,3	0,5	0,4	0,2	0,2	Tr	0,3	0,3	0,3	Tr	0,4	0,2		
Ac	0,2	0,1	0,1	0,2	0,9	Tr	Tr	0,1	Tr	Tr	0,2	0,1	0,8	0,5		
Q	32	31	34	29	24	28	38	33	28	44		31	28			
A	32	31	30	46	42	38	31	32	32	26		28	30			
P	36	38	36	25	35	34	31	35	40	30		42	42			
M	7,6	5,2	7,4	1,4	6,3	4,8	9,7	8,6	6,0	6,1		3,6	5,6			

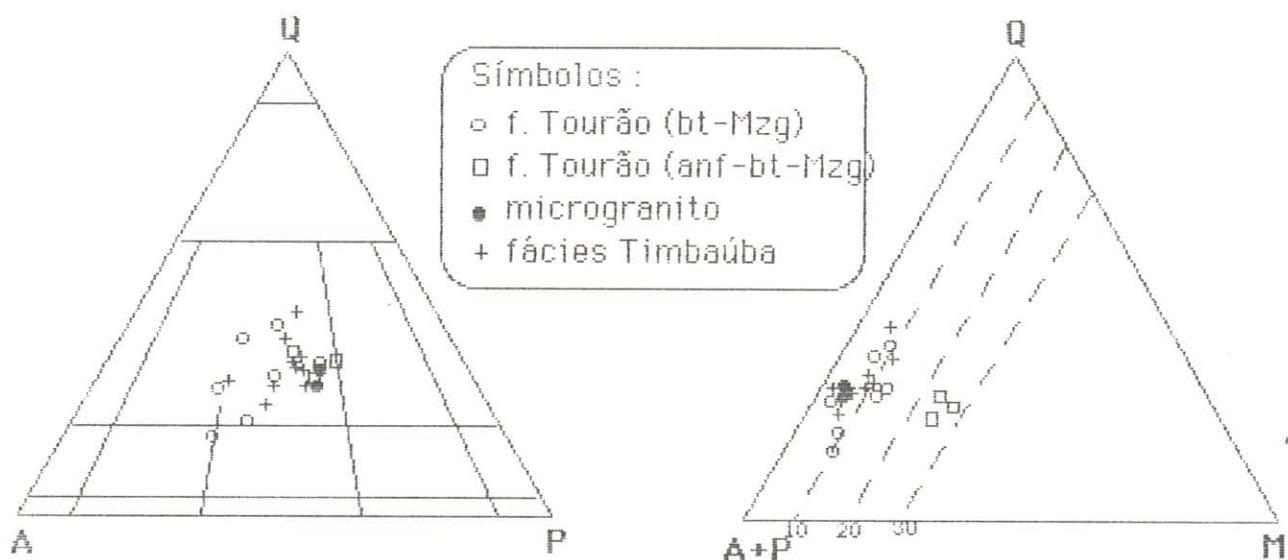


Figura 4.6 - Diagramas modais QAP e Q(A+P)M (STRECKEISEN, 1976) para as amostras do granitóide Tourão.

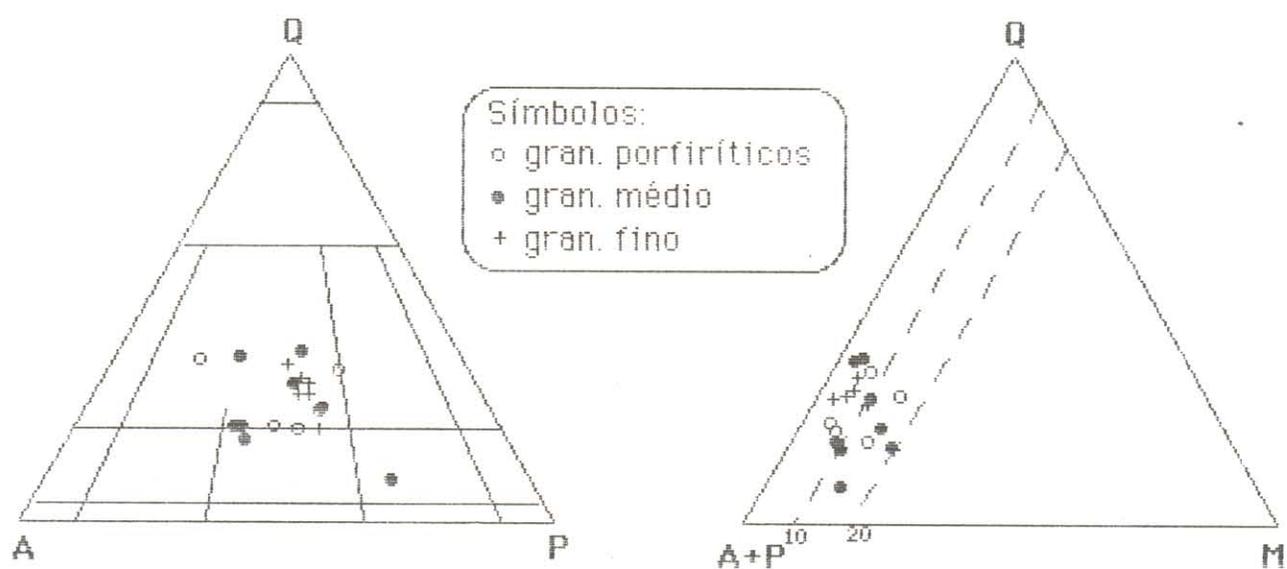


Figura 4.10 - Diagramas modais QAP e Q(A+P)M (STRECKEISEN, 1976) para as amostras do complexo granítico Serra do Lima.

A biotita é marrom e usualmente orientada. Comumente tem inclusões de opacos, apatita, allanita, epidoto e mostra processo incipiente de cloritização. A titanita é idiomórfica e sempre associada a biotita, sugerindo serem de cristalização sincrônica. Engloba com frequência opacos, apatita e allanita. O anfibólio é de cor verde escura, tem baixo ângulo 2V e é biaxial negativo, sendo provavelmente hornblenda-hastingsítica ou hornblenda-edenítica, face às suas similaridades óticas com aqueles presentes nos granitóides Caraúbas e Prado.

Epidoto e allanita, conforme visto nos granitóides Caraúbas e Prado, ocorrem intimamente associados, com texturas de manteamento, mas também se apresentam em cristais isolados. É notória a associação preferencial de epidoto com a biotita, ao passo que a allanita pode ocorrer desvinculada da mica. Quando metamictizada, a allanita desenvolve finas fraturas que se irradiam para os cristais adjacentes.

Opacos, apatita e zircão limitam-se a pequenos e escassos cristais idiomórficos comumente inclusos nas demais fases. O primeiro é composicionalmente magnetita (vide discussão em Capítulo 6 - "Química Mineral"). Os carbonatos são bem desenvolvidos, apresentando-se em cristais límpidos e bem formados, devendo estar ligados a ação de fluidos tardios.

Nos **microgranitos** o plagioclásio é oligoclásio (An₂₄₋₁₆) formando cristais hipidiomórficos zonados, apresentando, por vezes, finas bordas sódicas (An₁₃). A biotita é o máfico dominante (3,5% em média), e epidoto, allanita, opacos, apatita e zircão são os acessórios que somam em média 1% da moda. Novamente é comum a associação de allanita-epidoto com biotita. Clorita e mica branca são frequentes como produto de transformação de biotita e plagioclásio. Registra-se nesses leucomicrogranitos a presença de cristais xenomórficos intersticiais de fluorita como uma fase tardia relativamente frequente.

4.4 - COMPLEXO GRANÍTICO SERRA DO LIMA

Neste complexo foram identificadas três variedades de rochas graníticas, bem como outras de tendência diorítica. Os granitos dominantes são porfíricos de granulação grossa, ocorrendo

subordinadamente tipos equigranulares médios e finos. As rochas dioríticas apresentam-se geralmente como encraves nesses granitos. Composicionalmente os "granitos porfíricos" variam de monzo a sienogranitos com teor médio de máficos em torno de 10% (Tabela 4.4 e Figura 4.10). Biotita e anfibólio são os máficos dominantes e, titanita, allanita, epidoto, apatita, opacos e zircão os acessórios comuns. Clorita e mica branca são essencialmente produtos de transformação de biotita e plagioclásio, respectivamente. Carbonatos ocorrem tanto como produto de substituição do plagioclásio, quanto em cristais mais desenvolvidos, associados aos demais minerais. Em ambos os casos sua formação deve estar ligada a uma fase fluída tardia, rica em CO_2 .

K-feldspato e plagioclásio ocorrem em fenocristais hipidiomórficos, via de regra, pouco deformados. O primeiro ocorre também como cristais menores na matriz, e o segundo como pequenos cristais, idiomórficos e zonados, em agregados e também inclusos nos fenocristais de feldspato potássico. Em geral os processos de transformação são incipientes. O plagioclásio é oligoclásio com zoneamento normal, sendo que os cristais maiores possuem An_{22-18} , enquanto cristais menores, que podem ocorrer em agregados, são mais sódicos (An_{17-13}). O quartzo é xenomórfico, mostra com certa frequência extinção ondulante e em bandas; quando associado a microzonas de cisalhamento, que contornam os fenocristais de K-feldspato, encontra-se recristalizado.

A biotita é o principal máfico, apresenta cor marrom e está no geral, pouco cloritizada. Em alguns tipos, o quartzo associado dispõe-se segundo os seus planos de clivagem. O anfibólio ocorre em agregados associados a biotita. Os cristais são hipidiomórficos e suas características óticas (cor verde escura, ângulo de extinção e $2V$ baixos e biaxial negativo) sugerem uma composição de hornblenda hastingsítica (LEAKE 1968), composição esta confirmado por análises de microsonda (Tabela 6.1 e Figura 6.1). A titanita também associa-se aos agregados de biotita + anfibólio, e os seus cristais são predominantemente idiomórficos, losangulares e, comumente, incluem opacos e apatita.

O epidoto, quando presente, ocorre tanto em cristais isolados quanto mantendo a allanita (tal qual observado em outros granitóides) e, em alguns casos, ele pode constituir uma fase modal

Tabela 4.4 - Análises modais das rochas do Complexo Serra do Lima (em média 1600 pontos por amostra) Obs: Qz (quartzo); Pl (plagioclásio); Kf (feldspato potássico); Bt (biotita); Anf (anfíbólio); Tit (titanita); Ep (epídoto); All (allanita); Op (opacos); Ac (accessórios: zircão, apatita, mica branca, carbonato, clorita)

	Granitos Porfíricos							Granitos Médios							Granitos Finos						
	150b	153f	160c	162b	232a	119a	149b	150c	151b	154	160b	162a	232c	119b	150a	153a	153b	153c	153d		
Qz	17,5	28,0	22,3	19,6	32,7	17,9	15,9	34,4	7,8	21,0	35,6	27,3	16,8	32,0	28,1	29,2	25,0	16,3	27,0		
Pl	35,5	36,6	42,0	34,0	14,2	27,7	29,4	22,4	56,1	37,8	32,8	32,9	25,0	31,2	37,1	35,0	35,9	36,8	37,0		
Kf	32,8	20,6	30,6	39,0	45,6	46,2	44,2	39,9	22,4	26,3	27,3	30,4	38,6	32,0	29,9	29,8	28,9	27,1	33,1		
Bt	10,6	7,5	4,9	4,7	4,1	3,2	5,7	1,3	3,4	12,7	4,3	6,3	10,4	4,3	4,1	5,7	8,1	12,3	1,5		
Anf	1,8	5,8		2,5	3,2	4,6	4,5	1,6	9,3		2,9		8,2	0,2			0,2	5,3			
Tit	0,8	0,4	0,2	Tr	0,2	Tr	0,2		0,4	0,5			Tr	Tr			0,3	1,1			
Ep	0,5			Tr	Tr				0,6	1,3							0,8	0,7	0,1		
All	0,1	0,5	Tr	Tr	Tr	0,2	0,1	0,3	Tr	0,3	Tr	0,1	0,5	0,1	Tr	Tr	0,1	0,1	Tr		
Op	Tr	0,6	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	0,1	Tr	Tr	0,4	0,1	Tr	0,1	0,2	0,1	0,2		
Ac	0,3	Tr	Tr	0,1	Tr	0,1	Tr	0,1	Tr	0,1	0,4	0,1	0,9								
Q	20	33	24	21	35	20	18	36	9	25	37	30	21	34	30	31	28	20	28		
A	38	24	32	42	49	50	49	41	26	31	29	34	48	33	31	32	32	34	34		
P	42	43	44	37	16	30	33	23	65	44	34	36	31	33	39	37	40	46	38		
M	14,1	14,8	5,1	7,3	7,3	8,1	10,5	3,3	13,7	14,9	4,3	9,3	19,1	4,7	4,1	5,9	10,1	19,7	2,8		

acessória (Tabela 4.4) importante (Am 150b, por exemplo). Apatita, opacos e zircão são fases magmáticas precoces.

Os **granitos médios** composicionalmente são mais variados do que os tipos porfiríticos, apresentando termos quartzo-monozodioríticos e quartzo-monzoníticos, mas predominando monzogranitos (Figura 4.10). O teor de máficos varia consideravelmente (desde 3,3 até 19,1%), refletindo as variações composicionais desses granitos (Tabela 4.4).

O feldspato potássico é uma microclina que se apresenta em cristais hipidiomórficos a xenomórficos, frequentemente com inclusões de plagioclásio, biotita, anfibólio e quartzo. Este por sua vez é xenomórfico e de dimensões variáveis, entre 1 e 3 mm, está pouco deformado, registrando-se apenas processos iniciais de formação de subgrãos. O plagioclásio é hipidiomórfico e ocorre tanto em cristais com 2 a 3 mm, como em agregados de cristais menores que 1,5 mm. Em ambos os casos mostram-se zonados, com zoneamento normal, e composição oligoclásica

com An₁₈₋₁₄ no primeiro caso e An₁₄₋₁₂ para os cristais menores (dos agregados). Alguns cristais maiores desenvolvem bordas albiticas (An_{<5}) irregulares, nos contatos com o K-feldspato.

Biotita e anfibólio ocorrem em agregados de cristais hipidiomórficos, por vezes definindo uma foliação incipiente. No geral estão pouco alterados. A titanita é escassa e, quando ocorre, está associada aos agregados de máficos sendo, no geral, idiomórfica. A allanita é o acessório mais comum, pode apresentar mantos de epidoto e comumente mostra zoneamento. Opacos, apatita e zircão são em geral idiomórficos. A mica branca é produto de transformação de plagioclásio que produz também carbonatos finos. Esses também ocorrem em grãos isolados.

Os tipos **finos** são predominantemente monzogranitos, sendo que termos mais ricos em máficos plotam no limite dos campos de quartzo-monzonito e monzogranito e apresentam teores elevados de anfibólio e titanita (Tabela 4.4 e Figura 4.4). Este último subtipo é representante da suíte diorítica presente nesse complexo. Os teores de máficos são muito variáveis, sendo a biotita dominante e o anfibólio subordinado ou ausente. Titanita, allanita, epidoto, opacos, apatita e zircão são acessórios comuns. Carbonatos e fluorita ocorrem como fases tardias, sendo o primeiro

FASE MAGMÁTICA	FASE TARDIMAGMÁTICA/CISALHAMENTO
<u>Opacos</u>	<u>Titanita + Opacos</u>
<u>Apatita</u>	
<u>Zircão</u>	
<u>Allanita</u>	
<u>Anfibólio</u> - - - - -	
<u>Biotita</u> - - - - -	<u>Clorita + Opacos</u>
<u>Titanita</u> - - - - -	
<u>Epídoto</u> - - - - -	
<u>Plagioclásio</u>	<u>Sericita+Epídoto+Albita+Fluorita+Carbonato</u>
<u>K-feldspato</u>	
<u>Quartzo</u>	<u>Quartzo + Mirmequitas + Quartzo</u>

Figura 4.11a: Sequência de cristalização dos minerais dos granitóides Tourão Caraúbas, Prado e do Complexo Serra do Lima.

FASE MAGMÁTICA	FASE TARDIMAGMÁTICA/CISALHAMENTO
<u>Opacos</u>	<u>Opacos + Titanita</u>
<u>Apatita</u>	
<u>Zircão</u>	
<u>Allanita</u>	
<u>Anfibólio</u> - - - - -	
- - <u>Biotita</u> - - - - -	<u>Clorita + Opacos</u>
<u>Plagioclásio</u>	<u>Sericita + Epídoto</u>
<u>K-feldspato</u>	
<u>Quartzo</u>	<u>Mirmequitas+ Quartzo + Quartzo</u>

Figura 4.11b: Sequência de cristalização dos minerais da associação diorítica do Granitóide Prado.

em quantidade expressiva em termos relativos. Mica branca e carbonatos finos ocorrem como produtos de alteração de plagioclásio, e clorita e opacos como alteração de biotita.

O plagioclásio é oligoclásio (An₁₈₋₁₀). O feldspato potássico é uma microclina muito pouco pertítica, via de regra em cristais xenomórficos e comumente com inclusões de biotita e plagioclásio. O quartzo é xenomórfico e pouco deformado, embora com extinção ondulante.

A biotita é marrom, às vezes orientada segundo uma foliação incipiente, e parcialmente cloritizada. O anfibólio é hipidiomórfico e exibe características óticas similares às presentes no granito médio. A titanita, quando ocorre, está associada a biotita e anfibólio e seus cristais são usualmente idiomórficos. Allanita e epidoto mostram texturas de manteamento e estão intimamente associados com a biotita. Opacos, apatita e zircão são escassos e cristalizados precocemente. Considerando que esses quatro granitóides (Caraúbas, Prado, Tourão e Serra do Lima) são muito similares em termos petrográficos e texturais, e também que suas texturas minerais são da mesma forma similares, optou-se por fazer um quadro único para representar suas sequências de cristalização (Figura 4.11a). Por seu lado, a sequência de cristalização para as rochas da associação diorítica do Prado, encontra-se na Figura 4.11b.

4.5 - GRANITÓIDE QUIXABA

Como já foi mencionado anteriormente, são definidas nesse granitóide duas fácies com características petrográficas bem distintas: Quixaba e Umari. A primeira domina em torno de 90% do pluton e a segunda constitui um pequeno corpo, de forma arredondada, envolvido pelas litologias da fácies Quixaba.

Composicionalmente a **fácies Quixaba** é representada por quartzo-monzodioritos e quartzo-monzonitos, com termos monzograníticos subordinados (Figura 4.12), onde os minerais félsicos somam em média 75% da moda e usualmente o plagioclásio excede o feldspato potássico (Tabela 4.5). Anfibólio e biotita são os máficos dominantes (mais de 20% em média), com o primeiro no geral excedendo a segunda. Allanita, titanita, opacos (estes em proporções modais

Tabela 4.5 - Análises modais das rochas do Granitóide Quixaba (em média 1600 pontos por amostra)
 Obs: Qz (quartzo); Pl (plagioclásio); Kf (feldspato potássico); Bt (biotita); Anf (anfíbólio); Tit (titanita);
 All (allanita); CPX (clinopiroxênio); OPX (ortopiroxênio); Op (opacos); Ac (acessórios: zircão, apatita,
 mica branca, carbonato, clorita)

	Fácies Quixaba							Fácies Umari			
	270	272	273a	291b	296	328	333	Média	325a	327	Média
Qz	7,3	7,4	11,9	8,7	28,0	8,4	5,1	11,0	2,4	3,8	3,1
Pl	29,3	52,7	39,8	23,7	21,6	40,2	57,8	37,9	43,6	43,5	43,6
Kf	31,7	15,8	15,4	41,4	31,4	32,8	19,5	26,9	20,4	12,0	16,2
Bt	10,0	8,2	19,7	17,6	5,5	5,8	4,4	10,2	21,9	15,7	18,8
Anf	20,5	15,0	10,9	8,2	11,8	12,2	12,4	13,0	3,8	0,2	2,0
Tit		0,3	1,1	Tr	0,4	Tr		0,3	Tr		
All	Tr	Tr		0,1	1,1	Tr	Tr	0,2			
Op	0,6	0,3	1,0	0,3	0,2	0,5	0,8	0,5	1,3	2,7	2,0
CPX									3,4	14,5	9,0
OPX									3,1	7,6	5,4
Ac	0,5	Tr	0,1	Tr	Tr	0,1	Tr	0,1	0,1	Tr	
Q	11	10	18	12	34	10	6		3	6	
A	46	21	23	56	39	40	24		31	20	
P	43	69	59	32	27	50	70		66	74	
M	31,6	23,8	32,8	26,2	19,0	18,6	17,6		33,5	40,2	

expressivas), zircão e apatita são acessórios comuns. Epidoto foi observado em apenas uma lâmina. Carbonatos, sericita e também titanita ocorrem como fases secundárias ligadas às transformações tardi a pós-magmáticas.

O plagioclásio ocorre tanto em agregados como em cristais maiores isolados. Em ambos os casos mostra zoneamento normal com os primeiros sendo mais sódicos (An_{18-14}), do que os últimos, cujas análises por microsonda revelaram composições variáveis de An_{38-16} (Tabela 6.4). Os cristais maiores frequentemente mostram inclusões de biotita e, por vezes, bordas corroídas nos contatos com quartzo e K-feldspato. Este, por sua vez, é uma microclina, pouco a medianamente pertítica, constantemente fraturada e com fraturas preenchidas por carbonatos ou mica branca. O quartzo é xenomórfico e nas bandas de cisalhamento está totalmente recristalizado e íntimamente associado com uma biotita fina, também produto de recristalização.

Anfibólio e biotita ocorrem sempre em agregados, aos quais se associa também a titanita idiomórfica, presente em pequenas quantidades. A biotita tem cor marrom-avermelhada e o anfibólio é verde escuro e classificado de acordo com a sua composição obtida na microsonda (Tabela 6.1), como hornblenda-ferro-edenítica (LEAKE, 1968). Por vezes nos contatos biotita - plagioclásio desenvolvem-se texturas finas mostrando a associação íntima das duas fases (corrosão do plagioclásio pela biotita ou simplectitos?). Inclusões de apatita, zircão e opacos são frequentes na biotita e no anfibólio. A titanita ocorre também envolvendo os opacos (Figura 4.13), de modo análogo ao observado nas rochas dioríticas do granitóide Prado. A allanita é idiomórfica, via de regra zonada e metamictizada. Está inclusa em biotita e anfibólio e mostra inclusões de opacos idiomórficos.

Opacos, apatita e zircão são os acessórios mais frequentes, com o primeiro excedendo os outros dois. Análises por microsonda revelam que se trata de ilmenita (Tabela 6.6). Os carbonatos existem tanto como fases independentes, quanto como produto de transformação de plagioclásio, chamando a atenção sua abundância em relação ao observado nos demais granitóides da área.

A **fácies Umari** varia composicionalmente de monzodiorítica a quartzo-monzodiorítica (Figura 4.12), é rica em ferromagnesianos (37% modal em média) e difere da fácies Quixaba por apresentar clino e ortopiroxênios e também baixos teores de quartzo e anfibólio. A biotita sempre excede em muito o anfibólio e os piroxênios (Tabela 4.5). Os opacos são constituintes acessórios expressivos (2% modal em média), sendo acompanhados por apatita, zircão e, numa amostra, titanita. A allanita e epidoto estão ausentes, o que constitui um aspecto particular dessa fácies. Carbonatos e sericita são fases secundárias.

Os cristais de plagioclásio são hipidiomórficos e mostram zoneamento normal (An_{34-26}), conforme análises por microsonda, (Tabela 6.4), sendo que também ocorrem cristais menores, por vezes em agregados, menos anortíticos (An_{26-24}). O K-feldspato é hipidiomórfico a xenomórfico, extremamente pobre em pertitas e, pelas suas características óticas, trata-se de sanidina ou ortoclásio (biaxial negativo com 2V pequeno; figuras pseudo-uniaxiais). O quartzo é muito escasso e seus cristais são xenomórficos, intersticiais e pouco deformados.

O ortopiroxênio é francamente pleocróico, variando de incolor a amarelo pálido e biaxial negativo. Análises por microsonda revelam composição de ferrohiperstênio (vide discussão em "Química Mineral"). Seus cristais são hipidiomórficos e comumente acham-se em transformação para anfibólio de cor verde, originando texturas do tipo "coroas". O clinopiroxênio tem cor verde claro, é pleocróico, com birrefringência alta e biaxial positivo. Os cristais são predominantemente hipidiomórficos e constantemente envolvidos por coroas de anfibólio verde. As análises por microsonda permitem classificá-lo como augita (Tabela 6.3).

A biotita ocorre usualmente em cristais hipidiomórficos. Por vezes forma simplectitos com o quartzo. O anfibólio é essencialmente produto de desestabilização dos piroxênios. As suas características óticas e a composição química são similares às do anfibólio da fácies Quixaba, tratando-se igualmente de hornblenda-ferro-edenítica. Titanita, opacos, apatita e zircão são os acessórios presentes.

A sucessão mineral definida para as duas fácies desse granitóide está na Figura 4.14.

FASE MAGMÁTICA	FASE TARDIMAGMÁTICA/CISALHAMENTO
<u>Opacos</u>	<u>Opacos + Titanita</u>
<u>Apatita</u>	
<u>Zircão</u>	
<u>Allanita</u>	
<u>Anfibólio</u> - - - - -	
<u>Biotita</u> - - - - -	<u>Biotita+Clorita+Opacos</u>
<u>Titanita</u> - - - - -	
<u>Plagioclásio</u>	<u>Sericita + Carbonato</u>
<u>K-feldspato</u>	
<u>Quartzo</u>	<u>Mirmequita + Quartzo</u>

Figura 4.14a: Sequência de cristalização dos minerais da fácies Quixaba do granitóide homônimo.

FASE MAGMÁTICA	FASE TARDIMAGMÁTICA/CISALHAMENTO
<u>Opacos</u>	
<u>Apatita</u>	
<u>Zircão</u>	
<u>Ortopiroxênio</u>	
<u>Clinopiroxênio</u>	
<u>Biotita</u> - - - - -	
<u>Anfibólio</u> - - - - -	
<u>Titanita</u> - - - - -	
<u>Plagioclásio</u>	<u>Carbonato + Sericita</u>
<u>K-feldspato</u>	
<u>Quartzo</u>	<u>Mirmequita</u>

Figura 4.14b: Sequência de cristalização dos minerais da fácies Umari do Granitóide Quixaba.

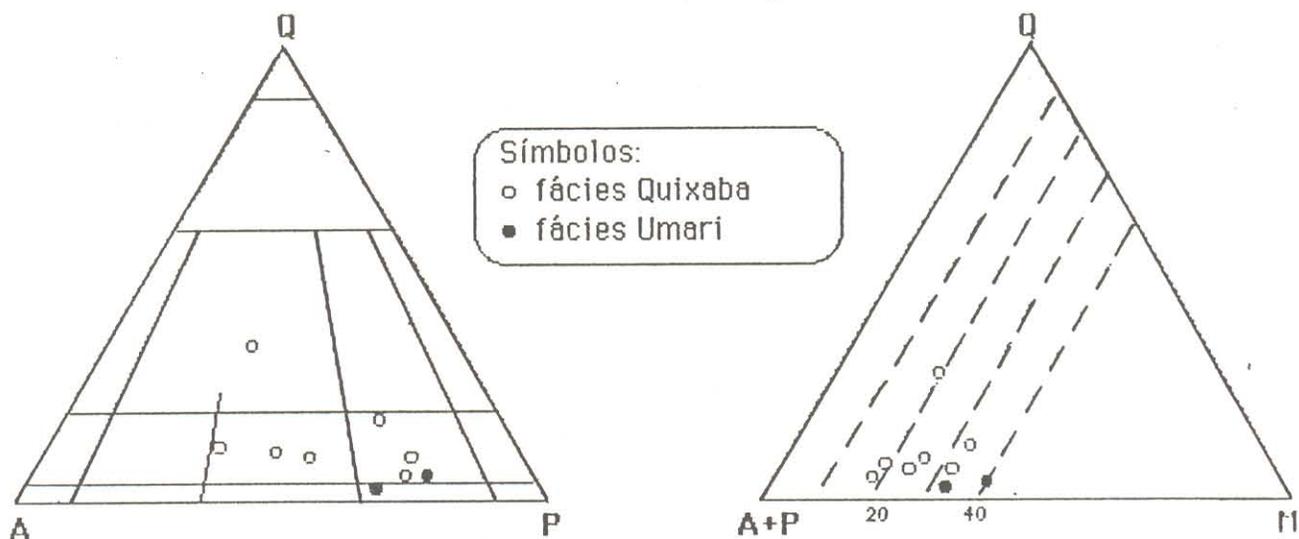


Figura 4.12- Diagramas modais QAP e Q(A+P)M (STRECKEISEN, 1976) para as amostras do granitóide Quixaba.

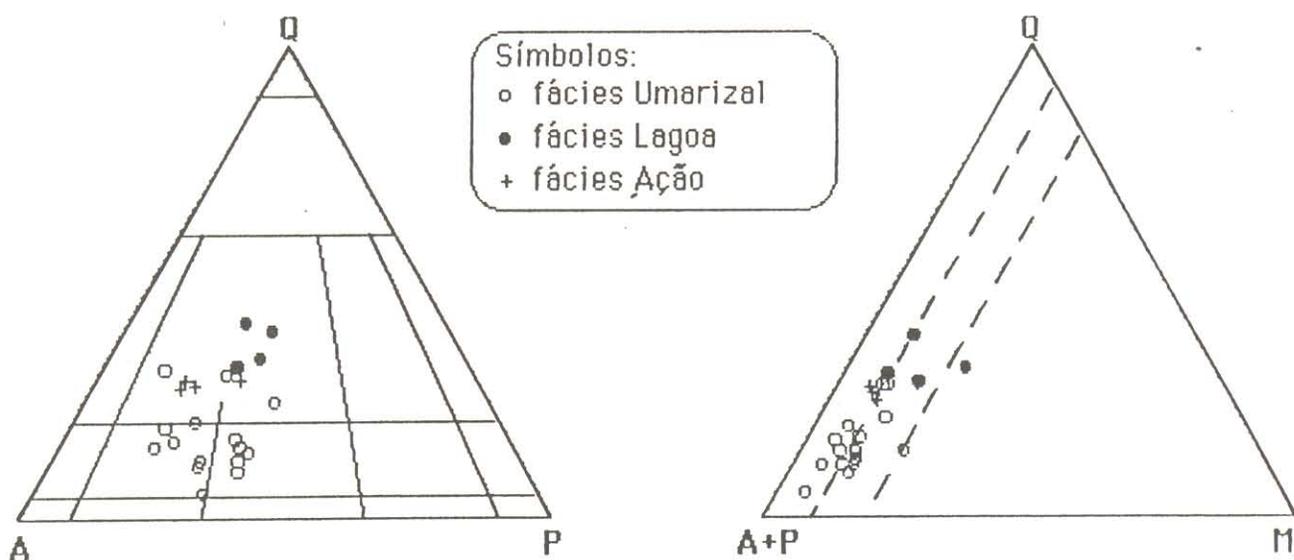


Figura 4.15 - Diagramas modais QAP e Q(A+P)M (STRECKEISEN, 1976) para as amostras do granitóide Umarizal.

4.6 - GRANITÓIDE UMARIZAL

São identificadas nesse granitóide três fácies textural e petrograficamente distintas: Umarizal, Lagoa e Ação. A primeira é amplamente dominante no corpo principal (em torno de 80% do pluton). Composicionalmente a **fácies Umarizal** varia de quartzo-monzonito a quartzo-sienito (Figura 4.15), apresentando proporções variáveis de clinopiroxênio, anfibólio e biotita, geralmente acompanhados por faialita ou, raramente ortopiroxênio, ambos de distribuição errática. Zircão, apatita e opacos são os acessórios comuns, sendo que o último pode ocorrer em proporções modais da ordem de 1% (Tabela 4.6). Allanita ocorre raramente e, epidoto, não foi observado em nenhuma lâmina.

Por seu lado, a **fácies Lagoa** é essencialmente monzogranítica (Figura 4.15) com proporções variáveis de anfibólio e biotita, e desprovida totalmente de piroxênios e faialita (Tabela 4.6). Os acessórios são os mesmos da fácies Umarizal. As texturas das fases minerais, por sua vez, nem sempre são as mesmas. A descrição mineral será feita em conjunto, porém destacando-se, quando houver, as diferenças texturais em cada fácies.

O feldspato potássico nessas duas fácies é no geral xenomórfico, de contatos irregulares e com dimensões médias da ordem de 6 mm, podendo chegar até a 7-8 mm. É microclina medianamente pertítica, com pertitas dos tipos "strings" e "em chamas" predominando. Apresenta, por vezes, geminações Carlsbad e Albita-Periclina conjugadas, as últimas apresentando o típico padrão "em grade". Textura poiquilítica é extremamente frequente com inclusões de plagioclásio, biotita, anfibólio, clinopiroxênio, zircão e apatita. O plagioclásio é a inclusão mais comum, em cristais da ordem de 1 mm, zonados e, por vezes, orientados paralelamente às bordas do K-feldspato. O clinopiroxênio incluso mostra coroas de anfibólio.

Há dois tipos texturais de plagioclásio bem característicos nessas duas fácies. O tipo-1 ocorre em cristais isolados e de dimensões variadas, mas sempre maiores do que 1 mm (comumente tem-se cristais de 3-5 mm). São hipidiomórficos e, mais raramente, xenomórficos, frequentemente exibindo zoneamento normal (An₂₀₋₁₈). Contém inclusões de biotita, apatita,

Tabela 4.6 - Análises modais das rochas do Granitóide Umarizal (em média 1600 pontos por amostra). Obs: Qz (quartzo); Pl (plagioclásio); Kf (feldspato potássico); Bt (biotita); Anf (anfíbólio); CPX (clinopiroxênio); OPX (ortopiroxênio); Fail (faialita); Op (opacos); All (allanita); Ac (accessórios: apatita, zircão, grunerita, mica branca)

(continua)

	Fácies Umarizal														334 Média	
	01	02	16a	18	27	34	42	44	54	73	92	93	118	142		
Qz	10,4	8,6	18,7	21,3	12,4	10,6	14,3	17,0	28,0	13,9	4,8	13,9	15,6	27,6	10,7	15,2
Pl	25,1	31,9	21,1	31,9	32,0	26,7	16,4	16,0	11,0	25,4	30,6	30,3	19,5	21,6	31,9	24,8
Kf	53,2	47,7	53,9	34,9	44,3	57,3	62,7	57,6	51,5	41,3	59,5	46,2	59,4	42,1	48,1	50,6
Bt	0,6	0,9	2,1	3,8	0,6	2,7	0,9	1,0	2,0	5,1	2,8	0,6	1,7	4,0		2,0
Anf	2,8	4,4	3,0	7,4	1,8	1,2	3,8	7,1	3,7	11,6	1,2	3,0	2,9	3,8	4,4	4,1
CPX	4,5	3,7	0,6	0,3	7,3	1,4	1,6	0,8	2,6	Tr	0,9	3,5	0,2	0,6	1,7	2,1
OPX													0,2		2,9	0,2
Fail	1,6	2,1	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	0,2	Tr			1,7				0,4
Op	0,8	0,6	0,3	0,3	1,4	Tr	0,3	0,2	0,3	1,3	0,2	0,8	0,2	0,3	0,3	0,5
All				Tr				0,1		1,3	Tr		0,3			0,1
Ac	Tr	0,1	Tr	Tr	0,2	Tr	Tr	Tr	Tr	0,1	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Q	12	10	20	24	14	11	15	19	31	17	5	15	16	30	12	
A	60	54	57	40	50	61	67	63	57	51	63	51	63	46	53	
P	28	36	23	36	36	28	18	18	12	32	32	34	21	24	35	
M	10,3	11,8	6,0	11,8	11,3	5,3	6,6	9,4	9,5	19,4	5,1	9,6	5,5	8,7	9,3	

Tabela 4.6 - Análises modais das rochas do Granitóide Umarizal (em média 1600 pontos por amostra). Obs: Qz (quartzo); Pl (plagioclásio); Kf (feldspato potássico); Bt (biotita); Anf (anfíbólio); Op (opacos); All (allianiat); Ac (acessorios: apatita, zircão, mica branca, clorita) (conclusão)

	Fácies Lagoa					Fácies Açã				
	11	116a	148	166b	Média	45	48	57	58	Média
Qz	27,9	37,6	29,7	30,5	31,4	25,4	24,2	27,2	26,4	25,8
Pl	24,7	19,6	22,4	21,5	22,1	23,4	15,7	15,9	17,9	18,2
Kf	31,9	33,6	39,7	26,0	32,8	38,1	51,4	51,2	48,9	47,4
Bt	9,6	5,6	2,6	6,3	6,0	5,9	1,4	0,8	1,4	2,4
Anf	5,1	3,0	4,9	14,6	6,9	7,0	7,3	4,8	5,3	6,1
Op	0,3	0,2	0,3	0,8	0,4	0,1	Tr	Tr	Tr	Tr
All	0,4	Tr	0,2	Tr	0,2	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Ac	Tr	0,4	0,2	0,3	0,2	Tr	Tr	0,1	Tr	Tr
Q	33	41	32	39		29	27	29	28	
A	38	37	43	33		44	56	54	53	
P	29	22	25	28		27	17	17	19	
M	15,4	9,2	8,2	22,0		13,1	8,7	5,7	6,7	

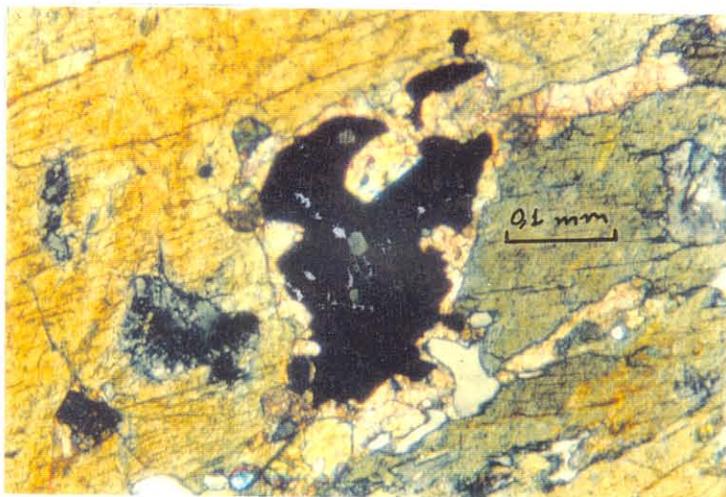


Figura 4.13 - Opaco xenomórfico orlado por titanita e com inclusão parcial de zircão (parte superior do opaco). Todo o conjunto é envolvido por anfibólio (Granitóide Quixaba).

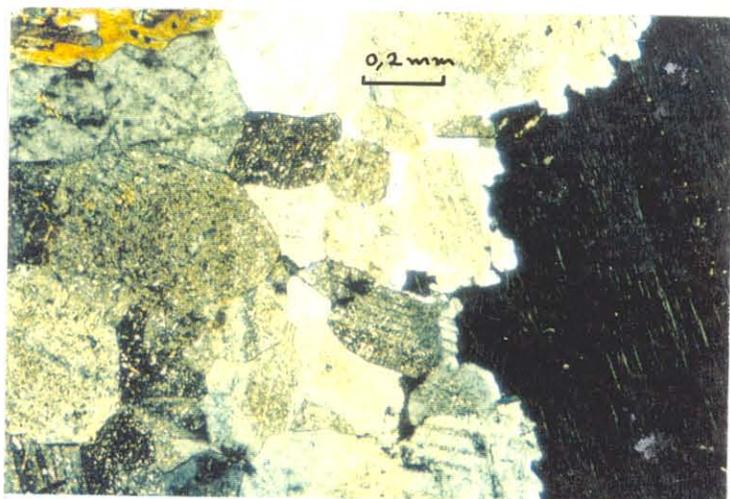


Figura 4.16 - Plagioclásio-2 em agregados de grãos hipidiomórficos sericitizados, apresentando bordas albíticas no contato com o K-feldspato no lado direito da foto (Granitóide Umarizal).

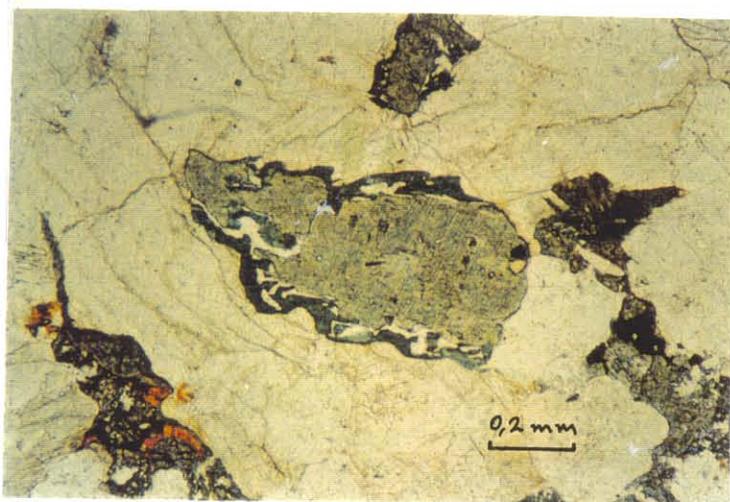


Figura 4.17 - Clinopiroxênio (no centro da foto) com coroa de anfibólio. Vê-se que há o desenvolvimento de quartzo associado ao processo de transformação do piroxênio (Granitóide Umarizal).

opacos e zircão. O plagioclásio-2 ocorre em agregados, sendo predominantemente hipidiomórfico e com dimensões médias da ordem de 1 - 1,5 mm (Figura 4.16). Também mostra zoneamento normal, sendo porém mais sódico (An_{14-12}). Ambos os tipos de plagioclásio, quando em contato com K-feldspato, desenvolvem comumente bordas albíticas.

Em ambas as fácies o quartzo é essencialmente xenomórfico e exibe contatos irregulares. Seus cristais variam desde 1 até 5 mm (mais raramente), mostram comumente extinção ondulante, mas acham-se muito menos deformados do que nos granitóides precedentes. Inclusões de clinopiroxênio, biotita e apatita são frequentes nos cristais maiores, os quais estão, em geral fraturados.

O clinopiroxênio, que apenas ocorre na fácies Umarizal, é, ao lado do anfibólio, o máfico predominante nessas rochas. Seus cristais são usualmente hipidiomórficos e possui cor verde claro com pleocroísmo em tons esverdeados e amarelados, birrefringência alta e sinal ótico positivo. Tais características são compatíveis tanto com augita, quanto com hedembergita, entretanto as análises feitas por microsonda eletrônica revelam que se trata da última (Tabela 6.3). Frequentemente mostra fraturas regulares preenchidas por opacos e inclusões de apatita e zircão. As suas relações texturais com a faialita são ambíguas e sugerem cristalização concomitante, ao passo que ambos são claramente precoces em relação a anfibólio e biotita. A feição textural mais constante nesses clinopiroxênios são as coroas de anfibólio, como resultado da desestabilização do primeiro. Essas coroas (Figura 4.17) são irregulares e de espessura variável, apresentando sempre grãos de quartzo associados. Este quartzo é resultante da transformação do clinopiroxênio em anfibólio, já que o primeiro admite mais sílica em sua estrutura. Por vezes o processo de substituição é muito avançado e chega-se a ter pseudomorfos de anfibólio.

O ortopiroxênio ocorre em cristais usualmente hipidiomórficos e em agregados com clinopiroxênio de cor amarela pálida com fraco pleocroísmo em tons amarelados e biaxial negativo. Estas características óticas juntamente com a paragênese da rocha, levam a classificá-lo como hiperstênio. Comumente ele mostra-se manteado por anfibólio verde. Pode apresentar fraturas grosseiras preenchidas por opacos e material de cor amarelo-avermelhada, ambos

derivados do próprio ortopiroxênio. A transformação desse mineral para clinopiroxênio também é comum.

A olivina ocorre em cristais xeno-hipidiomórficos, de altas cores de birrefringência, frequentemente com zonas de alteração onde se concentram opacos e anfibólios secundários. Comumente apresenta textura de "coroa dupla" com dois anfibólios. A primeira coroa é fina e irregular (Figura 4.18) sendo formada por um anfibólio incolor com altas cores de birrefringência e sistematicamente maclado, classificado como grunerita com base em análises por microsonda (Tabela 6.1). A segunda coroa é, via de regra, mais espessa, porém também irregular, sendo formada pelo mesmo anfibólio verde que envolve o clinopiroxênio. Dada a presença constante de quartzo na paragênese da rocha juntamente com as características óticas desse mineral, esta olivina foi classificada como faialita (análises por microsonda confirmam esta composição - Tabela 6.5). Tal qual as duas fases anteriores, a faialita só ocorre na fácies Umarizal.

Apesar de ocorrer principalmente coroando os piroxênios, o anfibólio se apresenta também em cristais isolados cristalizados, ao que tudo indica, diretamente do líquido magmático. Tal como no granitóide Quixaba ele é uma hornblenda-ferro-edenítica, de acordo com análises químicas feitas na microsonda (Tabela 6.1 - segundo a classificação de LEAKE, 1968). Esses cristais isolados mostram com certa frequência inclusões de opacos, apatita e zircão. Suas relações de contato com a biotita sugerem que a mica é mais tardia. Essa tem cor marrom escura e ocorre predominantemente em simplectitos com quartzo (Figura 4.19), embora possa apresentar-se também em palhetas homogêneas. O processo de cloritização é muito incipiente. Composicionalmente é uma mica do tipo annita (vide discussão em "Capítulo 6 - Química Mineral").

O zircão ocorre em pequenos cristais idiomórficos, podendo ser tanto prismático quanto quadrático. Apesar de não ter expressão modal é uma fase acessória relativamente abundante, principalmente nos termos com faialita. Apatita e allanita são essencialmente idiomórficas. Os opacos têm expressão modal, com proporções de até 1,4%. São predominantemente idiomórficos e

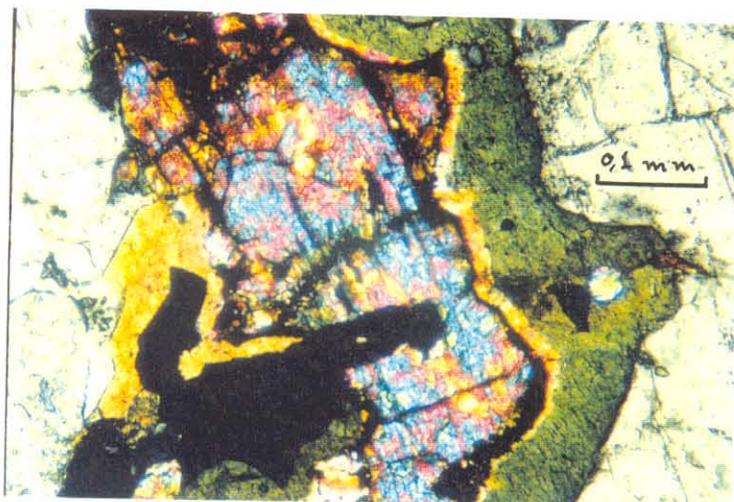


Figura 4.18 - Textura de coroa dupla sobre faialita. A primeira coroa, fina e irregular é de grunerita, enquanto que a segunda mais espessa e regular é de hornblenda (Granitóide Umarizal).

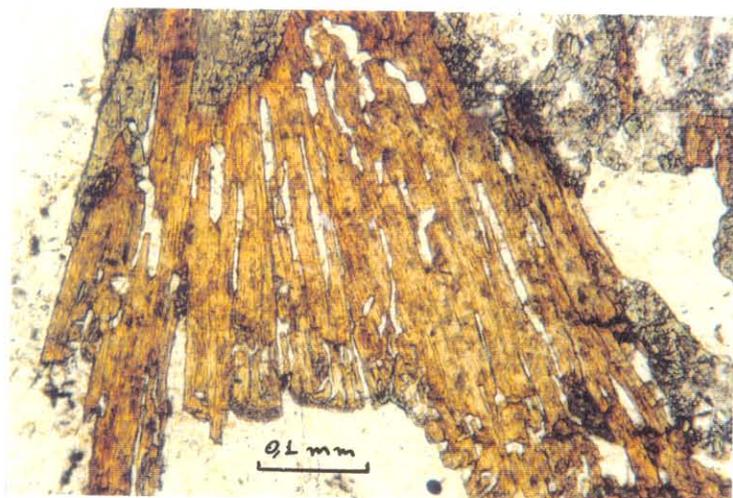


Figura 4.19 - Biotita formando simplectito com o quartzo (Granitóide Umarizal).

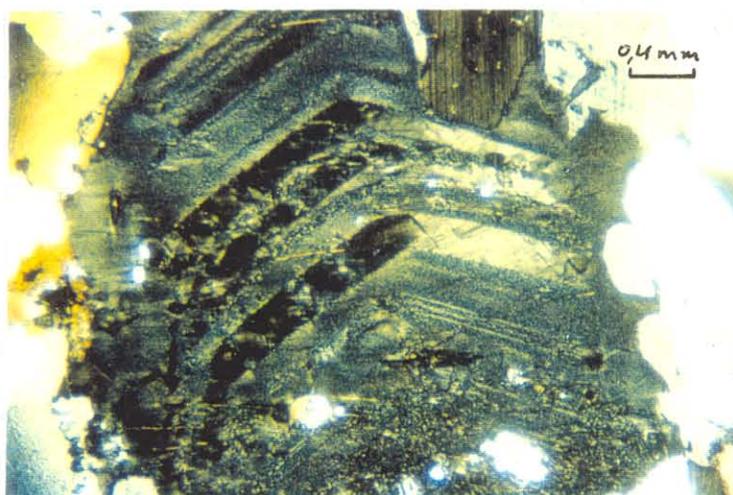


Figura 4.20 - Fenocristal de K-feldspato hipidiomórfico e zonado (Granitóide Umarizal).

mais abundantes do que as duas fases anteriores. Análises por microsonda (Tabela 6.6, 6.7) mostram ser tanto ilmenita quanto magnetita, predominando a primeira.

Uma diferença marcante entre as fácies Lagoa e Umarizal, é a presença na primeira de K-feldspato com zoneamento complexo (Figura 4.20) e, excepcionalmente, de finas mirmequitas ao longo de contatos feldspato potássico - quartzo (vide discussão no item 4.11 - Mirmequitas).

A sucessão mineral encontra-se na Figura 4.21. Deve-se aqui deixar claro que há dúvidas quanto ao posicionamento exato da allanita nessa sucessão. Nas raras rochas em que ocorre ortopiroxênio este cristaliza no mesmo intervalo de temperatura que o clinopiroxênio.

A **fácies Açã** é predominantemente sienogranítica (Figura 4.6) com variação local para monzogranítica. Suas principais diferenças mineralógicas (Tabela 4.6) e texturais com as fácies Umarizal e Lagoa são:

- Em relação a fácies Umarizal:

a) Ausência total de piroxênios e faialita.

- Em relação as fácies Umarizal e Lagoa:

a) Presença de epidoto e titanita, ainda que em muito pequenas quantidades.

b) Escassez relativa de opacos e zircão, principalmente os primeiros, que quase nunca apresentam expressão modal.

c) Os processos de alteração de plagioclásio para sericita e de biotita para clorita são mais efetivos.

d) O anfibólio é sempre maciço e nunca exhibe textura reacional, sugerindo não ser oriundo de transformação de piroxênios pretéritos. Da mesma forma a biotita nunca mostra textura "simplectítica", ocorrendo sempre em cristais maciços.

As texturas de quartzo, K-feldspato e plagioclásio são similares às observadas nas fácies precedentes. O plagioclásio é oligoclásico com zoneamento normal (An_{23-18}), porém aqui não tem-se o tipo-2 que ocorre em agregados.

A biotita mostra, por vezes, cloritização. O anfibólio forma cristais hipi a idiomórficos, com pleocroísmo em tons verdes e amarelados, sendo quimicamente classificado, como no caso da

FASE MAGMÁTICA	FASE TARDIMAGMÁTICA
<u>Opacos</u>	
<u>Apatita</u>	
<u>Zircão</u>	
<u>Clinopiroxênio</u>	
<u>Faialita</u>	<u>Opacos</u>
<u>Anfibólio</u> - - - -	
<u>Biotita</u> - - - -	
<u>Plagioclásio</u>	<u>Sericita</u>
<u>K-feldspato</u>	
<u>Quartzo</u>	<u>Mirmequita</u>

Figura 4.21a: Sequência de cristalização dos minerais da fácies Umarizal do granitóide homônimo.

FASE MAGMÁTICA	FASE TARDIMAGMÁTICA
<u>Opacos</u>	
<u>Apatita</u>	
<u>Zircão</u>	
<u>Allanita</u>	
<u>Anfibólio</u> - - - -	
<u>Biotita</u> - - - -	
<u>Plagioclásio</u>	<u>Sericita</u>
<u>K-feldspato</u>	
<u>Quartzo</u>	<u>Mirmequita</u>

Figura 4.21b: Sequência de cristalização dos minerais da fácies Lagoa do Granitóide Umarizal.

FASE MAGMÁTICA	FASE TARDIMAGMÁTICA
<u>Opacos</u>	<u>Opacos + Titanita</u>
<u>Apatita</u>	
<u>Zircão</u>	
<u>Allanita</u>	
<u>Anfibólio</u> - - - -	
<u>Biotita</u> - - - -	<u>Clorita + Opacos</u>
<u>Titanita</u> - - - -	
<u>Plagioclásio</u>	<u>Sericita + Epidoto</u>
<u>K-feldspato</u>	
<u>Quartzo</u>	<u>Mirmequita</u>

Figura 4.21c: Sequência de cristalização dos minerais da fácies Açã do Granitóide Umarizal.

fácies Umarizal, como hornblenda-ferro-edenítica (Tabela 6.1). O epidoto se desenvolve ao longo dos planos de clivagem do anfibólio, formando poucos e delgados cristais. A titanita, por sua vez, é encontrada tanto como finos mantos sobre opacos, quanto em pequenos cristais hipidiomórficos isolados. Zircão, apatita e opacos são no geral idiomórficos e de cristalização precoce.

A sucessão mineral para esta fácies está representada na Figura 4.21.

4.7 - EPÍDOTO EM ALGUNS GRANITÓIDES DA ÁREA

É frequente nos granitóides Caraúbas, Prado, Tourão e nas litologias do Complexo Serra do Lima, a presença de cristais idiomórficos de epidoto que são interpretados como de origem magmática. Esse epidoto usualmente tem expressão modal e em algumas litologias, como no caso dos granitos porfiríticos da fácies Tourão do granitóide homônimo, pode atingir proporções modais superiores a 1%. Texturalmente o epidoto pode se apresentar em três tipos principais:

a) Intimamente associado com cristais de allanita constituindo mantos sobre estes (é o tipo textural mais frequente). Os mantos de epidoto são de espessuras variáveis e só ocorrem quando a allanita encontra-se associada a biotita ou anfibólio (Figura 4.22a, b). Cristais de allanita isolados dos máficos ou inclusos nos feldspatos, jamais mostram os mantos de epidoto. Ressalta-se também que, quando a allanita está parcial ou totalmente inclusa em titanita, tampouco se desenvolve coroa de epidoto. Isto talvez esteja ligado ao fato de que epidoto e titanita são fases de cristalização sincrônica (em parte), e há uma competição entre os dois com relação ao Ca, de tal forma que a cristalização de um inibe a do outro. Nesse tipo de associação a allanita é sempre idiomórfica e, via de regra, zonada e metamictizada. O epidoto, por sua vez, é idiomórfico nos contatos com biotita e anfibólio, porém nos contatos com os félsicos mostra faces irregulares, como se tivessem sido corroídas. Este epidoto é similar ao tipo II de SIAL & FERREIRA (1989) e SIAL (1990).

b) Também é frequente a presença de cristais idiomórficos de epidoto sem núcleos de allanita, associados a biotita e anfibólio ou neles inclusos (Figura 4.23). Este tipo, menos frequente

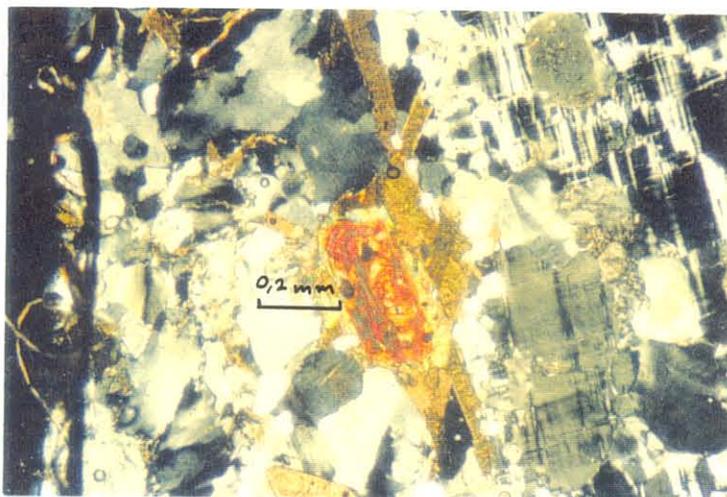


Figura 4.22a - Allanita com coroa de epídoto (no centro da foto). A allanita é idiomórfica, está zonada, e o cristal de epídoto é idiomórfico no contato com a biotita. Este é o epídoto tipo-1 de SIAL (1990). (Granitóide Prado).

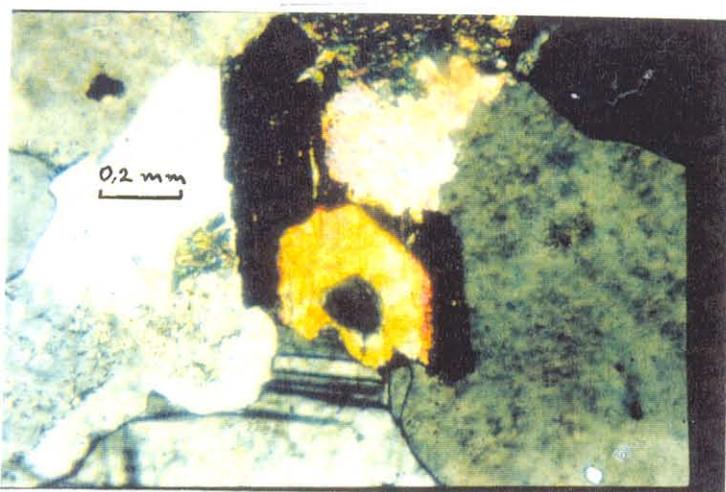


Figura 4.22b - Epídoto idiomórfico, no contato com biotita, apresentando núcleo de allanita. Este é o epídoto tipo-2 de SIAL (1990). (Complexo Serra do Lima).



Figura 4.23 - Epídoto idiomórfico incluso em biotita (no centro da foto). Este tipo é similar ao tipo-3 de SIAL (1990). (Granitóide Tourão).

do que o anterior, tem seus melhores exemplos no granitóide Tourão e nos granitos porfiríticos do Complexo Serra do Lima. Este epidoto corresponde ao tipo III dos autores referidos acima.

c) É também comum um epidoto granular normalmente associado a plagioclásio e anfibólio. Este tipo é considerado como secundário (de alteração) e similar ao epidoto IV de SIAL & FERREIRA (1989) e SIAL (1990).

A presença de epidotos primários em rochas granitóides, apresentando as texturas descritas acima, tem sido observada por diversos autores. Boa parte desses autores considera que a presença desses epidotos primários indica que o granito se formou em condições de altas pressões (base de crosta), haja vista serem estas as condições próprias para a cristalização do epidoto magmático (ZEN & HAMMARSTRON, 1984; ZEN, 1985; NEVES, 1986; SIAL, 1986, 1987; SIAL et al. 1989; SIAL & FERREIRA, 1989; SOUSA & SIAL, 1989). Tal interpretação é feita levando em conta os trabalhos experimentais de NANEY (1977, 1983). Por outro lado, alguns autores (TULLOCH, 1986; MOENCH, 1986; STUSSI & MORTAJI, 1988; MORTAJI & STUSSI, 1989), se opõem a utilização do epidoto como um mineral índice das condições de pressão durante a formação de rochas graníticas.

TULLOCH (1986), por exemplo, que estudou granitóides com epidoto com texturas similares às descritas por ZEN & HAMMARSTRON (1984), intrusivos numa sequência sedimentar, argumenta que os experimentos de NANEY (1977, 1983), foram realizados só a 2 e 8 kbar de pressão, não havendo faixas intermediárias de modo que se pudesse avaliar o comportamento do sistema estudado (granodiorítico sintético), e conseqüentemente, a presença ou não do epidoto em outras pressões. Ele concluiu que as condições de fugacidade de oxigênio são mais determinantes para o aparecimento de epidoto do que as condições de pressão.

MOENCH (1986) descreve epidoto tido como primário em uma suíte granodiorítica - quartzo-diorítica que teve sua colocação a uma profundidade da ordem de aproximadamente 12 Km, ou menos, a pressões de aproximadamente 2 a 4 kbar, ou seja, menos da metade do postulado por ZEN (1985) para granitóide com epidoto primário. Diz esse autor que possivelmente a composição do magma tem influência nas condições de pressão em que pode se

cristalizar o epidoto e enfatiza que as condições de estabilidade de epidoto no magma são muito pouco conhecidas. Por isso conclui, prudentemente, que : **" magmatic epidote should not be considered by itself as a reliable index for high pressure crystallization "**.

STUSSI & MORTAJI (1988) e MORTAJI & STUSSI (1989) estudaram granitos cálcio-alcalinos com biotita e epidoto primário intrusivos em leucogranitos a duas micas, de origem crustal e consideraram que o epidoto deve ter se formado a pressões da ordem de 5 a 7 kbar, sob alta fugacidade de oxigênio e em condições de sub-saturação de H₂O. Entretanto, estas condições são bastante diferentes daquelas deduzidas para a cristalização final e colocação dos leucogranitos, os quais são intrudidos pelo granito com epidoto (P entre 3-4 kbars). Dessa forma, as P determinadas para a cristalização do epidoto não devem ser as mesmas de cristalização final e colocação do granito à epidoto.

Os granitóides da área de Caraúbas-Umarizal contendo epidoto primário, são de idade brasileira (630 - 570 Ma , vide discussão mais adiante), e intrudem metassedimentos e ortognaisses metamorfisados em fácies xisto-verde à época desse evento tectônico (ARAÚJO, 1985; MORAIS NETO, 1987; HACKSPACHER & LEGRAND, 1989). Por outro lado as relações de campo, as feições estruturais, bem como as características texturais, meso e microscópicas, sugerem que a colocação desses granitóides deu-se na mesozona (BUDDINGTON, 1959). Logo é pouco provável que eles tenham se formado a pressões da ordem de 8 kbar, como advoga ZEN e outros, para granitos com epidoto primário. Além disso, cabe assinalar a ocorrência de epidoto idiomórfico mesmo em leucomicrogranitos que formam diques cortando os granitos porfiríticos. É difícil atribuir pressões tão altas para a cristalização desses leucomicrogranitos.

Com base em geobarômetro empírico de anfibólio, HAMMARSTRON & ZEN (1986) estipularam pressões da ordem de 8 a 10 kbar para granitóides com epidoto primário. Entretanto, JOHNSON & RUTHERFORD (1989) calibraram experimentalmente este geobarômetro e recalcularam as pressões estimadas pelos autores anteriores para 5,5 a 7,7 kbar.

A utilização desse geobarômetro baseia-se em análises de bordas de hornblenda, pois essa deve estar em equilíbrio com o líquido residual e com diversos outros minerais. As análises de microsonda em hornblendas dos granitóides Caraúbas e Prado permitem estimar as possíveis condições de formação/colocação dos mesmos (vide maiores discussões em " Química Mineral").

Para o caso do Granitóide Caraúbas, empregando o geobarômetro de JOHNSON & RUTHERFORD (1989), encontrou-se pressões da ordem de 5 a 7 kbar, enquanto que no caso do Granitóide Prado os valores ficaram na faixa de 5 a 6,5 kbar de pressão, sugerindo profundidades de colocação/cristalização da ordem de 15 a 21 km, aproximadamente. Apesar de considerarmos estes valores ainda elevados diante do contexto geológico da área, verifica-se que são sensivelmente menores do que os normalmente postulados por ZEN e outros para granitóides com epidoto primário.

Resumindo, assumimos a existência de epidotos primários nos granitóides Caraúbas, Prado, Tourão e Complexo Serra do Lima. Por outro lado, a utilização pura e simples da presença desse mineral como um índice das condições de pressão de colocação/cristalização de granitóides não é aconselhável e deve ser evitada.

Por último, vale ressaltar, que dados mais recentes para granitóides com epidoto no Cinturão Cachoeirinha-Salgueiro e na região do Seridó (SIAL, 1990), indicam, por geobarômetro de anfibólio, pressões de cristalização inferiores as anteriormente postuladas com base na presença de epidoto primário (acima de 8 kbar), para os mesmos granitóides.

4.8 - CONSIDERAÇÕES SOBRE AS SÉRIES DE GRANITÓIDES ESTUDADOS COM BASE NAS COMPOSIÇÕES MODAIS

LAMEYRE (1980) utilizou pela primeira vez o diagrama modal Q-A-P de STRECKEISEN (1976), para definir séries de granitóides, relacionando-as às suas prováveis fontes. Posteriormente, LAMEYRE & BOWDEN (1982) e BOWDEN et al. (1984) redefiniram essas séries em: 1) Toleítica (T), 2) Cálcio-alcálica tonalítica ou trondhjemitica (CAT), 3) Cálcio-

alcalina granodiorítica (CAG), 4) Sub-alcalina monzonítica (SAM), 5) Potássica aluminosa (ALK), 6) Sódica alcalina (ANA), e 7) Granitos crustais (CG). LAMEYRE (1987) adiciona ainda mais alguns comentários a respeito dessas séries. BOWDEN et al. (1984) plotam ainda, no diagrama Q-A-P os campos dos granitos I, S e A, conforme definidos por WHITE & CHAPPELL (1977, 1983). A Figura 4.24 mostra as composições modais dos granitóides da área de Caraúbas-Umarizal no diagrama Q-A-P com os campos das referidas séries de granitóides e aqueles dos granitos I, S e A.

As composições do granitóide Umarizal não chegam a definir um "trend" típico, embora se assemelhem mais ao comportamento das séries subalcalina monzonítica (conforme os granitos do maciço de Ballons; LAMEYRE & BOWDEN, 1982, Figura 4) ou potássica aluminosa, similar ao observado em granitos alcalinos da Nigéria (LAMEYRE, 1987). A alta proporção modal de feldspato potássico no granitóide Umarizal, associada ao fato de que o anfibólio é, em média, o máfico dominante, é compatível com granitos da linhagem ALK, que são típicos, segundo LAMEYRE & BOWDEN (1982), de áreas continentais cratonizadas, embora também ocorram em condições pós-tectônicas (VAIL, 1989). Observa-se, ainda, que as amostras desse granitóide plotam predominantemente no campo dos granitos tipo-A (BOWDEN et al., 1984).

Os dados geocronológicos obtidos (vide Capítulo 7) mostram que o granitóide Umarizal formou-se em ambiente pós-tectônico, sendo relacionado ao evento Brasileiro. Apesar de diferir, quanto a esse aspecto, e também nas idades, dos granitos anorogênicos da Nigéria, é interessante assinalar que as paragêneses com faiálica e hedenbergita são bastante frequentes entre os últimos (JACOBSON et al., 1958; MACLEOD et al., 1971; BOWDEN & TURNER 1974), predominando nos denominados granitos pórfiros que, geralmente, ocorrem sob a forma de diques anelares.

No caso do granitóide Quixaba verifica-se (Figura 4.24) que a disposição dos pontos no diagrama Q-A-P sugere fortemente que possua afinidade com a série sub-alcalina monzonítica, sendo muito similar àquela observada nos granitóides monzoníticos da Córsega (LAMEYRE & BOWDEN, 1982, Figura 4). LAMEYRE (1987) considera que a série SAM pode ser

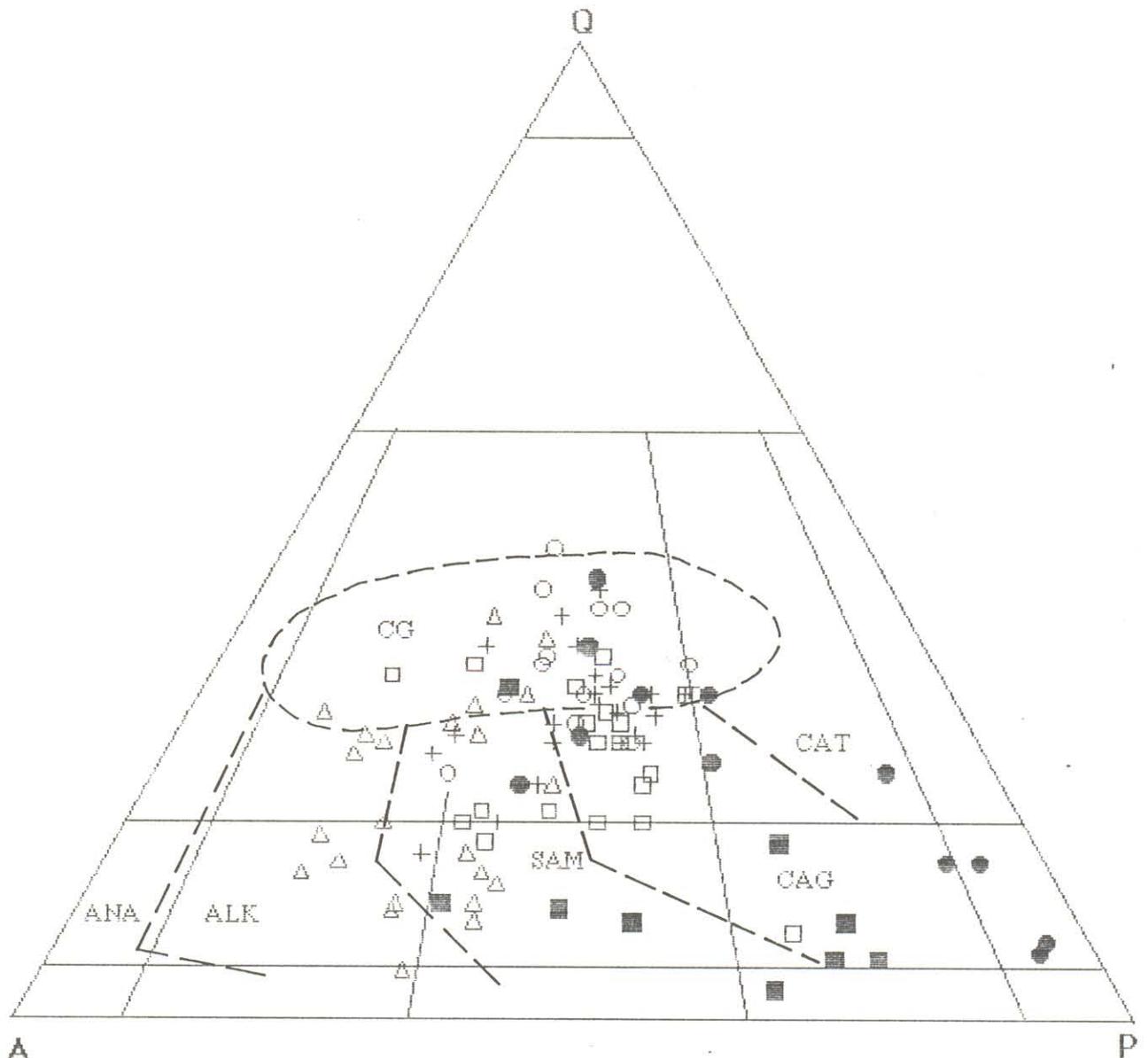
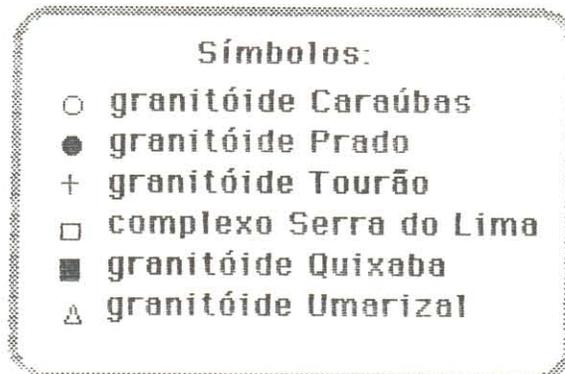


Figura 4.24 - Diagrama modal QAP dos granitóides brasileiros da região Caraúbas-Umarizal e as séries de granitóides de BOWDEN *et al.* (1984)



correlacionada aos granitóides shoshoníticos, entre os quais se incluem também o granito de Ballons (PAGEL & LETERRIER, 1980). De fato, verifica-se que muitas características petrográficas e geoquímicas (vide Capítulo 5) do granitóide Quixaba se assemelham aos shoshonitos.

As amostras dos granitóides Caraúbas, Prado, Tourão e o Complexo Serra do Lima (Figura 4.24) concentram-se notavelmente no campo dos monzogranitos, o que não permite visualizar ou definir uma série. A exceção é o Granitóide Prado, onde a associação de monzogranitos, granodioritos e rochas dioríticas poderia corresponder a uma série CAG. Entretanto como a cogeneticidade dessas rochas não está demonstrada (vide Capítulo 5), não se pode definir uma possível série magmática, tampouco no caso desse granitóide. Um raciocínio análogo é válido para o Complexo Serra do Lima.

Os leucomicrogranitos situam-se preferencialmente no campo CG, mas eles não têm características mineralógicas compatíveis com as dos granitos do tipo-S, que são típicos CG, sendo mais razoável interpretá-los como produtos de líquidos tardios derivados da cristalização dos monzogranitos.

4.9 -MIRMEQUITAS

4.9.1 - Considerações Gerais

Mirmequita é um intercrescimento de quartzo vermicular e plagioclásio sódico (usualmente oligoclásio). Michel-Lévy apud PHILLIPS (1974) descreveu este tipo de textura sem denominá-la. O termo "mirmequita" foi primeiro utilizado por Sederholm apud SMITH (1974). Os estudiosos do assunto concordam quanto à definição, mas existem controvérsias quanto à origem das mirmequitas.

As mirmequitas ocorrem essencialmente em rochas plutônicas ácidas a intermediárias, metamorfasadas ou não, que contém quartzo, plagioclásio e feldspato potássico (SPRY, 1969;

BARKER, 1970, 1983; PHILLIPS, 1974, 1980a; entre outros). Além disso, também têm sido descritas mirmequitas com relativa frequência em rochas metassedimentares (ASHWORTH, 1972; PHILLIPS et al., 1972; SHELLEY, 1973; NOLD, 1984, por exemplo). O intercrescimento se desenvolve comumente em contatos plagioclásio-feldspato potássico e feldspato potássico-feldspato potássico. Pode ocorrer também em plagioclásios inclusos em K-feldspato e, muito mais raramente, em contatos feldspato potássico-quartzo (BARKER, 1970).

As principais características texturais/composicionais das mirmequitas podem ser sumarizadas, levando em conta as descrições de vários autores, da seguinte forma:

a) Parece existir uma relação direta entre o conteúdo de Ca da rocha e a quantidade de mirmequitas (PHILLIPS, 1974), de tal forma que rochas granodioríticas são mais ricas em mirmequitas do que as leucograníticas.

b) As vermículas de quartzo diminuem de quantidade e tornam-se mais finas, podendo até mesmo desaparecer, à medida que se aproxima do contato da mirmequita com o K-feldspato (BARKER, 1970; SMITH, 1974).

c) Usualmente o teor de An do plagioclásio adjacente é maior do que o do plagioclásio da mirmequita, notadamente em rochas ígneas onde os plagioclásios são zonados. Por outro lado, em algumas rochas metamórficas os teores de anortita podem ser iguais (WIDENFALK, 1969; PHILLIPS & RANSON, 1970; SMITH & BROWN 1988).

d) Comumente o plagioclásio da mirmequita torna-se mais sódico em direção às bordas e, por vezes, desenvolve uma coroa albítica no contato com o feldspato potássico.

e) O plagioclásio da mirmequita tem a mesma orientação do seu hospedeiro, e as lamelas de maclamento são contínuas, prolongando-se do plagioclásio adjacente através do plagioclásio da mirmequita (BARKER, 1970; ASHWORTH, 1972; PHILLIPS, 1974; SMITH 1974).

f) Parece existir uma relação de proporcionalidade direta entre o teor de An do plagioclásio da mirmequita e sua quantidade de quartzo (PHILLIPS & RANSON, 1968; WIDENFALK, 1969; BARKER, 1970; ASHWORTH, 1972; PHILLIPS, 1973, 1974; entre outros), porém isto tem sido contestado (SHELLEY, 1969, 1973, por exemplo).

No tocante aos tipos texturais de mirmequitas, PHILLIPS (1974) apresenta um resumo da vasta literatura sobre o assunto. Posteriormente, PHILLIPS (1980a) retoma esse tema, faz considerações genéticas sobre as várias mirmequitas e amplia a sua classificação inicial de 6 para 9 tipos (Figura 4.25).

Levando em conta que esta classificação representa um apanhado geral dos trabalhos clássicos sobre o tema, e que há similaridade entre os tipos descritos por PHILLIPS (1974, 1980a), e a grande maioria daqueles encontrados nos diferentes granitóides da região de Caraúbas-Umarizal, procuraremos, na medida do possível, correlacionar as mirmequitas das rochas estudadas com a classificação desse autor.

No tocante à origem das mirmequitas, as várias hipóteses correntes na literatura envolvem entre outras coisas, o papel da deformação, o caráter magmático ou não desse tipo de textura, e nas hipóteses de formação subsolidus a dominância de processos de exsolução ou de substituição. PHILLIPS (1974), apresenta uma revisão sobre o assunto com seis hipóteses, a saber:

a) **Cristalização Mágica:** esta hipótese foi primeiro apresentada por Sugi apud PHILLIPS (1974, 1980a), e mais recentemente retomada por HIBBARD (1979, 1980). Ela assume uma cristalização cotética de quartzo e plagioclásio durante os estágios terminais da cristalização magmática. Vários autores têm se oposto a essa hipótese (BARKER, 1970; PHILLIPS, 1974, 1980b; NOLD, 1984, entre outros), e entre as suas objeções merece destaque o fato de a presença de mirmequitas em rochas metassedimentares não ser compatível com a hipótese de representarem um produto de cristalização magmática.

b) **Substituição de plagioclásio por K-feldspato:** esta hipótese tem sua base teórica nos trabalhos de Drescher-Kaden apud PHILLIPS (1974), havendo outros autores como Augustithis, Bhattacharyya, apud PHILLIPS (1974), entre outros, que a têm defendido. Eles estimam que plagioclásios já existentes na rocha são substituídos metassomaticamente por K-feldspato, gerando as mirmequitas. Afirmam os defensores dessa hipótese que há , notadamente em rochas granitizadas, fortes evidências de mirmequitas pretéritas aos feldspatos potássicos. Eles chamam a atenção para o fato de que alguns quartzos das mirmequitas mostram texturas que indicam serem

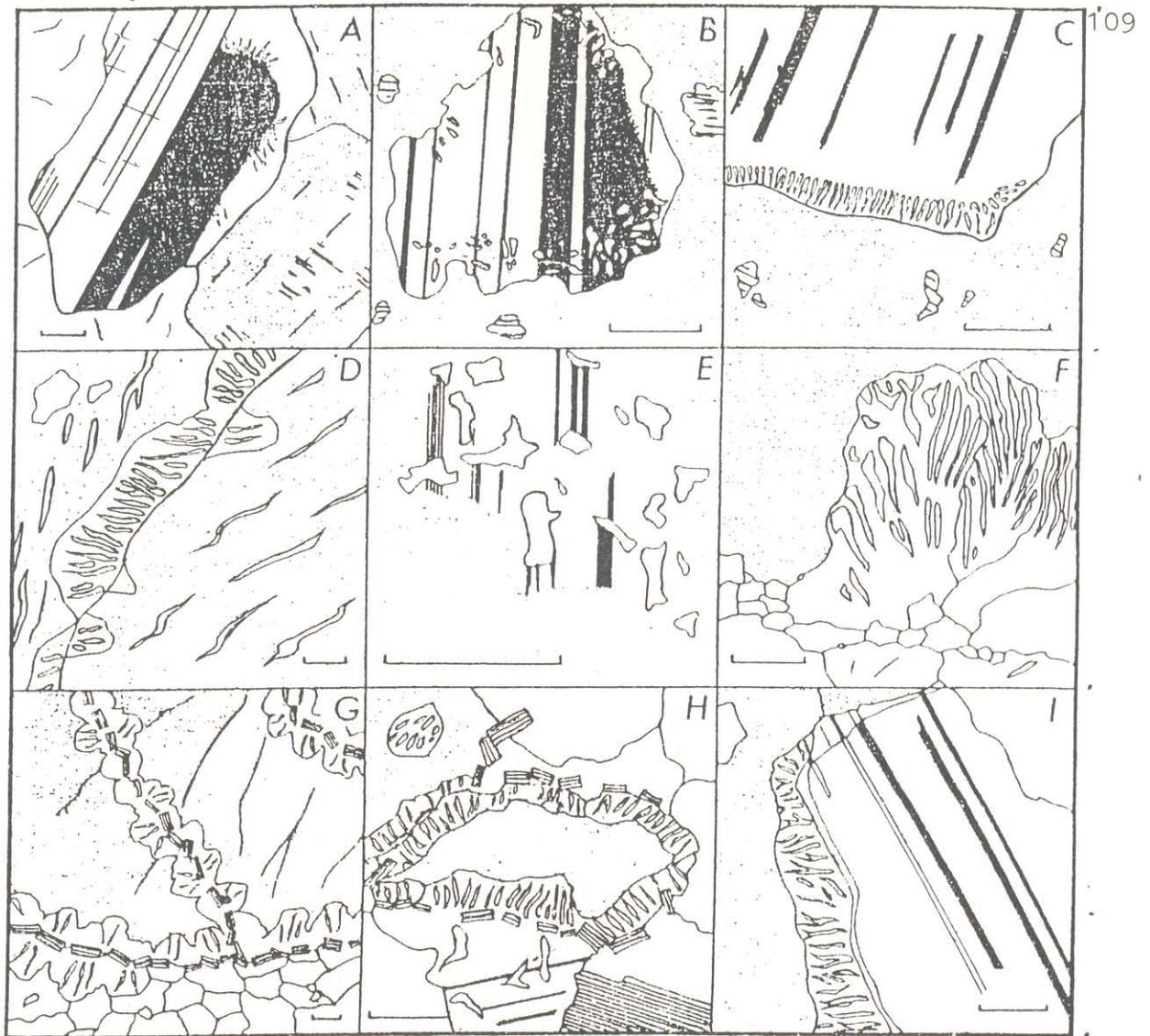


Figura 4.25 : Tipos texturais de mirmequitas segundo PHILLIPS (1980).

(A): mirmequita de borda, com bordas albíticas mais externas, desenvolvida entre o plagioclásio e o K-feldspato pertítico ; (B): mirmequita e albita desenvolvidas na borda de plagioclásio incluído em K-feldspato ; (C): mirmequita de borda planar desenvolvida no plagioclásio em contato com o feldspato potássico não deformado. Os contatos entre o plagioclásio hospedeiro e a mirmequita são subparalelos ; (D): mirmequita intergranular desenvolvida ao longo do contato de dois grãos de feldspato potássicos de orientações óticas distintas ; (E): bolhas de quartzo intercrescidas com plagioclásio pertítico em megacrystal de feldspato potássico ; (F): mirmequita bulbosa que aparenta invadir o feldspato potássico ; (G): mirmequita lobada e plagioclásio formados adjacentes a cordões de palhetas de muscovita, ocorrendo nas margens e no interior de fenocristais de feldspatos potássicos ; (H): muscovita e mirmequita envolvendo feldspato potássico reliquiar. A mirmequita parece ser produto de substituição do feldspato potássico ; (I): plagioclásio com uma zona externa de albita o qual está parcialmente bordejado por mirmequita numa relação de zoneamento reverso.

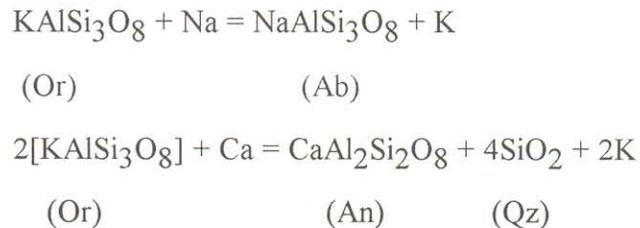
eles mais antigos do que os K-feldspatos, os quais os teriam envolvidos durante o processo de substituição do plagioclásio (HIPPERTT, 1987).

A principal argumentação contrária a esta hipótese, segundo PHILLIPS (1974), é que a substituição de plagioclásio por K-feldspato não produziria sílica livre para gerar o quartzo da mirmequita. Por outro lado, a produção de quartzo pela ação das soluções metassomatizantes vai de encontro, segundo vários autores (WIDENFALK, 1969; BARKER, 1970; ASHWORTH, 1972; PHILLIPS, 1974, entre outros), à relação de proporcionalidade direta existente entre a porcentagem de quartzo da mirmequita e o teor de An do seu plagioclásio.

c) Quartzo em processo de recristalização em associação com plagioclásio blástico: esta hipótese considera que a mirmequita seria gerada pela incorporação de quartzo pré-existente e em processo de recristalização por plagioclásio blástico. Ela foi proposta e desenvolvida por SHELLEY (1964, 1973), encontrando seguidores em Garg, Gupta, e Parslow apud PHILLIPS (1974). Este modelo leva em consideração uma associação direta entre deformação e formação de mirmequita. O plagioclásio da mirmequita seria produto de exsolução do K-feldspato. Entre os críticos desse modelo pode-se citar SMITH (1974) e PHILLIPS (1974, 1980a), entre outros. O primeiro chama a atenção para o fato de que SHELLEY (1964, 1973), ignorou as relações entre a mirmequita e o plagioclásio hospedeiro, admitindo tão somente que o quartzo já existia nos contatos plagioclásio-feldspato potássico, ou nos contatos K-feldspato - K-feldspato. O segundo, entre outros argumentos, destaca a não concordância entre a porcentagem de quartzo da mirmequita e o teor de An do plagioclásio, e questiona também como esse modelo poderia explicar o desenvolvimento de mirmequitas em plagioclásios inclusos em K-feldspatos. Por outro lado, deve-se ressaltar a existência de mirmequitas em granitos não deformados.

d) Substituição de K-feldspato por plagioclásio: esta hipótese teve seus fundamentos teóricos desenvolvidos por Becke apud PHILLIPS (1974), e encontrou vários seguidores Sederholm Anderson, Bugge, apud PHILLIPS (1974). Em anos mais recentes a hipótese tem encontrado apoio nos trabalhos de BARKER (1970), ASHWORTH (1972), SMITH (1974), e PHILLIPS (1980a). O clássico modelo de Becke diz que a ação de fluidos ricos em Na e Ca

promove o metassomatismo do feldspato potássico gerando albita e anortita, mais excesso de sílica, que juntos vão dar origem às mirmequitas. Esquemáticamente estas reações podem ser assim representadas :



Segundo PHILLIPS (1980a), as típicas mirmequitas bulbosas (Figura 4.25), que mostram formas invasoras no K-feldspato, são de substituição, e para elas pode ser empregado o modelo de BECKE . Mirmequitas associadas com muscovita são explicadas, segundo PHILLIPS (1980a), essencialmente por esse modelo, haja vista que o excesso de potássio a partir da substituição do K-feldspato concorreria para gerar a muscovita.

e) **Exsolução do K-feldspato no estado sólido**: esta hipótese teve sua formulação teórica a partir dos trabalhos pioneiros de Schwantke apud PHILLIPS (1974), e vem sendo a que mais encontrou seguidores: HUBBARD (1966), CARSTEN (1967), PHILLIPS & RANSON (1968), WIDENFALK (1969), PHILLIPS et al. (1972), ASHWORTH (1972), Carman & Tuttle apud SMITH (1974), SMITH (1974), PHILLIPS (1974, 1980a), entre outros. Esta hipótese parte da premissa de que os cristais de K-feldspato têm, em solução sólida, uma molécula rica em sílica ($\text{CaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$), denominada de "molécula de SCHWANTKE", que a baixas temperaturas reverte para plagioclásio + quartzo, originando as mirmequitas. Esquemáticamente esta reação pode ser representada da seguinte forma :



Carman & Tuttle apud SMITH (1974) comprovaram experimentalmente a existência dessa molécula em K-feldspatos e mostraram que a baixas temperaturas ela exsolvia para dois feldspatos mais quartzo. Posteriormente Carman & Tuttle apud SMITH (1974) demonstraram a existência da molécula em feldspatos potássicos de riolitos, porém em menor quantidade, e não a encontraram em sanidinas de traquitos e fonólitos.

WIDENFALK (1969) realizou estudos analíticos por microsonda eletrônica em mirmequitas e optou por uma origem das mesmas por exsolução do K-feldspato em detrimento das demais hipóteses. Diz esse autor (pag. 30) que **"the regularity in the myrmekite analyses speaks strongly in favour of formation during self-contained process, controlled by the existing minerals and the chemical milieu"**, e afirma ainda que seria difícil soluções externas gerarem plagioclásios mirmequíticos com composições similares às primárias da rocha. PHILLIPS (1974), em defesa a hipótese de exsolução, argumenta que o modelo pode muito bem explicar as mirmequitas de plagioclásios inclusos em megacristais de K-feldspato.

f) Hipótese mixta: esta envolve a combinação de mais de uma das hipóteses citadas anteriormente.

Atualmente, há uma clara tendência em se admitir que da mesma forma que existem mirmequitas texturalmente diferentes, devam existir processos distintos para a sua geração. Não obstante, entre as seis hipóteses mencionadas, duas têm sido mais utilizadas para explicar a origem dos principais tipos de mirmequitas encontradas em rochas graníticas. Estas duas hipóteses são "exsolução e substituição" (com base nas teorias de BECKE 1908 e SCHWANTKE 1909, respectivamente). Dentro dessa ótica, PHILLIPS (1980a) assume que mirmequitas podem ser "poligenéticas". ASHWORTH (1986, p.895), em concordância com a idéia de poligeneticidade das mirmequitas, diz que : **"both exsolution and replacement will produce myrmekite from K-feldspar if Al and Si are immobile relative to other cations"**. Ressalte-se também que SMITH (1974), já chamava a atenção para o fato de que tanto o modelo de Becke (substituição), quanto o de Schwantke (exsolução), resultavam na formação de plagioclásio + quartzo a partir do feldspato

potássico, ou seja, na mirmequita. Smith assinala ainda, que não deve haver uma única origem para as mirmequitas, deixando implícita a idéia de poligeneticidade.

4.9.2 - Mirmequitas Nos Granitóides da Região de Caraúbas-Umarizal

Foram identificados sete tipos texturais de mirmequitas nos granitóides da região estudada. Estas mirmequitas serão, na medida do possível, correlacionadas aos tipos de PHILLIPS (1980a). Os tipos encontrados são:

a) **Mirmequitas em inclusões em K-feldspatos:** são no geral pequenos cristais de plagioclásios, idio a hipidiomórficos, que desenvolvem mirmequitas correlacionáveis ao tipo-B de PHILLIPS (1980a). Os cristais são usualmente maclados, podem apresentar contatos em reentrância (corroídos) com o K-feldspato hospedeiro e têm bordas albíticas irregularmente distribuídas e com espessura variável (Figura 4.26). O quartzo da mirmequita distribui-se tanto nas bordas, quanto por todo o cristal de plagioclásio, ocorrendo sob a forma de vermículas e/ou gotículas, porém nem sempre com uma mesma orientação ótica.

b) **Mirmequitas em contatos plagioclásio-feldspato potássico:** são correlacionáveis aos tipos A e C de PHILLIPS (1980a), sendo encontradas em todos os granitóides da área. Podem apresentar aspectos texturais diversos, mas sempre se desenvolvem na borda do cristal de plagioclásio precoce (seu hospedeiro), que está em contato direto com o feldspato potássico. Elas apresentam-se geralmente como uma franja no plagioclásio (Figura 4.27a), e seus contatos com o K-feldspato são retilíneos ou irregulares, e bem marcados (comparar com Figuras 4-B e 5-D de HIBBARD, 1979). Entretanto essas mirmequitas podem mostrar também formas arredondadas que se assemelham a couve-flor. Neste caso, elas são parcialmente envolvidas pelo feldspato potássico, mas permanecem soldadas ao plagioclásio adjacente, de qual guardam a orientação ótica (Figura 4.27b, ver também HIBBARD, 1979, Figura 5-A). Um terceiro subtipo textural ocorre quando o contato Pl *versus* Kf é muito irregular, cheio de reentrâncias, e as mirmequitas se desenvolvem nesse contato.

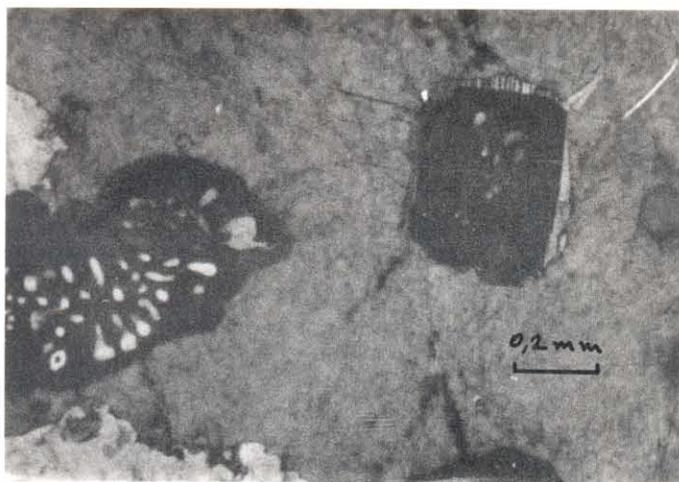


Figura 4.26a - Mirmequita de inclusão (tipo-1), apresentando bordas albíticas. O quartzo é mais goticular.

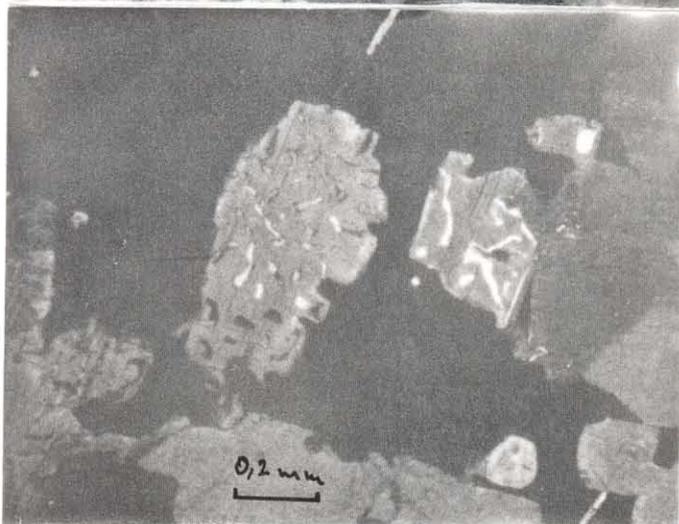


Figura 4.26b - Mirmequita de inclusão (tipo-1), mostrando quartzo principalmente vermicular.

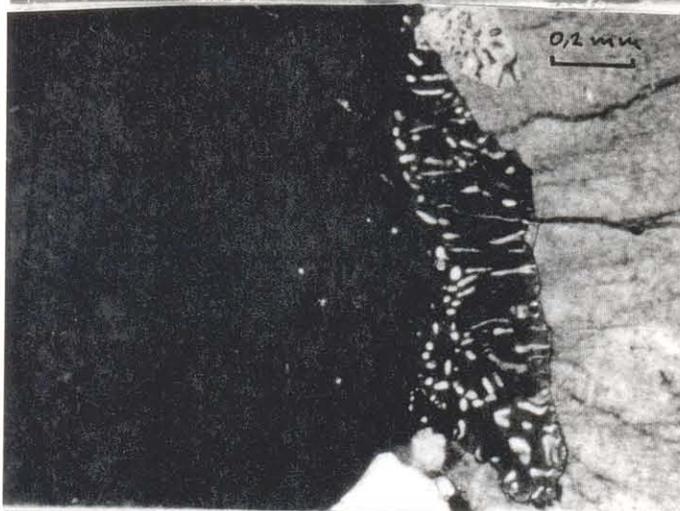


Figura 4.27a - Mirmequita no contato plagioclásio/K-feldspato (tipo-2), mostrando contato planar com o K-feldspato).

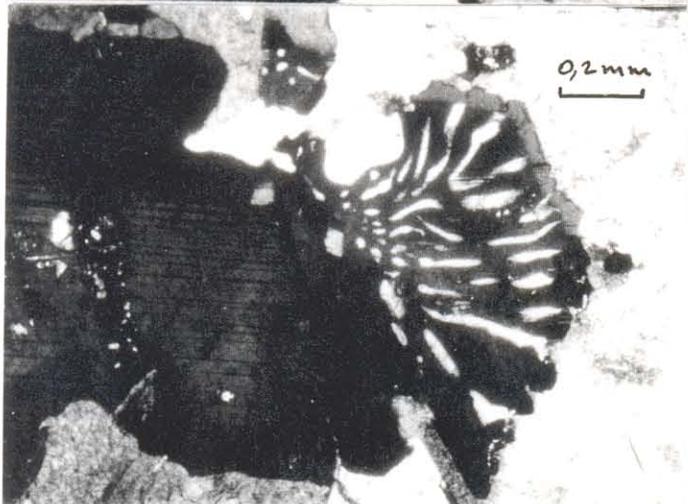


Figura 4.27b - Mirmequita no contato plagioclásio/K-feldspato (tipo-2), num padrão similar ao tipo bulbosa (PHILLIPS, 1980a).

As mirmequitas desse tipo apresentam usualmente bordas albíticas, de distribuição e espessuras irregulares, nos seus contatos com o K-feldspato. Da mesma forma os contatos mirmequita - plagioclásio hospedeiro são bem marcados. Predomina na mirmequita o quartzo vermicular que, geralmente, mostra uma única orientação ótica.

c) **Mirmequitas em agregados/colônias:** estas mirmequitas não encontram bom paralelismo com os tipos texturais descritos na literatura consultada. Se assemelham, em parte, as mirmequitas tipo-2 de ASHWORTH (1972). Tem-se agregados de cristais idiomórficos de plagioclásios, em contato com fenocristais de K-feldspato tardios na sequência de cristalização da rocha (vide discussão sobre a petrografia desses granitóides). O desenvolvimento de mirmequitas é extensivo a praticamente todos os cristais do agregado, notadamente aqueles em contato direto com os feldspatos potássicos (Figura 4.28). Os plagioclásios das mirmequitas podem guardar o maclamento polissintético dos plagioclásios hospedeiros, e aquelas em contato direto com o K-feldspato apresentam sempre bordas albíticas. Estes contatos mirmequita - K-feldspato são sempre bem delineados, planares ou irregulares, e, por vezes, são convexos, lembrando na forma as mirmequitas bulbosas de PHILLIPS (1980a).

Os quartzos dessas mirmequitas podem ser tanto vermiculares quanto em gotículas, e geralmente apresentam uma mesma orientação. De um modo geral cada mirmequita do agregado pode ser correlacionada, individualmente, ao tipo-A de PHILLIPS (1980a). Em alguns casos no interior do K-feldspato há gotículas de quartzo, as quais apresentam uma orientação ótica coincidente com aquelas do quartzo da mirmequita. Localmente mirmequitas em contato direto com dois cristais de feldspato potássico, podem apresentar quartzo com duas orientações óticas distintas.

d) **Mirmequitas nos contatos K-feldspato versus K-feldspato:** este tipo é representado por mirmequitas desenvolvidas entre dois cristais de K-feldspato de orientações distintas. É correlato a mirmequita intergranular de PHILLIPS (1974, 1980a), encontrando-se também exemplo similar em CARSTEN (1967, Figura 1). Os grãos mirmequíticos apresentam-se ora isolados ora em agregados de dois ou mais indivíduos (Figura 4.29). A orientação ótica do

Figura 4.28 - Mirmequitas em agregados (colonias) no contato entre dois feldspatos potássicos (tipo-3). Vê-se ainda bordas albíticas nas mirmequitas.

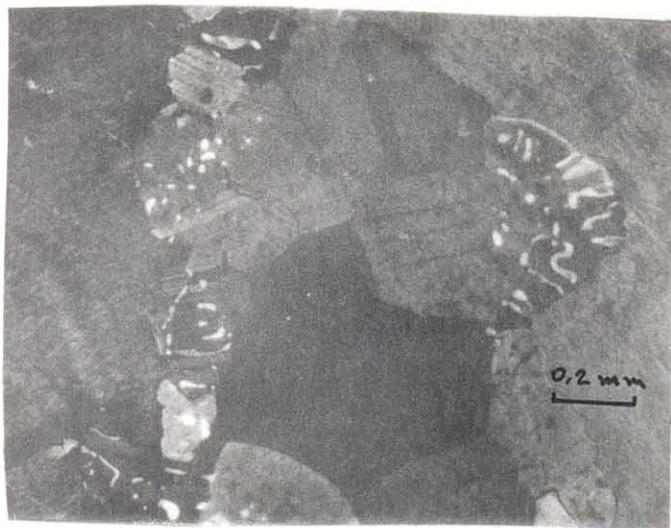


Figura 4.29a - Mirmequitas no contato entre dois K-feldspatos (tipo-4). Similar às intergranulares de PHILLIPS, (1980a).

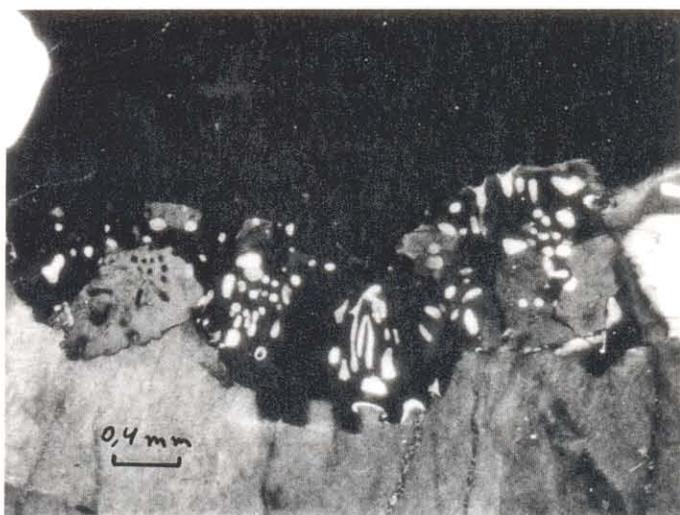
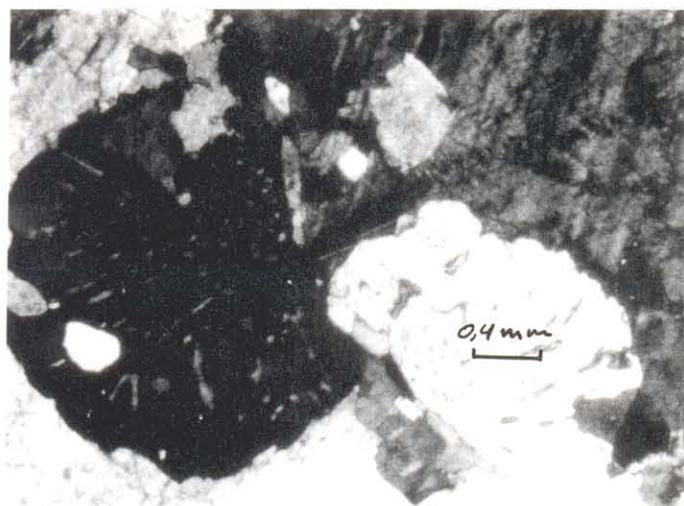


Figura 4.29b - Mirmequitas no contato entre dois K-feldspatos (tipo-4), num padrão similar a couve-flor.



plagioclásio mirmequítico é coincidente com aquela das pertitas do feldspato potássico adjacente, sendo frequente o desenvolvimento de bordas trocadas ("swapped rims" de RAMBERG, 1962 e SMITH, 1974). O quartzo predominante é vermicular, mas pode ter forma em gotículas, e nem sempre apresenta uma única orientação ótica.

e) **Mirmequitas nos contatos K-feldspato versus quartzo**: essas mirmequitas são restritas aos fácies Umarizal e Lagoa do granitóide Umarizal. Exemplos desse tipo não foram encontrados na literatura específica sobre o assunto. BARKER (1970), diz que mirmequitas podem ocorrer nos contatos quartzo versus K-feldspato, porém o referido autor não tece maiores comentários sobre esse tipo e nem mostra ou cita exemplos do mesmo. No caso do granitóide Umarizal, estas mirmequitas ocorrem sobre o feldspato potássico pertítico como finas bordas, nem sempre contínuas, ao longo do contato com o quartzo (Figura 4.30). Sua espessura é muito variável. O quartzo da mirmequita pode ser tanto vermicular quanto em gotículas, e nem sempre com orientação ótica única. Deve-se destacar que o plagioclásio das mirmequitas mostra sempre orientação paralela às lamelas de pertita do feldspato potássico e, usualmente, está maclado.

f) **Mirmequitas em bordas de fenocristais de K-feldspato**: esse tipo é representado por mirmequitas que ocorrem associadas estritamente às bordas de megacristais de K-feldspatos, as quais podem ou não apresentar textura "mortar" associada. As mirmequitas apresentam formas variadas. Algumas fornecem seções retangulares (Figura 4.31a) com contornos idiomórficos (similares à Figura 5-B de HIBBARD 1979), porém são muito mais frequentes aquelas de formas ovaladas e contatos convexos com o Kf (Figura 4.31b), que lembram o tipo "bulboso" de PHILLIPS (1974, 1980a). Invariavelmente elas são parcialmente envolvidas pelo K-feldspato cujos cristais parecem invadir. Seus contatos são sempre bem marcados, mostram com frequência efeitos de corrosão, e podem ou não apresentar bordas albíticas. Por vezes a mirmequita parece constituir a junção de vários grãos com orientações óticas ligeiramente distintas ou alternativamente um único cristal com variações nos teores An. Estes cristais conjugados (ou cristal único), podem ter forma global tipo couve-flor ou prismática alongada em contato retilíneo com o K-feldspato.

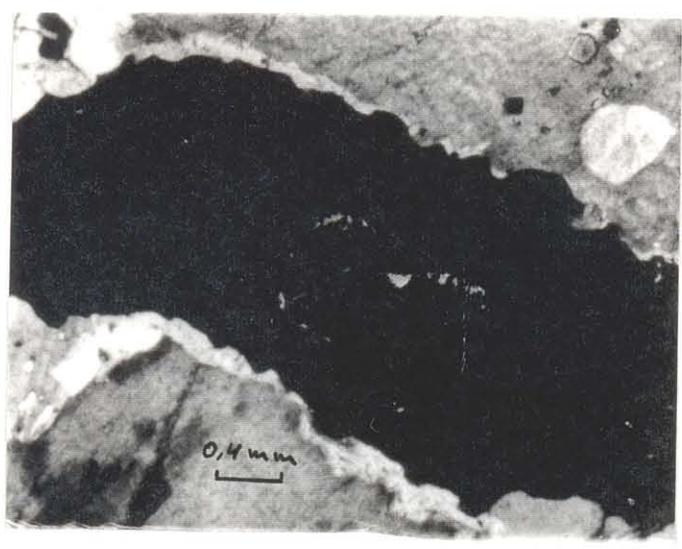


Figura 4.30a - Mirmequita desenvolvida no contato K-feldspato/quartzo (tipo-5) Elas aparecem apenas como pequenas franjas.

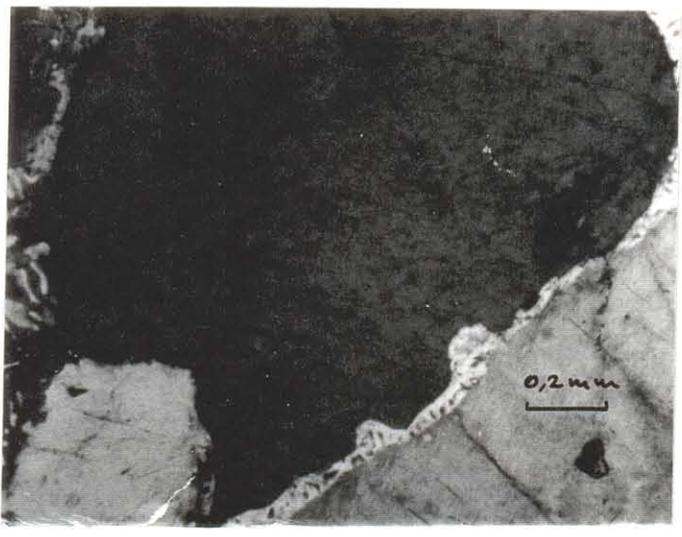


Figura 4.30b - Detalhe da foto anterior.



Figura 4.31a - Mirmequita que ocorre em bordas de fenocristais de feldspato potássico com ou sem textura mortar associada (tipo-6), apresentando secção retangular.

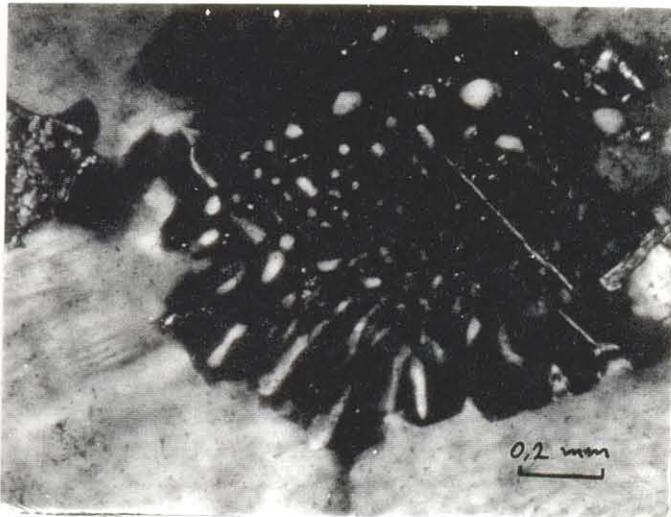


Figura 4.31b - Idem a foto anterior, porém o padrão textural observado na mirmequita lembra o tipo bulbosa.

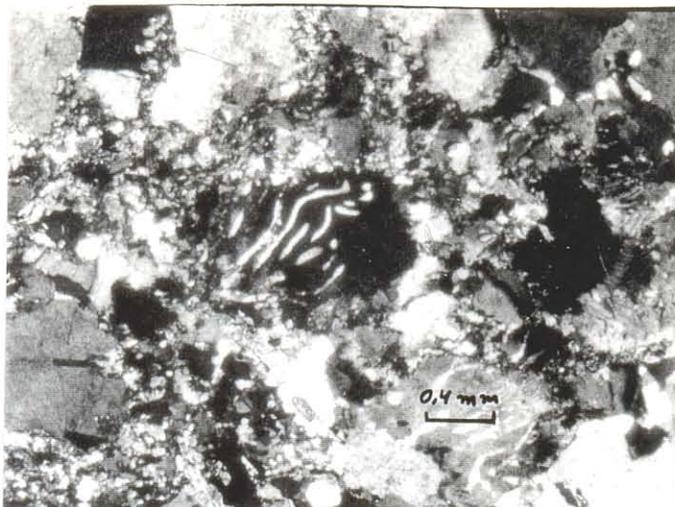


Figura 4.32 - Mirmequita fenoclástica (tipo-7). Ocorre em milonito grosseiro.

Independente de forma, é comum observar-se maclamento no plagioclásio da mirmequita, porém há casos, notadamente nos tipos couve-flor, em que não se tem qualquer vestígio de maclas. O quartzo é vermicular, mais raramente em gotículas, e nem sempre com orientação ótica única. Há exemplos, ainda que raros, de mirmequitas onde algumas das vermiculas de quartzo transpassam o contato mirmequita *versus* K-feldspato (textura similar é apresentada na Figura 5-B de HIBBARD, 1979). Por último, deve-se ressaltar que este é o tipo mais abundante nos granitóides da área, notadamente nos granitos porfiríticos, onde se destacam megacristais de feldspato potássico.

g) **Mirmequitas fenoclásticas:** esse tipo, se é que ele pode ser assim considerado, é representado por verdadeiros fenoclastos de mirmequitas. Os exemplos são raros e só encontrados nas litologias protomiloníticas do granitóide Caraúbas. A mirmequita está imersa numa matriz microgranular, neoformada, de composição quartzo-feldspática (Figura 4.32). O quartzo é preferencialmente vermicular e pode apresentar duas orientações óticas distintas. A forma e a disposição da mirmequita deixam claro que sua formação foi anterior a milonitização da rocha, daí a sua designação de fenoclastos.

4.9.3 - Sobre a Gênese das Mirmequitas

As considerações genéticas sobre as mirmequitas apresentadas a seguir, levarão em conta suas características texturais, tais como: forma, relações de contato, e disposição geral na trama da rocha. Esses dados foram confrontados com as diversas hipóteses propostas para explicar a gênese das mirmequitas, discutidas anteriormente. Para tanto, procurou-se analisar a provável origem das mirmequitas caso a caso.

No tocante às mirmequitas de inclusão, denominadas aqui de tipo-1, verifica-se que associam-se a cristais precoces de plagioclásio que foram englobados pelo feldspato potássico, e, levando-se em conta que estes K-feldspatos não se encontram deformados, a origem dessas mirmequitas por exsolução a partir desse feldspato potássico parece ser a mais plausível.

Para as mirmequitas do tipo-2, que se desenvolvem em bordas de plagioclásios em contato com K-feldspato, observa-se que o plagioclásio hospedeiro é idio a hipidiomórfico, zonado, e de contatos planares com o K-feldspato. Mesmo quando a mirmequita adentra o feldspato potássico ela se orienta conforme o plagioclásio ao qual está "soldada". Para este tipo de mirmequita advoga-se também a hipótese de exsolução.

As mirmequitas em agregados (tipo-3) são constituídas por pequenos cristais precoces e idiomórficos de plagioclásios, envolvidos por feldspatos potássicos que são claramente tardios na sequência de cristalização da rocha. O desenvolvimento dessas mirmequitas dá-se preferencialmente naqueles cristais em contato direto com o K-feldspato. Diante desses fatos optou-se, mais uma vez, pela hipótese de exsolução para a origem dessas mirmequitas.

O quarto tipo de mirmequitase desenvolve nos contatos entre dois cristais de feldspatos potássicos de orientações ótica distintas apresentando-se, em geral, sob a forma de coroas trocadas. A orientação ótica comum entre a mirmequita e as pertitas do K-feldspato ao qual ela está interligada, apesar de estar envolvida pelo outro feldspato potássico, sugere que ela se desenvolveu às expensas desse feldspato potássico. Este tipo é também interpretado como mirmequita de exsolução.

É importante ressaltar que estes quatro primeiros tipos de mirmequitas têm sido também interpretados na literatura como mirmequitas de exsolução (por exemplo PHILLIPS, 1980a).

As mirmequitas que se desenvolvem nos contatos Qz *versus* Kf (tipo-5, excetuando a observação de BARKER (1970), já mencionada, não encontram similares descritos na literatura. Pode-se admitir que um feldspato potássico supersaturado na molécula de SCHWANTKE possa, a baixas temperaturas, desestabilizar-se para um Kf em equilíbrio + plagioclásio + quartzo, não havendo necessidade da participação de plagioclásio, precoce ou não, para a realização dessa reação. Dessa forma essas bordas mirmequíticas presentes nos cristais de K-feldspatos podem ser explicadas por exsolução a partir deste no estado sólido. A razão de, nestes casos, as mirmequitas serem escassas e aparecerem apenas como finas bordas, é provavelmente porque o quartzo, que está em contato direto com o feldspato potássico, não representa um sítio tão favorável, quanto é

o plagioclásio, para o desenvolvimento das mirmequitas. Além disso, essa supersaturação deve ser um fato raro, senão tal textura deveria ser muito frequente.

O sexto tipo de mirmequitas é representado por aquelas que ocorrem associadas às bordas de fenocristais de K-feldspato. Essas mirmequitas têm formas variadas, mostram bordas albíticas no contato com o Kf, e também é comum guardarem o maclamento do plagioclásio. Algumas dessas mirmequitas mostram formas similares ao tipo "bulbosa" descrito por PHILLIPS (1974-1980a), que são interpretadas por este e outros autores como originadas por processos de substituição do Kf. Por outro lado, o fato de que muitas delas guardam ainda a forma idiomórfica do plagioclásio, o seu maclamento, e também a presença quase que invariável de bordas albíticas nos seus contatos com o feldspato potássico, são fatores que favorecem uma origem por exsolução. Ressalte-se aqui que muitos autores associam a formação de bordas albíticas a exsolução de K-feldspato (WIDENFALK, 1969 , por exemplo). Entretanto, não se descarta a possibilidade de que alguns casos específicos de mirmequitas desse tipo, principalmente em rochas deformadas, possam ter uma origem mista. Exsolução mais substituição seriam processos conjugados e responsáveis pela formação dessas mirmequitas.

O sétimo e último "tipo" de mirmequita é muito raro e encontrado apenas nos protomilonitos do granitóide Caraúbas. Elas ocorrem como fenoclastos, e como tal só podemos assegurar que sua formação se deu antes dos processos de milonitização da rocha. Quanto à sua origem pode-se dizer apenas que, em analogia com a maioria das mirmequitas encontradas nas litologias desse granitóide, é provável que elas sejam originalmente mirmequitas de exsolução, intensamente afetadas pela deformação que afetou a rocha.

4.9.4 - Os Tipos de Mirmequitas e os Granitóides da Área

Dentre todos os granitos estudados o granitóide Umarizal é o que tem a maior diversidade de tipos de mirmequitas, notadamente suas fácies Umarizal (Fa + Cpx) e Lagoa (Anf + Bit), que

apresentam mirmequitas dos tipos-1, 2, 3, 4, 5 e 6. Em contrapartida, a fácies Ação é quase que desprovida de mirmequitas, tendo sido observados apenas alguns exemplos de mirmequitas de inclusão e aquelas de bordas de K-feldspato (tipos 1 e 6, respectivamente).

No granitóide Quixaba ocorrem mirmequitas dos tipos 1, 2, 3 e 6. Todas são encontradas na fácies homônima desse granitóide, enquanto que na fácies Umari estão presentes apenas os tipos 2 e 6 .

O granitóide Tourão tem mirmequitas dos tipos 1, 2 e, principalmente, 6 (tanto na sua fácies homônima quanto na fácies Timbaúba). Por seu lado, os microgranitos associados a este granitóide apresentam apenas mirmequitas de inclusão e as de contatos Pl versus Kf . Os mesmos três tipos são também encontrados nos granitóides Prado e Caraúbas. Neste último, ocorrem ainda mirmequitas fenoclásticas (tipo-7).

Por fim, no Complexo Granítico Serra do Lima, as tipologias 1, 2 e 6 são comuns aos granitos finos, médios e porfíricos. Os granitos médios apresentam ainda as mirmequitas em agregados (tipo-3), e aquelas intergranulares entre dois feldspatos potássicos (tipo-4). Este último tipo pode ainda estar presente nos granitos porfíricos.

5 - GEOQUÍMICA

Foram analisadas 64 amostras para elementos maiores, menores, alguns traços (Rb, Sr, Nb, Y, Zr, Ba, Ga, Th, Zn, Sc, Cu e Ni) e os terras raras (Tabelas 5.1 a 5.6). Desse total 40 amostras foram analisadas no Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) do CNRS em Vandoeuvre, França, e 24 nos laboratórios de análises químicas do Departamento de Geoquímica e Petrologia do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, em Belém. Elementos terras raras, Ba, Ga, Th, Zn, Sc, Cu e Ni, foram determinados apenas nas 40 amostras analisadas no CRPG. Por outro lado, o FeO de todas as amostras foi dosado nos laboratórios da UFPA. As 64 amostras analisadas foram assim distribuídas: 14 do Granitóide Umarizal, 5 do Granitóide Quixaba, 17 do Granitóide Tourão, 9 do Complexo Granítico Serra do Lima, 8 do Granitóide Caraúbas e 11 do Granitóide Prado.

5.1 - CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DOS GRANITÓIDES ESTUDADOS

Os diagramas de Harker para elementos maiores e alguns traços (Figuras 5.1 e 5.2, respectivamente) mostram a existência de dois grandes grupos de granitóides em termos de teores de SiO₂. O primeiro deles reúne amostras com SiO₂ entre 53 e 60%, que pertencem ao Granitóide Quixaba e a associação diorítica do Maciço Prado. O segundo grupo apresenta SiO₂ variando entre 62 e 78%, porém com maior concentração na faixa de 65 a 75%, e engloba amostras dos granitóides Umarizal, Tourão, Caraúbas, fácies granítica do Granitóide Prado e as litologias do Complexo Serra do Lima.

Dentro desse segundo grupo, o Granitóide Umarizal mostra uma variação mais restrita de SiO₂ (63,6 - 69,8%), excetuando-se uma amostra da fácies Açã (UCG-57) que tem valor de sílica mais elevado (75,1%). Este valor, que pode ser considerado anômalo em relação às demais amostras, é creditado ao caráter muito félsico e ao maior enriquecimento relativo em quartzo dessa amostra (94% modal de minerais félsicos, dos quais 27% é quartzo). Ainda no âmbito desse

granitóide, verifica-se que as fácies Umarizal e Lagoa são menos enriquecidas em SiO_2 (teor médio de 67%) do que a fácies Açã (teor médio de 69%, não considerando-se a amostra UCG-57).

O Granitóide Tourão mostra, por sua vez, variações mais amplas em SiO_2 (63,95 - 78,54%), sendo que a fácies Tourão é empobrecida em SiO_2 (69% em média) com relação à fácies Timbaúba (média de 73% excluída a amostra UCG-192 por apresentar valor anômalo de SiO_2). Os teores de SiO_2 do Granitóide Caraúbas (66,6 a 73,04%) são menos variados do que no Granitóide Tourão, e os valores médios são de 69% para os tipos porfíricos e de 72,7% para os microgranitos. O Granitóide Prado, por sua vez, mostra teores de sílica algo mais elevados (68,3 a 76,6) do que os dos granitóides Caraúbas e Tourão, com os tipos porfíricos mostrando teor médio da ordem de 72%.

O Complexo Granítico Serra do Lima apresenta SiO_2 variando entre 68,81-76,09%. Os granitos porfíricos e os finos são mais enriquecidos em SiO_2 do que os tipos médios (73% para os dois primeiros e 70% para o terceiro, em média). Associado a este complexo tem-se ainda rochas de afinidades dioríticas com baixo teor de sílica (Am-153c com $\text{SiO}_2 = 61,79\%$).

Os diagramas de Harker mostram ainda uma nítida separação entre o Granitóide Quixaba e a associação diorítica do Maciço Prado. As amostras do primeiro são comparativamente enriquecidas em Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Zr, Nb, Y e empobrecidas em MgO, CaO, TiO_2 e Sr, mostrando que os dois têm um comportamento geoquímico bem distinto.

No tocante ao grupo que apresenta teores de sílica mais elevados, observa-se que os granitóides Tourão, Caraúbas, Prado (fácies granítica) e as rochas do Complexo Granítico Serra do Lima, apresentam uma grande afinidade geoquímica (excetuando-se, no último, a amostra UCG-153c, que possui afinidades com a suíte diorítica). O Granitóide Umarizal se distingue deles devido aos seus teores extremamente baixos de MgO (média de 0,3%), claramente inferiores de Rb e Sr (média da ordem de 130 e 170 ppm, respectivamente) e algo inferiores de CaO e TiO_2 (média de 2 e 0,4%, respectivamente). Por outro lado, este granitóide mostra-se relativamente

enriquecido em K_2O e extremamente enriquecido em Zr (teores médios da ordem de 6% e 600 ppm, respectivamente).

Resumindo, esses diagramas permitem a distinção de quatro grupos de granitóides em termos geoquímicos: (1) Quixaba; (2) associação diorítica do Granitóide Prado; (3) Umarizal e (4), associados, Tourão, Caraúbas, Prado (fácies graníticas) e as litologias do Complexo Granítico Serra do Lima. A separação indicada fica bem evidente nos diagramas SiO_2 -Zr, SiO_2 -Rb, SiO_2 -Sr e, com superposição parcial nos tipos ricos em sílica, SiO_2 -MgO, SiO_2 -CaO e SiO_2 - K_2O (Figuras 5.1 e 5.2).

Esses quatro grupos são também muito evidentes nos diagramas Ba-Sr, Sr-Rb, K-Rb e Zr-B, onde $B = Fe+Ti+Mg$ (DEBON & LE FORT, 1988) (Figura 5.3). No diagrama Sr-Ba, as amostras dos granitóides do grupo 4, mostram uma forte correlação positiva a qual não se verifica nos demais grupos. No diagrama Sr-Rb os granitóides do grupo 4 se separam dos demais em função dos seus teores comparativamente elevados de Rb, ao passo que os demais granitóides se distinguem essencialmente pelos teores de Sr, relativamente baixos no Granitóide Umarizal, algo elevados no Granitóide Quixaba e extremamente altos nos dioritos do Prado. No diagrama K-Rb esses granitóides mostram comportamento similar àquele do diagrama Sr-Rb, porém com feição de uma imagem invertida. No diagrama Zr-B, por outro lado, os granitóides dos grupos 3 e 4 mostram correlação positiva, porém com "trends" bem distintos, ao passo que para os grupos 1 e 2 a correlação é pouco clara, face ao número limitado de amostras analisadas.

Verifica-se ainda nos diagramas de Harker (Figura 5.1), que nos casos dos granitóides Quixaba não há uma correlação nítida da sílica com Al_2O_3 e Na_2O , ao passo que o K_2O mostra uma correlação positiva em relação a SiO_2 . Para os dioritos do Prado, o K_2O não define um "trend" nítido, ao passo que o Na_2O sugere uma correlação positiva e o Al_2O_3 uma correlação negativa com a sílica. Já os demais óxidos apresentam para ambos os granitóides correlações negativas com a sílica. Os demais granitóides, por outro lado, mostram decréscimo em todos os óxidos com o aumento de SiO_2 . Esses diagramas sugerem que o potássio tem um comportamento

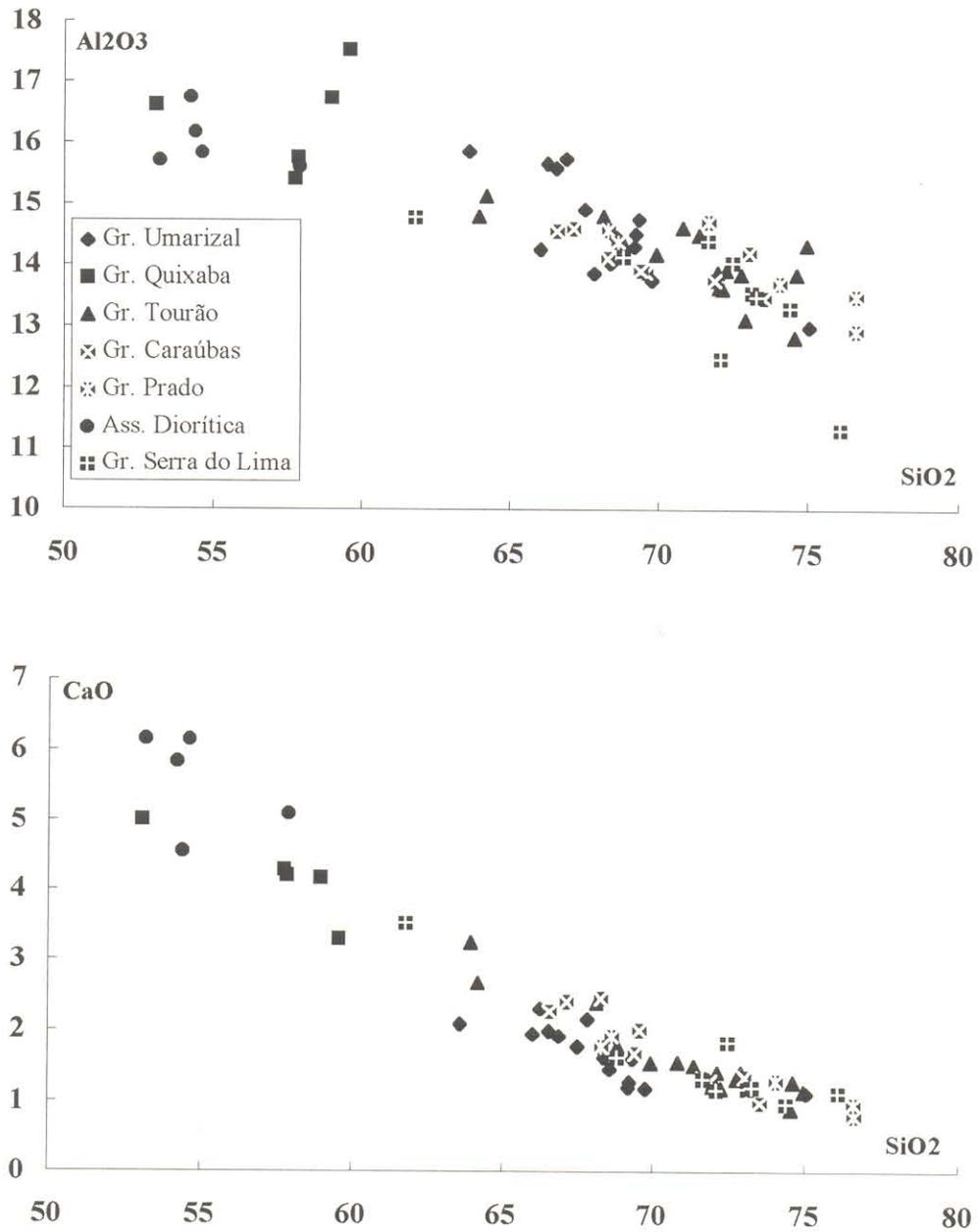


Figura 5.1 - Diagramas de Harker (elementos maiores) para os granitóides da região de Caraúbas-Umarizal

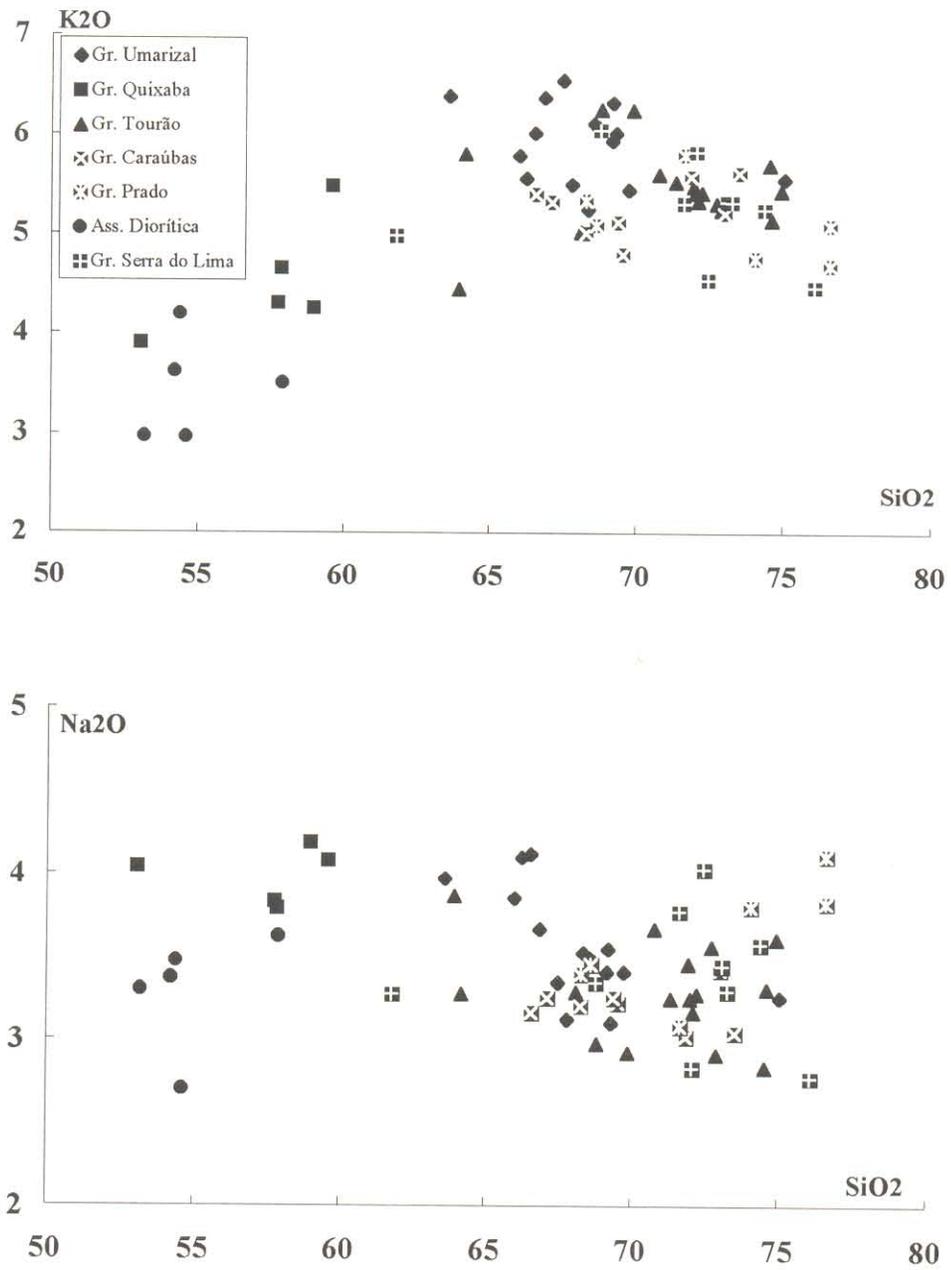


Figura 5.1 - Continuação

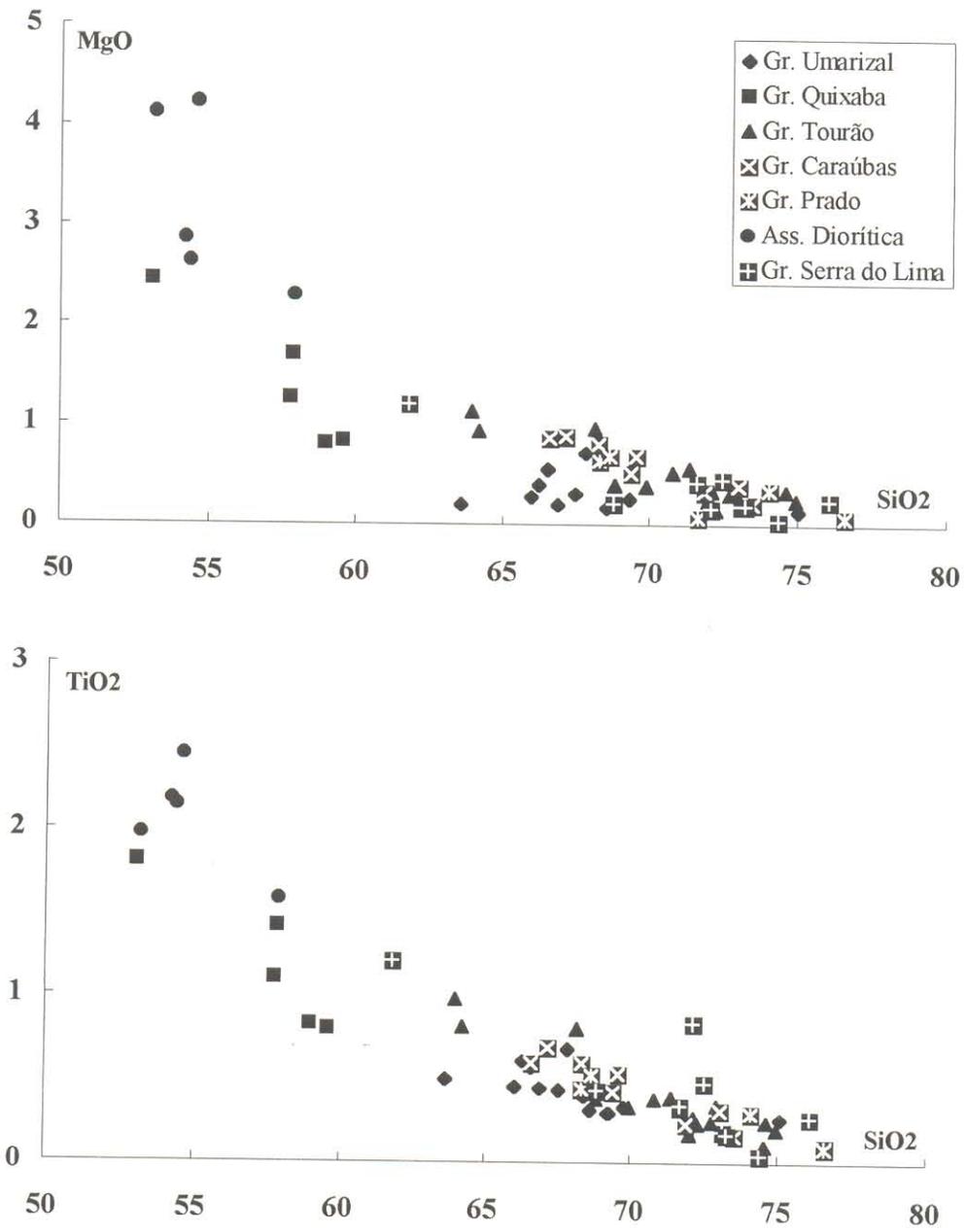


Figura 5.1 - Continuação

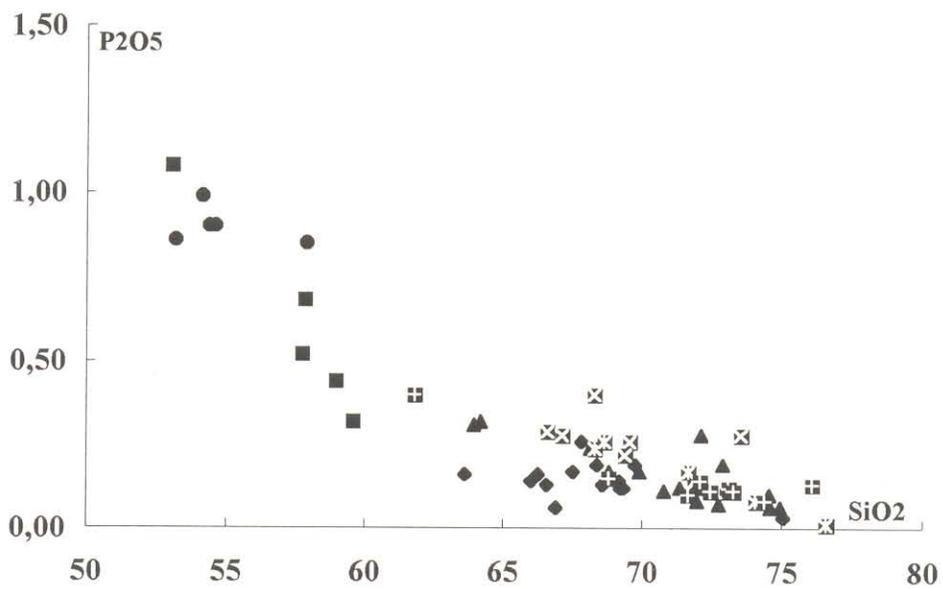
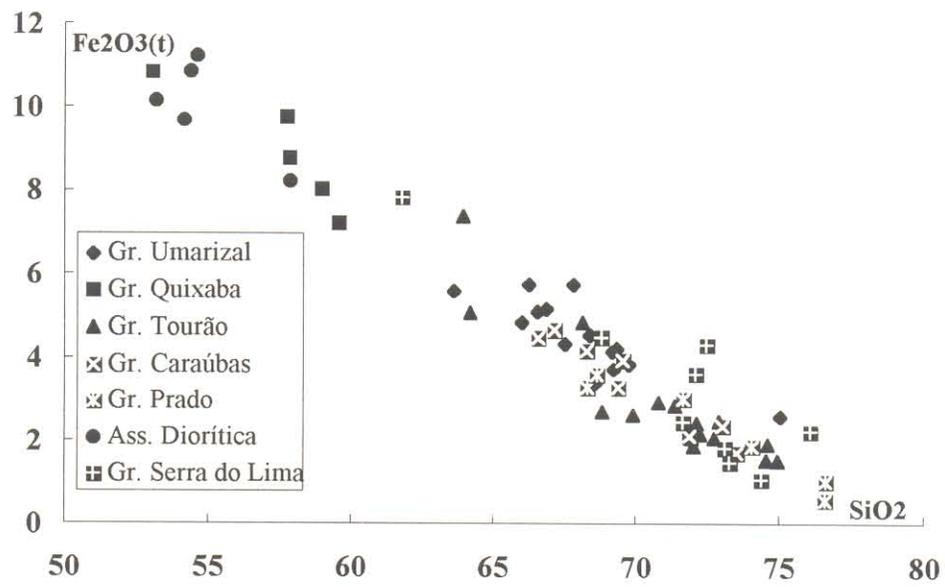


Figura 5.1 - Continuação

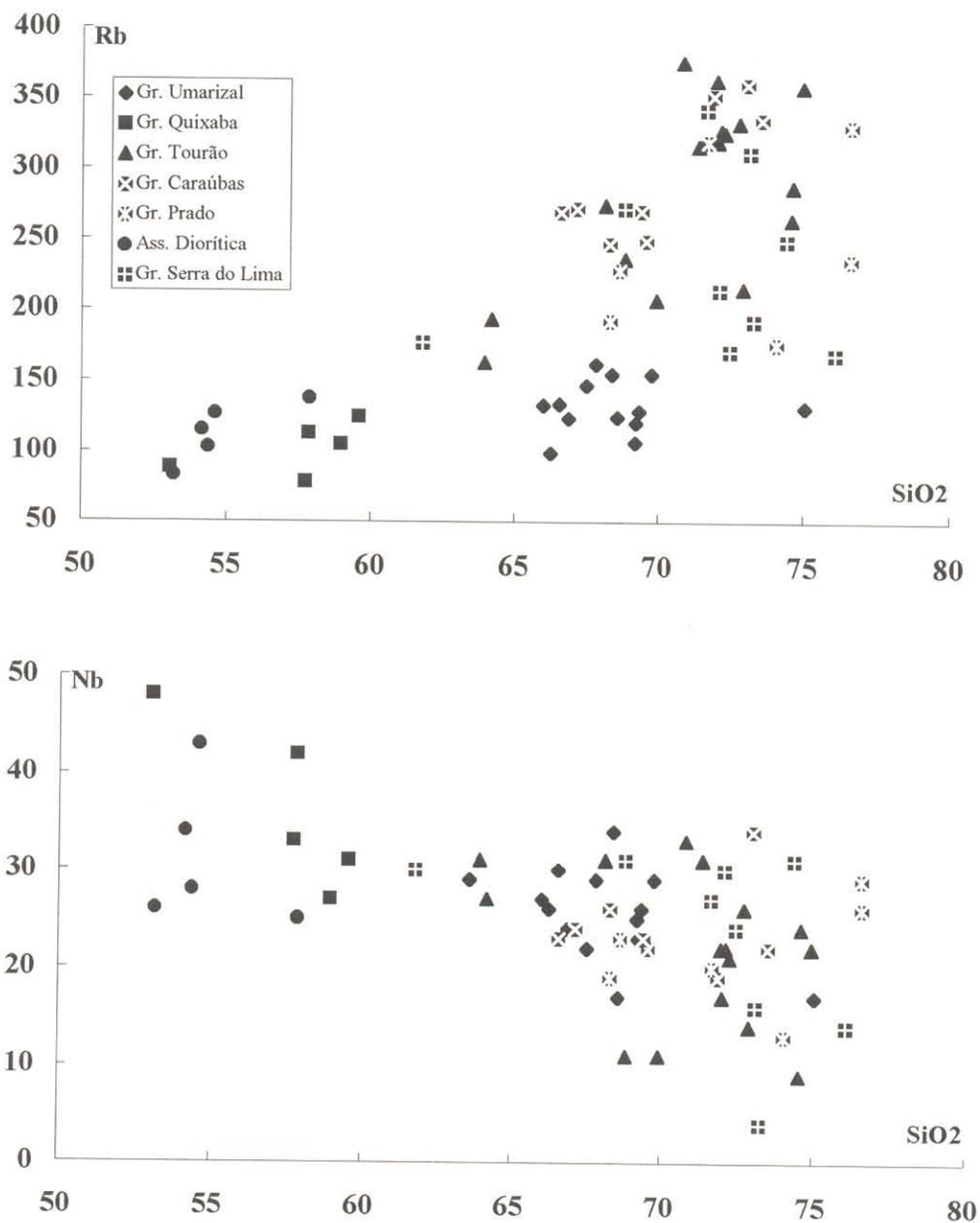


Figura 5.2 - Diagramas de Harker (elementos menores) para os granitóides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal.

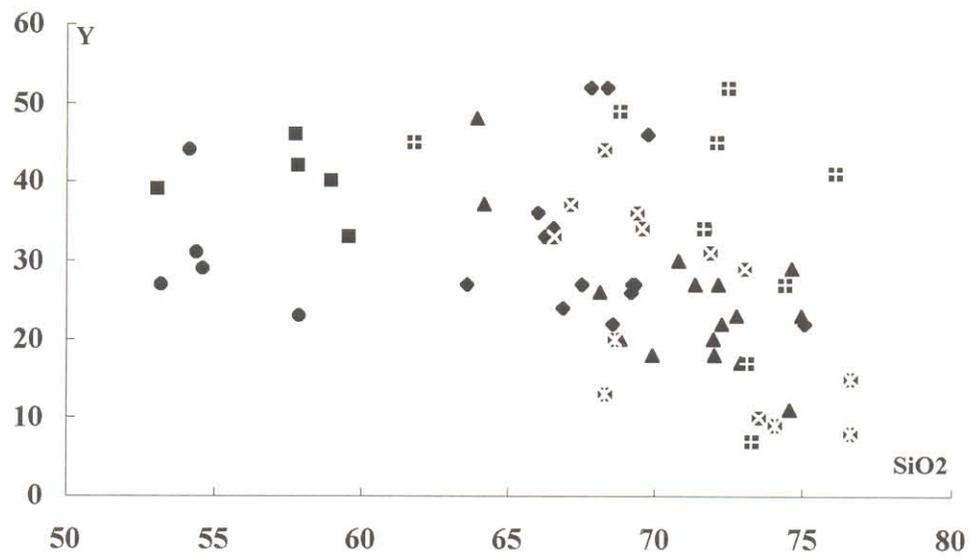
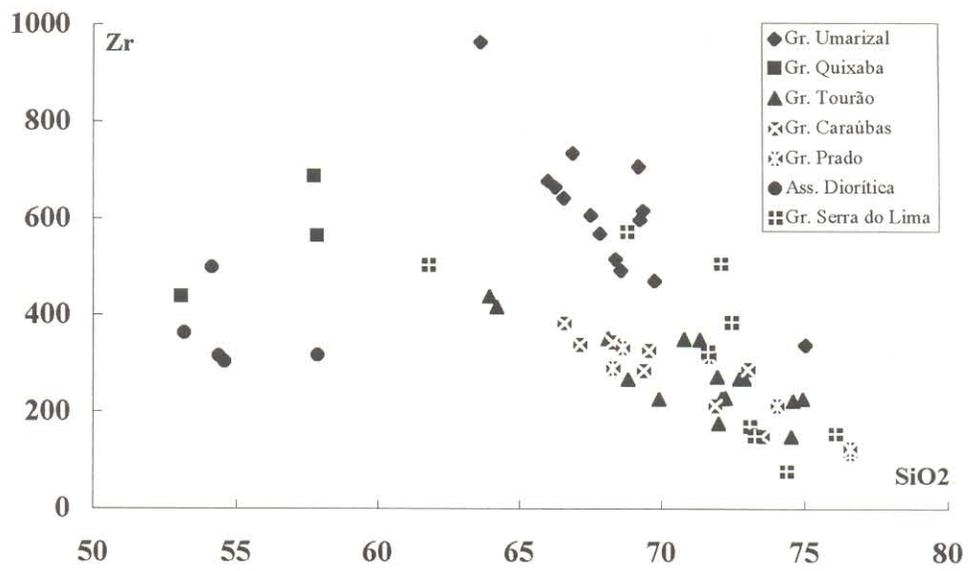


Figura 5.2 - Continuação

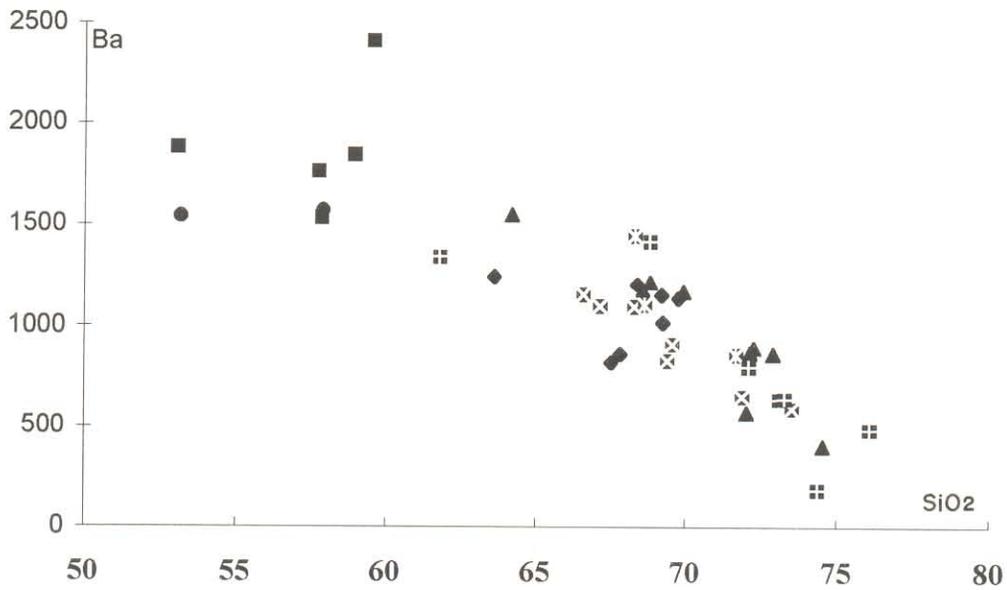
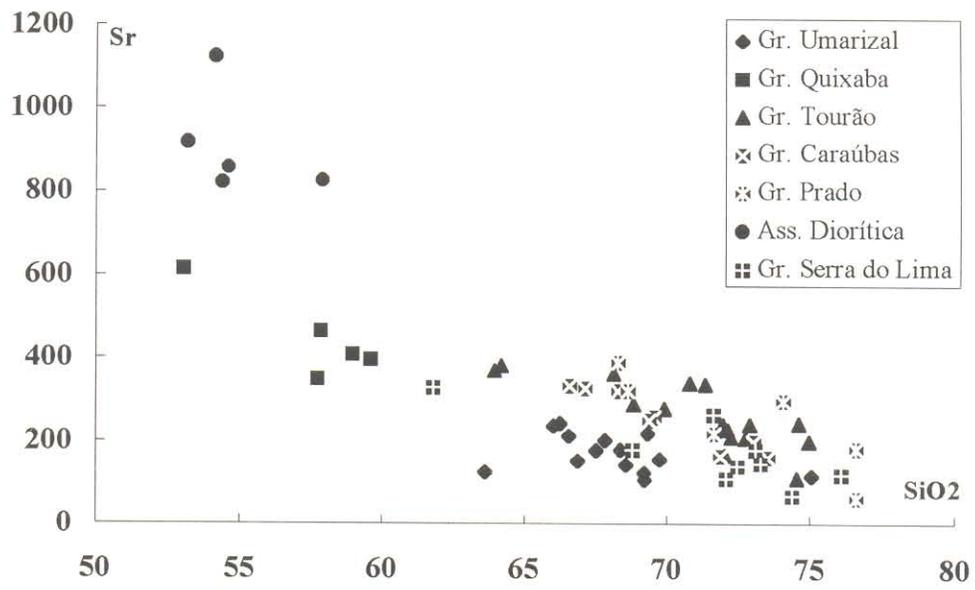


Figura 5.2 - Continuação

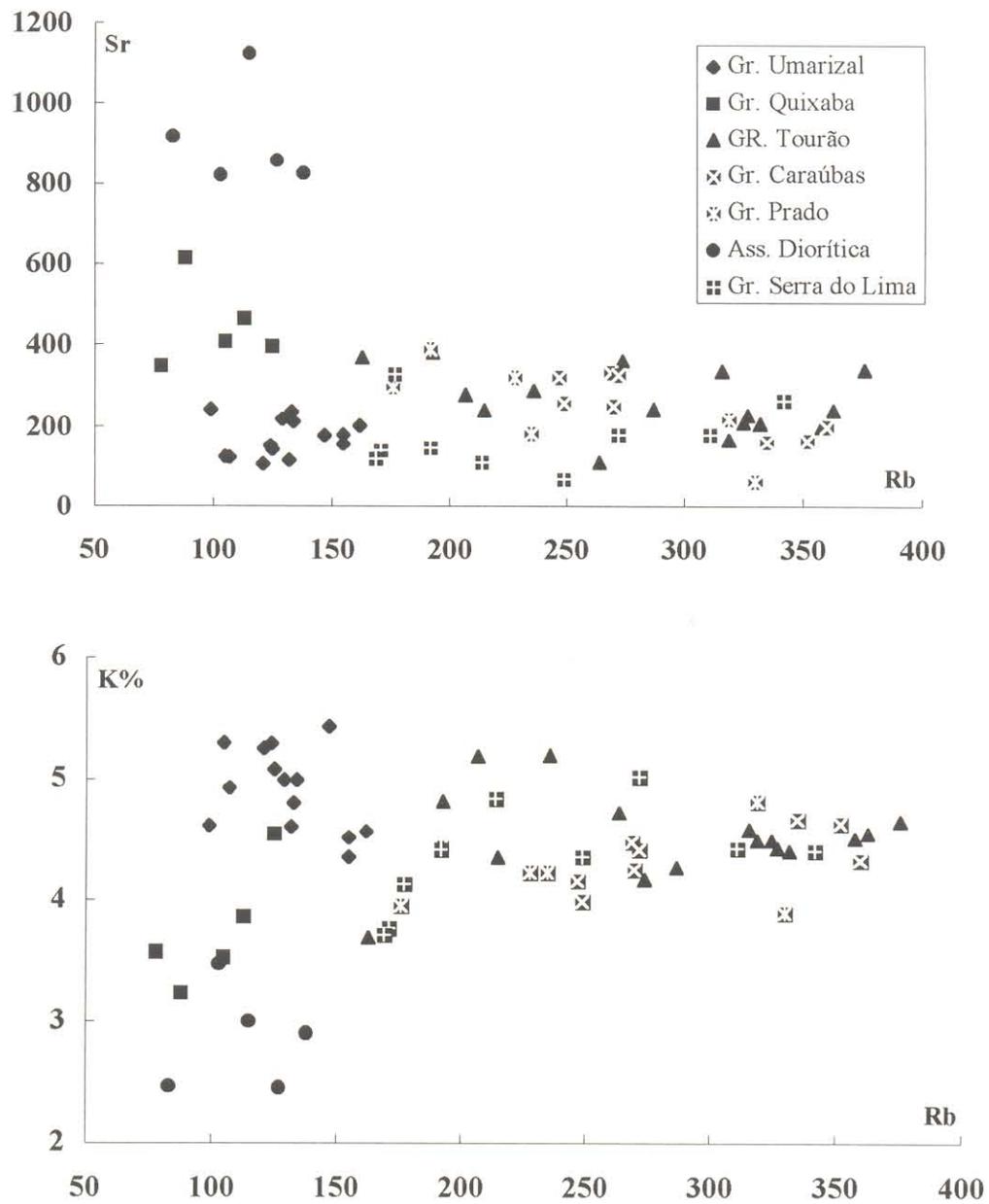


Figura 5.3a - Diagramas Rb-Sr e Rb-K% para os granitóides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal.

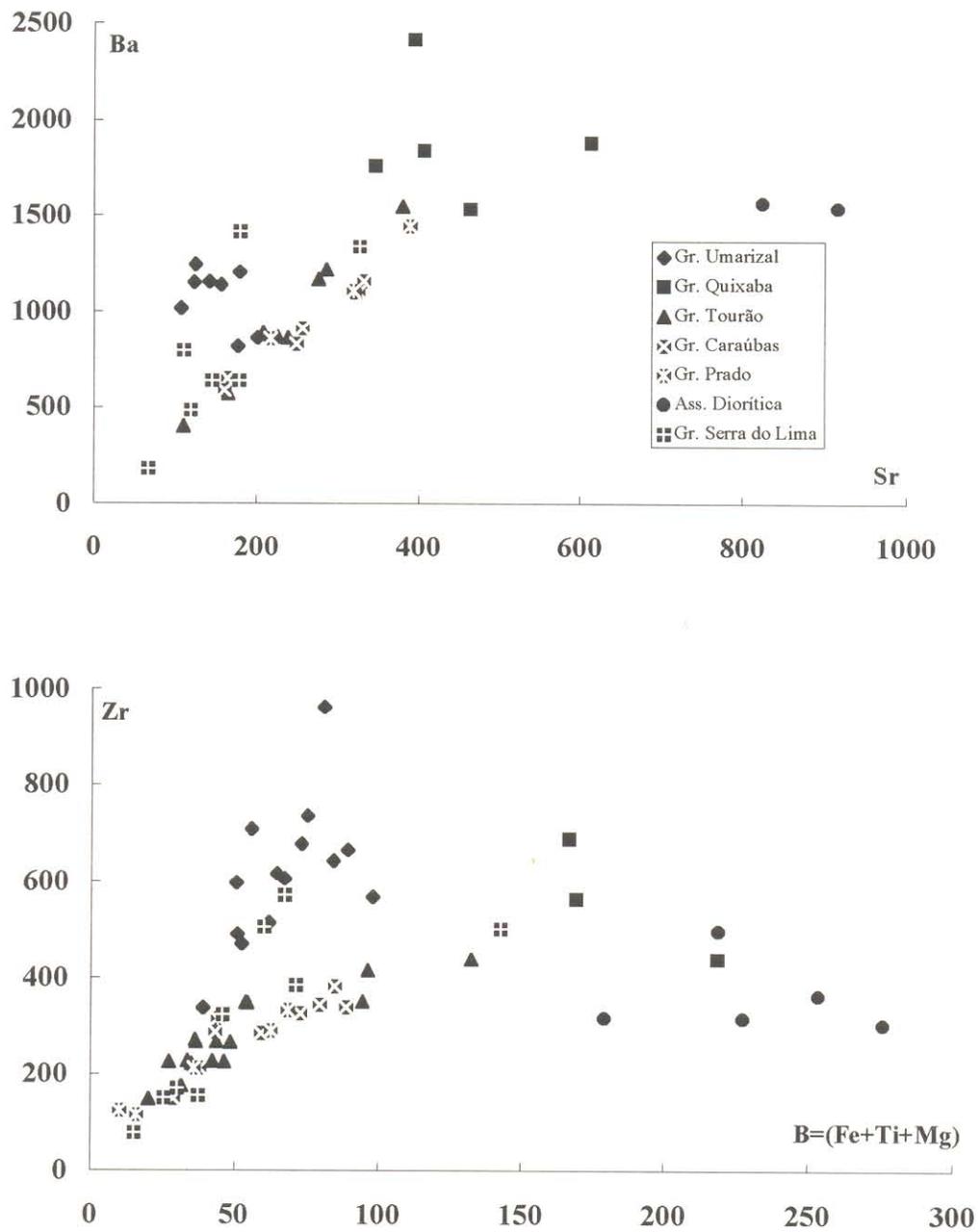


Figura 5.3b - Diagramas Sr-Ba e B-Zr para os granitóides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal.

do tipo incompatível no granitóide Quixaba. No caso dos granitóides dos grupos 3 e 4, todos os elementos maiores se comportam de modo compatível.

Quanto aos elementos traços, observa-se que o Rb tem comportamento incompatível em todos os granitóides, enquanto que os demais elementos têm comportamento compatível, a exceção do Zr que também comporta-se como incompatível no caso do Granitóide Quixaba. (Figura 5.2).

Quanto à cogeneticidade entre a associação diorítica e as rochas graníticas do maciço Prado, fica patente em todos os diagramas um "gap" composicional entre os conjuntos de amostras destes dois grupos litológicos. Adicionalmente, estes dois conjuntos apresentam comportamentos bem distintos nos diagramas para Na_2O , K_2O , MgO (Figura 5.1) e Sr, Y, Zr (Figura 5.2), bem como naqueles diagramas que confrontam K x Rb, Zr x B e Sr x Rb (Figura 5.3). Admite-se com base nestes dados que estes dois conjuntos litológicos não sejam comagmáticos. Por outro lado, como já discutido anteriormente (Cap. 3 - Geologia Local), as feições do tipo "magma-mingling" observadas, sugerem que possa ter havido um certo grau de mistura entre os magmas geradores dessas rochas.

5.2 - NORMAS CIPW

O cálculo das normas CIPW (Tabelas 5.1 a 5.6) foi realizado por computador usando-se o programa IGPET versão 1985, adaptado e traduzido por Gilberto Amaral (UNICAMP) em 1988. As principais características normativas dos quatro grandes grupos de granitóides identificados podem ser assim sumarizadas :

Grupo 1 (Granitóide Quixaba): todas as amostras apresentam diopsídio na norma e a associação caracteriza-se como metaluminosa. O plagioclásio normativo varia de oligoclásio cálcico a andesina sódica (An_{27-31}), situando-se portanto dentro do intervalo composicional obtido por métodos óticos e por microsonda (An_{38-14}).

Grupo 2 (associação diorítica do maciço Prado): em linhas gerais, esta associação apresenta características normativas similares àquelas do Granitóide Quixaba, sendo que ambas possuem teores muito baixos de Qz o que as distingue nitidamente dos demais granitóides no diagrama Qz-Ab-Or (Figura 5.4 b). Entretanto, os teores de ilmenita são bem mais elevados nos dioritos do Prado (sempre acima de 3%), como consequência de seus maiores teores em TiO_2 (média da ordem de 2%). Além disso, tais dioritos tendem a ser mais enriquecidos nos minerais normativos máficos (diopsídio e hiperstênio) que somam em média 14%. Os seus plagioclásios normativos são sempre andesínicos (An_{34-49}), diferindo substancialmente das composições determinadas por métodos óticos que variam de oligoclásio cálcico a andesina sódica (An_{24-31}).

Grupo 3 (Granitóide Umarizal): Caracteriza-se por apresentar variações expressivas nos teores normativos de quartzo e pela nítida dominância do caráter metaluminoso. Apenas 4 amostras desse granitóide apresentam coríndon na norma (2 da fácies Açã e 2 da fácies Umarizal), e mesmo assim em teores bem baixos, sempre inferiores a 1%. Seus plagioclásios normativos são sempre oligoclásicos (An_{22-12}), portanto coincidentes em composição com os plagioclásios modais

Grupo 4 (Granitóides Tourão, Caraúbas, Prado e Complexo Granítico Serra do Lima): Esses granitóides são metaluminosos a peraluminosos (presença de coríndon em boa parte das amostras) e os seus plagioclásios normativos são essencialmente oligoclásicos, coerente com o determinado por métodos óticos e por microsonda.

Todas as composições normativas foram plotadas nos diagramas An-Ab-Or e Qz-Ab-Or (Figuras 5.4a, b). No primeiro caso, foram plotados os campos para rochas plutônicas quartzosas (O'CONNOR, 1965) e considerou-se apenas as amostras com $Qz > 10$, ficando excluídas aquelas do Granitóide Quixaba e da associação diorítica do Maciço Prado. Nesse diagrama verifica-se que a quase totalidade das amostras plotam no campo dos granitos, com exceção de algumas amostras do Complexo Granítico Serra do Lima e do Granitóide Tourão que plotam naquele dos quartzo-

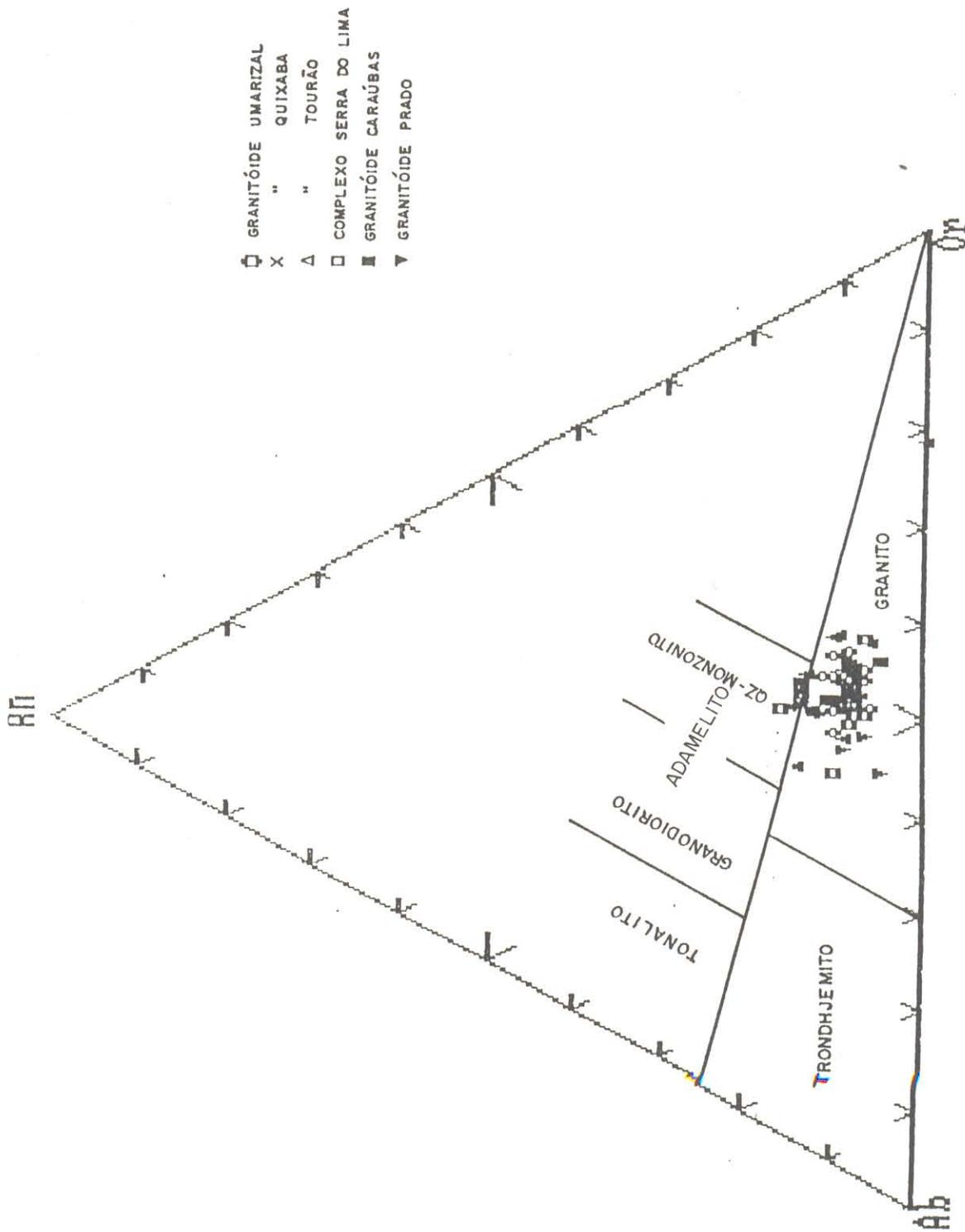


Figura 5.4a - Diagrama normativo An-Ab-Or (campos segundo O'CONNOR, 1965) para os granitóides brasileiros da região de Caraubas Umarizal

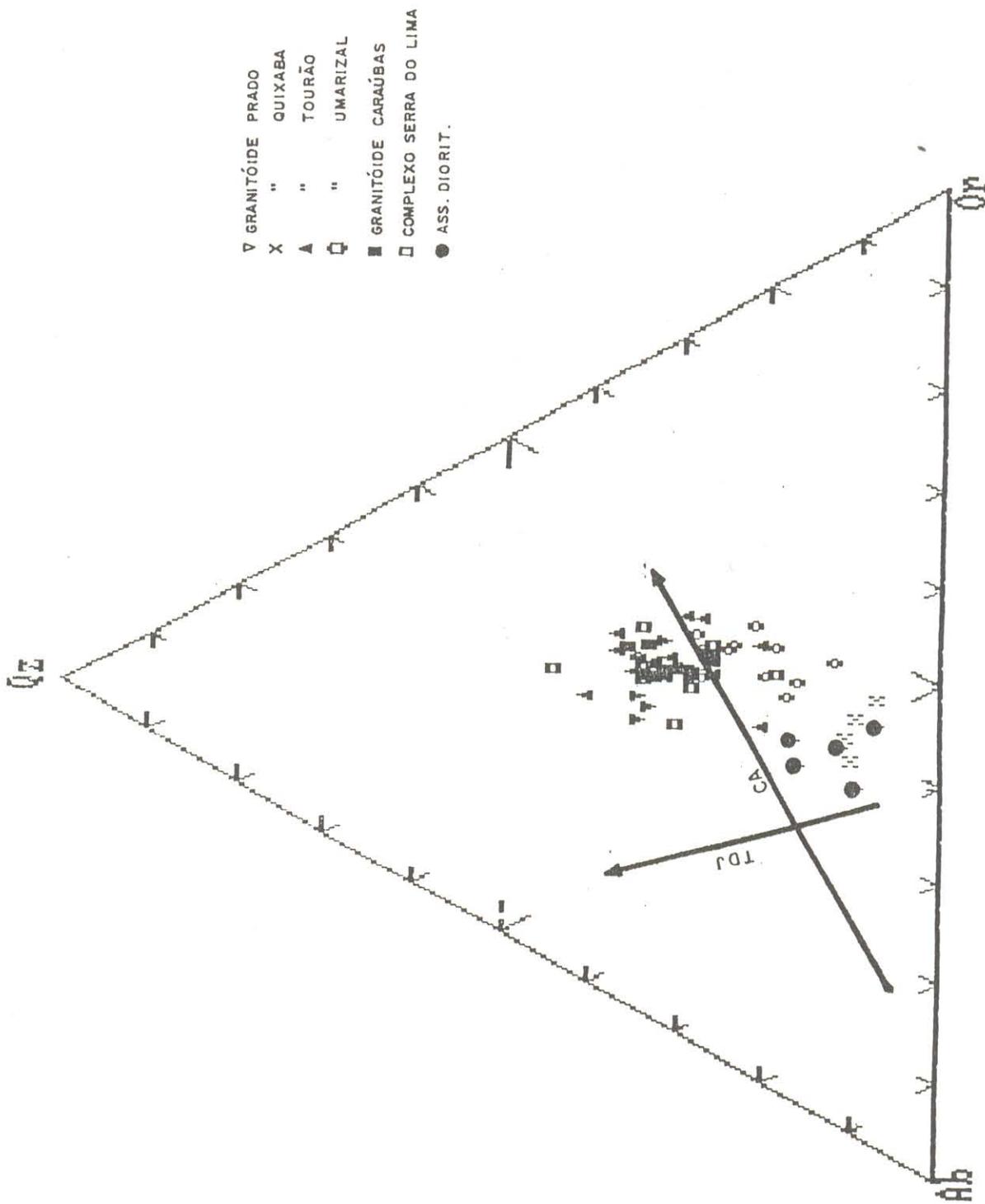


Figura 5.4b - Diagrama normativo Qz-Ab-Or para os granitoídes bra-
 silianos da região de Caraubas-Umarizal. "Trends" Ca (cálcio-alca-
 lino) e TDJ (trondhjemitico) segundo MARTIN (1987).

monzonitos. Excetuando algumas amostras do Granitóide Umarizal, há uma boa concordância entre esta classificação normativa e a observada no diagrama modal Q-A-P (STRECKEISEN, 1976).

No diagrama Qz-Ab-Or foram plotadas, além das amostras de todos os granitóides, os "trends" de associações trondhjemíticas e cálcio alcalinas (MARTIN, 1987). Aqui verifica-se que os 4 grupos de granitóides anteriormente identificados concentram-se em campos bem distintos, e que os mesmos não seguem nem o "trend" trondhjemítico (TDJ) nem o cálcio-alcalino (CA). Essa discussão será retomada em maiores detalhes posteriormente (item 5.5).

5.3 - SÉRIES MAGMÁTICAS: BREVE HISTÓRICO

Séries magmáticas podem ser conceituadas segundo HATCH et al. (1972), HUGHES (1982), DEBON & LE FORT (1983), SIAL & McREATH (1984) e Bayly apud WHITTEN et al. (1987), como grupos de rochas que apresentam características de campo, mineralógicas e químicas, que sugerem terem uma fonte magmática comum, e similares processos de evolução.

Desde o final do século XIX que os estudiosos de Petrologia ígnea vêm procurando diferenciar séries magmáticas. Iddings apud LE MAITRE (1989) introduziu os termos **alcalino e subalcalino** para grupos distintos de rochas vulcânicas. Rosenbusch apud HUGHES (1982) já distinguia as séries **alcalina e cálcio-alcalina**, e Harker apud WHITTEN (op cit.) denominou de **suítes Atlântica e Pacífica** conjuntos contrastantes de rochas ígneas Terciárias e Holocênicas, correlacionadas, respectivamente, às séries alcalina e subalcalina (HUGHES, 1982).

Holmes apud IRVINE & BARAGAR (1971), e HUGHES (op cit.) utilizaram critérios mineralógicos para diferenciar as séries cálcio -alcalina da alcalina. Por sua vez Peacock apud HUGHES (op cit.), utilizando critérios químicos (índice de Peacock) diferenciou além das séries mencionadas, duas outras que designou como **alcali-cálcica e cálcica**.

Como bem atesta GILL (1981), as séries **toleíticas e alcalinas**, originalmente identificadas em basaltos, têm sua distinção a partir de critérios vários : mineralógicos, normativos (CIPW) ou

ainda, químicos (saturação em sílica e conteúdo em álcalis). Chama atenção ainda, o referido autor, para o fato de que as séries cálcio-alcálica e toleítica são distinguidas da série alcálica, entre outras características, pelos seus menores conteúdos em álcalis e, como tal, seriam na verdade uma única série, subalcálica.

Wager & Deer apud IRVINE & BARAGAR (1971) e GILL (1981), distinguem as séries toleítica e cálcio-alcálica a partir do comportamento da razão Fe/Mg durante a sua diferenciação magmática. Um forte aumento da razão Fe/Mg durante a diferenciação caracterizaria a série toleítica, enquanto que a ausência desse aumento seria típico da série cálcio-alcálica. IRVINE & BARAGAR (1971) mostram o comportamento dessas duas séries no diagrama AFM, consideram, entretanto, que o teor em Al_2O_3 é mais efetivo para a separação dessas duas séries, e propõem a utilização do diagrama " Al_2O_3 x plagioclásio normativo" para distingui-las.

A partir das proporções moleculares de K_2O , Na_2O , CaO e Al_2O_3 , Shand apud HESS (1989) caracterizou as associações **peraluminosa** [Al_2O_3 Mol. > (K_2O+Na_2O+CaO) Mol.], **metaluminosa** [$(K_2O+Na_2O$ Mol.) < Al_2O_3 Mol. < ($CaO+K_2O+Na_2O$) Mol.] e **peralcálica** [Al_2O_3 Mol. < (K_2O+Na_2O) Mol.].

A série **shoshonítica**, muito em voga a partir da década de 80, foi primeiramente definida por Iddings apud LE MAITRE (1989). O termo foi empregado para rochas vulcânicas potássicas (basaltos com ortoclásio). Geoquimicamente esta série foi melhor caracterizada por Joplin apud NARDI (1986), e, posteriormente, por MORRISON (1980). Segundo o último autor, as associações shoshoníticas podem ter feições comuns tanto com as séries alcálicas quanto as cálcio-alcálicas, a depender do diagrama geoquímico discriminante utilizado. As primeiras apresentam, no entanto, algumas feições que as distinguem das demais séries magmáticas, a saber: altos valores para Al_2O_3 , Fe_2O_3/FeO , álcalis total, K_2O e os elementos LIL (P, Rb, Sr, Ba) e terras raras leves. Estas características são mais marcantes em suítes vulcânicas.

No tocante a rochas plutônicas, PAGEL & LETERRIER (1980) demonstraram a afinidade shoshonítica dos monzogranitos do Maciço de Ballons, correlacionando-os, a partir da utilização do diagrama R1R2 (LA ROCHE et al., 1980), a série monzonítica. A partir de 1982 são

frequentes na literatura exemplos de associações shoshoníticas plutônicas (TAUSON, 1983; THOMPSON & FOWLER, 1986; NARDI, 1986; ZHOU, 1987; SIAL & FERREIRA, 1988; SILVA FILHO, 1989; GUIMARÃES, 1989).

LA ROCHE et al. (1980) e DEBON & LE FORT (1983, 1988) com base na utilização de parâmetros catiônicos propuseram diversos diagramas que permitem classificar rochas e identificar séries magmáticas. A classificação desses autores permite visualizar, num único diagrama, as diversas associações magmáticas e apresenta a vantagem adicional de que os "trends" das associações subalcalinas, cálcio-alcalinas e alcalinas são bem distintos nos mesmos.

5.4 - SÉRIES MAGMÁTICAS E OS GRANITÓIDES ESTUDADOS

Excetuando as associações peralcalinas, bem definidas pela sua mineralogia e quimismo, a caracterização de séries magmáticas plutônicas e notadamente de rochas granitóides, é problemática, e em muitos casos ambígua. A caracterização de séries alcalinas, subalcalinas e cálcio-alcalinas é por vezes difícil, podendo-se chegar a resultados contraditórios dependendo dos critérios utilizados.

Diante do exposto, serão apresentados e discutidos a seguir diversos diagramas geoquímicos, propostos na literatura, visando a uma caracterização preliminar das séries magmáticas a que pertencem os granitóides estudados.

O diagrama **AFM** tem sido usado como discriminante de séries granitóides (NARDI, 1986; SIAL, 1986, 1987; MARTIN 1987, por exemplo), apesar de alguns autores fazerem sérias restrições a sua efetividade para a separação de séries de granitóides (DEBON et al., 1986). Com exceção das amostras dos dioritos do Prado e aquelas dos Granitóide Quixaba, as amostras analisadas plotam nesse diagrama próximo ao polo A e, mais precisamente, ao longo da aresta A-F (Figura 5.5). A ausência de termos de composição intermediária e básica, nos granitóides dos grupos 3 (Umarizal) e 4 (Tourão, Caraúbas, Prado e o complexo Serra do Lima), fazem com que esse diagrama perca totalmente seu poder discriminante. Da mesma forma, para o Granitóide

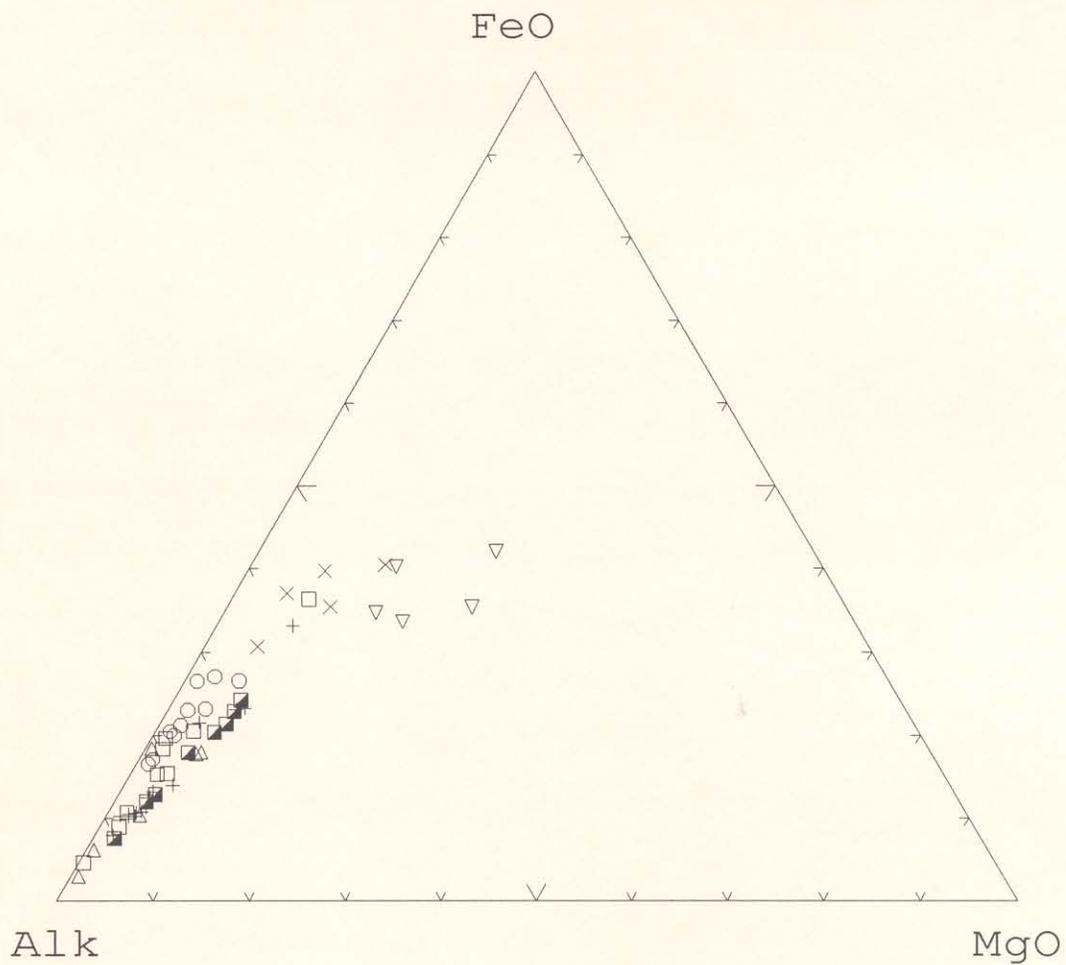


Figura 5.5 - Diagrama A-F-M para os granitóides da região de Caraúbas-Umarizal. Legenda: (∇) Ass. Diorítica; (x) Gr. Quixaba; (o) Gr. Umarizal; (+) Gr. Caraúbas; (Δ) Gr. Prado; (\blacksquare) Gr. Tourão; (\square) Gr. Serra do Lima.

Quixaba (grupo 1), desprovido de termos mais ricos em sílica, não se tem um "trend" definido. Por outro lado, o conjunto de amostras do maciço do Prado (granitos + dioritos) é o que mais se aproxima do "trend" de uma série cálcio-alcálica. Porém, tal como nos diagramas de Harker, há um "gap" entre dioritos e granitos, o que aponta novamente para a não cogeneticidade entre ambos. Eles não podem, portanto, ser vistos como uma série magmática.

No diagrama $\log(K_2O/MgO) - SiO_2$ (ROGERS & GREENBERG, 1981) verifica-se que, à exceção das amostras do Granitóide Quixaba e dos dioritos do Prado, as demais plotam essencialmente no campo dos granitos alcalinos (Figura 5.6), em função dos seus altos teores de K_2O e baixos a muito baixos de MgO . Por outro lado, o comportamento das amostras do Granitóide Quixaba e dos dioritos do Prado, fugindo dos campos alcalino e cálcio-alcálico, é comumente observado em associações shoshoníticas nesse diagrama (GUIMARÃES, 1989). Além disso a possível afinidade shoshonítica do Granitóide Quixaba é coerente com o fato dele comportar-se como uma série subalcalina monzonítica no sentido de BOWDEN et al. (1984).

SYLVESTER (1989) salienta a convergência geoquímica verificada em leucogranitos derivados de séries cálcio-alcálicas e alcalinas e a consequente dificuldade em distingui-las com base unicamente nos seus termos mais evoluídos. Propôs a utilização do diagrama $100(MgO+FeO+TiO_2)/SiO_2 \times (Al_2O_3+CaO)/(FeO+Na_2O+K_2O)$ para verificar a natureza das séries magmáticas de rochas granitóides com teores de $SiO_2 > 68\%$. As amostras dos granitóides estudados que atendem essa condição, mais duas amostras do Granitóide Umarizal com $SiO_2 > 67\%$ foram plotadas no referido diagrama (Figura 5.7). Constata-se que nenhuma amostra incide no campo cálcio-alcálico e fortemente peraluminoso.

As amostras do Granitóide Umarizal e àquelas dos granitóides do grupo 4 incidem no campo alcalino ou, no caso da fácies Timbaúba e dos microgranitos associados aos últimos, no subcampo dos granitos altamente fracionados. Esse comportamento sugere fortemente que os granitos do grupo 4 não correspondem a uma série cálcio-alcálica e fortalece a hipótese de que correspondem a uma série magmática (Ex: Tourão + Timbaúba) ou a séries afins. Deve-se notar, ainda, que o Granitóide Umarizal e algumas amostras do granito médio do Complexo Serra do

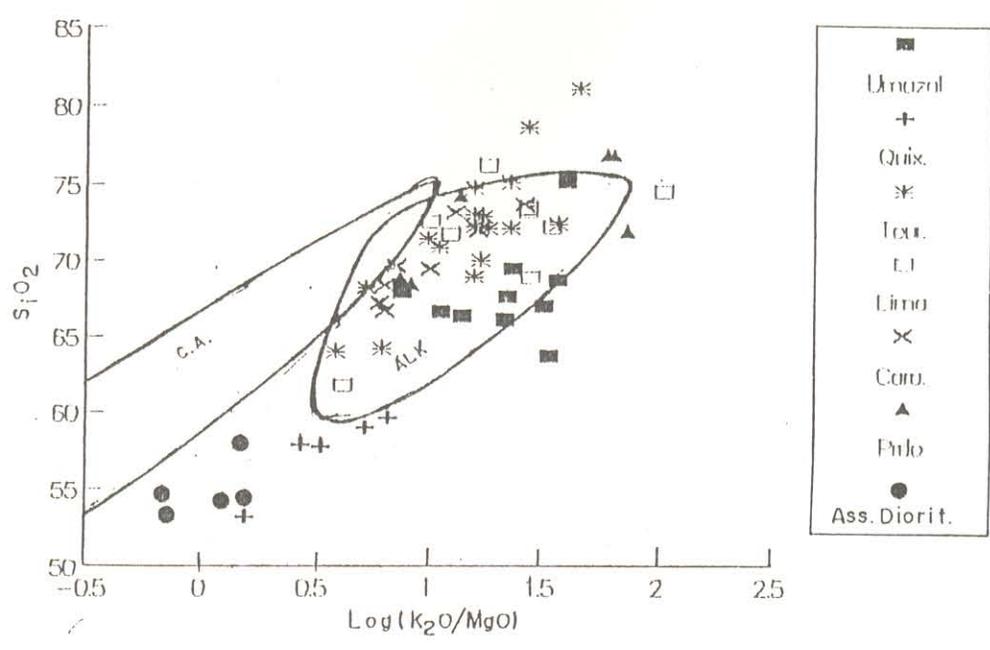


Figura 5.6 - Diagrama $SiO_2 \times \log(K_2)/MgO$ para os granitóides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal (campos segundo ROGERS & GREENBERG-1981). CA=cálcio-alcalino ; ALK=alcalino.

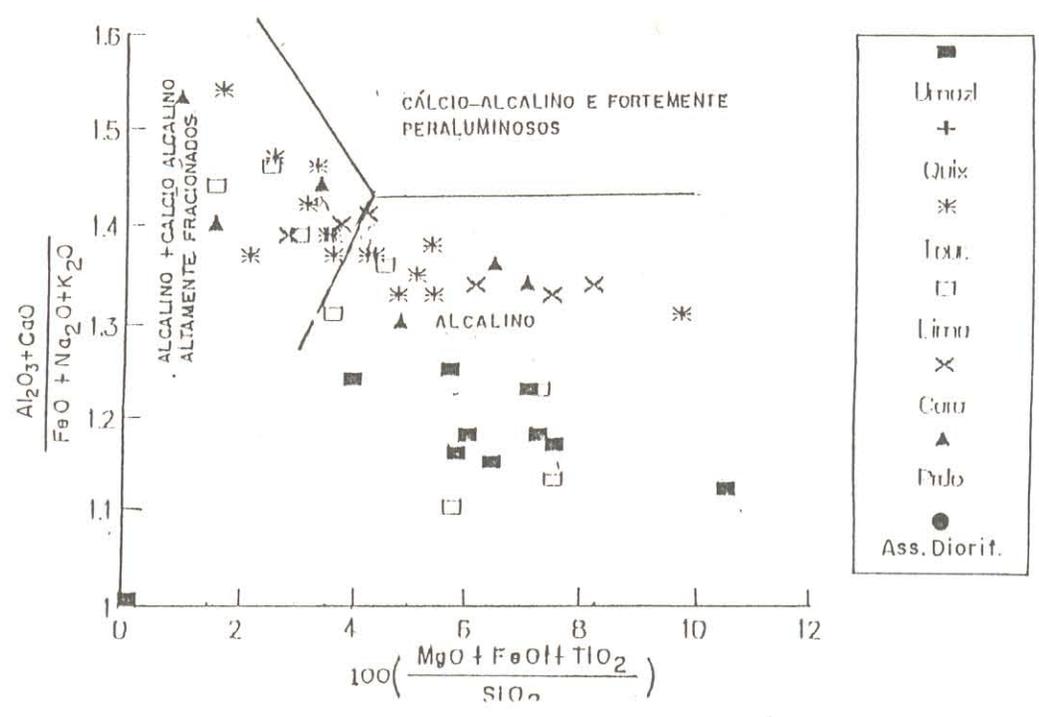


Figura 5.7 - Diagrama $(Al_2O_3+CaO)/(FeO+Na_2O+K_2O) \times 100(MgO+FeO+TiO_2)/SiO_2$, para os granitóides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal (campos segundo SYLVESTER-1989)

Lima separam-se nitidamente das demais em função de seus teores mais elevados de álcalis e ferro total.

No diagrama R1R2 (LA ROCHE et al., 1980) observa-se que as amostras do Granitóide Quixaba e, notadamente, as dos dioritos do Granitóide Prado, embora mostrem um alto grau de dispersão, aproximam-se mais do "trend" subalcalino máfico (Figura 5.8). Por outro lado, as amostras dos granitóides Tourão, Caraúbas, Prado e do Complexo Granítico Serra do Lima, se alinham na continuidade do "trend" subalcalino, sugerindo que representem termos evoluídos dessa série.

O Granitóide Umarizal, por sua vez, plota separadamente dos demais granitóides segundo um "trend" paralelo ao alcalino. Esse diagrama também funciona como discriminante para os quatro grupos de granitóides estudados e sugere que o Granitóide Tourão e tipos similares não possuem afinidades com as séries cálcio-alcalinas.

Nos diagramas A-B, Q-P e Q-B-F (DEBON & LE FORT, 1988) pode-se verificar no primeiro o enquadramento dos granitóides estudados nos "trends" das três grandes famílias de associações magmáticas. Os outros dois diagramas permitem comparar o comportamento das rochas em questão com os diferentes "trends" das séries magmáticas associadas às três grandes famílias definidas em A-B.

As amostras dos granitóides Quixaba e Umarizal, e dos dioritos do maciço do Prado, plotam no domínio metaluminoso do diagrama A-B (Figura 5.9), mais precisamente no setor IV desse diagrama, onde se situam as rochas com biotita + anfibólio \pm piroxênio. Essa mineralogia é compatível com o observado nos referidos granitóides (vide Cap. 4 - Petrografia). Quanto aos granitóides Tourão e seus associados, observa-se que suas amostras transicionam do campo metaluminoso para o peraluminoso (setores III e IV do referido diagrama). Verifica-se ainda que as amostras das fácies porfiríticas desprovidas de anfibólio e as dos microgranitos associados a esses granitos é que plotam no campo peraluminoso (setor III).

As amostras de todos os granitóides se dispõem segundo os "trends" das associações cafêmicas (CAFEM). Os granitóides Umarizal, Tourão, Caraúbas, Prado e o Complexo Granítico

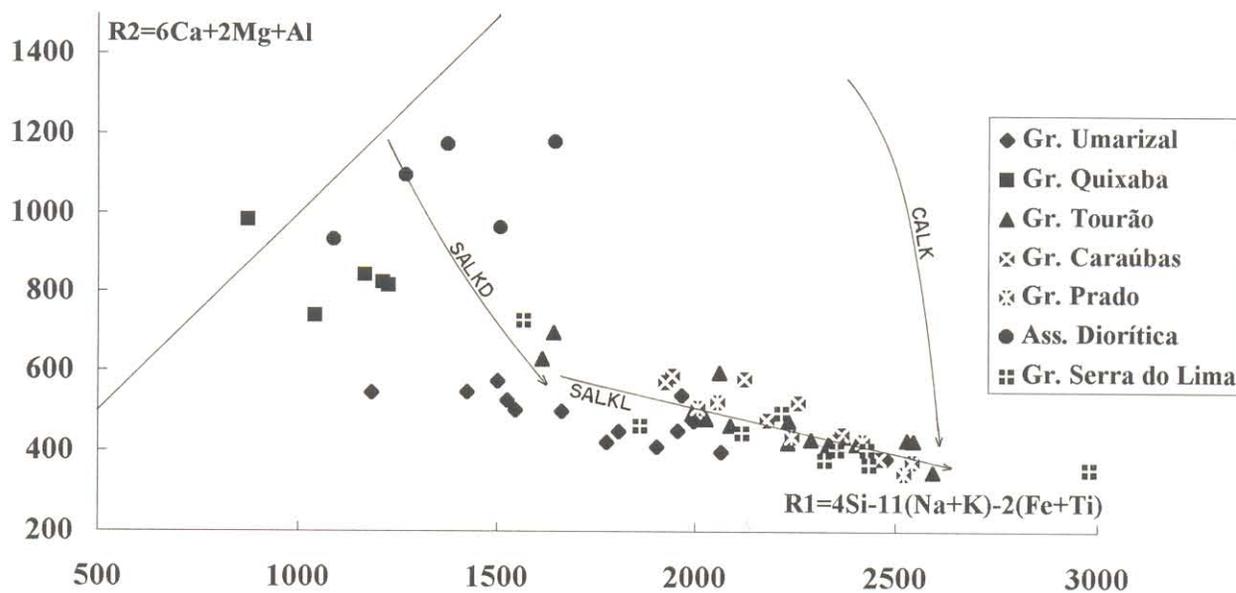


Figura 5.8 - Diagrama R1-R2 (LA ROCHE et al., 1980) Para os granitóides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal

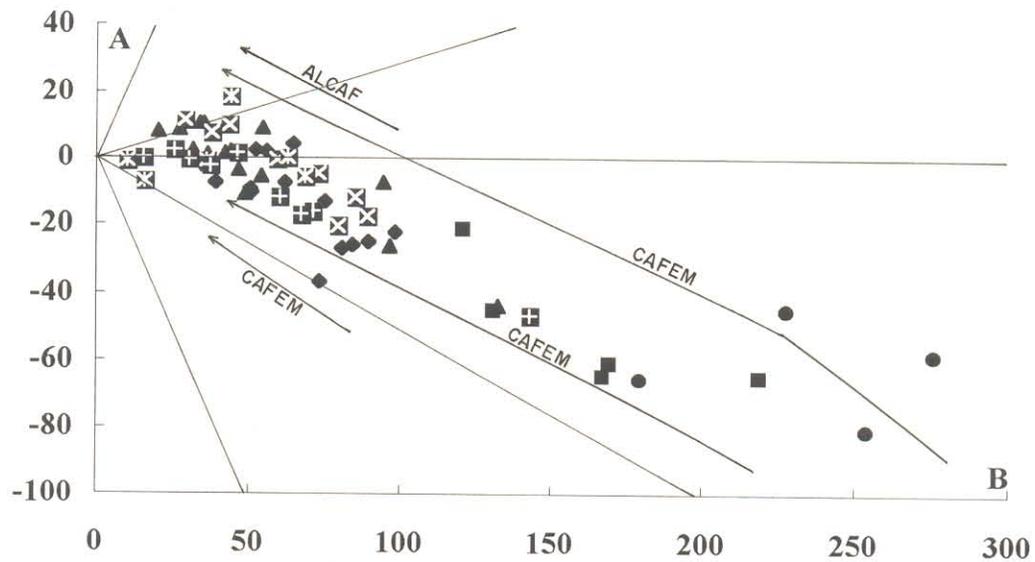


Figura 5.9 - Diagrama A-B [$A=Al-(K+Na+2Ca)$ e $B=Fe+Mg+Ti$] (DEBON & LE FORT, 1988) para os granitóides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal.

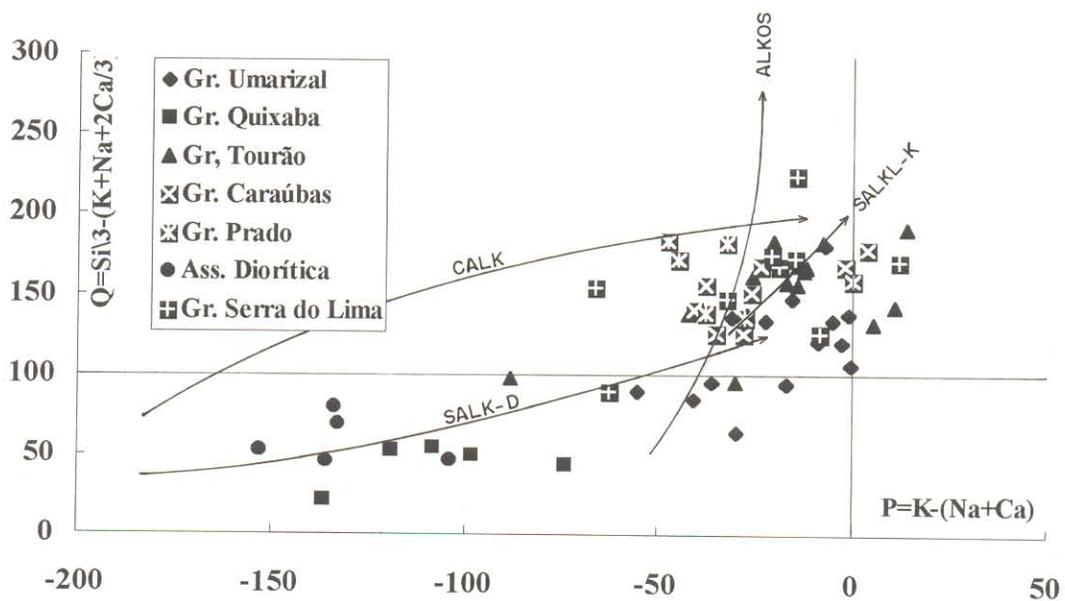


Figura 5.10 - Diagrama Q-P (DEBON & LE FORT, 1988) para os granitóides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal.

Serra do Lima, corresponderiam aos termos félsicos dessas associações, enquanto que o Granitóide Quixaba e a associação diorítica do maciço Prado seriam análogos aos seus termos máficos.

No diagrama Q-P (Figura 5.10) observa-se que as amostras do Granitóide Umarizal tendem a alinhar-se paralelamente aos "trends" ALKOS (alcalino supersaturado) e SALKL (subalcalino félsico, potássico), porém com valores mais elevados de P, como decorrência de seus altos teores de K_2O . As amostras dos granitóides Tourão e Caraúbas se amoldam em linhas gerais ao "trend" SALKL-K, ao passo que as amostras do Granitóide Prado e do Complexo Granítico Serra do Lima não chegam a mostrar um alinhamento claro, embora se concentrem nos campos de ocorrência dos demais granitóides ou nas suas proximidades. Finalmente, o Granitóide Quixaba e a associação diorítica do Prado, apesar da dispersão apreciável e do número reduzido de amostras analisadas, apresentam maiores similaridades com o "trend" SALKD (subalcalino máfico), porém no caso do Granitóide Quixaba, com valores relativamente baixos do parâmetro Q.

No diagrama Q-B-F (Figura 5.11) constata-se que: (a) as amostras do Granitóide Umarizal se alinham segundo o trend ALKOS; (b) a disposição da associação diorítica do Prado, a despeito do seu reduzido número de amostras, sugere uma similaridade com o trend SALKD; (c) o Granitóide Quixaba também se aproxima mais do "trend" SALKD, aparentemente transicionando para ALKOS; d) os granitóides Tourão, Caraúbas, Prado e o Complexo Serra do Lima, tal como no diagrama Q-P, se aproximam mais dos "trends" ALKOS e SALKL, porém sem segui-los de modo regular.

Nesses diagramas não há indícios de uma possível filiação dos granitóides estudados com associações toleíticas ou cálcio-alcalinas (Figura 5.10). Por outro lado, eles reforçam a hipótese de filiação dos mesmos com associações subalcalinas e alcalinas. Fazendo-se uma avaliação global dos diagramas aqui apresentados e discutidos, pode-se tirar algumas conclusões preliminares quanto à filiação magmática dos granitóides estudados:

a) Os granitóides Tourão, Caraúbas, Prado (fácies granítica) e as litologias do Complexo Granítico Serra do Lima, não apresentam em nenhum dos diagramas considerados um

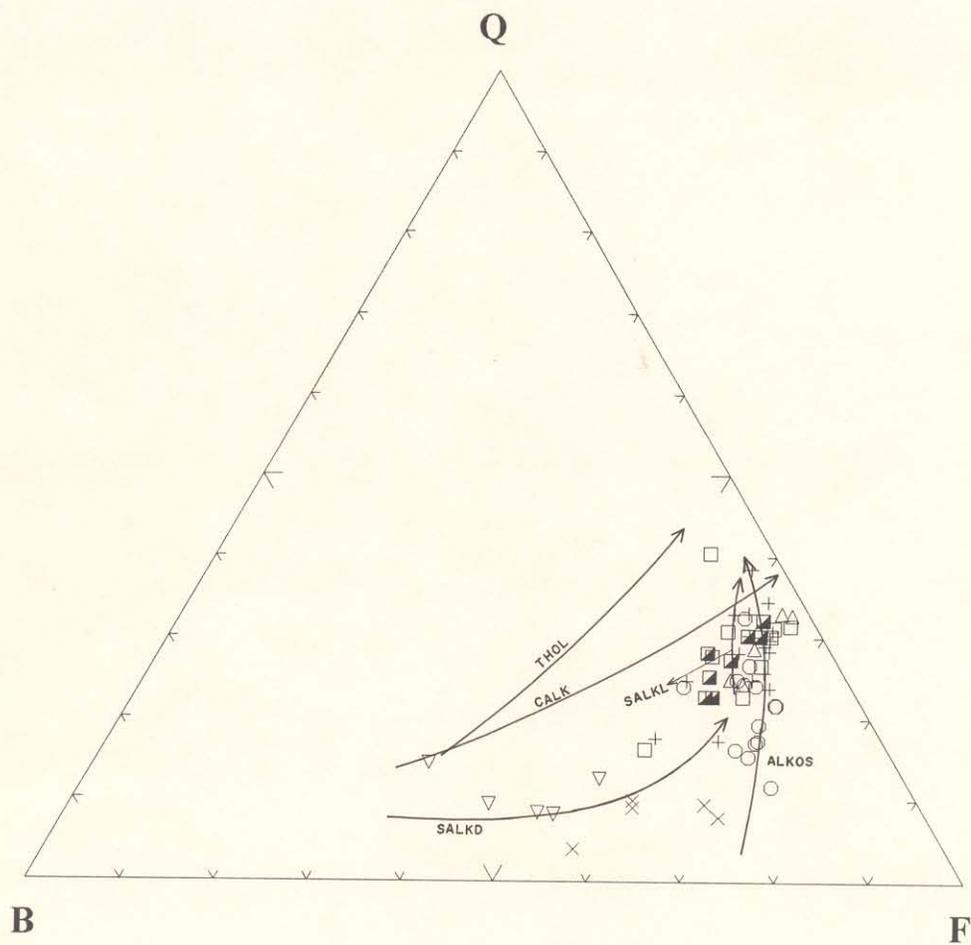


Figura 5.11 - Diagrama Q - B - F (DEBON & LE FORT, 1988) para os granitóides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal. Legenda: (▽) Ass. Diorítica; (x) Gr. Quixaba; (o) Gr. Umarizal; (+) Gr. Caraúbas; (Δ) Gr. Prado; (▧) Gr. Tourão; (□) Gr. Serra do Lima).

comportamento típico de séries cálcio-alcálicas. Seus altos teores de álcalis (acima de 8%, em média), notadamente K_2O (média de 5%), e os teores relativamente baixos de CaO , MgO e Fe total, também depõem contra uma possível afinidade cálcio-alcálica (ATHERTON et al., 1979; FOURCADE & ALLEGRE, 1981; SIAL, 1986, 1987). Da mesma forma, Rb , Ba e Sr são relativamente altos, quando comparados aos valores de granitos cálcio-alcálicos típicos.

Em alguns diagramas estes granitóides chegam a se comportar como rochas de séries alcálicas (Figuras 5.6 e 5.7), mas isto não deve ser tomado como conclusivo, devendo ser creditado a utilização dos álcalis como elementos discriminantes nesses diagramas. Por outro lado, em boa parte dos diagramas (Figuras 5.8, 5.10 e 5.11) estes granitóides comportam-se como subalcálicos. SIAL (1986, 1987) estudou granitóides similares química e mineralógicamente a estes, e denominou-os de **associações cálcio-alcálicas potássicas**. DEBON & LE FORT (1983) chamam também a atenção para o fato de que associações de quimismo intermediário "alcálico - cálcio-alcálico", têm sido denominadas por vários autores de **cálcio-alcálica potássicas**. Dizem, ainda, que elas são de ocorrência tão comum quanto as cálcio-alcálicas e apresentam-se em dois subgrupos distintos, um de caráter mais máfico (diorítico) e outro mais félsico (granítico).

b) O Granitóide Umarizal apresenta de modo geral um comportamento análogo ao dos granitóides das séries alcálicas, sendo sua filiação alcálica comprovada pelos seus altos teores de K_2O , Na_2O e Zr , elevadas razões $Fe/(Fe+Mg)$, bem como pelos seus teores expressivos de Nb .

Nos diagramas propostos por DEBON & LE FORT (1983, 1988) este granitóide segue sistematicamente o "trend" ALKOS (alcálico supersaturado). Esta série, segundo os referidos autores, evolui de quartzo-monzonito e quartzo-sienito para granitos, o que está de acordo com o observado nas modas deste granitóide (vide discussão no capítulo 4). Ela apresenta um "trend" verticalizado, com aumento pronunciado de quartzo em detrimento de feldspatos e máficos (Figura 4.15).

c) O caso do Granitóide Quixaba e dos dioritos do Prado é mais complexo. A pequena quantidade de amostras analisadas dificulta uma caracterização mais precisa de sua filiação magmática. Pode-se concluir, no entanto, a partir dos diagramas utilizados que eles não se

comportam como as séries cálcio-alcálicas típicas. Por outro lado, no diagrama de ROGERS & GREENBERG (1981) (Figura 5.6), a disposição das amostras dessas duas associações é similar à observada para séries shoshoníticas (GUIMARÃES 1989).

Da mesma forma, nos diagramas R1R2, Q-P e Q-B-F (Figuras 5.8, 5.10 e 5.11, respectivamente), essas rochas mostram comportamento aproximadamente similar ao da série subalcalina máfica. Esta série tem sido, por sua vez, correlacionada sistematicamente à série shoshonítica (PAGEL & LETERRIER, 1980; DEBON & LE FORT, 1983, 1988; LETERRIER et al., 1990).

Merece ser ainda referido que a associação litológica do Granitóide Quixaba, constituída por quartzo-monozodiorito, quartzo-monzonito e monzogranitos, corresponde à da série SAM (subalcalina monzonítica) de BOWDEN et al. (1984), (Figura 4.12), e é similar à das séries SALKD (DEBON & LE FORT, 1983, 1988), comumente correlacionadas a séries shoshoníticas plutônicas.

Da mesma forma, deve ser destacado que associações dioríticas da região do Seridó mostram nesses diagramas um comportamento similar ao dos dioritos do Prado, e, por sua vez, essas associações têm sido interpretadas como de assinatura geoquímica da série shoshonítica (LETERRIER et al., 1990).

Assim sendo, admite-se que o Granitóide Quixaba e a associação diorítica do Prado sejam representantes de séries shoshoníticas. Seus altos teores de K_2O , Ba e Sr, são compatíveis com o observado em litologias dessa série. Porém os valores elevados de TiO_2 , Nb, Y e Zr, mais próprios de séries alcalinas, mostram que se trata de rochas shoshoníticas com um caráter alcalino mais acentuado do que o normal.

d) O fato das amostras do granito médio do Complexo Serra do Lima plotarem em diversos diagramas ($Zr-SiO_2$, Figura 5.2; $Zr-B$, Figura 5.3; Figura 5.7 e Figura 5.10) no campo definido pelo granitóide Umarizal sugere fortemente que tal variedade textural seja geoquimicamente afim do referido granitóide e distinta daqueles do grupo 4.

5.5 - TIPOLOGIA DE GRANITÓIDES: BREVE HISTÓRICO

A identificação e separação de séries de granitóides em **granitos tipos I, S, A e M**, onde o índice alfabético diz respeito à natureza da fonte do magma, foi introduzida a partir da década de 70 pelos trabalhos de Chappell e White, e colaboradores, a partir do estudo de granitos do Lachland Fold Belt (LFB) da Austrália. CHAPPELL & WHITE (1974) introduziram o conceito de granitos dos tipos I e S para rochas derivadas de fontes ígnea e sedimentar, respectivamente. Parâmetros mineralógicos e químicos são utilizados na separação desses dois tipos (CHAPPELL & WHITE, 1974; HINE et al., 1978; WHITE & CHAPPELL, 1983; CHAPPELL et al., 1988). A terminologia "granito A" foi posteriormente introduzida por LOISELLE & WONES (1979) para designar granitos anorogênicos, e de natureza alcalina. WHITE (1979) propôs ainda, a designação de "granito M" para rochas granitóides de origem mantélica.

Os granitos I são, segundo os autores que os definiram, derivados de fusão de uma fonte ígnea crustal, a qual seria parte de uma crosta primitiva profunda. Esta crosta primitiva é produto da cristalização de magmas gerados por fusão parcial de material máfico a ultramáfico a profundidades de manto. Este é, em linhas gerais, o modelo de WHITE (1979), WHITE & CHAPPELL (1983) e CHAPPELL & STEPHENS (1987), para a origem de granitos I. Esses granitos são na sua grande maioria metaluminosos; biotita e hornblenda, ou apenas a primeira, são os máficos dominantes, e a magnetita é o principal opaco (indicando cristalização sob condições de alta fugacidade de oxigênio). São também ricos em encraves microgranitóides (tipos dioríticos). Quimicamente mostram ampla variação em SiO₂ (na faixa de 55-75%), baixas razões K₂O/Na₂O e, Cr e Ni são também baixos. Geralmente apresentam baixos valores para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Os granitos do tipo S são predominantemente peraluminosos, comumente apresentam minerais do tipo granada, cordierita, muscovita, e a ilmenita é o seu opaco principal. Quimicamente SiO₂ varia numa faixa menor do que para os granitos I (65-75%), têm valores altos para K₂O/Na₂O e baixos para Ca e Sr. As razões isotópicas iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são normalmente altas, no geral acima de 0,708.

A partir da proposição inicial de Chappell e White houve a tendência de aplicar-se de modo generalizado a classificação de granitos do tipo S para as associações graníticas de caráter acentuadamente peraluminoso, para as quais admitia-se geralmente fontes metassedimentares (PITCHER, 1983). Essa tendência foi bastante criticada por BROWN et al. (1984) que advertiram para a possibilidade de tais associações não serem necessariamente oriundas de tais fontes, advindo daí uma grande ambiguidade no emprego da classificação australiana, cuja utilização eles não recomendaram. Esse problema foi posteriormente debatido em relação aos granitóides dos Estados Unidos, quando WHITE et al. (1986) mostraram que não há correspondência entre os granitos admitidos como sendo do tipo S na Serra Nevada e aqueles do Lachland Fold Belt. A seguir, AGUE & BRINHALL (1987) mostraram que os granitos peraluminosos dessa região são produto de interação entre magmas do tipo I com metassedimentos crustais, ou seja, são magmas híbridos. Fica claro, portanto, as dificuldades existentes na transposição da classificação de Chappell e White para outras regiões.

Os granitos A (LOISELLE & WONES, 1979) são anorogênicos e tidos como derivados de uma fonte ígnea anidra. COLLINS et al. (1982), WHITE & CHAPPELL (1983), CLEMENS et al. (1986) e WHALEN et al. (1987) estabeleceram as principais características geoquímicas desses granitos e discutiram a sua gênese. Litologicamente sienogranitos são os tipos dominantes. Biotita (do tipo annita) e/ou anfibólio alcalino são os máficos principais, podendo também ocorrer piroxênio sódico. Feldspato potássico sempre excede o plagioclásio (mesopertitas são comuns) e, fluorita e topázio são acessórios relativamente frequentes. A presença de cavidades miarolíticas e intercrescimentos granofíricos atesta o posicionamento desses granitos a altos níveis crustais (WHITE & CHAPPELL, 1983).

Quimicamente eles apresentam valores elevados de SiO_2 (geralmente acima de 70%), álcalis total, Fe/Mg, Zr, Nb, Ga, Y e terras raras, com exceção do Eu. Por outro lado, os valores para CaO, MgO, Ba e Sr são normalmente baixos (WHALEN et al., 1987). Diagramas Ga-Al ou Ga/Al-demais elementos, funcionam, no geral, como bons discriminantes para esse tipo de granitóide, em relação aos demais tipos (COLLINS et al., 1982; WHITE & CHAPPELL, 1983;

WHALEN et al., 1987). Esses granitóides mostram também vocação metalogenética, o que os torna objeto de melhores investigações geoquímicas. Mineralizações em Mo, Sn, W, Nb e Ta, têm sido encontradas a eles associadas (CLEMENS et al., 1986).

A gênese de granitos A tem sido discutida no âmbito de três hipóteses: metassomatismo, cristalização fracionada de magmas mantélicos e fusão parcial de crosta profunda. A primeira foi defendida por Taylor et al. apud WHALEN et al. (1987) para as rochas peralcalinas do Complexo de Topsails, Canadá. Esses autores afirmaram que "metassomatismo via fases voláteis, como CO₂ e halogênios, agindo durante e depois da colocação do corpo granitóide, seria responsável pela assinatura peralcalina desse complexo". WHALEN et al. (op cit.) contestam esta hipótese e, entre outros argumentos, dizem que: "as evidências de campo sugerem que as rochas graníticas alcalinas desse complexo foram originadas de um magma peralcalino primário". Dizem ainda os referidos autores, que a homogeneidade do complexo de Topsails depõe contra uma origem metassomática.

A hipótese de cristalização fracionada de magmas basálticos, alcalinos a transicionais, foi proposta por LOISELLE & WONES (1979) e assumida por outros autores (EBY, 1992; EBY et al., 1992). WHITE & CHAPPELL (1983) afirmam que a ocorrência restrita de gabros, bem como de rochas intermediárias, associadas aos granitos do tipo A no LFB, Austrália, não favorece esta hipótese. Esse argumento também é ressaltado por WHALEN et al. (1987).

A hipótese de fusão parcial da crosta tem sido aceita pela maioria dos autores (COLLINS et al., 1982; WHITE & CHAPPELL, 1983; CLEMENS et al., 1986; WHALEN et al., 1987; CHAPPELL & STEPHENS, 1987). Uma fonte I deplecionada sofreria fusão parcial e originaria magmas do tipo A. Este modelo geralmente está em concordância com o "restite model" de WHITE & CHAPPELL (1977). A fusão dessa fonte I inicial geraria um líquido mais félsico, responsável pela formação dos granitóides tipo I, e o seu resíduo, de natureza granulítica, seria responsável pela geração dos magmas tipo A. Uma alternativa para esse modelo é a derivação de granitos do tipo A a partir da fusão de rochas ígneas da base da crosta (ANDERSON & BENDER, 1989; CREASER et al., 1991; DALL' GNOL et al., 1992). Os autores citados

argumentam que fontes granulíticas residuais dificilmente poderiam gerar grandes volumes de magmas graníticos, devendo existir outras fontes.

Uma origem mantélica para certas rochas granitóides foi sugerida por Fairbairn apud WHITE (1979) em função das baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ encontradas nas mesmas. Burnham apud WHITE (1979) diz que "a fusão parcial de material máfico, em zonas de subducção, gera granitos em ambientes de margens continentais e dentro de arcos de ilhas maduros". A partir de tais evidências e com base em diversos parâmetros químicos (razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ muito baixas, alto Ca em relação aos alcális, e altas razões K/Rb), WHITE (1979) caracterizou os granitos do tipo M. PITCHER (1983) usou esta terminologia para pequenos corpos de composição quartzo-diorítica a gabróica associados a arcos vulcânicos, e disse que estes granitóides M eram derivados diretamente do manto ou da crosta oceânica subduccionada que sofre fusão parcial. Origem similar é defendida por Whalen apud CHAPPELL & STEPHENS (1987) para o complexo plutônico de Uasilau (New Britain), onde dominam rochas quartzo-dioríticas.

PITCHER (1979, 1983) atenta para a necessidade de se relacionar tipologia de granitóides e ambientes tectônicos. Segundo ele, os granitóides A são reconhecidamente anorogênicos ou pós-tectônicos, enquanto que os tipo M são de ambientes de arcos de ilhas. Os tipos I são, por sua vez, subdivididos em I-cordilheiranos e I-caledonianos. Os primeiros são de ambientes de margens continentais e de magmatismo tipicamente cálcio-alcálico; os segundos são de ambientes de colisão continental, tardi a pós-orogênicos, de quimismo nem sempre cálcio-alcálico típico. BROWN et al. (1984) consideram desnecessária a criação de um subtipo para designar tais granitos. Os granitos S, por outro lado, são associados a ambientes colisionais intracontinentais, sintectônicos.

Os termos **magnetita granito e ilmenita granito** foram introduzidos por ISHIHARA (1977, 1981) para distinguir granitos japoneses apresentando evoluções magmáticas distintas. Os primeiros são derivados de magmas gerados no manto ou na crosta inferior e ligados a ambientes extensionais. Os ilmenita granitos, por sua vez, são tipicamente crustais e associados a ambientes compressionais. Em termos metalogenéticos, os magnetita granitos podem apresentar,

principalmente, mineralizações em sulfetos, e os tipos a ilmenita podem ser mineralizados em estanho.

Os granitos a magnetita são comparativamente ricos em opacos (mais de 0,1% modal, e até 5% nos termos mais máficos), a magnetita é dominante entre esses opacos, têm susceptibilidade magnética relativamente alta e, titanita e epidoto são acessórios comuns. Se há sulfetos, a pirita é a fase dominante. Possuem ainda baixos valores de ^{18}O , altas razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, e são formados em condições de alta fugacidade de oxigênio. A série a ilmenita é pobre em opacos, a magnetita não costuma estar presente e a ilmenita domina, apresenta baixa susceptibilidade magnética e, granada e monazita são acessórios comuns. Podem também apresentar muscovita primária. São rochas cristalizadas em condições de baixa fugacidade de oxigênio e possuem altos valores de ^{18}O , em contraste com os magnetita granitos. Correlações com os granitos tipos I e S de Chappell, White e colaboradores, são feitas (TAKAHASHI et al., 1980; ISHIHARA, 1981). Os granitos a magnetita são correlacionados aos do tipo I, e os ilmenita granitos encontram similares tanto nos de tipo I quanto S, embora sejam enquadrados com mais frequência no último grupo.

5.6 - TIPOLOGIA DE GRANITOS E OS GRANITÓIDES DA ÁREA

Embora o reduzido número de análises não permita maiores especulações os granitóides dos grupos 1 (Quixaba) e 2 (dioritos do Prado) não se enquadram, a princípio, em nenhuma das tipologias de granitos discutidas anteriormente aqui apresentadas. Isso é coerente com as afinidades shoshoníticas mostradas por ambos, pois tais associações não correspondem perfeitamente aos granitos do tipo I, S, M ou A.

Quanto ao Granitóide Umarizal (grupo 3), mais especificamente quanto à sua fácies homônima, verifica-se que de um modo geral o mesmo apresenta características geoquímicas, mineralógicas e de campo, inerentes aos granitos do tipo A. Os seus altos teores de álcalis total, Zr, Nb e Ga, além de altas razões Fe/Mg, associados aos teores relativamente baixos de Sr, são

característicos de granitos A. Por outro lado, seus teores de SiO_2 e Y são bem inferiores aos comumente encontrados em típicos granitos A (médias da ordem de 67% e 28 ppm, respectivamente, para o caso do Granitóide Umarizal), enquanto os de Ba e CaO são relativamente altos (médias de 1000 ppm e 1,8%, respectivamente). Para comparações vide, por exemplo, WHITE & CHAPPELL (1983) e WHALEN et al. (1987).

COLLINS et al. (1982), WHITE & CHAPPELL (1983) e WHALEN et al. (1987) recomendam o uso da razão Ga/Al como discriminante de granitos A. No caso específico do Granitóide Umarizal esta razão não mostra-se como um bom discriminante. Porém nos diagramas $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO} \times \text{Y}+\text{Nb}+\text{Zr}+\text{Ce}$ e $\text{FeO}/\text{MgO} \times \text{Y}+\text{Nb}+\text{Zr}+\text{Ce}$, $\text{Ce} \times \text{Ga}/\text{Al}$, e $\text{Zr} \times \text{Ga}/\text{Al}$ (WHALEN et al., 1987), o Granitóide Umarizal situa-se no campo dos granitos A e nitidamente fora dos domínios I, S e M e poderia portanto ser enquadrado como um tipo A (Figura 5.12). Esses diagramas confirmam a alcalinidade desse granitóide (enriquecidos nos elementos HFS) e sugerem que a razão Ga/Al talvez não seja um discriminante tão efetivo, quanto gostariam os autores citados, ou então que as fontes e processos geradores dos granitos do LFB e da região de Caraúbas-Umarizal sejam distintas.

No tocante aos elementos terras raras, objeto de discussões mais detalhadas posteriormente, verifica-se que o Granitóide Umarizal tem valores de terras raras totais bem mais elevados do que os comumente encontrados em granitos A, e o seu padrão de distribuição (Figura 5.14) é também diferente, pois não mostra as acentuadas anomalias negativas de Európio e o enriquecimento em TRP geralmente observado em granitos A (COLLINS et al., 1982, por exemplo). Por outro lado, nos diagramas $\text{Y} \times \text{Nb}$ e $\text{Rb} \times (\text{Y}+\text{Nb})$ (Figura 5.30 e 5.31) de PEARCE et al. (1984) o Granitóide Umarizal se comporta, preferencialmente, como um granito "intraplaca" (WPG), o que é bem característico de granitos A (por exemplo, WHALEN et al., 1987). Estes aspectos serão objeto de melhores discussões a posteriori. Os granitos tipo A via de regra possuem vulcanismo associado (COLLINS et al., 1982; CLEMENS et al., 1986), o que não é o caso do Granitóide Umarizal. Entretanto, algumas características mineralógicas e de campo desse granitóide são também inerentes aos granitos A. A presença de uma mineralogia anidra no mesmo,

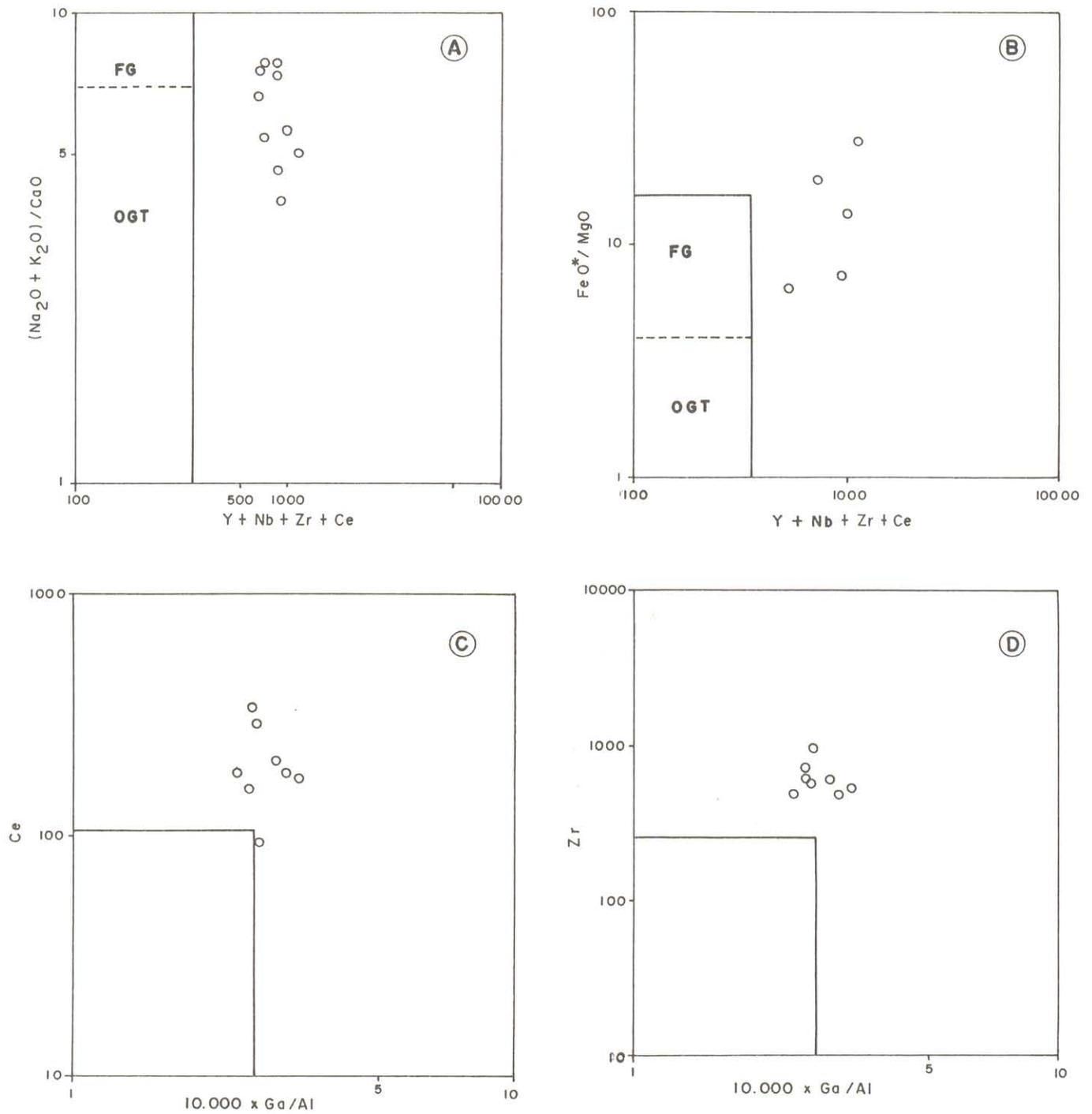


FIGURA 5.12: DIAGRAMAS : (A) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{CaO} \times (\text{Y} + \text{Nb} + \text{Zr} + \text{Ce})$;
 (B) $(\text{FeO}^* / \text{MgO}) \times (\text{Y} + \text{Nb} + \text{Zr} + \text{Ce})$;
 (C) $\text{Ce} \times (10,000 \text{ Ga} / \text{Al})$; (D) $\text{Zr} \times (10,000 \text{ Ga} / \text{Al})$;
 Para o granitóide Umarizal (Campos Segundo
 WHALEN et al., 1987).
FG Granitos Félsicos Fracionados
OGT Granitos M, I e S Não Fracionados

piroxênio e fialita, sugere cristalização em condições de P e T elevadas, a partir de um líquido anidro de possível natureza granulítica, como proposto por CLEMENS et al. (1986). Da mesma forma, a presença constante de brechas magmáticas nesse granitóide, sugere que o mesmo foi colocado em níveis crustais rasos. A ausência de estruturas deformacionais, e mesmo sua idade de 545 Ma (o mais jovem dentre os granitóides estudados), demonstram que ele é pós-tectônico com respeito à orogenia Brasileira atuante na região.

Em relação aos granitóides Tourão, Caraúbas, Prado e Serra do Lima constata-se que os mesmos constituem associações metaluminosas e peraluminosas (leucomicrogranitos e fácies Timbaúba do Granitóide Tourão), porém seu caráter peraluminoso nunca é muito acentuado (Figura 5.9) e no diagrama discriminante proposto por SYLVESTER (1989) fica evidente a sua tendência mais subalcalina do que fortemente peraluminosa (Figura 5.7). A mineralogia desses granitóides caracteriza-se pela presença de biotita \pm anfibólio, sendo a magnetita o opaco dominante. É evidente, portanto, que tais granitóides não correspondem ao tipo S, nem àquele "stricto sensu" (WHITE & CHAPPELL, 1983), nem àquele "lato sensu" (tipos fortemente peraluminosos, em geral). Em certos aspectos mineralógicos e químicos os granitóides do grupo 4 possuem algumas analogias com aqueles do tipo I, porém estão muito distantes dos típicos granitos I Cordilheiranos, relacionados a magmatismo em zonas de subdução.

Resumindo: (a) não há exemplos de granitos S na área; (b) os granitos do grupo quatro mostram algumas características geoquímicas e mineralógicas afins de granitos tipo I mas diferem substancialmente dos típicos granitos I Cordilheiranos, das associações cálcio-alcalinas; (c) o Granitóide Umarizal, embora não seja típico granito A, apresenta muitas similaridades com esta tipologia; (d) a associação diorítica do Granitóide Prado e o Granitóide Quixaba não apresentam características geoquímicas coerentes com nenhuma das tipologias aqui discutidas; e) ficam evidentes as dificuldades existentes para transpor diretamente a classificação de granitos I, S, M, A para a região estudada, o que reflete em última análise o fato de se ter especificidades em termos de fontes e processos magmáticos na mesma. Em outras palavras, deve existir diferenças

importantes entre as fontes e o ambiente tectônico no Lachland Fold Belt e a granitogênese brasileira do oeste potiguar.

Quanto aos magnetita e ilmenita granitos dos autores japoneses, observa-se que os granitóides estudados apresentam em geral características afins aos magnetita granitos no sentido amplo do termo, embora não sejam similares aos granitos a magnetita do Japão. Um caso particular é o Granitóide Quixaba que apresenta ilmenita como opaco dominante, mas diverge totalmente em suas demais características dos granitóides da série a ilmenita.

5.7 - ELEMENTOS TERRAS RARAS

Como já mencionado anteriormente (em 5.1), foram analisadas 40 amostras para elementos terras raras (ETR), e os resultados encontram-se nas Tabelas 5.1 a 5.6; os dados analíticos foram normalizados para condritos [padrão segundo EVENSEN et al. (1978)] e lançados nas Figuras 5.13 a 5.18. Os quatro grupos de granitóides já identificados mostram também aqui diferenças entre si.

O **Granitóide Quixaba** é o que apresenta, no geral, menor conteúdo em ETR, com variação de 260 a 426 ppm (amostras UCG-291 e 273, respectivamente). Apesar de serem os padrões de distribuição das cinco amostras, de modo geral, muito similares (Figura 5.13a,b), há algumas particularidades que merecem ser ressaltadas. As amostras menos evoluídas (UCG-325a, monzodiorito com 34% de máficos ; e UCG-273a, quartzo-monzodiorito com 33% de máficos), são, relativamente, mais enriquecidas em ETRL e empobrecidas em ETRP do que as outras três (quartzo-monzodiorito e quartzo-monzonito, com máficos variando de 32 a 26%). Isto se reflete num maior grau de fracionamento para as primeiras (La/Yb de 28 e 23 para UCG-325a e UCG-273a, respectivamente; e de 12, 13 e 15 para as amostras UCG-270, 272 e 291b, respectivamente).

A diferença mais marcante entre os padrões de ETR dessas cinco amostras diz respeito ao comportamento do Eu. As amostras UCG-291b (quartzo-monzonito) e 272 (quartzo-

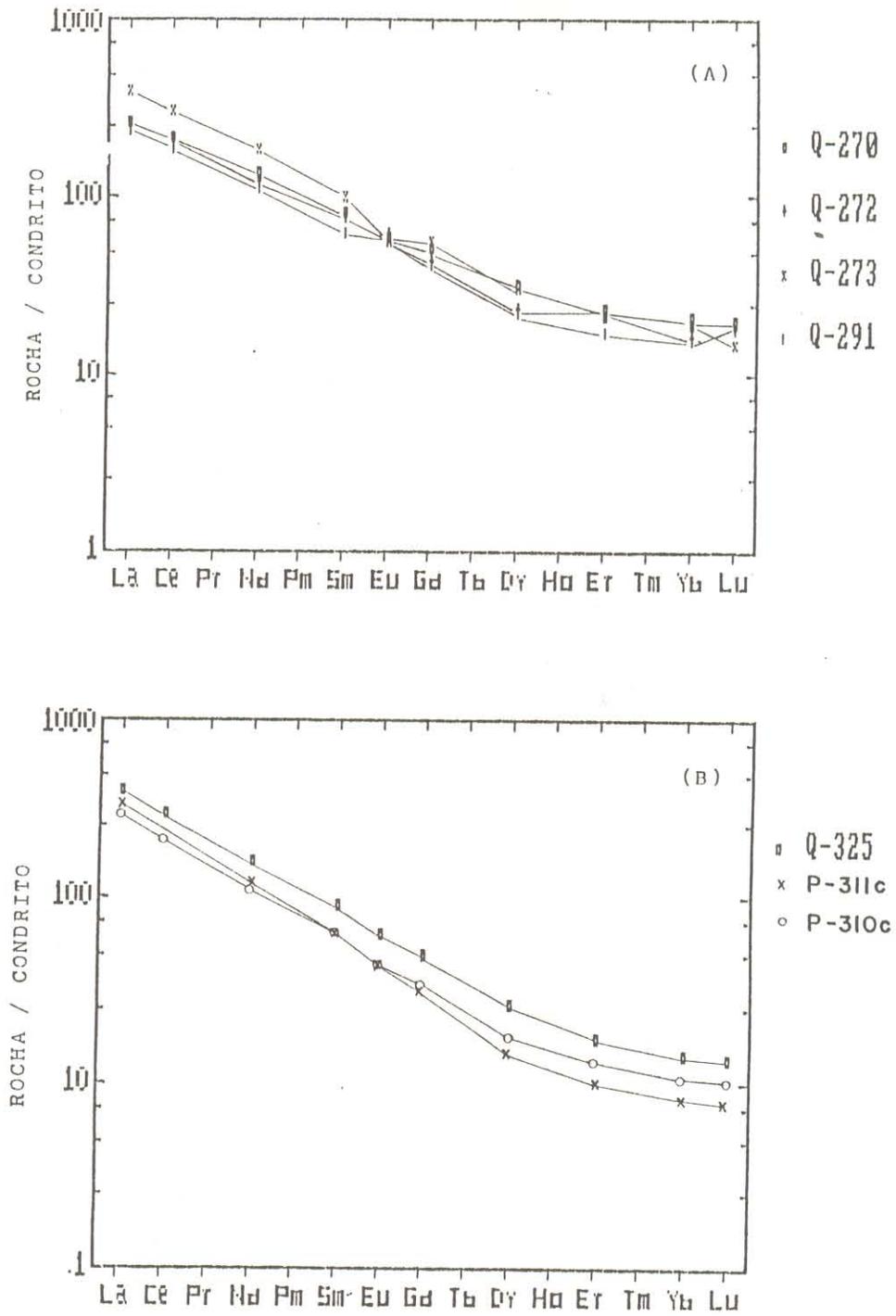


Figura - 5.13 - Diagrama de elementos terras raras para os granitóides Quixaba e a associação diorítica do Prado. (A) Fácies Quixaba ; (B) Fácies Umari (Q-325) e associação diorítica do Prado (P-310c, 311c)

monzodiorito), mostram discretas anomalias positivas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,16$ e $1,03$, respectivamente), enquanto que nas outras três amostras (UCG-270, 273a e 325a) a anomalia é também discreta, porém negativa (valores de Eu/Eu^* variando de $0,7$ a $0,9$).

As fracas anomalias de európio nas amostras analisadas indicam claramente que o plagioclásio não deve ter sido uma fase importante no resíduo do magma que os gerou. As oscilações nas anomalias podem ser devidas ao fracionamento limitado de plagioclásio durante a diferenciação magmática ou a acumulação de cristais desse mineral ou, ainda, ao delicado balanço entre os coeficientes de partição do európio nas fases máficas e no plagioclásio e as variações de teores modais dos mesmos.

O empobrecimento relativo em TRP indica a presença no resíduo de fusão de uma ou mais fases enriquecidas nesses elementos. Granada, anfibólio e piroxênios poderiam justificar em princípio tal comportamento (HENDERSON, 1984). Considerando que na fácies Umari, a menos evoluída desse granitóide, tem-se teores modais expressivos de orto e clinopiroxênio, fases essas ausentes nas demais variedades, é lógico admitir que tais minerais pudessem igualmente fazer parte do resíduo. As menores razões La/Yb nas rochas mais evoluídas e mais pobres em máficos traduzem diminuição nos seus teores de TRP e podem refletir efeitos da diferenciação magmática.

A **associação diorítica do Granitóide Prado** mostra características geoquímicas de ETR bem similares às do Granitóide Quixaba, e, mais notadamente, com a sua **fácies Umari** (Figura 5.13b). Diferencia-se ligeiramente desta pelo seu maior grau de fracionamento de ETRP (La/Yb de 28 para a fácies Umari e de 37 para os dioritos) e por seus conteúdos um pouco inferiores de Σ ETR. Por outro lado, as suas razões $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,9$ são idênticas à da fácies Umari.

As analogias nos padrões de TR indicam que os processos evolutivos envolvidos nas gêneses dos dioritos do Prado possam ser similares aos do Granitóide Quixaba, porém, como já referido antes, os contrastes observados na geoquímica de elementos maiores e traços sugerem que as fontes dos magmas não seriam idênticas.

No **Granitóide Umarizal** observa-se que sua fácies homônima, constituída predominantemente por quartzo-monzonitos e quartzo-sienitos com faiáita (ou ortopiroxênio) e

hedenbergita, difere das **fácies Lagoa e Ação** (biotita-anfibólio-monzogranitos) sobretudo em termos do comportamento do európio. Por outro lado, constata-se que essas duas últimas fácies são muito similares entre si (Figura 5.14b).

A fácies Umarizal apresenta um maior grau de fracionamento dos ETRP em relação aos ETRL, e, com exceção de uma amostra, anomalias mais discretas de Eu, positivas e negativas. Além disso essa fácies apresenta variações importantes nos padrões de suas diferentes amostras (Figura 5.14a), e no tocante aos seus conteúdos de ETR (Σ ETR de 208 a 678). Também o grau de fracionamento e as anomalias de Eu variam bastante (La/Yb de 12 a 61 ; Eu/Eu^* de 0,5 a 1,2).

As amostras UCG-02 e 118 desse fácies, são as que apresentam menor e maior conteúdo em ETR (Σ ETR = 208 e 679, respectivamente). A presença de allanita (0,35% modal), associada a clinopiroxênio e hornblenda na amostra UCG-118, justificaria seu maior conteúdo em ETR, notadamente nos ETRL. Considerando que as fases máficas dominantes são similares na amostra UCG-02 seu baixo conteúdo relativo em ETRL e Σ ETR só pode ser explicado em função da ausência ou escassez de fases acessórias ricas em TR, como allanita.

As **fácies Lagoa e Ação** diferem entre si pelo maior conteúdo em ETR na primeira (570 e 370 ppm, respectivamente). Esta diferença é mais significativa em relação aos ETRL já que as mesmas apresentam conteúdos similares de ETRP. Este maior teor em ETRL na **fácies Lagoa** acarreta um maior grau de fracionamento na mesma ($La/Yb = 24$ para ela e 15 para a fácies Ação). A presença de allanita na **fácies Lagoa** (0,4% modal), e sua ausência na **fácies Ação**, explica essa diferença.

A presença, com exceção de uma amostra, de anomalias negativas do európio revela que o plagioclásio pode ter sido uma fase residual quando da geração do magma formador da fácies Umarizal. As anomalias negativas mais acentuadas podem traduzir fracionamento de plagioclásio durante a diferenciação. Isso poderia explicar as anomalias presentes nas fácies Lagoa e Ação (Eu/Eu^* entre 0,4 e 0,5), entretanto os demais dados geoquímicos não sugerem uma derivação direta das mesmas a partir do líquido residual da fácies Umarizal. Deve-se, portanto, pensar que essas fácies derivaram de líquidos análogos ao que gerou a fácies Umarizal, mas capazes de

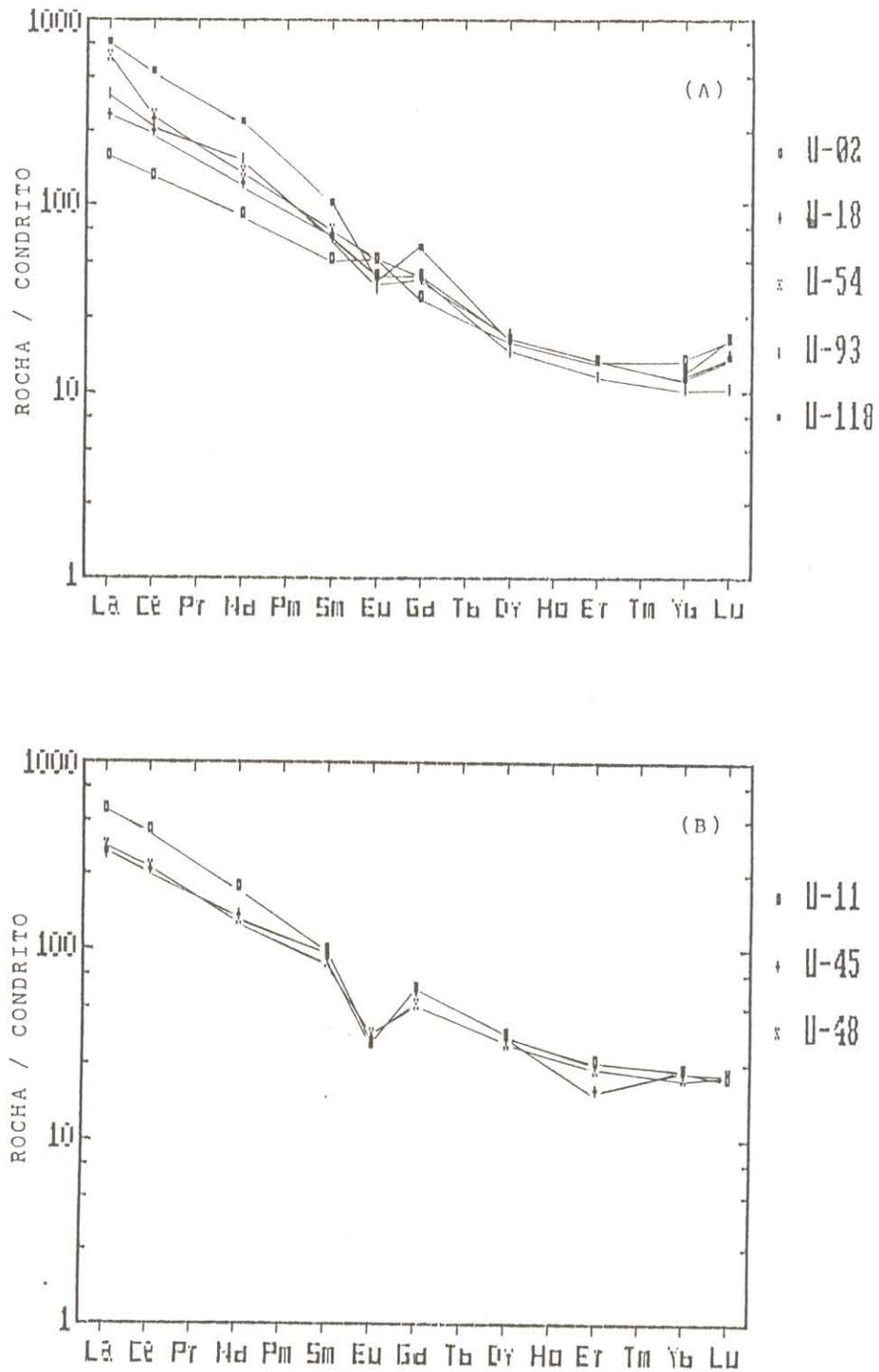


Figura 5.14 - Diagrama de elementos terras raras para o Granitóide Umarizal. (A): Fácies Umarizal ; (B): Fácies Lagoa (U-11) e Fácies Açã (U-45 e U-48)

permitir uma sequência de diferenciação magmática compatível com os dados geoquímicos ou, alternativamente, que sejam provenientes de uma fonte similar, porém com maior retenção de plagioclásio no resíduo.

O fracionamento dos ETRL indica a presença no resíduo de fases concentradoras de ETRP, entre as quais poderiam ocorrer granada e clinopiroxênio. O zircão também concentra ETRP, mas os teores elevados de Zr obtidos nesse granitóide sugerem que o mesmo concentrou-se preferencialmente no líquido.

Dentre os granitóides do grupo 4 os granitóides **Tourão, Caraúbas e Prado** apresentam, de modo geral, similaridades no comportamento dos ETR, tanto no que pese às concentrações, quanto aos seus padrões de distribuição. Nesses constata-se um fracionamento acentuado dos ETRP em relação aos ETRL, e a presença constante de significativas anomalias negativas de Eu (Figuras 5.15 a 5.17), que revelam que houve fracionamento expressivo de feldspatos durante a evolução desses magmas ou retenção de feldspatos nas fontes. O Complexo Serra do Lima apresenta diversas peculiaridades, devendo ser discutido a parte.

Em geral, os termos porfiríticos dos granitóides Caraúbas, Tourão e Prado são mais enriquecidos em ETRP e em Σ ETR do que os microgranitos (Σ ETR em torno de 400 ppm para os primeiros, e de 200 a 300 ppm para os últimos), e as anomalias negativas de Eu são mais expressivas nos últimos. Estes dados indicam uma clara tendência ao empobrecimento em ETR nos termos mais evoluídos e ela se reflete na mineralogia de ambas as litologias. Nos granitos porfiríticos o anfibólio acompanha muitas vezes a biotita, e titanita e allanita são acessórios importantes. Por sua vez nos microgranitos o anfibólio está sempre ausente e titanita e allanita são muito escassas ou mesmo ausentes. Pode-se, portanto, concluir que os padrões apresentados pelos microgranitos são compatíveis com a sua derivação a partir de líquidos residuais da cristalização dos granitos porfiríticos.

A separação durante a formação dos mesmos de feldspatos, anfibólio, allanita e titanita, explicaria os aspectos descritos nos microgranitos. Essa tendência é melhor visualizada no caso do granito Tourão (Figura 5.15), onde o microgranito (UCG-10b) apresenta em relação aos granitos

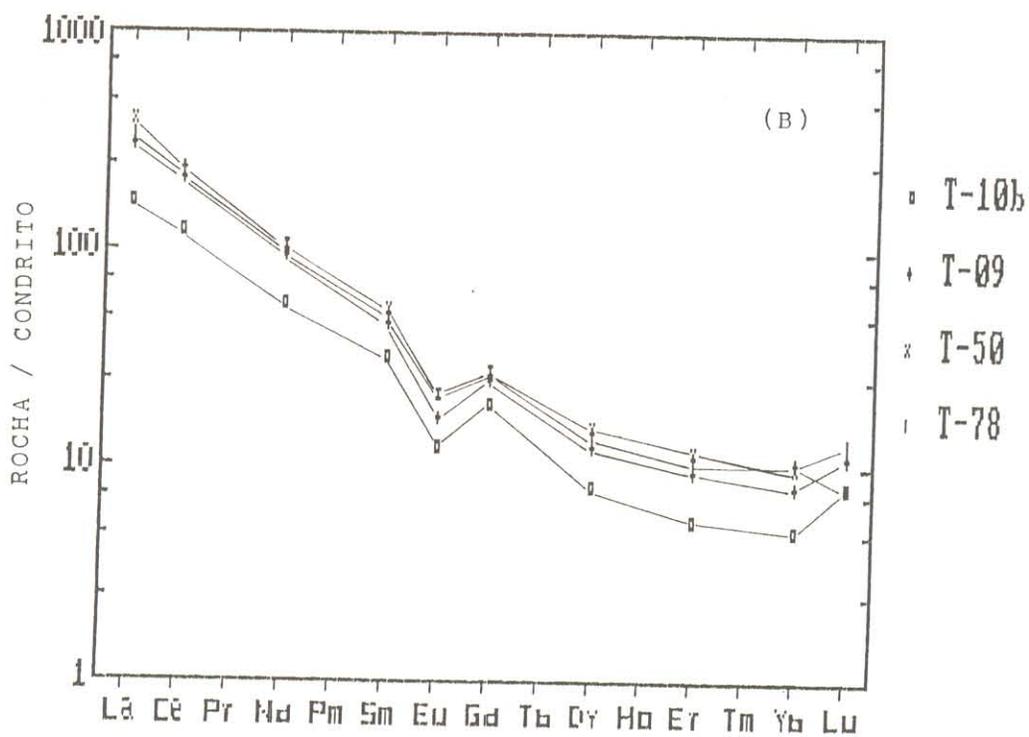
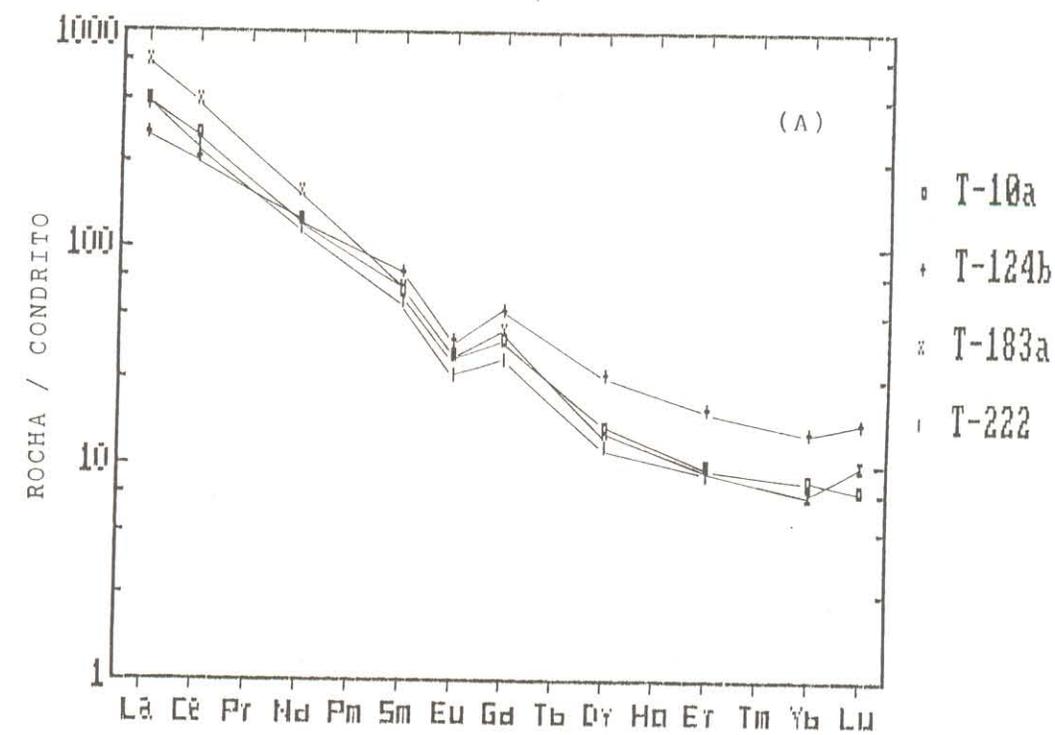


Figura - 5.15 - Diagrama de Elementos Terras Raras Para o Granitóide Tourão. (A): Fácies Tourão; (B): Fácies Timbaúba e Microgranitos (T-10b).

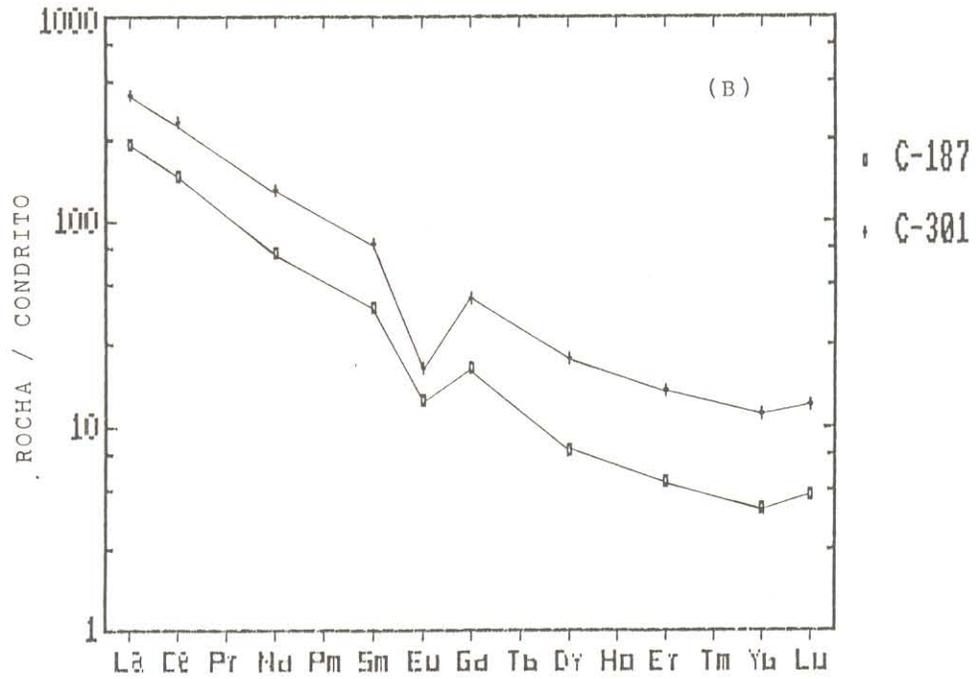
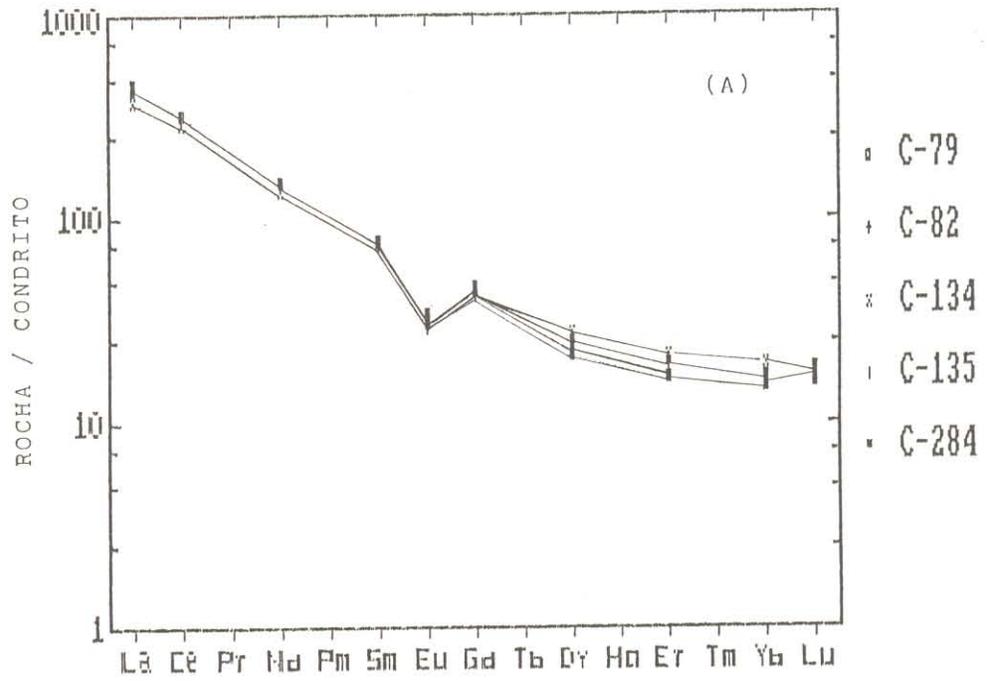


Figura - 5.16 - Diagrama de Elementos Terras Raras Para o Granitóide Caraúbas. (A): Granitos Porfiríticos ; (B): Microgranitos

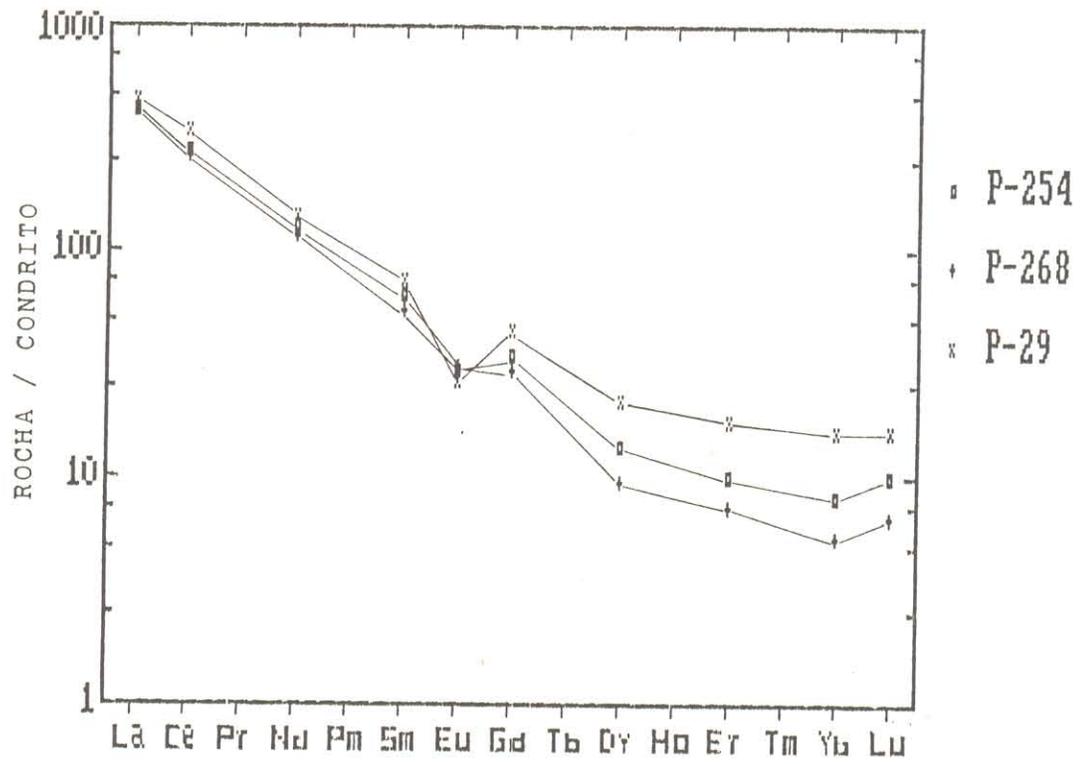


Figura - 5.17 - Diagrama de Elementos Terras Raras
Para as Rochas Graníticas do Granitóide Prado.

porfíricos, um notável decréscimo nos conteúdos de ETR e um crescimento da anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,47$). A **fácies Timbaúba** representa geoquimicamente em estágio evolutivo intermediário entre os tipos mencionados.

No âmbito dos granitos porfíricos dos granitóides Tourão, Caraúbas e Prado (que são as fácies dominantes nesses corpos), observam-se algumas diferenças que merecem ser salientadas:

a) O Granitóide Caraúbas é, no geral, mais enriquecido em ETRP do que os outros dois. Isto implica maior grau de fracionamento para os granitóides Tourão e Prado (razões La/Yb entre 23 e 102 para estes e entre 20 e 31 para o Caraúbas). Isso pode refletir ligeiras diferenças nos resíduos das fontes, porém os maiores conteúdos modais de hornblenda e titanita no granitóide Caraúbas também podem ter contribuído para elevar o seu conteúdo em ETRP.

b) Excetuando a amostra UCG-29 do Granitóide Prado, as anomalias de Eu são relativamente mais acentuadas no Granitóide Caraúbas. Isto sugere que o fracionamento de feldspatos, ou sua permanência na fonte, foi maior nesse granitóide.

c) Em termos do Granitóide Prado, observa-se que os teores de ETRP de suas três amostras são bem distintos, e que a amostra UCG-29 é a mais enriquecida das três. Consequentemente, mostra um menor grau de fracionamento ($La/Yb = 28$, enquanto que para as outras duas essa razão situa-se acima de 50). Por outro lado, essa amostra (UCG-29) apresenta a maior anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,46$). O enriquecimento em ETRP nessa amostra deve refletir a presença de fases acessórias concentradoras desses elementos, ao passo que a sua maior anomalia negativa de európio, aliada aos comportamentos de SiO_2 , Rb, Sr e Ba (Tabela 5.5), indicam sua provável derivação a partir de líquidos geradores dos demais granitos, porém com fracionamento prévio importante de feldspatos.

As analogias existentes na geoquímica de ETR dos Granitóides Tourão, Caraúbas e Prado, reforçam a hipótese de que os mesmos tenham sido gerados de fontes e através de processos evolutivos similares. Por outro lado, as peculiaridades observadas em cada um deles sugerem que estes não sejam necessariamente derivados de um único líquido magmático, mas sim de diversos líquidos afins geoquimicamente. O Complexo Granítico Serra do Lima apesar de apresentar

padrões de distribuição (Figuras 5.18a, b, c) em geral similares entre suas várias litologias, com decréscimo dos ETRL aos ETRP e sempre com anomalia negativa de Eu, mostra, da mesma forma, diferenças significativas entre elas quanto ao conteúdo em ETR, no grau de fracionamento dos ETRP e na intensidade das anomalias de Eu. Os granitos porfíricos são representados por apenas uma amostra, que mostra um conteúdo em ETR similar aos encontrados nas fácies porfíricas dos granitóides Caraúbas, Tourão e Prado, notadamente com o primeiro ($\Sigma\text{ETR} = 360\text{ppm}$), porém, no geral, com menor grau de fracionamento ($\text{La/Yb} = 26$) e maior anomalia do Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0,42$).

Os granitos médios se distinguem dos porfíricos quanto aos conteúdos em ETR, ao grau de fracionamento de ETRP e à extensão das anomalias negativas de Eu. As duas amostras analisadas desses granitos médios, que em diversos diagramas geoquímicos (Figuras 5.2, 5.3, 5.7 e 5.8) comportam-se de modo análogo ao granitóide Umarizal, sugerindo uma possível relação genética entre ambos, mostram padrões de distribuição bem distintos (Figura 5.18b). Em termos de seus conteúdos em ETR e do grau da anomalia de Eu a amostra UCG-119a mostra padrão de ETR similar ao do referido granitóide. Já a amostra UCG-150c apresenta um comportamento dos ETR que não chega a ser diagnóstico, pois assemelha-se tanto aquele dos granitóides porfíricos (Serra do Lima, Tourão e outros), quanto aos das variedades ricas em quartzo do Granitóide Umarizal (UCG-11, por exemplo).

As quatro amostras analisadas dos granitos finos, mostram padrões de distribuição bem distintos tanto entre si, quanto em relação aos litotipos anteriores (Figura 5.18c). A exceção é a amostra UCG-119b com padrão bem similar ao dos granitos porfíricos (UCG-150b). A amostra 153c de natureza quartzo-monzonítica, possivelmente análoga geoquimicamente às rochas dioríticas do maciço do Prado, é a mais enriquecida em ETR, mostra o menor grau de fracionamento de ETRP (valores de $\Sigma\text{ETR} = 355$ e $\text{La/Yb} = 17$, respectivamente) e apresenta apenas uma discreta anomalia negativa de Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0,7$). O seu conteúdo modal em minerais máficos, notadamente anfíbólio e titanita (5,3% e 1,1%, respectivamente) podem explicar em parte seu maior conteúdo em ETR, enquanto que a discreta anomalia de Eu sugere um fracionamento

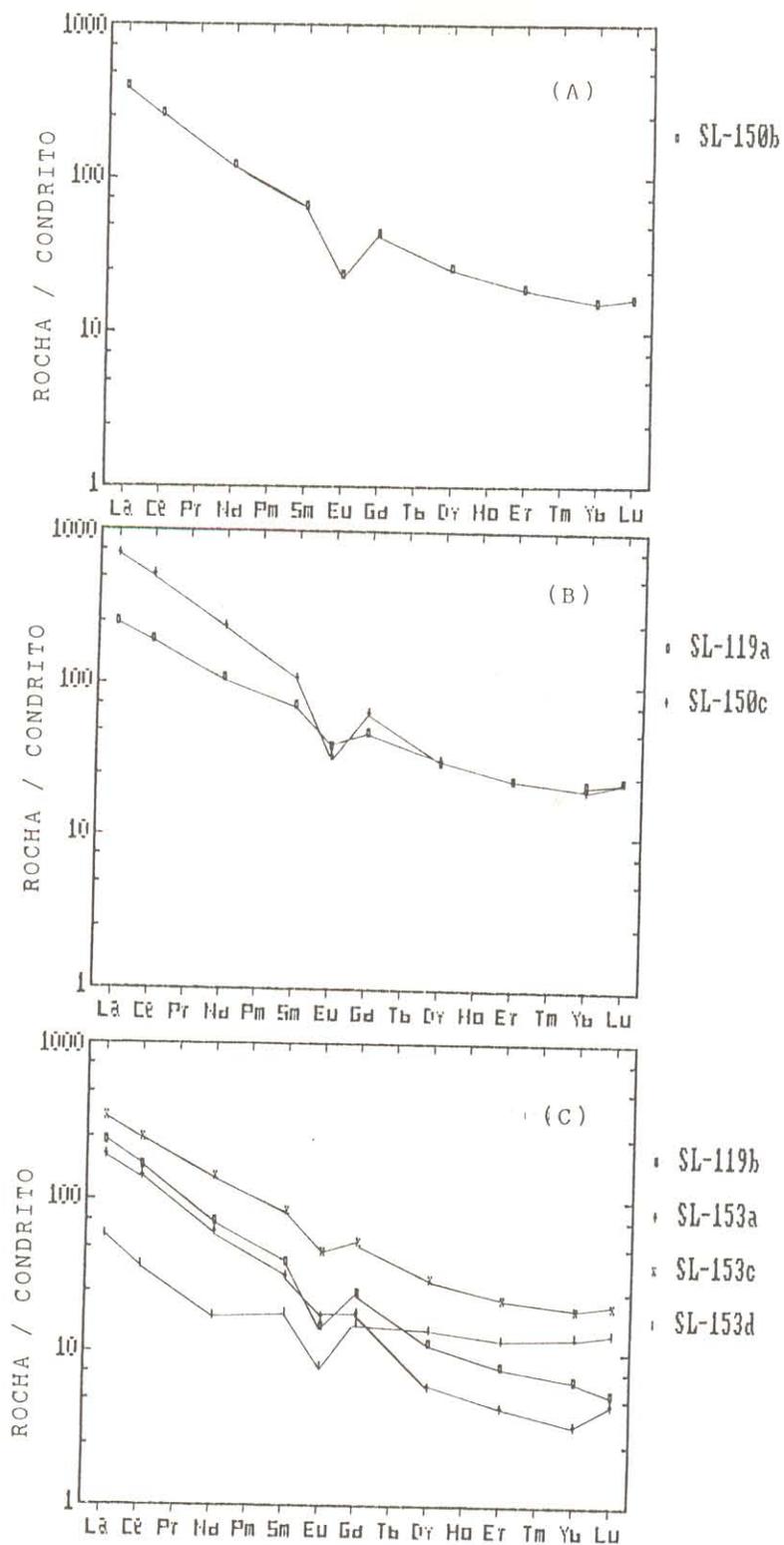


Figura - 5.18 - Diagrama de Elementos Terras Raras Para o Complexo Granítico Serra do Lima. (A): Granitos Porfiríticos; (B): Granitos Médios ; (C): Microgranitos.

apenas limitado de feldspatos ou um fracionamento combinado de plagioclásio + anfibólio, com o último anulando em parte os efeitos do primeiro sobre a concentração do Eu.

A amostra UCG-119b tem padrão de distribuição, teor em ETR, grau de fracionamento de ETRP e extensão da anomalia de Eu ($La/Yb = 36$ e $Eu/Eu^* = 0,48$, respectivamente) similares aos encontrados nos microgranitos associados aos granitóides Tourão e Caraúbas. Considerando as analogias entre os padrões das amostras UCG-119b e UCG-150b, é possível que esse granito fino tenha se formado a partir da cristalização de líquidos residuais da cristalização do granito porfirítico.

A amostra UCG-153a tem padrão de distribuição bem distinto das demais. Ela é bastante enriquecida em ETRL, em relação aos ETRP, o que implica um alto grau de fracionamento ($La/Yb = 58$), e apresenta apenas uma discreta anomalia de Eu ($Eu/Eu^* = 0,7$). A ausência de anfibólio e titanita nessa amostra, explicaria a princípio o seu muito baixo conteúdo em ETRP. O fracionamento combinado de plagioclásio + anfibólio poderia, em parte explicar a sua pequena anomalia negativa de Eu.

A amostra UCG-153d também apresenta padrão de distribuição bem distinto das demais. O fracionamento dos ETRP em relação aos ETRL é muito pequeno ($La/Yb = 5$), porém há uma significativa anomalia negativa de ($Eu/Eu^* = 0,47$). O seu baixo teor em ETR ($ETRT = 62\text{ppm}$) pode ser creditado ao seu caráter extremamente félsico e a pouca importância de acessórios ricos em ETR. A anomalia de Eu indica um fracionamento importante de plagioclásio e do feldspato potássico. O padrão horizontalizado observado nos ETRP indica a presença de fases minerais concentradoras de ETRP em relação aos ETRL. Dessas o zircão, ainda que em pequenas proporções, parece a mais indicada para explicar os aspectos observados.

Esta diversidade de padrões e variações nos conteúdos em ETR desses granitos finos, reflete bem a diversidade dos litotipos a eles associados. Diante desse quadro verifica-se que as amostras UCG-119b e 153a são, possivelmente, relacionadas geneticamente, e de comportamento similar aos dos microgranitos associados aos granitóides Tourão e Caraúbas. Além disso é provável que a UCG-153d seja um produto de um líquido mais evoluído diferenciado a partir do líquido gerador

das amostras anteriores. Por outro lado, é pouco provável que o líquido formador da amostra UCG-153c seja o magma parental desses granitos finos. O seu padrão de ETR se assemelha, em parte, ao dos dioritos do Prado e da fácies Umari do Granitóide Quixaba e apesar de ter-se apenas uma amostra analisada, é possível que esses quartzo-monzonitos enriquecidos em máficos, sejam petrológicamente similares aos dioritos do Prado, porém afetados por contaminação pelos magmas graníticos do Complexo Serra do Lima.

Um resumo das características dos granitóides aqui discutidos pode ser feito a luz das possíveis filiações magmáticas dos mesmos. Os granitóides dos grupos 1 e 2 (Quixaba e dioritos do Prado) possuem afinidades geoquímicas com as rochas das associações shoshoníticas plutônicas. No tocante ao comportamento geoquímico dos ETR nessas duas associações, verifica-se muitas similaridades entre os mesmos e aqueles comuns a shoshonitos plutônicos. Vários autores têm mostrado que estas associações mostram padrões de ETR com alto grau de fracionamento (La/Yb acima de 10), caracterizando-se por um acentuado enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP e por serem desprovidos ou apresentarem anomalias de Eu muito discretas (NARDI, 1986, 1989; ZHOU, 1987; GUIMARÃES, 1989; SIAL et al., 1989; LETERRIER et al., 1990). Uma diferença significativa entre os shoshonitos estudados pelos autores mencionados e o Granitóide Quixaba e os dioritos do Prado reside no fato de serem estes últimos mais enriquecidos em ETR, notadamente nos ETRL, e mostrarem um maior grau de fracionamento, pelo menos no caso do Granitóide Quixaba; o primeiro aspecto poderia se dever ao seu caráter mais alcalino que o dos shoshonitos mais típicos.

O Granitóide Umarizal (grupo 3) mostra dois padrões distintos de ETR relativos à sua fácies Umarizal (faialita-hedenbergita- quartzo-monzonito a quartzo-sienito) e às fácies Lagoa e Ação (anfíbólio-biotita monzogranito). Constata-se ainda que as fácies Lagoa e Ação, embora distintas em termos geoquímicos dos granitóides Tourão, Caraúbas, Prado e os granitos porfiríticos do Complexo Serra do Lima (vide diagramas $Zr-SiO_2$, $Sr-SiO_2$, $Rb-SiO_2$, Figura 5.2 e as Figuras 5.3 a, b) mostram padrões de ETR muito similares aos dos mesmos.

A fácies Umarizal apresenta padrões com anomalias de Eu negativa ou positiva, não muito pronunciadas (Figura 5.14a). Rochas mineralogicamente similares, tais como os bauchitos da Nigéria (DADA, 1989), mostram padrões e conteúdos de ETR em parte semelhantes. Por outro lado, granitóides peralcalinos típicos, assim como os leucogranitos estaníferos do tipo A da Amazônia, mostram padrões de distribuição de ETR distintos dos aqui observados (NARDI, 1989; SIAL, 1989; DALL'AGNOL et al., 1992). Estes tipos têm altos valores de Σ ETR e são ligeiramente enriquecidos em ETRL, porém com menor grau de fracionamento do que o observado na fácies Umarizal. Via de regra, os primeiros mostram fortes anomalias negativas de Eu com padrões do tipo "gaviota". Diante do exposto, fica claro que geoquimicamente a fácies Umarizal, embora de nítida tendência alcalina, não é análoga aos granitos mencionados. Essa conclusão é reforçada igualmente pelos contrastes mineralógicos e geoquímicos (elementos maiores e traços; item 5.2) existentes entre o Granitóide Umarizal e os exemplos citados.

Os granitóides Tourão, Caraúbas, Prado e os granitos porfiríticos do Complexo Serra do Lima mostram padrões e conteúdo em ETR similares. Estes granitóides já definidos anteriormente como subalcalinos, se assemelham fortemente em suas características gerais aos granitos porfiríticos cálcio-alcalinos potássicos de SIAL (1986, 1987). Estes, como os nossos granitóides do grupo 4, mostram-se enriquecidos em ETR (Σ ETR sempre acima de 200 ppm), notadamente nos ETRL, e exibem forte grau de fracionamento, porém não apresentam anomalias de Eu, as quais são constantes nos granitóides do grupo 4. Por outro lado, granitóides subalcalinos brasileiros da região do Seridó (LETERRIER et al., 1990) mostram padrões de ETR muito similares aos observados nos granitóides do grupo 4.

A ausência de marcantes anomalias de Eu nos padrões de ETR dos granitóides cálcio-alcalinos potássicos do Cinturão Cachoeirinha-Salgueiro (SIAL, 1986, 1987) sugere que, apesar dos mesmos serem similares textural e petrograficamente aos granitos do grupo 4, ambos podem ter tido fontes ou processos evolutivos distintos. Por outro lado, a semelhança petrográfica e geoquímica com os granitóides do Seridó, estudados por LETERRIER et al. (1990), sugere fontes e processos similares de evolução, para estes e os granitos do grupo 4.

5.8 - DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS

A utilização de um conjunto de elementos traços, no geral elementos incompatíveis, num mesmo diagrama, permite visualizar melhor o comportamento dos mesmos quando relacionados a um determinado padrão normalizador. Os picos e os decaimentos de determinados elementos, bem como o tipo de padrão observado no conjunto geral dos mesmos, fornecem informações importantes quanto á evolução petrológica das rochas em questão.

Nesse trabalho foram utilizados como padrões normalizadores as composições do condritos (THOMPSON et al., 1984) e dos ORG (PEARCE et al., 1984), para aprofundar as discussões sobre as diferentes filiações magmáticas dos granitóides da área, e confronta-los com o já observado e discutido em itens anteriores desse capítulo. A utilização de um dos dois diagramas, ou de ambos, será feita considerando o caso particular de cada grupo de granitóides.

No diagrama de THOMPSON et al. (1984), verifica-se que as amostras do **Granitóide Quixaba** (Figura 5.19) mostram um enriquecimento relativo em Ba, Rb, K, La, Ce e Nd, e decaimento de Th, Nb, Sr, P e Ti. O Zr tem comportamento variável, mas tende a acompanhar os ETR. O padrão geral mostra um decaimento relativamente suave do Ba para o Yb e, ao mesmo tempo, há um enriquecimento de todos os elementos em relação ao condrito (de 10 a 500 vezes).

O enriquecimento relativo em Ba, Rb, K, La e Ce nessas rochas, sugere que biotita, K-feldspato e allanita não foram fases residuais importantes. Os pequenos decaimentos apresentados por Nb, Sr, P e Ti sugerem que: a) ilmenita e apatita foram em parte retidas no resíduo; b) o empobrecimento relativo em Nb sugere interação com materiais crustais; c) o decaimento em Sr seria em tese explicável pela presença de plagioclásio no resíduo, porém a ausência de anomalias expressivas de Eu nos padrões de ETR dessas rochas e, particularmente na fácies Umari, tornam essa hipótese pouco provável.

Os padrões observados no conjunto de amostras do Granitóide Quixaba são bastante similares aos apresentados por alguns granitóides shoshoníticos. Como exemplo podem ser citados a associação sienítica de Bom Jardim (GUIMARÃES, 1989), e sienitos do Siluro-Ordoviciano do

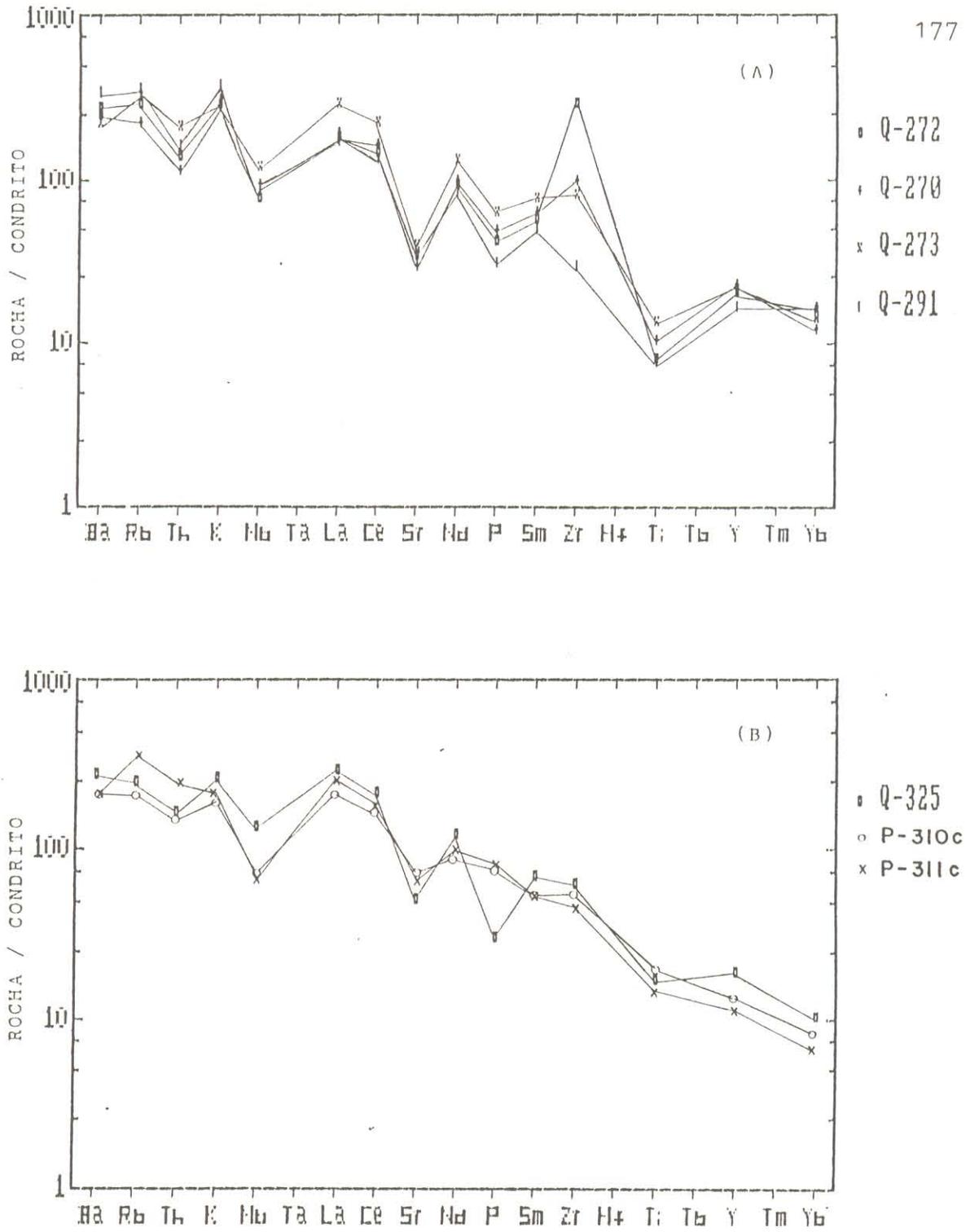


Figura 5.19 - Rochas dos granitóides Quixaba e da associação diorítica do Prado no diagrama multielemental de THOMPSON et al. (1984). (A) Fácies Quixaba ; (B) Fác. Umarú (Q-325) associação diorítica do Prado (P-310c, 311c)

Caledonides da Escócia (THOMPSON & FOWLER, 1986). Estes dois exemplos mostram-se também enriquecidos em relação ao condrito (em até 500 vezes, aproximadamente), e com decaimento relativamente suave, do Ba ao Yb. A diferença fundamental entre estes padrões e os do Granitóide Quixaba é quanto ao comportamento do Sr e do P. O primeiro mostra-se fortemente deplecionado em Quixaba, o que não acontece nos exemplos de Bom Jardim e da Escócia. No tocante ao P o decaimento observado no Granitóide Quixaba é bem menos acentuado do que nos casos citados. O envolvimento na evolução dessas rochas de diferentes fases minerais, ou das mesmas fases, porém em proporções distintas, pode explicar estas diferenças no comportamento desses dois elementos.

A **associação diorítica do Prado** (grupo 2) mostra no diagrama de THOMPSON et al. (1984), padrão bastante similar ao do Granitóide Quixaba (Figura 5.19b). Apresentam uma inclinação geral negativa e os diversos elementos mostram-se muito enriquecidos em relação aos seus normalizadores. Como diferenças em relação ao Granitóide Quixaba, tem-se: a) o Zr apresenta em todos os diagramas um comportamento estável, sem oscilações e sem anomalias positivas; b) o P não apresenta decaimento e o Ti exhibe decaimento bem pequeno. O comportamento do Zr reflete o caráter menos alcalino dos dioritos do Prado em relação ao Granitóide Quixaba. Quanto ao P e Ti, apatita e ilmenita devem ter sido principalmente fases do “liquidus” e não residuais.

A similaridade entre este padrão e aqueles do Granitóide Quixaba indicam, mais uma vez, que esta associação diorítica é de afinidade shoshonítica. LETERRIER et al. (1990) estudaram rochas similares na região do Seridó-RN e identificaram também afinidade shoshonítica das mesmas. Enclaves e diques dioríticos do Complexo Bom Jardim (GUIMARÃES, 1989) apresentam padrões similares aos dos dioritos do Prado e foram tidos, pela referida autora, como de afinidade shoshonítica.

No diagrama de THOMPSON et al. (1984) para o **Granitóide Umarizal** (Figura 5.20) verifica-se que os padrões apresentados pelas três fácies desse granitóide são similares, notando-se porém um maior enriquecimento em Zr na fácies Umarizal. Há acentuado enriquecimento relativo

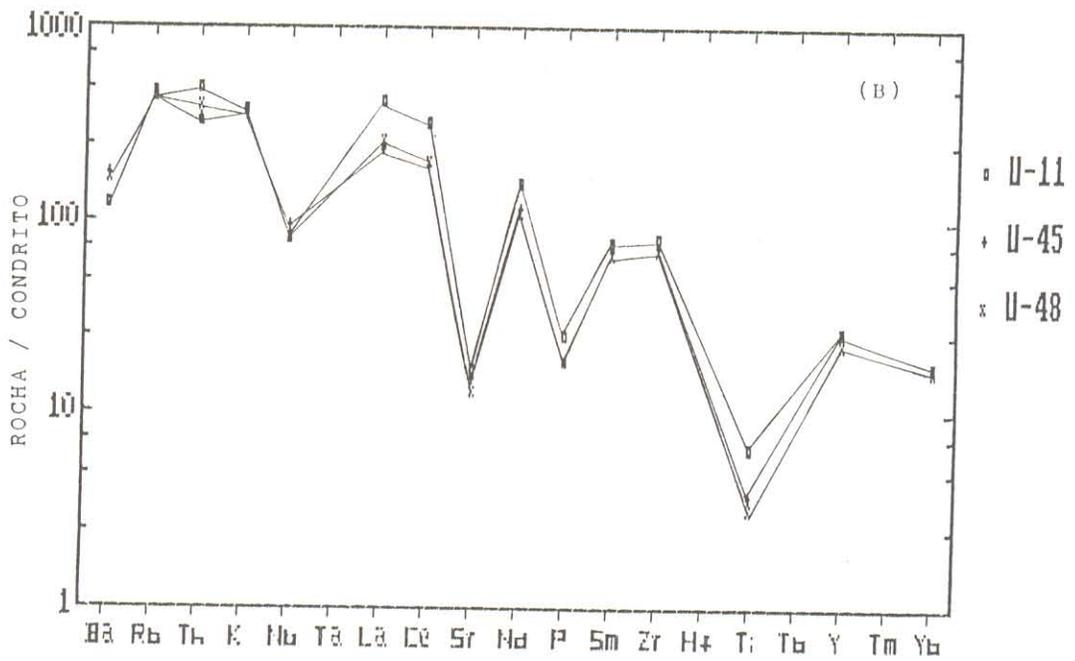
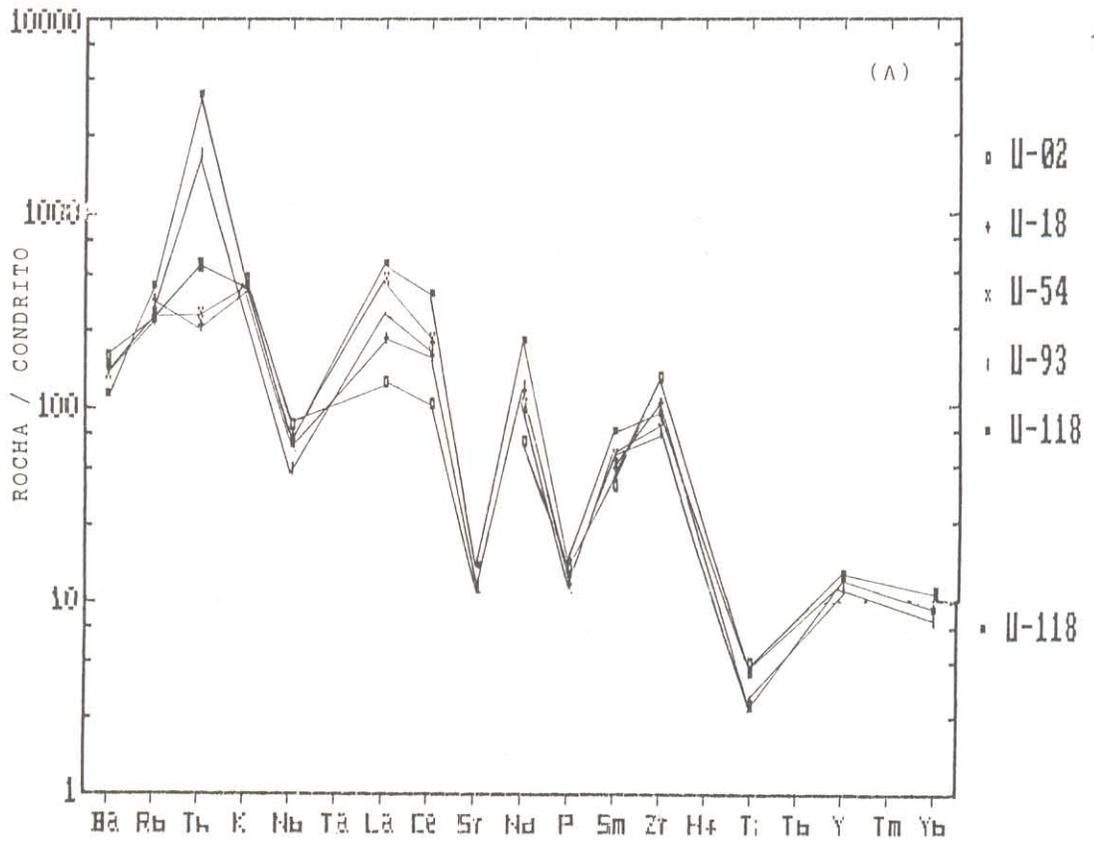


Figura - 5.20 - Granitóide Umarizal no Diagrama Multielmen-
 tal de THOMPSON et al. (1984). (A): Fácies Umarizal ;
 (B): Fácies Ação e Fácies Lagoa (UCG-11).

em Rb, Th, K, La, Ce, Nd, Sm e Zr (pico positivo). Nb, Sr, P e Ti mostram forte decaimento. O empobrecimento relativo em Sr indica retenção na fonte ou fracionamento de plagioclásio, ambos já sugeridos pelos padrões de ETR. O comportamento de P sugere retenção de apatita no resíduo e aquele do Ti de ilmenita e titanomagnetita. O enriquecimento relativo em Zr traduz o caráter alcalino desse granitóide que favorece a concentração desse elemento na fase líquida e não no resíduo. O empobrecimento em Nb sugere um forte componente crustal para o magma, talvez aliado à presença no resíduo de fase enriquecida em tal elemento.

O diagrama de THOMPSON et al. (1984) para este granitóide, mostra boas similaridades com os padrões apresentados por granitóides pós-colisionais de afinidade alcalina, tipo A (SYLVESTER, 1989). Por outro lado, ROGERS & GREENBERG (1990) mostram que granitos pós-colisionais são empobrecidos em Sr e enriquecidos em Y e Zr, em relação aos granitos cedo-orogênicos. Este aspecto não é porém observado com clareza nos diagramas de THOMPSON et al. (1984) para o Granitóide Umarizal, quando comparado com aqueles dos granitóides Tourão, Caraúbas e Prado, a serem discutidos posteriormente.

Há por sua vez, uma grande similaridade entre a associação bauchítica da Nigéria (DADA, 1989) e o Granitóide Umarizal, no diagrama acima referido (Figura 5.20a). A primeira associação (quartzo monzonitos com faiálita e piroxênios) é tida como de natureza subalcalina (monzonítica), crustal (possivelmente originada de uma fonte granulítica, da base de crosta), e é de idade pan-africana (brasileira) com 640 Ma (datação por U/Pb).

Nos diagramas de PEARCE et al. (1984) (Figura 5.21), o padrão apresentado pelo Granitóide Umarizal é similar aos de granitos intraplacas fanerozóicos (WPG) do tipo-b. Segundo estes autores esses granitos são intrusivos em crosta continental, fortemente atenuada, e mineralogicamente apresentam anfibólio e piroxênio cálcicos, podendo apresentar olivina. Eles são também predominantemente metaluminosos de acordo com a classificação de Shand. Toda essas características são pertinentes ao Granitóide Umarizal.

Por outro lado, em três características o Granitóide Umarizal difere dos WPG: a) o padrão horizontalizado do Zr ao Yb dos WPG não é aqui observado; b) Umarizal é substancialmente mais

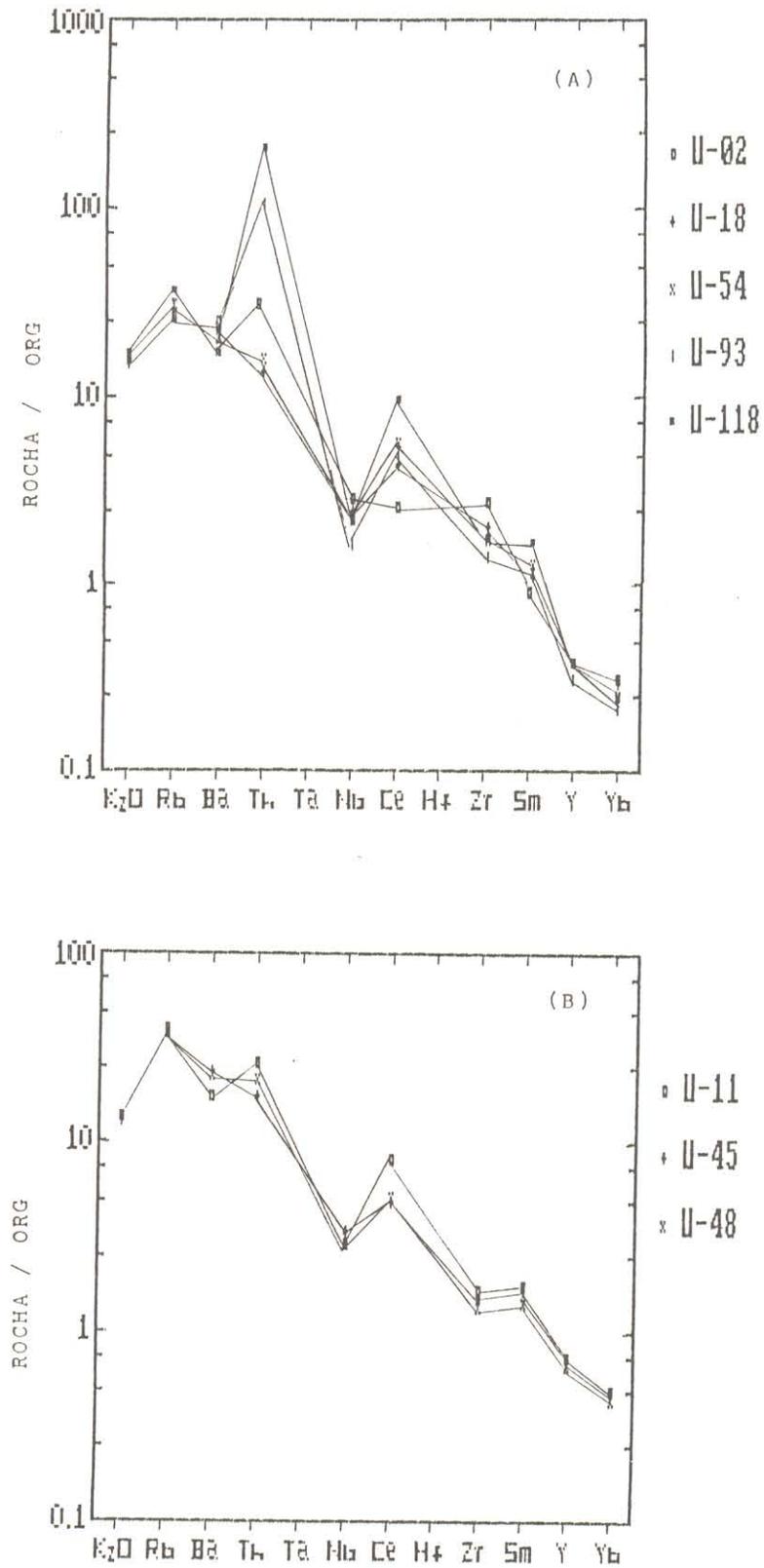


Figura 5.21 - Granitóide Umarizal no Diagrama Multielemental de PEARCE et al. (1984). (A): Fácies Umarizal; (B): Fácies Ação e Fácies Lagoa (Am-UCG-11)

empobrecido em Y e Yb em relação aos normalizadores; c) a fácies Umarizal apresenta um comportamento extremamente anômalo para o Th.

Os granitóides **Tourão, Caraúbas e Prado**, mostram no diagrama de THOMPSON et al. (1984) padrões muito similares (Figuras 5.22 a 5.24). Rb, Th, K, La, Nd e Ce são enriquecidos em relação a Ba, Nb, Sr, P e Ti. Os padrões mostram inclinação negativa do Ba ao Y, com enriquecimento de 10 a 500 vezes em relação ao condrito. O empobrecimento em Ba sugere que feldspato potássico e, em menor proporção, biotita, foram fracionados. O forte deplecionamento em Sr está ligado ao fracionamento do plagioclásio, principalmente, e da hornblenda. O fracionamento de titanita seria responsável pelo deplecionamento de Ti e, em parte, Nb (o empobrecimento neste último sugere uma forte contribuição crustal durante a evolução do magma). O enriquecimento relativo em La e Ce, indica que a allanita foi, principalmente, uma fase do “liquidus”, ao passo que o decaimento do P revela retenção na fonte ou fracionamento de apatita.

Esses padrões são análogos aqueles apresentados pelos granitóides Itaporanga (MARIANO & SIAL, 1990) e Monte das Gameleiras (SIAL et al., 1989). Deve-se destacar ainda, que a amostra UCG-187 (microgranito Caraúbas) mostra-se relativamente enriquecida em P (menor decaimento). Essa evidência, somada a contrastes observados na assinatura de ETR e ao fato dessa amostra ser de um pequeno corpo geograficamente separado do batólito de Caraúbas (ANEXO A - Mapa Geológico), pode implicar que esse microgranito não seja, necessariamente, produto da evolução final dos granitos porfíricos de Caraúbas, embora tudo indique que ele tenha uma fonte similar àquela que gerou tais granitos.

No diagrama de PEARCE et al. (1984) para estes três granitóides (Figura 5.25 a 5.27) há um enriquecimento de Rb, Ce e Sm, em relação a K, Ba, Nb e Zr, e as considerações mineralógicas feitas antes se aplicam também aqui. Os padrões mostram uma acentuada inclinação negativa do K_2O ao Yb, e são fortemente enriquecidos em relação ao ORG (em até 100 vezes).

Uma comparação desses padrões com aqueles apresentados por PEARCE et al. (op. cit.) mostra uma grande identidade com os granitos de colisão, sin a pós-tectônicos. Esses dois

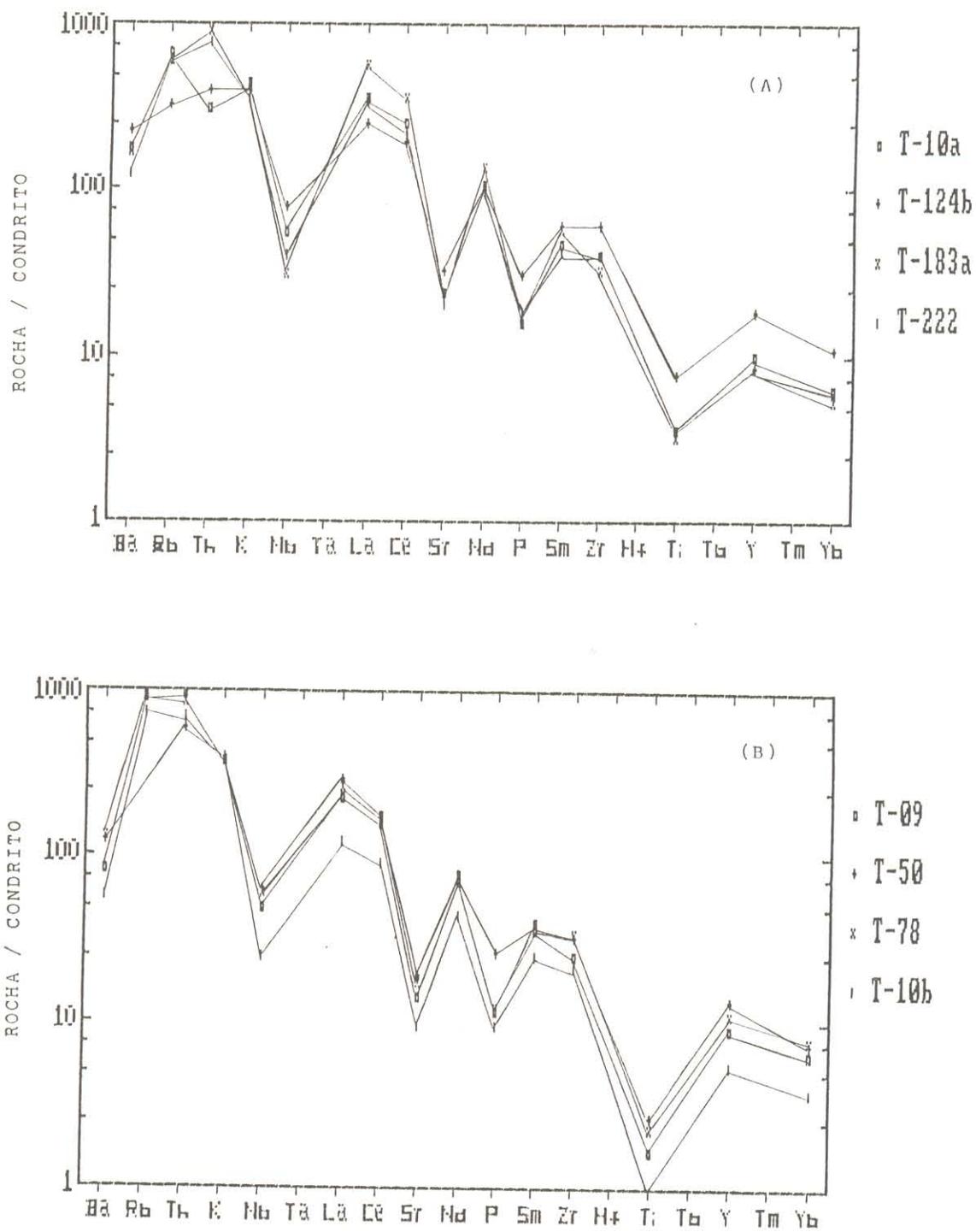


Figura - 5.22 - Granitóide Tourão no Diagrama Multi-elemental de THOMPSON et al. (1984). (A): Fácies *Tourão*; (B); Fácies *Timbaúba* e *Microgranito (Am-10b)*.

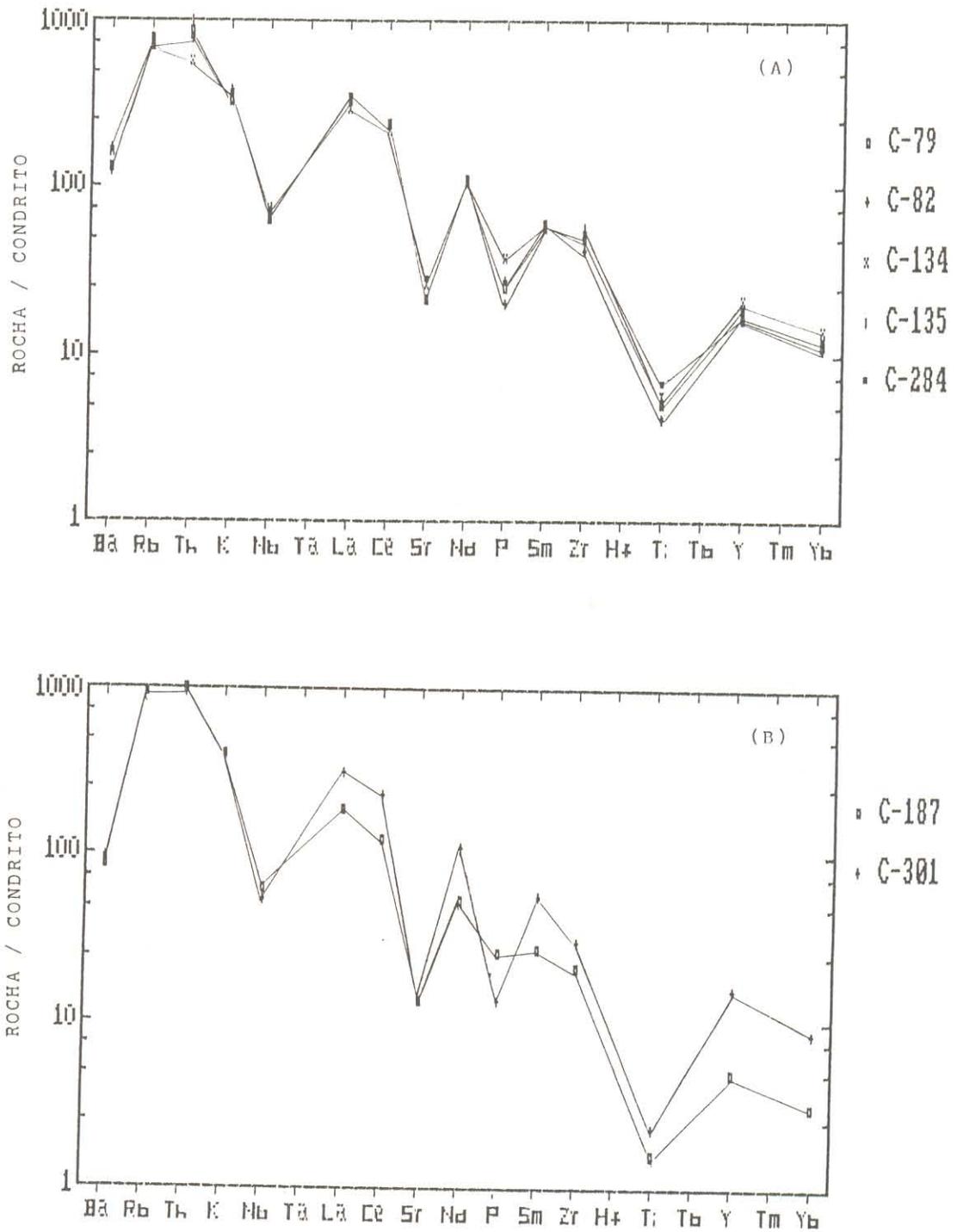


Figura 5.23 - Granitóide Caraúbas no Diagrama Multi-elemental de THOMPSON et al. (1984). (A): Fácies Granito Porfirítico (B): Microgranitos.

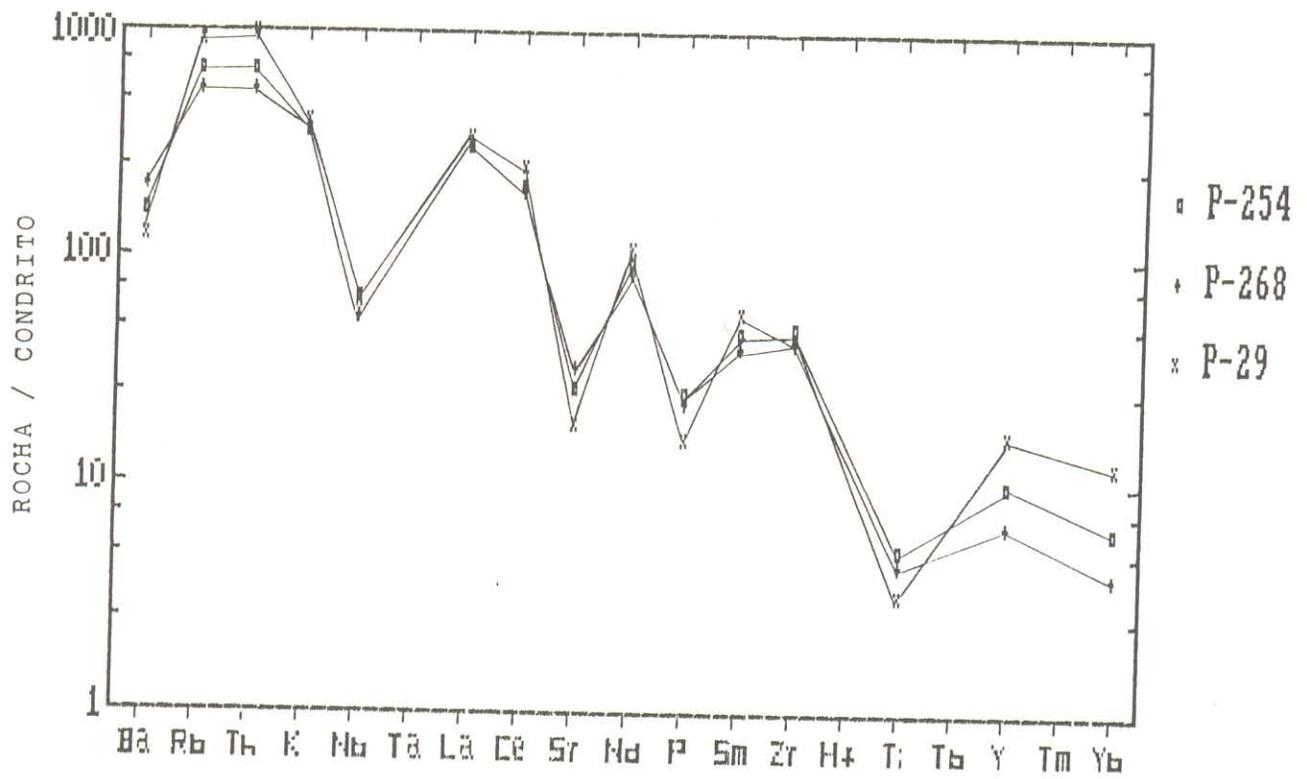


Figura - 5.24 - Granitos Porfiríticos do Granitóide Prado no Diagrama Multielemental de THOMPSON et al. (1984).

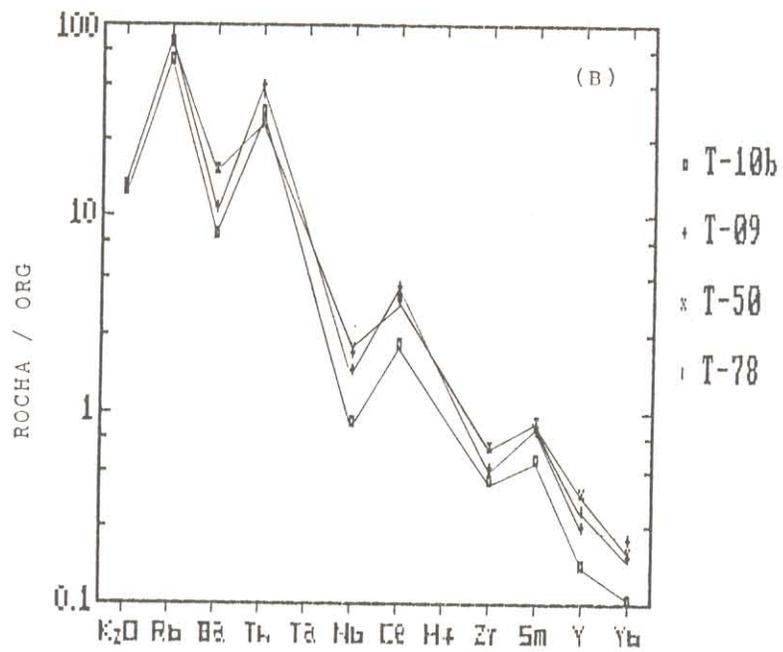
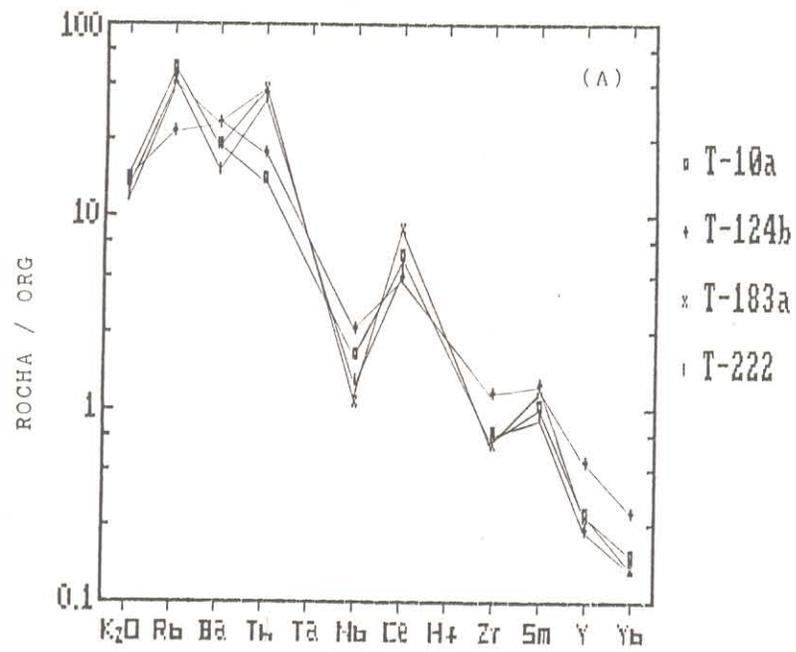


Figura - 5.25 - Granitóide Tourão no Diagrama Multi-elementar de PEARCE et al. (1984). (A) Fácies Tourão (B) Fácies Timbaúba e Microgranitos (UCG-10b).

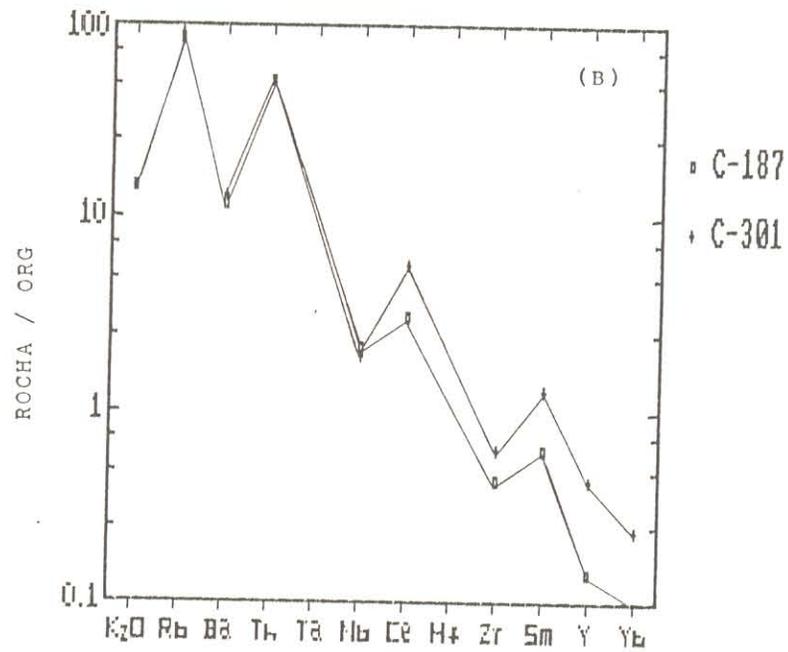
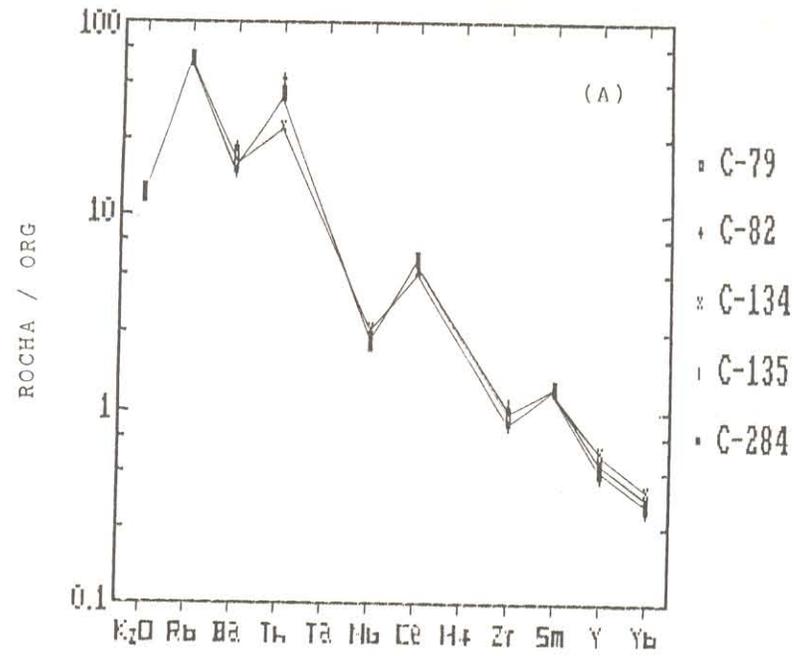


Figura - 5.26 - Granitóide Caraúbas no Diagrama Multi-elemental de PEARCE, et al. (1984). (A): Granitos Porfírico; (B): Microgranitos.

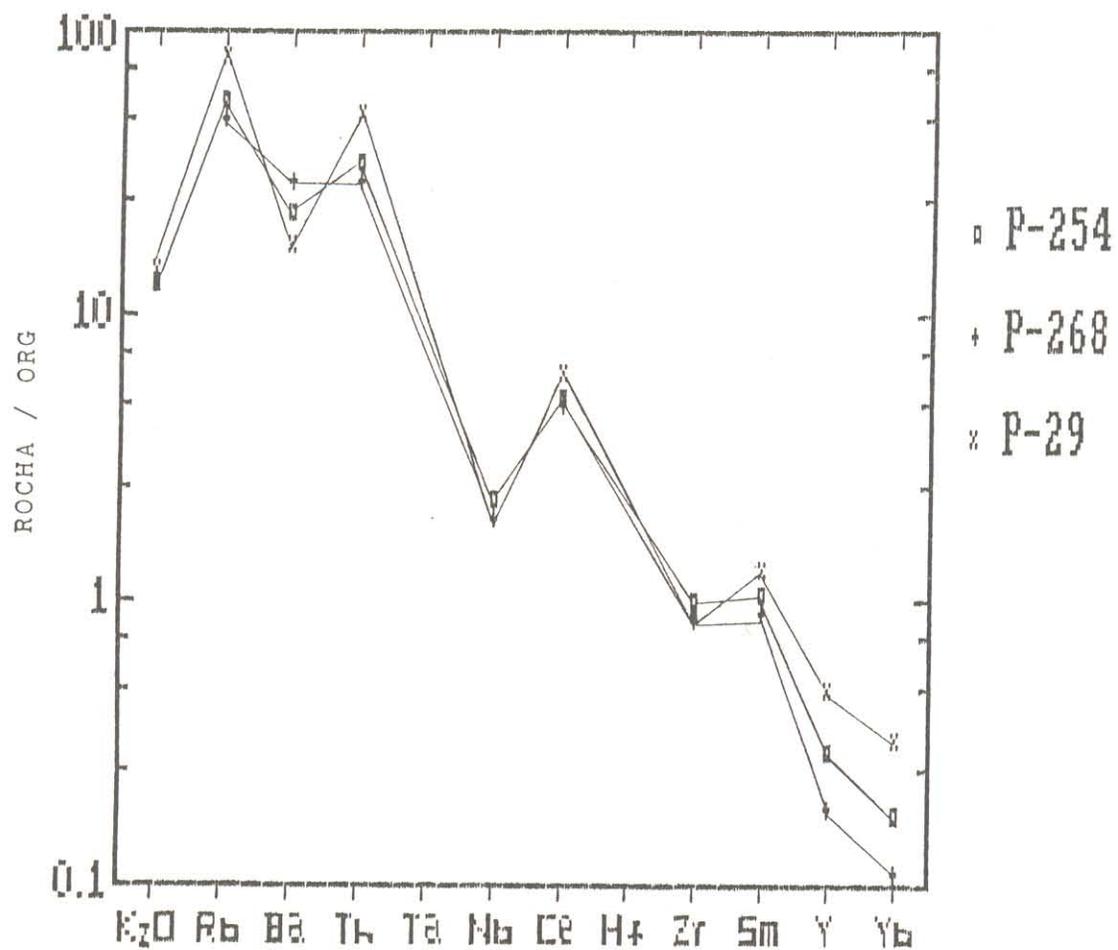


Figura - 5.27 - Granitos Porfirítico do Granitóide Prado no Diagrama Multielemental de PEARCE et al. (1984).

subtipos são, segundo os referidos autores, granitos segundo a classificação de STRECKEISEN (1976). Os primeiros são predominantemente peraluminosos e afins com os granitos S, enquanto que os segundos são geralmente metaluminosos e afins com os granitos I, segundo terminologia dos autores australianos (CHAPPELL & WHITE, 1974 ; WHITE, 1979; WHITE & CHAPPELL, 1983). Atendo-se estritamente aos critérios de PEARCE et al. (1984), válidos para os granitos fanerozóicos, os granitóides Tourão, Caraúbas e Prado, apresentam características geoquímicas mais próximas dos granitos colisionais pós-tectônicos, todavia esse tipo de generalização não é aconselhável e os dados geológicos e geocronológicos (Cap. 7) sugerem que os mesmos são sin a tardi-tectônicos com respeito à orogenia brasileira.

Quanto ao Complexo Serra do Lima, verifica-se que os granitos porfíricos têm padrão similar aos dos granitóides Tourão, Caraúbas e Prado nos diagramas de THOMPSON et al. (1984) e de PEARCE et al. (1984) (Figuras 5.28a e 5.29a). A única e pequena diferença entre eles é quanto ao comportamento do Zr que é ligeiramente empobrecido em Serra do Lima. Diante dessa grande identidade é muito provável que os tipos porfíricos do Complexo Serra do Lima sejam geneticamente similares aos granitóides Tourão, Caraúbas e Prado, ou seja, derivem de fontes e processos evolutivos análogos. Tudo indica também que as fases fracionadas sejam aquelas sugeridas para o Granitóide Tourão e afins, talvez com pequenas variações nas proporções.

Os granitos médios desse Complexo mostram nos diagramas de THOMPSON et al. (1984) e PEARCE et al. (1984), algumas diferenças entre si (Figuras 5.28b e 5.29b). A amostra UCG-150c é mais enriquecida em Th, La, Ce, Nd e Sm do que a amostra UCG-119a. Nesta destaca-se o decaimento no Th e o pico no Zr (que a aproxima geoquimicamente do Granitóide Umarizal).

Nos dois diagramas observa-se que essas rochas são bastante enriquecidas em relação aos normalizadores. No diagrama de PEARCE et al. (1984), onde os padrões das duas amostras são mais distintos, observa-se que elas têm similaridades ora com os de granitos intraplacas (WPG) de litosfera atenuada (UCG-119a), ora com os granitos pós-colisionais (PCG) como o de Oman

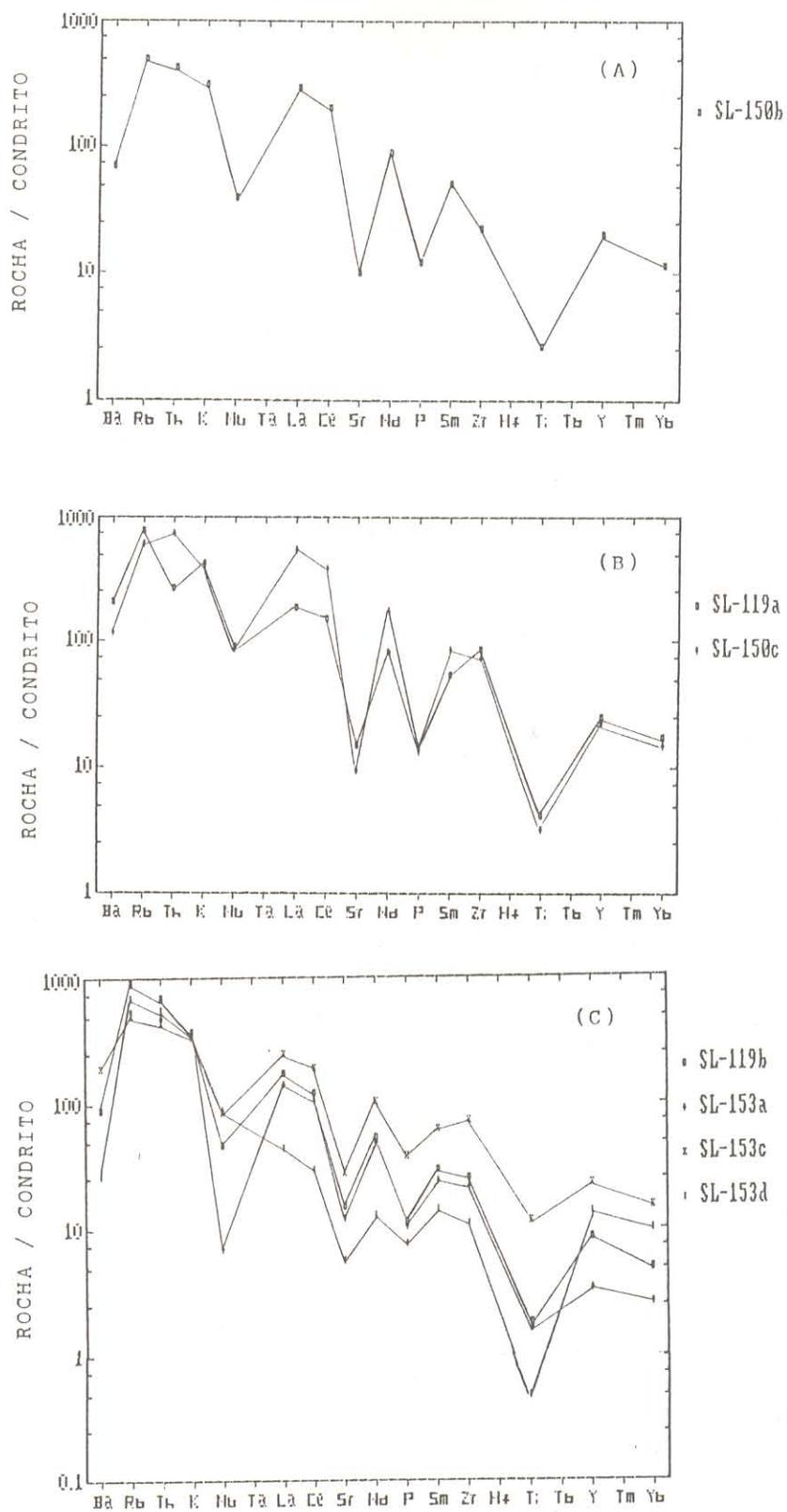


Figura - 5.28 - Complexo Granítico Serra do Lima no Diagrama Multi-elemental de THOMPSON et al. (1984). (A): Granitos Porfiríticos; (B): Granitos Médios; (C): Granitos Finos.

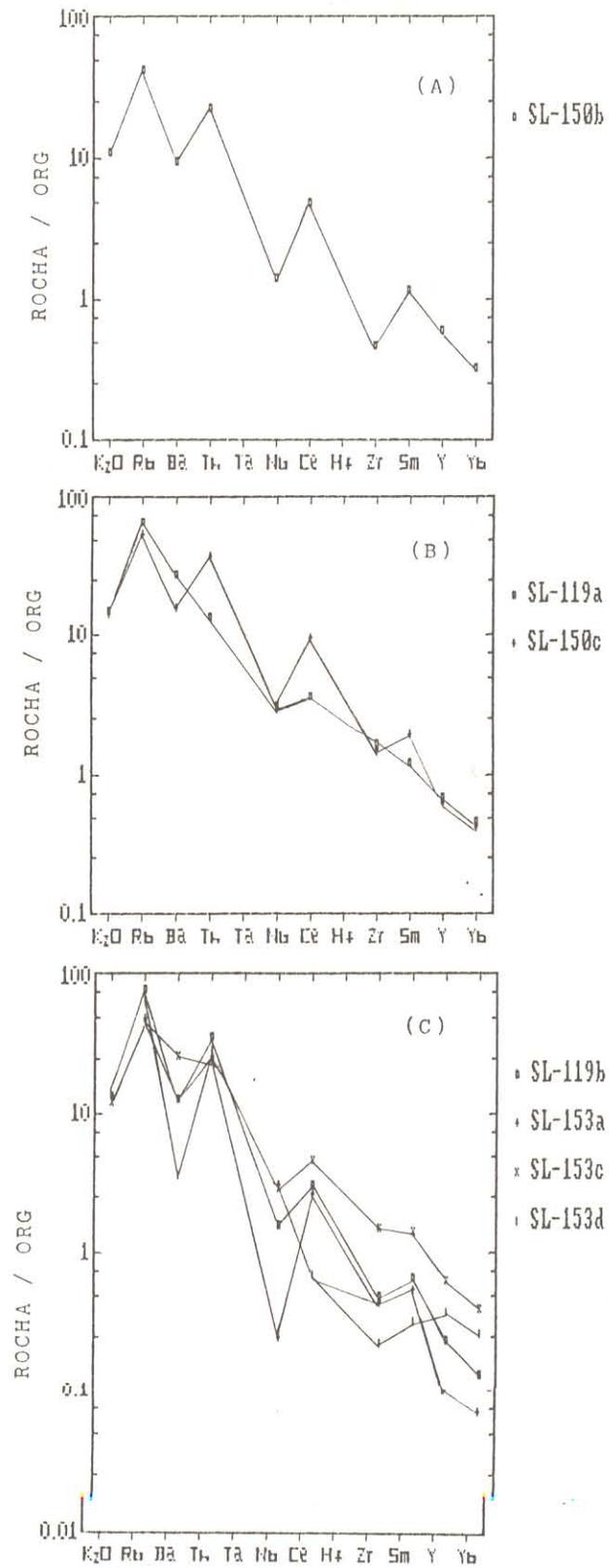


Figura - 5.29 - Complexo Granítico Serra do Lima no Diagrama de PEARCE et al. (1984).
 (A): Granitos Porfiríticos ; (B): Granitos Médios ; (C): Granitos Finos.

(Figura 1f de PEARCE et al., 1984). De qualquer modo, isso sugere que esses granitóides são provenientes de material predominantemente crustal.

Esses padrões distintos apresentados pelas duas amostras de granitos médios do Complexo Serra do Lima sugerem que há diferentes tipos de "granitos médios" e que, se ambos são de fonte única, eles se diferenciaram através de processos evolutivos distintos. Verifica-se ainda que a amostra UCG-119a mostra um padrão similar ao do Granitóide Umarizal (fato já constatado anteriormente em outros diagramas geoquímicos), enquanto que a UCG-150c tem padrão similar ao dos tipos porfiríticos de Serra do Lima e dos granitóides Tourão, Caraúbas e Prado. Por outro lado, ambos os padrões são bem distintos daqueles apresentados pelo Granitóide Quixaba e pelos dioritos do Prado.

No caso dos granitos finos, as amostras analisadas mostram comportamentos distintos nos diagramas utilizados (Figuras 5.28c e 5.29c). O quartzo-monzonito (UCG-153c) tem um padrão enriquecido nos diferentes elementos e com menores decaimentos, porém análogo em linhas gerais aos das amostras UCG-153a e 119b (monzogranitos). Os padrões dessas são muito similares aos dos granitos porfiríticos, sugerindo evoluções análogas em termos de fracionamento de fases. Quanto à amostra UCG-153d, seu padrão é distinto, com um extremo empobrecimento em Ba, Sr e Ti, e enriquecimento em Rb, Th, Y e Yb e ausência de decaimento de Nb. Diante disso é provável que K-feldspato, plagioclásio e anfibólio tenham sido as fases fortemente fracionadas. O enriquecimento relativo em Y, Yb e Nb deve ser atribuído a fases acessórias.

Uma possível filiação genética entre as quatro amostras, com base nos padrões aqui apresentados, não é de todo descartada. A diferença entre os seus padrões poderia refletir modificações durante o processo de diferenciação das mesmas, ou seja, diferentes graus de fracionamento das fases minerais envolvidas. Por outro lado, deve-se destacar que a amostra UCG-153c pode estar contaminada por material granítico (no campo observa-se texturas de "mixing" e "mingling" entre dioritos e granitos), e como tal sua análise pode não ser representativa de sua composição magmática original.

Uma comparação entre o padrão da amostra UCG-153c com aqueles dos dioritos do Prado, mostra sensíveis diferenças com respeito ao diagrama de THOMPSON et al. (1984). Entretanto as demais afinidades geoquímicas existentes entre esta amostra e os dioritos do Prado (ETR e química de elementos maiores e traços) sugerem, de certa forma, que há a possibilidade de uma associação genética entre ambos, e que a contaminação por material granítico da amostra UCG-153c seria então responsável por modificações no padrão desse diagrama multielemental. As diferenças principais são quanto ao Ba, Sr, P, e Ti. A presença de K-feldspato na UCG-153c, devido à contaminação pelos granitos, explicaria o enriquecimento dos dois primeiros nessa amostra. O relativo enriquecimento em P e Zr nos dioritos do Prado, sugere que apatita e zircão não foram muito fracionados, o que poderia ter acontecido no caso da amostra de Serra do Lima.

5.9 - ELEMENTOS TRAÇOS COMO INDICADORES DE AMBIENTE TECTÔNICO

A utilização de discriminantes geoquímicos na caracterização de ambientes tectônicos de rochas granitóides é, hoje em dia, bastante comum. Em geral trabalha-se apenas com os elementos traços (principalmente os incompatíveis) dispostos em diagramas binários, triangulares e multielementos ("spidergrams"). As classificações e diagramas propostos por PEARCE et al. (1984) e THIÉBLEMONT & CABANIS (1990) foram idealizados para granitóides do Fanerozóico, em geral não deformados e não porfíricos, porém, com os devidos cuidados, sua utilização pode ser estendida para granitóides do Proterozóico (PEARCE et al., 1984). A simples utilização desses diagramas não permite definir com precisão a ambiência tectônica de granitóides, porém ela pode auxiliar na interpretação e permitir a eliminação de determinadas hipóteses.

Nos diagramas de PEARCE et al. (op cit.) as litologias do Granitóide Umarizal, de ambas as fácies, plotam preferencialmente no campo WPG (granitos intraplacas - Figuras 5.30 e 5.31).

No diagrama de THIÉBLEMONT & CABANIS (1990) as amostras desse granitóide plotam na parte central do campo de "granitos de pós-colisão e sin-subducção" (Figura 5.32). Segundo os referidos autores os granitos de sin-subducção são associados a regiões de subducção

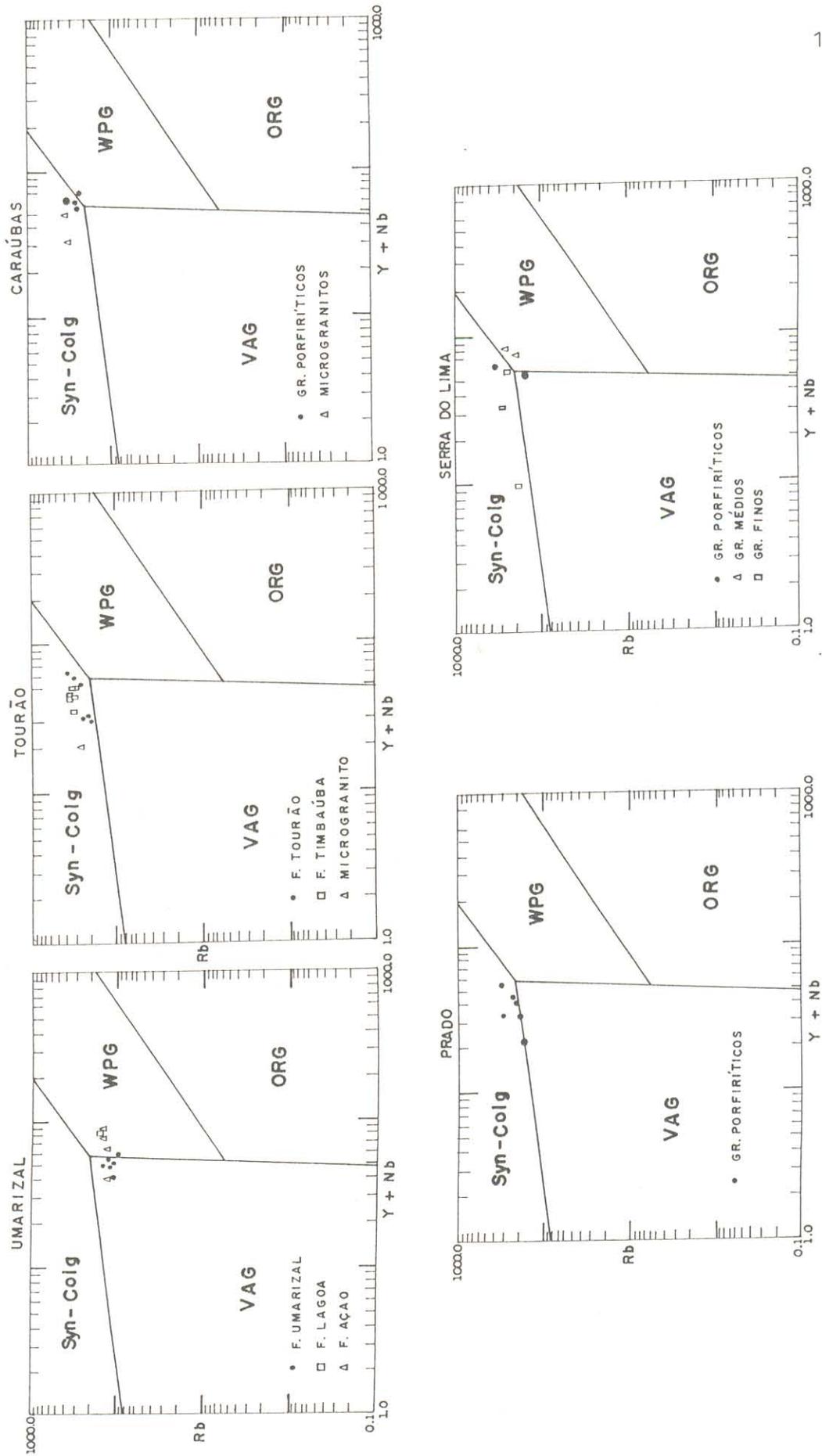


FIGURA 5.30: GRANITÓIDES BRASILESIANOS DA REGIÃO DE CARAUÁBAS - UMARIZAL (RN), NO DIAGRAMA "Y + Nb x Rb" (PEARCE et al. - 1984).

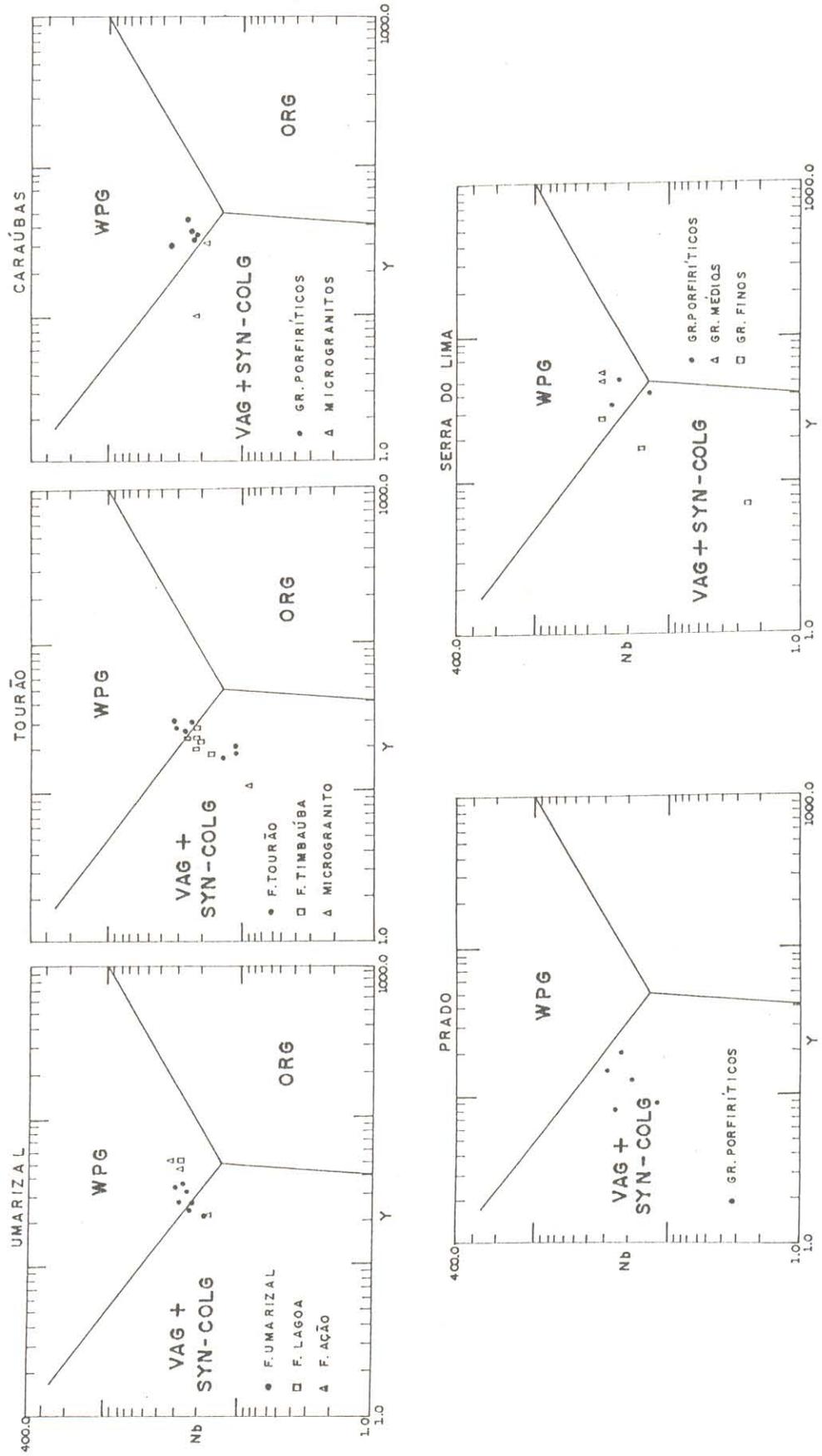


FIGURA 5.31: GRANITÓIDES BRASILESIANOS DA REGIÃO DE CARAÚBAS - UMARIZAL (RN), NO DIAGRAMA "Y x Nb". (PEARCE et al., 1984).

de placas oceânicas. Não há evidências geológicas favoráveis a essa hipótese na região estudada ao passo que a primeira hipótese é coerente com os dados disponíveis.

Nos diagramas de PEARCE et al. (1984) os granitóides Tourão, Caraúbas e Prado plotam preferencialmente no campo dos granitos sin-colisionais (Figuras 5.30 e 5.31), porém as amostras menos evoluídas ($\text{SiO}_2 < 68\%$) tendem a plotar no campo WPG. Isto pode refletir o fato de que esses diagramas foram idealizados para rochas com conteúdo de SiO_2 maior do que 69%. Por outro lado, verifica-se que os granitos finos associados a cada um desses granitóides plotam francamente no campo dos granitos sin-colisionais.

Os granitos sin-colisionais são geralmente granitos "stricto sensu" com muscovita, peraluminosos, similares aos granitos do tipo-S. Os granitos aqui estudados são principalmente (anfíbólio)-biotita monzogranitos com epidoto e magnetita, metaluminosos a peraluminosos. Essas características dos granitóides estudados são mais próximas dos granitos tipo-I australianos. Portanto, esses granitóides não são idênticos aos granitos sin-colisionais mais típicos, embora, em termos dos elementos considerados, comportem-se geoquimicamente como tais.

No diagrama de THIÉBLEMONT & CABANIS (1990) esses granitóides plotam próximos do limite entre os campos dos granitos sin-colisionais, e o dos granitos pós-colisionais e sin-subducção (Figura 5.32). Segundo esses autores, os granitos sin-colisionais são intimamente associados a grandes zonas de cisalhamento, o que acontece com os granitóides em questão, sobretudo Caraúbas e Prado.

Diante do exposto, pode-se concluir que a assinatura geoquímica dos granitóides Tourão, Caraúbas e Prado é mais próxima daquela de granitos sin-colisionais. Comparativamente aos exemplos descritos por PEARCE et al. (1984), eles assemelham-se mais aos granitos relacionados a colisão continente-continente.

Tanto nos diagramas de PEARCE et al. (1984) quanto no diagrama de THIÉBLEMONT & CABANIS (1990), os granitos do Complexo Serra do Lima não revelam um comportamento uniforme. Nos primeiros as amostras plotam ora no campo dos granitos sin-colisionais (granitos finos), ora naquele dos granitos intraplacas (granitos médios) (Figuras 5.30 e 5.31) O

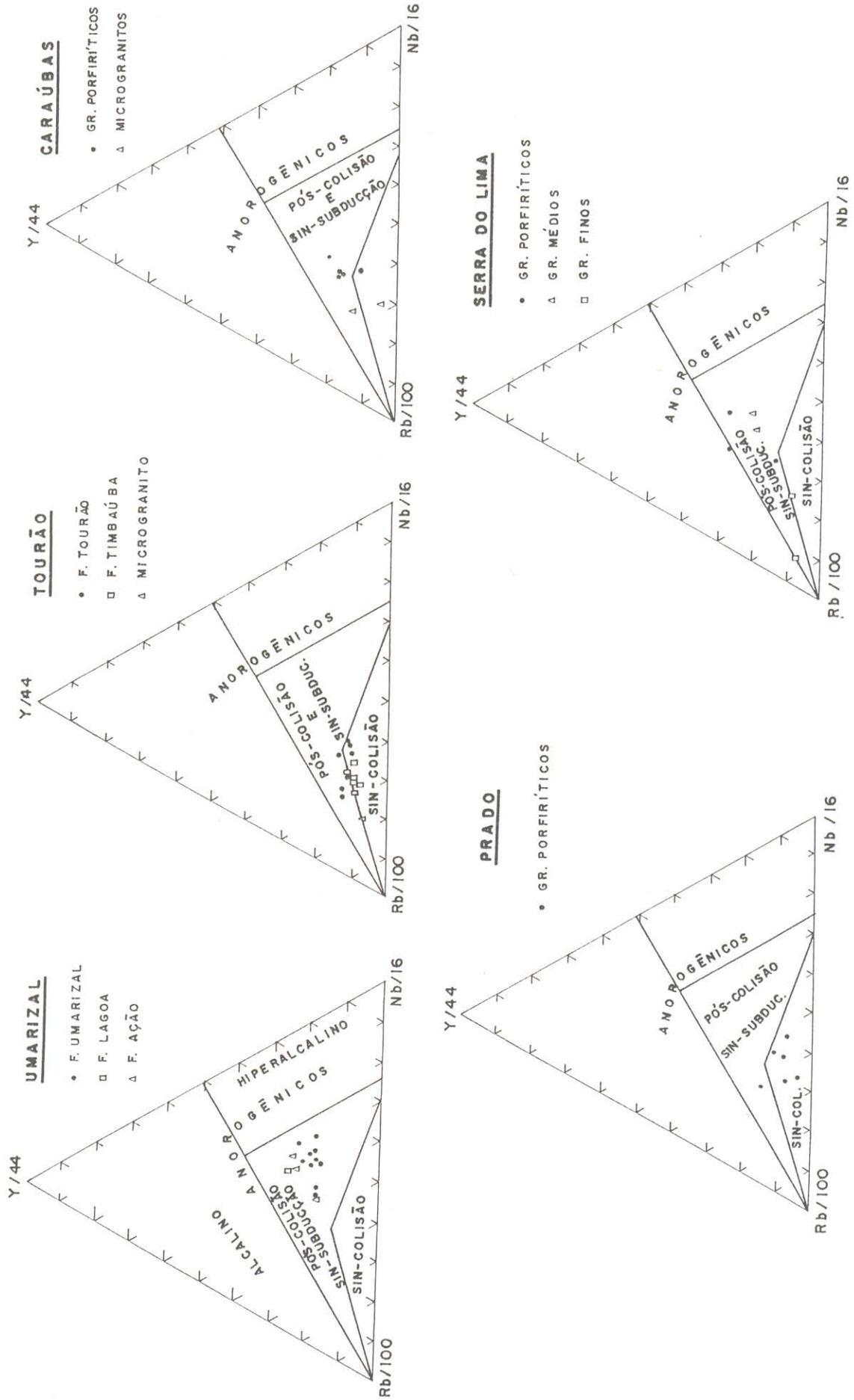


FIGURA 5.32: GRANITÓIDES BRASILESIANOS DA REGIÃO DE CARAÚBAS-UMARIZAL (RN) NO DIAGRAMA DE THIEBLEMONT & CABANIS (1990).

comportamento dos tipos porfiríticos é ambíguo. Essa dualidade se mantém no diagrama de THIÉBLEMONT & CABANIS (1990) onde os granitos médios e alguns porfiríticos plotam francamente no campo pós-colisionais/sin-subducção, ao passo que os tipos finos e uma amostra do porfirítico situam-se no limite dos sin-colisionais (Figura 5.32).

Verifica-se, portanto, que os granitos associados a esse complexo mantém nos diagramas mencionados a ambiguidade verificada através de outros critérios geoquímicos, sendo inviável aprofundar a discussão sobre o seu ambiente tectônico com os dados disponíveis.

Considerando que as litologias do Granitóide Quixaba e da associação diorítica do Prado são baixa sílica ($\text{SiO}_2 < 60\%$), não é adequada a utilização dos diagramas de PEARCE et al. (1984) nem o diagrama de THIÉBLEMONT & CABANIS (1990), para caracterizar a ambiência tectônica dos mesmos.

Tabela 5.1 - Análises químicas (Elementos maiores, traços e terras raras) e normas CIPW do Granitóide Umarizal
 Obs: (*) Fail-cpx-bt-anf; (**) Opx-cpx-bt-anf; (***) Cpx-bt-anf; (ND) não determinado; (AD) abaixo do limite de detecção

	Fácies Umarizal										F. Lagoa	Fácies Açã		
	U-02*	U-44*	U-334**	U-142***	U-01*	-118**	U-93*	U-18*	U-54*	U-73*	U-11	U-45	U-48	U-57
SiO ₂	63,62	66,02	66,27	66,57	66,89	67,53	68,59	69,21	69,25	69,35	67,84	68,40	69,77	75,06
Al ₂ O ₃	15,86	14,25	15,66	15,59	15,74	14,91	14,46	14,30	14,51	14,75	13,86	14,03	13,75	12,99
FeO	3,82	2,52	3,74	3,23	2,64	2,74	2,02	2,52	2,37	2,35	3,89	3,09	2,23	1,77
Fe ₂ O ₃	1,33	1,34	1,57	1,49	2,23	1,28	1,15	1,34	1,09	1,60	1,96	1,11	1,36	0,62
MnO	0,11	0,07	0,12	0,09	0,11	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,05
MgO	0,19	0,27	0,40	0,54	0,20	0,30	0,17	AD	AD	0,26	0,72	AD	AD	0,14
CaO	2,08	1,94	2,30	1,99	1,92	1,77	1,45	1,20	1,27	1,60	2,15	1,62	1,18	1,11
Na ₂ O	3,97	3,85	4,10	4,12	3,66	3,34	3,49	3,40	3,54	3,10	3,12	3,52	3,40	3,25
K ₂ O	6,39	5,79	5,56	6,02	6,38	6,55	6,12	5,94	6,33	6,02	5,50	5,25	5,44	5,55
TiO ₂	0,50	0,46	0,61	0,57	0,45	0,44	0,32	0,30	0,30	0,42	0,68	0,40	0,34	0,26
P ₂ O ₅	0,16	0,14	0,16	0,13	0,06	0,17	0,13	0,14	0,12	0,12	0,26	0,19	0,19	0,03
PF	0,21	ND	ND	ND	ND	0,25	0,63	0,53	0,29	ND	0,41	0,63	0,62	ND
Total	98,24	96,65	100,49	100,34	100,28	99,34	98,59	98,95	99,14	99,64	100,46	98,31	98,35	100,83
Qz	9,95	16,56	14,42	13,67	16,13	18,03	20,94	23,08	20,75	23,69	22,35	22,97	26,02	31,50
Or	37,76	34,22	32,86	35,58	37,70	38,71	36,17	35,10	37,41	35,58	32,50	31,03	32,15	32,80
Ab	33,59	32,58	34,69	34,86	30,97	28,26	29,53	28,77	29,95	26,23	26,40	29,79	28,77	27,50
An	6,58	4,50	7,91	6,27	7,68	6,35	5,72	5,04	5,01	7,15	7,57	6,80	4,61	4,47
C								0,43		0,51		0,07	0,58	
Di	2,37	3,66	2,13	2,36	1,26	1,15	0,55		0,45		1,18			0,74
Hy	4,52	2,40	4,68	4,06	2,31	3,51	2,48	3,16	2,85	3,08	4,81	4,23	2,54	2,36
Mt	1,93	2,23	2,28	2,16	3,23	1,86	1,67	1,94	1,58	2,32	2,84	1,61	1,97	0,90
Ilm	0,95	0,87	1,16	1,08	0,85	0,84	0,61	0,57	0,57	0,80	1,29	0,76	0,65	0,49
Ap	0,37	0,32	0,37	0,30	0,14	0,39	0,30	0,32	0,28	0,28	0,60	0,44	0,44	0,07
An%	16	12	19	15	20	18	16	15	14	21	22	19	14	14
Rb	105	133	99	134	124	147	125	107	121	129	162	155	155	132
Sr	125	236	242	211	152	177	142	123	107	217	201	179	156	116
Nb	29	27	26	30	24	22	17	25	23	26	29	34	29	17
Y	27	36	33	34	24	27	22	26	27	27	52	52	46	22
Zr	962	678	665	643	735	606	491	707	598	616	569	515	470	337
Ba	1243	ND	ND	ND	ND	820	1152	1151	1016	ND	861	1204	1138	ND
Ga	22	ND	ND	ND	ND	20	18	19	22	ND	19	24	22	ND
Th	25	ND	ND	ND	ND	164	84	11	13	ND	21	14	17	ND
La	45,61					177,49	98,95	76,02	150,80		140,32	77,40	88,45	
Ce	92,31					327,77	178,66	156,35	200,04		281,38	169,29	180,24	
Nd	42,22					134,89	82,21	61,10	72,22		100,20	72,77	69,05	
Sm	8,10					15,18	10,59	10,13	11,46		15,51	14,91	13,18	
Eu	3,01					2,35	2,11	2,42	2,40		1,91	2,32	2,11	
Gd	6,77					11,39	8,09	8,52	8,72		13,04	12,98	10,70	
Dy	4,86					4,91	4,17	5,10	5,06		9,04	9,35	8,04	
Er	2,47					2,40	2,08	2,54	2,49		4,50	4,57	4,06	
Yb	2,47					1,94	1,76	2,29	2,20		3,90	3,91	3,61	
Lu	0,50					0,39	0,27	0,40	0,49		0,55	0,66	0,57	
ETRT	208,32					678,71	388,89	324,87	455,88		570,35	368,2	380	
La/Yb	12,43					61,49	37,80	22,36	46,35		24,31	13,35	16,51	
Eu/Eu	1,21					0,52	0,67	0,77	0,71		0,40	0,50	0,53	

Tabela 5.2 - Análises químicas (elementos maiores, traços e terras raras) e normas CIPW para as amostras do Granitóide Quixaba

	Fácies Quixaba				F. Umari
	Q-270	Q-273a	Q-272	Q-291b	Q-325a
SiO ₂	57,75	57,85	58,97	59,59	53,07
Al ₂ O ₃	15,41	15,76	16,73	17,53	16,61
FeO	6,18	5,56	5,42	4,60	7,05
Fe ₂ O ₃	2,88	2,58	1,99	2,68	2,98
MnO	0,16	0,11	0,12	0,11	0,14
MgO	1,26	1,70	0,81	0,83	2,45
CaO	4,27	4,19	4,16	3,29	5,00
Na ₂ O	3,83	3,79	4,19	4,08	4,04
K ₂ O	4,30	4,65	4,25	5,48	3,90
TiO ₂	1,10	1,41	0,83	0,80	1,81
P ₂ O ₅	0,52	0,68	0,44	0,32	1,08
PF	1,17	0,61	0,88	0,27	0,57
Total	98,83	98,89	98,79	99,58	98,70
Qz	7,28	6,58	6,94	5,36	0,24
Or	25,41	27,48	25,12	32,39	23,05
Ab	32,41	32,07	35,45	34,52	34,19
An	12,16	12,26	14,29	13,34	15,67
Di	4,79	3,42	2,99	0,76	1,73
Hy	8,15	8,47	7,64	6,79	12,99
Mt	4,18	3,74	2,89	3,89	4,32
Ilm	2,09	2,68	1,58	1,52	3,44
Ap	1,20	1,58	1,02	0,74	2,50
An%	27	28	29	28	31
Rb	78	113	105	125	88
Sr	347	464	407	395	614
Nb	33	42	27	31	48
Y	46	42	40	33	39
Zr	687	564	>1000	>1000	437
Ba	1760	1531	1842	2411	1881
Ga	24	23	24	25	23
Th	5	9	6	7	7
La	64,47	97,40	61,54	57,72	97,26
Ce	140,82	197,52	132,50	119,67	187,72
Nd	63,66	86,08	59,37	52,09	76,53
Sm	12,53	15,70	11,70	9,87	13,89
Eu	3,49	3,24	3,61	3,55	3,69
Gd	10,34	11,56	9,24	8,40	10,18
Dy	8,14	7,89	6,96	5,68	6,60
Er	4,00	3,64	3,59	2,86	2,98
Yb	3,63	2,91	3,23	2,66	2,35
Lu	0,51	0,38	0,46	0,46	0,35
ETRT	311,90	423,30	292,20	263,10	401,60
La/Yb	12,00	22,63	12,84	14,66	28,00
Eu/Eu*	0,91	0,70	1,03	1,16	0,91

Tabela 5.3 - Análises químicas (elementos maiores, traços e terras raras) e normas CIPW para as amostras do Granitóide Tourão

Obs: ND (não determinado)

(continua)

	Fácies Tourão								
	Biotita monzogranitos						Anf-bt-monzogranitos		
	T-10a	T-183a	T-145	T-85	T-222	T-83	T-178	T-124b	T-84
SiO ₂	68,84	69,93	70,82	71,37	72,92	74,62	63,95	64,19	68,15
Al ₂ O ₃	14,33	14,17	14,61	14,49	13,11	13,84	14,79	15,13	14,80
FeO	1,22	1,36	2,69	1,51	1,29	1,25	4,68	3,02	2,81
Fe ₂ O ₃	1,34	1,10	0,08	1,16	1,04	0,51	2,17	1,69	1,72
MnO	0,02	0,02	0,05	0,04	0,02	0,03	0,12	0,06	0,06
MgO	0,40	0,38	0,51	0,56	0,34	0,33	1,13	0,93	0,96
CaO	1,77	1,54	1,55	1,50	1,41	1,27	3,24	2,66	2,39
Na ₂ O	2,97	2,92	3,66	3,24	2,91	3,30	3,86	3,27	3,28
K ₂ O	6,26	6,25	5,60	5,52	5,24	5,14	4,44	5,80	5,02
TiO ₂	0,38	0,34	0,38	0,39	0,35	0,25	0,98	0,81	0,80
P ₂ O ₅	0,17	0,17	0,11	0,12	0,19	0,06	0,31	0,32	0,24
PF	0,65	0,34	ND	ND	0,27	ND	ND	0,50	ND
Total	98,35	98,52	100,06	99,90	99,10	100,60	99,67	98,38	100,23
Qz	23,53	25,15	22,37	27,12	32,51	32,02	15,18	15,81	22,83
Or	37,00	36,94	33,09	32,62	30,97	30,08	26,24	34,28	29,67
Ab	25,13	24,71	30,97	27,42	24,62	27,92	32,66	27,67	27,75
An	7,28	6,53	6,90	6,66	5,75	5,91	9,92	9,48	10,29
C		0,75		0,75	0,54	0,68			0,20
Di	0,32		0,06				3,49	1,36	
Hy	1,39	2,01	5,58	2,64	1,82	2,34	6,45	4,56	4,92
Mt	1,94	1,59	0,12	1,68	1,51	0,74	3,15	2,45	2,49
Ilm	0,72	0,65	0,72	0,74	0,66	0,47	1,86	1,54	1,52
Ap	0,39	0,39	0,25	0,28	0,44	0,14	0,72	0,71	0,56
An%	22	21	18	20	19	17	23	26	27
Rb	236	207	376	316	215	287	163	193	274
Sr	286	276	338	334	238	242	368	380	360
Nb	11	11	33	31	14	24	31	27	31
Y	20	18	30	27	17	29	48	37	26
Zr	266	225	349	348	267	221	438	415	350
Ba	1215	1167	ND	ND	861	ND	ND	1546	ND
Ga	19	20	ND	ND	19	ND	ND	19	ND
Th	13	37	ND	ND	33	ND	ND	17	ND
La	120,02	182,26			110,93			82,98	
Ce	219,66	306,91			196,02			168,31	
Nd	65,78	85,89			58,42			64,58	
Sm	9,57	11,41			8,58			12,20	
Eu	1,88	1,89			1,53			2,18	
Gd	7,66	8,59			6,33			10,74	
Dy	3,73	3,61			3,07			6,73	
Er	1,65	1,63			1,50			3,09	
Yb	1,39	1,21			1,23			2,39	
Lu	0,20	0,26			0,26			0,40	
ETRT	431,54	603,66			387,87			353,60	
La/Yb	58,42	102,07			60,47			23,40	
Eu/Eu*	0,65	0,56			0,61			0,57	

Tabela 5.3 - Análises químicas (elementos maiores, traços e terras raras) e normas CIPW para as amostras do Granitóide Tourão

Obs: ND (não determinado); AD (abaixo do limite de detecção)

	(conclusão)							
	Fácies Timbaúba							
	Bt-monzogr.	Biotita monzogranitos						
	T-10b	T-126	T-09	T-50	T-78	T-137	T-76	T-192
SiO ₂	74,56	71,98	72,03	72,14	72,27	72,76	74,96	78,54
Al ₂ O ₃	12,82	13,88	13,63	13,61	13,91	13,84	14,32	12,62
FeO	1,01	1,06	1,01	1,07	1,01	1,09	1,08	0,70
Fe ₂ O ₃	0,38	0,87	0,75	1,24	1,03	0,84	0,30	0,20
MnO	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03	0,01
MgO	AD	0,31	0,24	0,34	0,15	0,31	0,24	0,17
CaO	0,88	1,22	1,27	1,41	1,18	1,31	1,14	1,22
Na ₂ O	2,83	3,45	3,24	3,16	3,27	3,55	3,60	3,45
K ₂ O	5,69	5,48	5,41	5,33	5,41	5,30	5,43	4,53
TiO ₂	0,10	0,24	0,17	0,27	0,24	0,25	0,20	0,17
P ₂ O ₅	0,10	0,08	0,12	0,28	0,13	0,07	0,06	0,03
PF	0,65	ND	0,51	0,69	0,95	ND	ND	ND
Total	99,04	98,60	98,41	99,56	99,57	99,36	101,36	101,64
Qz	34,07	27,68	29,28	30,38	29,86	28,31	29,94	38,02
Or	33,63	32,39	31,97	31,50	31,97	31,32	32,09	26,77
Ab	23,95	29,19	27,42	26,74	27,67	30,04	30,46	29,19
An	3,71	5,53	5,52	5,17	5,00	6,04	5,26	5,57
C	0,65	0,25	0,42	0,75	0,84	0,05	0,59	
Di								0,24
Hy	1,41	1,66	1,61	1,38	1,02	1,74	2,06	1,16
Mt	0,55	1,26	1,09	1,80	1,49	1,22	0,41	0,29
Ilm	0,19	0,46	0,32	0,51	0,46	0,47	0,38	0,32
Ap	0,23	0,19	0,28	0,65	0,30	0,16	0,14	0,07
An%	13	16	17	16	15	17	15	16
Rb	264	363	319	327	325	332	358	238
Sr	110	238	165	226	208	205	198	219
Nb	9	22	17	22	21	26	22	12
Y	11	20	18	27	22	23	23	22
Zr	148	271	175	226	228	267	225	97
Ba	400	ND	568	866	892	ND	ND	ND
Ga	16	ND	17 <5		23	ND	ND	ND
Th	29	ND	40	25	36	ND	ND	ND
La	40,53		73,55	98,01	85,27			
Ce	79,11		135,12	148,22	151,23			
Nd	27,16		43,94	48,96	49,31			
Sm	5,00		7,30	8,28	8,03			
Eu	0,71		0,99	1,22	1,26			
Gd	3,93		5,07	5,69	5,67			
Dy	2,10		3,08	3,73	3,62			
Er	0,97		1,58	1,89	1,87			
Yb	0,83		1,37	1,65	1,70			
Lu	0,21		0,28	0,21	0,33			
ETRT	160,55		272,28	317,86	308,29			
La/Yb	33,14		36,23	40,7	33,84			
Eu/Eu*	0,47		0,47	0,51	0,54			

Tabela 5.4 - Análises químicas (elementos maiores, traços e terras raras) e normas CIPW para as amostras do Granitóide Caraúbas

Obs: ND (não determinado)

	Granitos porfíricos						Microgranitos	
	Anf-bt-grnd.	Bt-monzogranito			Anf-bt-monzogranito		Bt-mozogranitos	
	C-135	C-79	C-82	C-189	C-284	C-134	C-301	C-187
SiO ₂	66,59	69,57	69,40	73,04	67,15	68,30	71,89	73,54
Al ₂ O ₃	14,56	13,88	13,91	14,20	14,60	14,11	13,75	13,46
FeO	2,80	2,23	1,94	1,33	3,03	2,45	1,22	0,72
Fe ₂ O ₃	1,37	1,46	1,33	0,87	1,29	1,45	0,75	0,90
MnO	0,06	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05	0,03	0,02
MgO	0,86	0,68	0,51	0,40	0,88	0,80	0,34	0,22
CaO	2,27	2,00	1,67	1,34	2,41	2,45	1,29	0,98
Na ₂ O	3,16	3,22	3,25	3,42	3,25	3,20	3,02	3,04
K ₂ O	5,40	4,80	5,12	5,21	5,32	5,01	5,58	5,62
TiO ₂	0,60	0,54	0,43	0,32	0,69	0,60	0,24	0,16
P ₂ O ₅	0,29	0,26	0,22	0,11	0,28	0,40	0,14	0,28
PF	0,39	0,37	0,64	ND	0,28	0,53	0,30	0,70
Total	98,35	99,06	98,46	100,29	99,24	99,35	98,55	99,64
Qz	20,79	26,95	26,27	29,46	20,74	24,15	29,51	32,55
Or	31,91	28,37	30,26	30,79	31,44	29,61	32,98	33,21
Ab	26,74	27,25	27,50	28,94	27,50	27,08	25,55	25,72
An	9,37	8,22	6,85	5,93	9,54	9,34	5,49	3,03
C	0,08	0,37	0,51	0,76			0,73	1,26
Di					0,49	0,17		
Hy	5,27	3,78	3,26	2,28	5,41	4,31	2,13	0,90
Mt	1,99	2,12	1,64	1,26	1,87	2,10	1,09	1,30
Ilm	1,14	1,03	0,82	0,61	1,31	1,14	0,46	0,30
Ap	0,67	0,60	0,51	0,25	0,65	0,93	0,32	0,65
An%	26	23	20	17	26	26	18	11
Rb	269	249	270	360	272	247	352	335
Sr	332	256	249	198	325	320	164	160
Nb	23	22	23	34	24	26	19	22
Y	33	34	36	29	37	44	31	10
Zr	383	326	285	287	339	344	212	149
Ba	1156	911	830	ND	1099	1097	651	589
Ga	22	21	19	ND	23	56	22	50
Th	33	36	42	ND	32	24	42	41
La	111,80	112,87	106,93		104,92	94,56	102,74	59,73
Ce	209,84	210,82	195,76		201,21	183,09	199,53	108,37
Nd	69,98	70,58	66,61		70,67	64,98	68,56	33,78
Sm	11,40	11,80	11,52		12,19	11,95	11,84	5,75
Eu	1,88	1,76	1,74		1,97	1,83	1,15	0,79
Gd	8,74	8,83	8,73		9,38	8,90	8,74	3,92
Dy	5,59	5,60	6,02		6,24	7,17	5,41	1,93
Er	2,79	2,79	2,96		3,17	3,57	2,50	0,88
Yb	2,44	2,55	2,44		2,74	3,15	1,93	0,67
Lu	0,44	0,47	0,40		0,42	0,41	0,32	0,12
ETRT	424,90	428,07	403,11		412,91	379,61	402,72	215,94
La/Yb	30,88	29,77	29,54		25,84	20,24	35,90	29,56
Eu/Eu*	0,55	0,51	0,51		0,54	0,52	0,33	0,48

Tabela 5.5 - Análises químicas (elementos maiores, traços e terras raras) e normas CIPW das amostras do Granitóide
 Obs: ND (não determinado); AD (abaixo do limite de detecção)

	Granitos porfíricos				Microgranitos		Associação diorítica				
	P-268	P-254	P-29	P-318d	P-318c	P-310b	P-310c	P-308	P-269	P-253	P-311c
SiO ₂	68,31	68,65	71,68	74,07	76,61	76,60	53,19	54,16	54,39	54,61	57,89
Al ₂ O ₃	14,58	14,38	14,71	13,70	12,93	13,49	15,71	16,74	16,17	15,83	15,61
FeO	2,02	2,02	2,02	1,03	0,58	0,27	5,69	4,99	6,91	7,16	5,00
Fe ₂ O ₃	1,04	1,34	0,77	0,72	0,36	0,26	3,81	4,12	3,16	3,26	2,65
MnO	0,04	0,05	0,03	0,02	0,03	0,01	0,11	AD	AD	AD	0,08
MgO	0,64	0,68	0,08	0,35	0,08	0,08	4,12	2,85	2,63	4,23	2,29
CaO	1,77	1,92	1,33	1,29	0,80	0,96	6,16	5,84	4,54	6,15	5,08
Na ₂ O	3,39	3,45	3,08	3,80	4,11	3,82	3,30	3,37	3,47	2,70	3,62
K ₂ O	5,34	5,09	5,80	4,76	4,69	5,09	2,97	3,62	4,19	2,96	3,50
TiO ₂	0,45	0,53	0,34	0,30	0,10	0,09	1,97	2,18	2,14	2,45	1,58
P ₂ O ₅	0,24	0,26	0,17	0,08	0,01	0,01	0,86	0,99	0,90	0,90	0,85
PF	0,38	0,33	0,59	ND	ND	ND	0,98	ND	ND	ND	0,79
Total	98,20	98,70	100,60	100,12	100,30	100,68	98,87	98,86	98,50	100,25	98,94
Qz	23,09	23,88	27,91	30,31	32,85	32,70	5,00	6,32	4,18	8,21	10,26
Or	31,56	30,08	34,28	28,13	27,72	30,08	17,55	21,39	24,76	17,49	20,68
Ab	28,69	29,19	26,06	32,15	34,78	32,32	27,92	28,52	29,36	22,85	30,63
An	7,21	7,83	5,49	5,88	2,98	4,63	19,28	19,86	16,17	22,33	16,01
C	0,58	0,33	1,35	0,14							
Di					0,79	0,06	4,56	2,12	0,39	1,87	2,99
Hy	3,78	3,51	2,77	1,71	0,45	0,32	12,32	8,25	12,19	16,03	8,77
Mt	1,51	1,94	1,12	1,04	0,52	0,38	5,52	5,97	4,58	4,73	3,84
Ilm	0,85	1,01	0,65	0,57	0,19	0,17	3,74	4,14	4,06	4,65	3,00
Ap	0,56	0,60	0,39	0,19	0,02	0,02	1,99	2,29	2,09	2,09	1,97
An%	20	21	17	15	8	13	41	41	36	49	34
Rb	192	228	319	176	330	235	83	115	103	127	138
Sr	389	319	217	296	62	181	917	1124	820	856	825
Nb	19	23	20	13	26	29	26	34	28	43	25
Y	13	20	34	9	8	15	27	44	31	29	23
Zr	290	333	315	212	115	124	362	497	315	302	316
Ba	1444	1107	859	ND	ND	ND	1539	ND	ND	ND	1566
Ga	20	21	19	ND	ND	ND	18	ND	ND	ND	18
Th	23	28	42	ND	ND	ND	7	ND	ND	ND	11
La	102,73	103,30	111,62				80,10				94,88
Ce	172,50	180,82	218,72				157,59				173,03
Nd	55,13	61,34	68,41				61,09				64,87
Sm	8,13	9,59	11,53				10,75				11,06
Eu	1,78	1,73	1,57				2,78				2,80
Gd	5,86	7,09	8,90				7,72				7,47
Dy	2,73	3,52	5,48				4,77				4,01
Er	1,22	1,67	2,95				2,21				1,76
Yb	0,88	1,37	2,64				1,83				1,40
Lu	0,17	0,26	0,41				0,27				0,21
ETRT	351,13	370,69	433,23				329,11				361,49
La/Yb	79,24	50,88	28,52				29,5				45,64
Eu/Eu*	0,75	0,61	0,46				0,89				0,89

Tabela 5.6 - Análises químicas (elementos maiores, traços e terras raras) e normas CIPW para as amostras do Complexo Granítico Serra do Lima

Obs: ND (não determinado); AD (abaixo do limite de detecção)

	Granitos porfíricos			Granitos médios		Granitos finos			
	SL-160c	SL-153f	SL-150b	SL-119a	SL-150c	SL-153c	SL-119b	SL-153a	SL-153d
SiO ₂	71,65	72,47	76,09	68,81	72,09	61,79	73,12	73,28	74,39
Al ₂ O ₃	14,40	14,04	11,32	14,13	12,48	14,78	13,55	13,48	13,30
FeO	1,73	2,33	1,35	2,16	2,16	5,39	1,08	0,86	0,43
Fe ₂ O ₃	0,54	1,73	0,72	2,09	1,22	1,84	0,62	0,51	0,58
MnO	0,04	0,06	0,03	0,06	0,05	0,10	0,03	AD	AD
MgO	0,43	0,45	0,25	0,22	0,17	1,20	0,20	0,20	0,05
CaO	1,31	1,83	1,12	1,62	1,16	3,52	1,18	1,20	0,96
Na ₂ O	3,77	4,03	2,77	3,34	2,83	3,27	3,44	3,29	3,57
K ₂ O	5,31	4,54	4,47	6,05	5,83	4,98	5,33	5,32	5,25
TiO ₂	0,35	0,48	0,27	0,44	0,84	1,20	0,19	0,17	0,05
P ₂ O ₅	0,10	0,11	0,13	0,15	0,14	0,40	0,12	0,11	0,08
PF	ND	ND	0,12	0,26	0,29	0,17	0,13	0,48	0,53
Total	99,63	102,07	98,64	99,33	99,26	98,64	98,99	98,90	99,19
Qz	25,22	26,72	39,78	22,40	29,99	13,35	29,67	30,82	31,52
Or	31,38	26,83	26,42	35,75	34,45	29,43	31,50	31,44	31,03
Ab	31,90	34,10	23,44	28,26	23,95	27,67	29,11	27,84	30,21
An	5,85	6,81	4,71	5,70	4,13	10,94	5,07	5,23	4,24
C	0,31		0,20				0,26	0,39	0,19
Di		1,31		1,17	0,62	3,32			
Hy	3,30	2,63	2,12	1,53	2,59	7,88	1,71	1,38	0,35
Mt	0,78	2,51	1,04	3,03	1,77	2,67	0,90	0,74	0,84
Ilm	0,66	0,91	0,51	0,84	0,65	2,28	0,36	0,32	0,09
Ap	0,23	0,25	0,30	0,35	0,32	0,93	0,28	0,25	0,19
An%	15	17	17	17	15	28	15	16	12
Rb	342	171	169	272	214	177	311	192	249
Sr	263	139	119	179	110	327	178	145	67
Nb	27	24	14	31	30	30	16	<5	31
Y	34	52	41	49	45	45	17	7	27
Zr	324	385	155	573	506	503	170	150	77
Ba	ND	ND	483	1416	798	1339	636	639	182
Ga	ND	ND	15	22	19	25	19	18	22
Th	ND	ND	18	11	31	19	29	21	24
La			97,79	59,90	173,44	82,03	58,14	47,89	14,69
Ce			172,65	127,23	325,03	163,99	107,12	91,69	24,71
Nd			57,63	51,82	110,54	66,76	34,36	30,55	8,24
Sm			10,35	11,13	17,29	12,94	5,98	4,96	2,85
Eu			1,36	2,28	1,97	2,73	0,89	1,02	0,47
Gd			8,90	10,21	13,36	10,93	5,09	3,79	3,29
Dy			6,59	7,97	8,23	7,92	2,92	1,55	3,60
Er			3,29	4,03	4,02	3,83	1,33	0,74	2,02
Yb			2,56	3,77	3,36	3,23	1,09	0,57	2,15
Lu			0,43	0,60	0,62	0,51	0,14	0,12	0,34
ETRT			361,55	278,94	657,86	354,87	217,06	182,88	62,36
La/Yb			25,79	10,74	34,76	17,11	36,02	57,59	4,62
Eu/Eu*			0,42	0,64	0,38	0,68	0,48	0,69	0,47

6 - QUÍMICA MINERAL

As análises químicas minerais foram realizadas numa microsonda automática, modelo CAMEBAX, na Universidade de Nancy I, em Nancy, França. As condições de operações foram: 15 Kv, 10 mA, 6s por pico, padrões de silicatos e óxidos e procedimento de correção ZAF. Foram analisadas associações minerais representativas dos diferentes granitóides utilizando-se 9 lâminas: 2 do Granitóide Umarizal; 2 do Granitóide Tourão; 2 do Granitóide Quixaba; e dos granitóides Caraúbas, Prado e Complexo Serra do Lima, 1 de cada. Ao todo foram feitas mais de 170 determinações químicas em anfibólios, biotitas, piroxênios, faialitas, plagioclásios, K-feldspatos, epidotos, titanita e opacos (Tabelas 6.1 a 6.7). As fórmulas estruturais dos minerais foram calculadas a partir de um programa de computador desenvolvido por M.Pichavant e colaboradores, no CRPG (Centre de Recherches Pétrographiques e Géochimiques), em Vandoeuvre, França.

6.1 - ANFIBÓLIOS

No **Granitóide Umarizal** há dois tipos distintos de anfibólios. O primeiro, com pleocroísmo em tons de verde, ocorre principalmente como produto de transformação do piroxênio, em textura de tipo coroa, porém apresenta-se também em cristais individualizados e hipidiomórficos (vide discussão em Cap. 4 - Petrografia). Esse anfibólio está presente tanto na fácies Umarizal quanto na Ação, sendo que nesta última não se observa textura tipo coroa.

Quimicamente esse anfibólio é rico em CaO e FeO (cf. Tabela 6.1) e pobre em MgO e TiO₂, apresentando composições similares na fácies Umarizal e na fácies Ação embora nessa última seja comparativamente algo mais enriquecido em MgO e TiO₂.

As composições desses anfibólios foram plotadas no diagrama de LEAKE (1968), pois, como as análises de microsonda não permitem a distinção entre Fe⁺² e Fe⁺³, não foi possível usar a classificação mais recente do referido autor (LEAKE 1978). Ressalve-se que não há diferenças

Tabela 6.1 - Composição dos anfibólios dos granitóides estudados
 UCG-02: Faia-bt-cpx-anf-quartzto sienito (1 a 8 - anfibólio verde; 9 a 11 - anfibólio incolor)
 UCG-45: Bt-anf-sienogranito (1 a 4 - anfibólio verde)
 Obs: fórmulas estruturais calculadas com base em 23 oxigênios.

	Granitóide Umarizal											(continua)						
	UCG-02 (Fácies Umarizal)						UCG-45 (Fácies Ação)											
	1	2	3	4	5	6	7	8	Média	9	10	11	Média	1	2	3	4	Média
SiO ₂	40,48	40,03	40,72	43,32	39,31	40,61	40,86	40,83	40,65	49,72	48,88	48,15	48,92	41,05	41,19	41,23	41,51	41,25
TiO ₂	1,15	1,16	0,37	0,14	0,43	0,39	0,17	0,33	0,52	0,11	0,16	0,21	0,16	1,46	1,73	0,59	1,67	1,36
Al ₂ O ₃	9,36	10,34	10,41	8,51	10,68	10,46	9,53	9,58	9,86	43,35	40,97	41,75	42,02	9,55	9,33	9,98	9,65	9,63
FeO _(t)	28,83	29,12	28,17	30,95	31,03	30,80	31,23	29,67	29,98	1,19	2,44	1,37	1,67	27,39	27,77	28,51	28,09	27,94
MnO	0,49	0,51	0,32	0,51	0,72	0,07	0,09	0,39	0,39	3,00	3,41	3,17	3,19	0,88	0,67	0,56	0,65	0,69
MgO	1,81	1,66	1,41	1,74	1,51	1,51	1,78	1,87	1,66	0,50	0,60	0,63	0,58	2,42	2,36	2,80	2,39	2,49
CaO	10,82	10,31	10,50	9,26	10,48	10,55	10,74	10,70	10,42	97,87	96,46	95,29	96,54	10,49	10,98	11,13	10,70	10,83
Na ₂ O	2,00	1,74	1,56	1,22	1,58	1,75	1,59	1,56	1,63			0,01		2,11	1,40	1,56	1,86	1,73
K ₂ O	1,32	1,30	1,29	1,05	1,21	1,26	1,08	1,21	1,22					1,22	1,24	1,37	1,33	1,29
Total	96,26	96,17	94,75	95,70	96,95	97,40	97,07	95,75	96,26	8,058	8,025	8,016	8,033	96,57	96,67	97,73	97,85	97,21
Si	6,570	6,534	6,694	6,924	6,436	6,570	6,646	6,687	6,633	0,021	0,031	0,041	0,031	6,626	6,639	6,595	6,616	6,619
Al ^{IV}	1,430	1,466	1,306	1,076	1,564	1,430	1,354	1,313	1,367	5,874	5,624	5,812	5,770	1,374	1,361	1,405	1,384	1,381
Al ^{VI}	0,456	0,523	0,711	0,565	0,497	0,564	0,473	0,536	0,541	0,163	0,339	0,193	0,232	0,443	0,411	0,476	0,429	0,440
Ti	0,140	0,142	0,046	0,017	0,053	0,047	0,021	0,041	0,063	0,087	0,106	0,112	0,102	0,177	0,210	0,071	0,200	0,165
Fe	3,913	3,975	3,872	4,234	4,248	4,167	4,248	4,063	4,090	0,008	0,002	0,002	0,003	3,697	3,743	3,813	3,744	3,749
Mn	0,067	0,071	0,045	0,071	0,100	0,010	0,012	0,054	0,054	0,163	0,339	0,193	0,232	0,120	0,091	0,076	0,088	0,094
Mg	0,438	0,404	0,345	0,424	0,368	0,364	0,432	0,456	0,404	0,725	0,834	0,787	0,782	0,582	0,567	0,668	0,568	0,596
Ca	1,881	1,803	1,849	1,623	1,838	1,829	1,872	1,877	1,822	0,087	0,106	0,112	0,102	1,814	1,896	1,907	1,827	1,861
Na	0,629	0,551	0,497	0,387	0,501	0,549	0,501	0,495	0,514					0,660	0,437	0,484	0,575	0,539
K	0,273	0,271	0,271	0,219	0,253	0,260	0,224	0,253	0,253	0,008	0,002	0,002	0,003	0,251	0,255	0,280	0,270	0,264
Mg/(Mg+Fe)	0,10	0,09	0,08	0,09	0,08	0,08	0,09	0,10	0,09	0,11	0,13	0,12	0,12	0,14	0,13	0,15	0,13	0,14

Tabela 6.1 - Composição dos anfibólios dos granitóides estudados.
 UCG-325a: Cpx-opx-bt-anf-quartzó diorito
 UCG-291b: Anf-bt- quartzó monzonito

	Granitóide Quixaba												(continua)				
	UCG-325a (Fácies Umari)												UCG-291b (Fácies Quixaba)				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Média	1	2	3	Média
SiO ₂	44,52	45,18	42,22	43,40	43,23	42,15	42,31	42,29	45,14	43,31	43,23	45,21	43,52	41,50	42,45	40,78	41,58
TiO ₂	0,31	0,15	1,38	1,27	1,44	1,43	1,22	1,47	0,11	1,40	0,87	0,76	0,98	1,15	1,52	1,34	1,34
Al ₂ O ₃	9,54	9,32	9,79	9,57	9,59	9,59	9,52	9,53	7,99	9,18	9,83	8,31	9,31	11,30	9,57	10,77	10,55
FeO _(t)	19,52	22,65	20,46	21,82	22,66	22,08	21,53	21,72	20,06	24,76	20,00	20,78	21,50	25,67	25,23	24,40	25,10
MnO	0,84	0,05	0,18	0,56	0,56	0,53	0,80	0,12	0,17	0,17	0,29	0,41	0,38	0,55	0,48	0,74	0,59
MgO	7,87	7,97	6,88	7,22	7,06	6,97	7,19	6,95	8,56	7,40	7,70	7,75	7,46	3,74	4,07	3,42	3,74
CaO	11,04	11,09	11,01	10,85	10,87	10,72	10,73	11,25	10,74	10,85	11,22	11,10	10,96	11,30	11,48	11,29	11,36
Na ₂ O	1,36	1,55	1,59	1,62	1,60	1,44	1,57	1,67	1,09	1,55	1,29	1,37	1,48	1,57	1,54	1,51	1,54
K ₂ O	0,98	0,82	1,20	1,14	1,24	1,07	1,16	1,15	0,72	1,10	0,90	0,85	1,03	1,57	1,20	1,38	1,38
Total	95,98	98,78	94,71	97,45	98,25	95,98	95,23	96,83	94,53	99,72	95,33	96,54	96,61	98,35	97,54	95,63	97,17
Si	6,876	6,844	6,677	6,698	6,655	6,628	6,676	6,606	7,052	6,612	6,744	6,968	6,751	6,500	6,677	6,513	6,562
A ^{IV}	1,124	1,156	1,323	1,302	1,345	1,372	1,324	1,394	0,948	1,388	1,256	1,032	1,250	1,500	1,323	1,487	1,440
Al ^{VI}	0,613	0,508	0,502	0,439	0,395	0,405	0,446	0,360	0,523	0,264	0,551	0,478	0,462	0,586	0,451	0,540	0,530
Ti	0,036	0,017	0,164	0,147	0,167	0,169	0,145	0,173	0,013	0,161	0,102	0,089	0,122	0,135	0,180	0,161	0,163
Fe	2,522	2,869	2,706	2,816	2,917	2,903	2,841	2,837	2,620	3,161	2,609	2,681	2,790	3,362	3,318	3,392	3,362
Mn	0,110	0,006	0,024	0,073	0,073	0,071	0,106	0,016	0,022	0,022	0,038	0,052	0,050	0,073	0,064	0,100	0,080
Mg	1,812	1,799	1,662	1,661	1,620	1,634	1,691	1,618	1,993	1,684	1,790	1,780	1,732	0,876	0,954	0,814	0,881
Ca	1,827	1,800	1,865	1,794	1,778	1,806	1,814	1,883	1,798	1,775	1,875	1,833	1,821	1,896	1,934	1,932	1,920
Na	0,407	0,455	0,487	0,485	0,477	0,439	0,480	0,506	0,330	0,459	0,390	0,410	0,440	0,477	0,470	0,468	0,473
K	0,193	0,158	0,242	0,242	0,243	0,215	0,233	0,229	0,143	0,214	0,167	0,167	0,210	0,314	0,241	0,281	0,280
Mg/(Mg+Fe)	0,42	0,39	0,38	0,37	0,36	0,36	0,37	0,36	0,43	0,35	0,41	0,40	0,38	0,21	0,23	0,19	0,21

Tabela 6.1 - Composição dos anfibólios dos granitóides estudados
 UCG-150b: Anf-bt-monzogranito; UCG-284: Anf-bt-monzogranito; UCG-268: Anf-bt-monzogranito
 P (geobarômetro de JOHNSON & RUTHERFORD, 1989); P' (geobarômetro de SCHMIDT, 1992)

	Complexo Serra do Lima						Granitóide Caraúbas						Granitóide Prado						(conclusão)
	UCG-150b						UCG-284						UCG-268						
	1	2	3	4	5	6 Média	1	2	3	4	5	6 Média	1	2	3	4	5	6 Média	
SiO ₂	38,94	38,83	39,02	38,89	39,25	39,14	39,01	39,92	39,17	39,33	40,07	39,62	41,47	40,06	39,85	39,89	40,94	40,70	40,49
TiO ₂	0,77	0,56	0,72	0,61	0,70	0,80	0,69	0,87	0,53	0,75	0,89	0,76	1,33	0,71	0,96	0,94	0,77	0,58	0,88
Al ₂ O ₃	10,27	10,54	10,09	10,46	10,22	9,74	10,22	11,60	12,91	11,53	11,38	11,86	11,50	11,92	11,61	11,09	11,51	11,32	11,49
FeO ^(o)	28,21	28,91	28,78	28,47	27,72	28,57	28,44	23,95	25,79	25,09	24,92	24,94	24,62	23,97	23,66	24,59	24,14	25,42	24,40
MnO	0,54	0,38	0,49	0,43	0,56	0,42	0,47	0,73	0,47	0,38	0,48	0,52	0,71	0,40	0,54	0,36	0,48	0,47	0,49
MgO	3,11	2,89	2,89	2,87	2,84	2,95	2,93	5,04	4,27	4,30	4,83	4,61	5,11	5,19	4,88	5,47	4,81	4,90	5,06
CaO	10,77	11,11	10,57	10,94	10,59	11,09	10,85	10,91	11,10	11,00	10,79	10,95	11,19	11,16	11,02	10,82	10,79	11,17	11,03
Na ₂ O	1,71	1,65	1,44	1,52	1,84	1,69	1,64	1,80	1,77	1,84	1,74	1,79	1,64	1,63	1,52	1,56	1,53	1,73	1,60
K ₂ O	1,80	1,83	1,77	1,84	1,68	1,76	1,78	1,65	1,98	1,84	1,80	1,82	1,46	1,69	1,49	1,57	1,50	1,59	1,55
Total	96,12	96,70	95,77	96,03	95,41	96,16	96,03	96,47	97,99	96,06	96,90	96,86	99,03	96,73	95,53	96,29	96,47	97,88	96,99
Si	6,388	6,352	6,429	6,390	6,462	6,432	6,409	6,363	6,206	6,343	6,381	6,323	6,423	6,355	6,391	6,375	6,487	6,416	6,410
A ^{IV}	1,612	1,648	1,571	1,610	1,538	1,568	1,591	1,637	1,794	1,657	1,619	1,677	1,568	1,645	1,609	1,625	1,513	1,584	1,590
Al ^{VI}	0,373	0,384	0,388	0,415	0,444	0,317	0,387	0,542	0,617	0,534	0,517	0,553	0,534	0,584	0,585	0,464	0,637	0,519	0,552
Ti	0,094	0,069	0,089	0,075	0,087	0,099	0,086	0,104	0,063	0,091	0,107	0,091	0,155	0,085	0,116	0,113	0,092	0,069	0,110
Fe	3,869	3,959	3,964	3,911	3,816	3,925	3,907	3,192	3,417	3,383	3,318	3,328	3,147	3,179	3,173	3,286	3,199	3,351	3,221
Mn	0,075	0,052	0,069	0,060	0,078	0,058	0,065	0,099	0,063	0,052	0,065	0,070	0,093	0,054	0,073	0,049	0,064	0,063	0,073
Mg	0,761	0,705	0,710	0,702	0,697	0,723	0,716	1,197	1,008	1,034	1,146	1,096	1,181	1,227	1,166	1,303	1,136	1,151	1,190
Ca	1,893	1,947	1,865	1,925	1,867	1,951	1,908	1,863	1,884	1,900	1,841	1,872	1,859	1,897	1,893	1,852	1,832	1,886	1,872
Na	0,545	0,522	0,461	0,484	0,586	0,538	0,523	0,556	0,544	0,575	0,537	0,553	0,493	0,501	0,473	0,483	0,470	0,529	0,490
K	0,377	0,382	0,372	0,386	0,356	0,368	0,374	0,335	0,400	0,379	0,366	0,370	0,289	0,342	0,305	0,320	0,303	0,320	0,312
Al ^(o)	1,99	2,03	1,96	2,03	1,98	1,89	1,98	2,18	2,41	2,19	2,14	2,23	2,10	2,23	2,19	2,09	2,15	2,10	2,14
Mg/(Mg+Fe)	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,15	0,27	0,23	0,23	0,26	0,25	0,27	0,28	0,27	0,28	0,26	0,25	0,27
P (kbar)	4,9	5,1	4,8	5,1	4,9	4,5	4,9	5,8	6,7	5,8	5,6	6,0	5,4	6,0	5,8	5,4	5,6	5,4	5,6
P' (kbar)	6,3	6,5	6,2	6,5	6,3	5,8	6,3	7,2	8,3	7,3	7,0	7,5	6,9	7,5	7,3	6,8	7,1	6,9	7,1

significativas entre as duas classificações. Na classificação em questão (Figura 6.1a) os anfibólios da fácies Umarizal variam de hornblenda hastingsítica a ferro edenita, porém com predominância das hornblendas ferro-edeníticas, que representam sua composição média (Figura. 6.1b). Já para a fácies Ação, os anfibólios analisados são todos hornblendas ferro-edeníticas, porém com razões $Mg/(Mg+Fe)$ maiores do que no caso anterior (0,14 para esta fácies e 0,09 para a fácies Umarizal; valores médios).

O segundo anfibólio é incolor e ocorre apenas na fácies Umarizal. São finas coroas irregulares, associadas à faialita, principalmente, e aos piroxênios. As características óticas desse anfibólio sugerem fortemente que ele seja da família cumingtonita-grunerita. Quimicamente ele é rico em sílica, extremamente enriquecido em Fe (média de 42%) em relação ao Mg (média de 3,2%), muito pobre em CaO e Al_2O_3 , e desprovido de álcalis. Com base nessa composição assume-se que o mesmo é grunerita, o que confirma a sua derivação a partir da faialita.

Os anfibólios cálcicos desse granitóide diferem daqueles típicos de associações cálcio-alcalinas, tais como os batólitos de Serra Nevada e Costeiro do Peru, Dodge e Mason 1985 apud GUIMARÃES (1989), os quais são principalmente magnésio ou ferro-hornblenda. Da mesma forma diferem daqueles de associações shoshoníticas, como o Complexo Bom Jardim (GUIMARÃES, 1989), que variam de magnésio-hornblenda a edenita. Observa-se ainda que granitóides cálcio-alcalinos potássicos ou subalcalinos da Paraíba, mostram anfibólios cálcicos mais magnesianos (MARIANO, 1989) do que os de Umarizal.

Os bauchitos da Nigéria (EBORALL, 1976), uma associação de natureza alcalina constituída de quartzo-monzonitos e quartzo-sienitos com faialita e piroxênios, têm anfibólios cálcicos similares aos do Granitóide Umarizal. Da mesma forma, os faialita granitos da Austrália (STEPHENSON & HENSEL, 1978), a associação monzonítica, a faialita e piroxênio, do maciço rapakivítico de Wolf River (ANDERSON, 1980), e os faialita-piroxênio sienitos de Coldwell (MITCHEL & PLATT, 1978), todos associações de natureza alcalina, mostram anfibólios cálcicos similares aos de Umarizal. Registre-se ainda que na associação de Wolf River (ANDERSON, 1980) há também anfibólio do tipo grunerita.

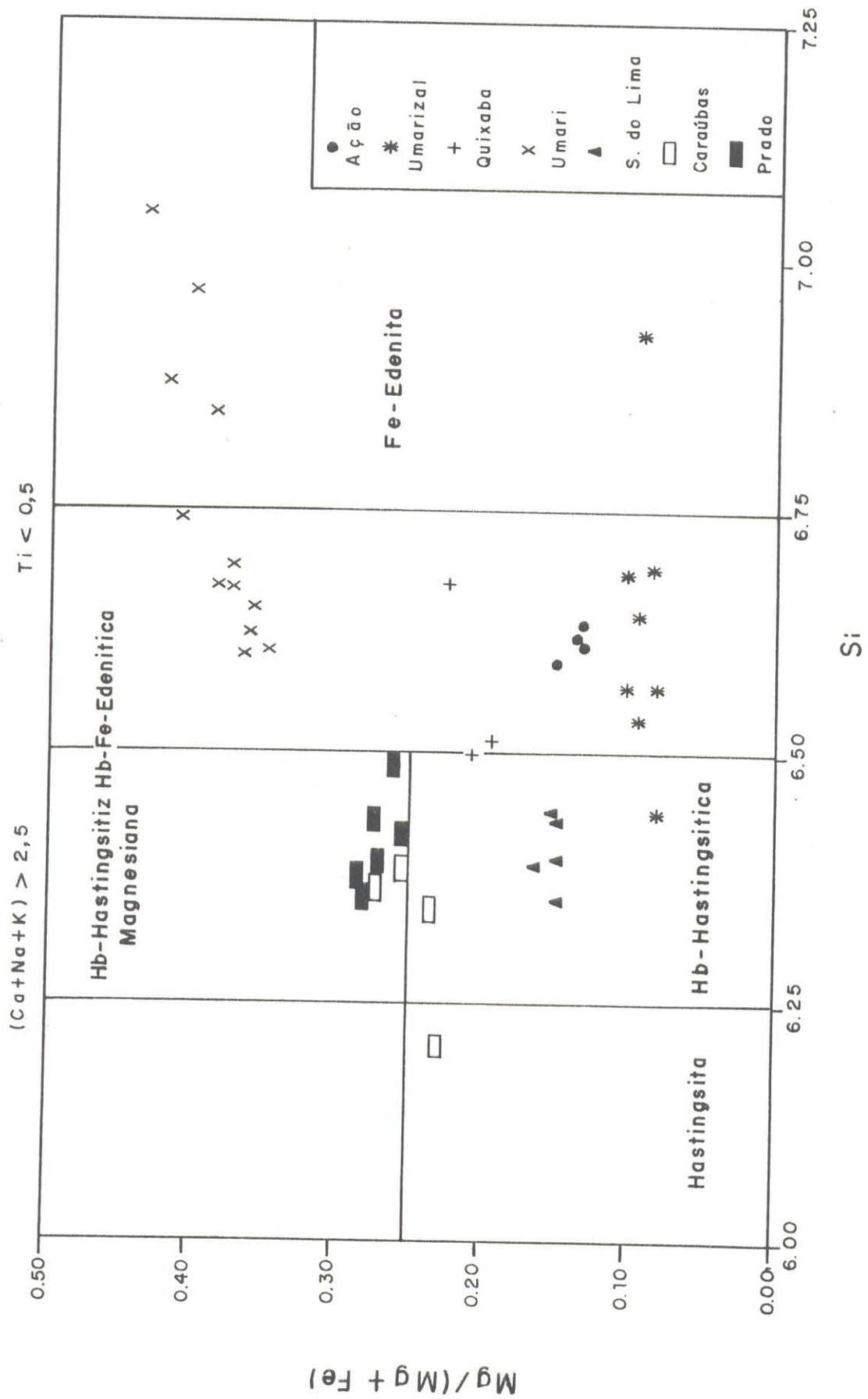


Figura 6.1a: Classificação dos anfibólios dos granitóides estudados (campos apud LEAKE, 1968)

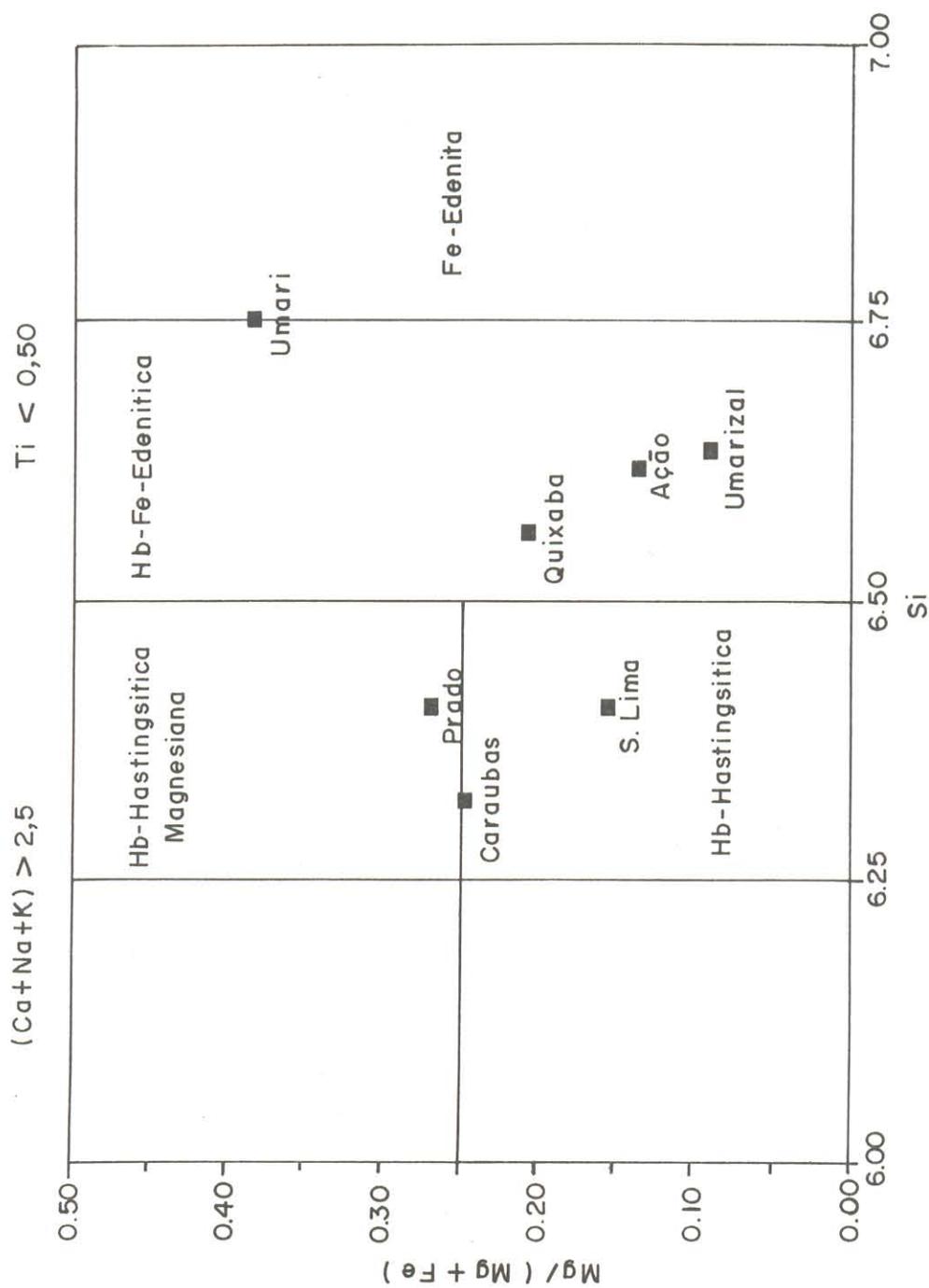


FIGURA 6.1b : Classificação dos anfibólios dos granitóides estudados (composição média) (campos conforme LEAKE, 1968).

No **Granitóide Quixaba** o anfibólio é predominantemente hornblenda ferro-edenítica (classificação de LEAKE 1968), porém diversos anfibólitos da fácies Umari são ferro-edenitas e a composição média situa-se no limite entre esses dois campos (Figura 6.1a, b). O que diferencia, basicamente, os anfibólitos das duas fácies, Umari e Quixaba, são as razões $Mg/(Mg+Fe)$, maiores na fácies Umari. Além disso na fácies Quixaba os anfibólitos são ligeiramente mais enriquecidos em Al. Estes dados são coerentes com a hipótese de cogeneticidade entre as duas fácies desse granitóide.

Também se observa diferenças claras entre esses anfibólitos e aqueles de típicas associações cálcio-alcálicas. Por outro lado, as razões $Mg/(Mg+Fe)$ dos anfibólitos desse granitóide e os seus elevados teores de álcalis reforçam a característica alcalina dessa associação, já discutida anteriormente. Em relação aos anfibólitos do Granitóide Umarizal, embora classificados igualmente como hornblendas ferro-edeníticas ou ferro-edenitas, eles distinguem-se em função de suas razões $Mg/(Mg+Fe)$ mais elevadas (Figura 6.1a, b). Da mesma forma, os anfibólitos do Complexo Bom Jardim (GUIMARÃES, 1989), uma associação shoshonítica com certas analogias com o Granitóide Quixaba, diferem dos anfibólitos desse último por serem mais magnesianos e sódicos.

No caso dos granitóides **Caraúbas, Prado** e os granitos porfíricos do **Complexo Serra do Lima**, todos de natureza subalcalina (vide Cap. 5), verifica-se que seus anfibólitos são essencialmente hornblendas hastingsíticas ou hornblendas hastingsíticas magnesianas (Figuras. 6.1a; 6.1b). A diferença fundamental entre esses anfibólitos está nas suas razões $Mg/(Mg+Fe)$, as quais são menores nos granitos porfíricos de Serra do Lima (média de 0,15) do que nos granitóides Prado e Caraúbas (média de 0,25), cujos anfibólitos se situam no campo das hornblendas hastingsíticas magnesianas ou muito próximo a ele.

As semelhanças composicionais entre os anfibólitos dos granitóides Caraúbas e Prado fortalecem a hipótese de uma fonte comum ou muito similar para ambos. Da mesma forma, seus processos de evolução/cristalização (P, T, fugacidade de oxigênio, etc) devem ter sido similares.

Granitóides da Província Borborema, textural e composicionalmente similares aqueles em questão, tais como o batólito de Itaporanga-PB (MARIANO, 1989), mostram anfibólitos distintos

dos aqui encontrados. Os anfibólios do batólito de Itaporanga são mais magnesianos e um pouco mais cálcicos, implicando fontes distintas ou diferenças evolutivas para esses granitóides, como já discutido anteriormente (Cap.5).

Resumindo: a) os anfibólios do granitóide Umarizal, e do granitóide Quixaba são fundamentalmente hornblendas ferro-edeníticas e ferro-edenitas, diferindo entre si pelas suas razões $Mg/(Mg+Fe)$, maiores no segundo; b) os anfibólios dos granitóides Caraúbas, Prado e dos granitos porfiríticos de Serra do Lima são, por sua vez, hornblendas hastingsíticas ou hornblendas hastingsíticas magnesianas. Aqui também diferem entre si pelas razões $Mg/(Mg+Fe)$ maiores no Prado e Caraúbas e menores em Serra do Lima.

Tais características fortalecem a hipótese de existência de fontes e processos de evolução distintos para os granitóides Caraúbas + Prado + porfiríticos de Serra do Lima, e os granitóides Umarizal e Quixaba.

6.2 - GEOBAROMETRIA DE ANFIBÓLIOS

O conteúdo de Al na hornblenda tem sido usado como um indicador de pressão de cristalização de granitóides (HAMMARSTRON & ZEN, 1986; HOLLISTER et al., 1987; Leake, Raase apud GUIMARÃES, 1989; JOHNSON & RUTHERFORD, 1989; SCHMIDT, 1992). Segundo Raase apud ANDERSON (1980) e STEPHENSEN & HENSEL (1978), hornblendas com baixo Al^{VI} são de baixa pressão de cristalização (Al^{VI} menor do que 0,3). No caso dos granitóides da área observa-se que os valores de Al^{VI} são da ordem de 0,39 - 0,56 (valores médios) e, dessa forma, eles seriam de pressão intermediária.

HAMMARSTRON & ZEN (1986) demonstraram que há uma relação linear entre Al^{VI} e Al total nos anfibólios cálcicos, e que o Al^{VI} aumenta com o aumento da pressão reinante durante a cristalização. Eles estudaram cinco plutons graníticos, dois de níveis crustais rasos (P estimada da ordem de 2 kbar) e três de níveis crustais mais profundos e contendo epidoto ígneo (P estimada da ordem de 8 kbar). Esses cinco plutons são de natureza cálcio-alcálica e a paragênese comum a

todos eles é plagioclásio (oligoclásio-andesina), K-feldspato, biotita, hornblenda, titanita, quartzo, apatita e magnetita ou ilmenita. A equação por eles determinadas, a partir da reta de regressão linear, foi: $P = -3,92 + 5,03 Al_t$, com um coeficiente de correlação de 0,80. Esta equação tem um erro de ± 3 kbar.

HOLLISTER et al. (1987) estudaram plutons cálcio-alcálicos, os quais, segundo as assembléias minerais metamórficas de suas encaixantes, formaram-se a pressões intermediárias (4 - 6 kbar). Esses dados supriam o "gap" verificado nos granitóides estudados por HAMMARSTRON & ZEN (1986), onde tinha-se apenas corpos de baixa e alta pressão. HOLLISTER et al (1987) melhoraram sensivelmente a equação anterior. Sua equação, $P = -4,7 + 5,46 Al_t$, tem um coeficiente de correlação de 0,97 e um erro de ± 1 kbar.

JOHNSON & RUTHERFORD (1989) realizaram experiências com hornblendas naturais de rochas vulcânicas e plutônicas. Os experimentos foram realizados entre P de 2 a 8kbar e T da ordem de 740-780^o C. Estas hornblendas estavam em equilíbrio com líquido, fluido, biotita, quartzo, sanidina, plagioclásio, titanita, magnetita ou ilmenita. A equação determinada foi $P = -3,46 + 4,23 Al_t$, com um ótimo coeficiente de correlação, da ordem de 0,99, e um erro de $P = \pm 0,5$ kbar, melhorando sensivelmente as anteriormente determinadas. Recentemente, SCHMIDT (1992) determinou uma nova calibração para esse geobarômetro, chegando a seguinte equação: $P = -3,01 + 4,7 Al_t$. O coeficiente de correlação é $r^2 = 0,99$ e o erro de $P = \pm 0,6$ kbar.

Nesse trabalho usaremos estas duas últimas equações para calcular a P de cristalização dos anfibólios dos granitóides estudados, em virtude de serem as mesmas embasadas em dados experimentais. Antes da utilização destas equações algumas considerações devem ser feitas: a) estas equações foram deduzidas a partir das composições de hornblendas de corpos tipicamente cálcio-alcálicos; b) os autores citados utilizaram para a determinação das equações apenas as composições das bordas das hornblendas que, teoricamente, estão em equilíbrio com o líquido residual e as demais fases cristalinas.

As associações minerais presentes nos granitóides Umarizal e Quixaba contrastam nitidamente com aquelas estudadas experimentalmente e os mesmos não possuem afinidades

geoquímicas com associações cálcio-alcálicas. Já os granitóides Caraúbas, Prado e a fácies porfírica do Complexo Serra do Lima, embora subalcalinos, apresentam, por sua vez, paragéneses minerais coincidentes com as mencionadas por HAMMARSTRON & ZEN (1986) e JOHNSON & RUTHERFORD (1989). Além disso, tais granitóides possuem epidoto magmático um aspecto marcante nessas associações. Portanto, os mesmos são adequados para a aplicação dos geobarômetros mencionados.

Considerando que não foram observadas evidências de zoneamento nem diferenças composicionais significativas nos anfibólios de um mesmo granito, e que isso já fora constatado anteriormente no batólito de Itaporanga-PB (MARIANO, 1987), optou-se por empregar no cálculo das pressões todas as análises disponíveis e tomar como valor de referência aquele deduzido a partir das composições médias dos anfibólios.

Observando-se apenas o teor de Al_2O_3 das hornblendas é possível ter-se informações, relativas, quanto à P de cristalização. O teor de Al cresce proporcionalmente com a pressão (JOHNSON & RUTHERFORD, 1989). Uma observação quanto aos teores médios de Al_2O_3 nos anfibólios dos granitóides estudados mostra que esse conteúdo aumenta no sentido: Serra do Lima- Prado-Caraúbas.

As composições dos anfibólios dos granitóides Caraúbas, Prado e dos granitos porfíricos do Complexo Serra do Lima, tendo em conta a equação e a reta correspondente no diagrama Al_t - P_t , definidas por (JOHNSON & RUTHERFORD, 1989) (Tabela 6.1 e Figura 6.2), sugerem que esses granitóides cristalizaram em condições de pressões médias, variando entre 4,5 e 6 kbar, sendo que o Complexo Serra do Lima apresenta P levemente inferior às dos outros dois granitóides.

Calculando-se agora as pressões pela equação de SCHMIDT (1992) chega-se a valores um pouco maiores: valores médios da ordem de 6,4 para o complexo granítico Serra do Lima, 7,2 para o granitóide Prado e 7,6 para o granitóide Caraúbas, ou seja, uma diferença média da ordem de 1 a 2 kbar em relação ao geobarômetro de JOHNSON & RUTHERFORD (1989). De

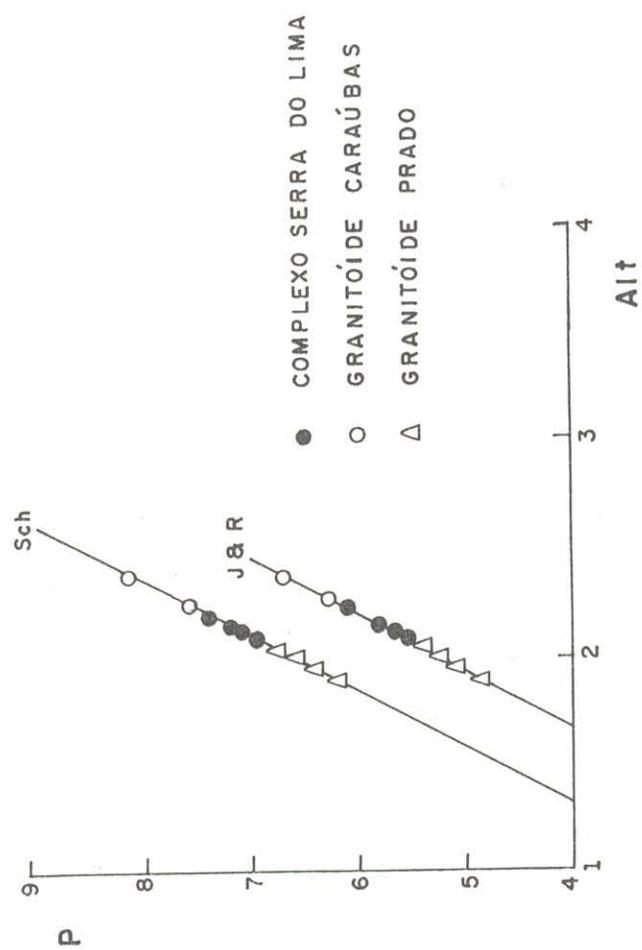


FIGURA 6.2 : ALGUNS GRANITOÍDES BRASILESIANOS DA REGIÃO DE CARAÚBAS - UMARIZAL
 NO DIAGRAMA "Ait x P" (Sch-SCHMIDT, 1992); (J&R - JOHNSON & RUTHERFORD, 1989).

um modo ou de outro as P são ainda inferiores as que seriam sugeridas pela presença de epidoto primário nesses granitóides, ou seja, P acima de 8 kbar.

Granitóides do Cinturão Cachoeirinha-Salgueiro - PE, com epidoto primário apresentaram P calculadas pelo geobarômetro de JOHNSON & RUTHERFORD (1989) similares as aqui determinadas: P na faixa de 5 a 7 kbar no geral (SIAL, 1990 e SIAL & FERREIRA, 1990) Da mesma forma granitóides porfiríticos subalcalinos, como o batólito de Itaporanga-PB (MARIANO, 1987), apresentam P da ordem de 4,5 a 6,1kbar pelo geobarômetro de HOLLISTER et al. (1987).

6.3 - BIOTITAS

As biotitas do Granitóide Umarizal diferem significativamente das dos demais granitóides da área pelos seus teores comparativamente altos de Fe (principalmente) e, com exceção da fácies Umari, Ti; pelos valores extremamente baixos de Mg e relativamente baixos de Al. Como consequência disso essas biotitas têm altas razões Fe/(Fe+Mg) (Tabela 6.2). No âmbito desse granitóide há diferenças significativas entre as biotitas da fácies Umarizal e aquelas da fácies Ação. As primeiras são comparativamente enriquecidas em Fe e Ti, enquanto que as segundas o são em Mg, Al, Mn e K. As razões Fe/(Fe+Mg) da fácies Umarizal são substancialmente maiores do que as da fácies Ação (médias de 0,96 e 0,85, respectivamente).

Essas diferenças entre as biotitas dessas duas fácies sugere, mais uma vez, que as mesmas derivam de líquidos distintos. Um outro aspecto que vem corroborar esta hipótese é o fato de que a relação $[Fe/(Fe+Mg)] / Al_t$ costuma crescer de piroxênio-anfibólio granitos para anfibólio-granitos (SPEER 1984), contrariamente ao que é aqui observado. No diagrama FeO_t -MgO- Al_2O_3 Nockolds apud SPEER (1984) a composição média das biotitas da fácies Umarizal plota no limite entre os campos III e II, enquanto que as da fácies Ação plotam no campo II, porém próximas do limite com o campo III (Figura 6.3)

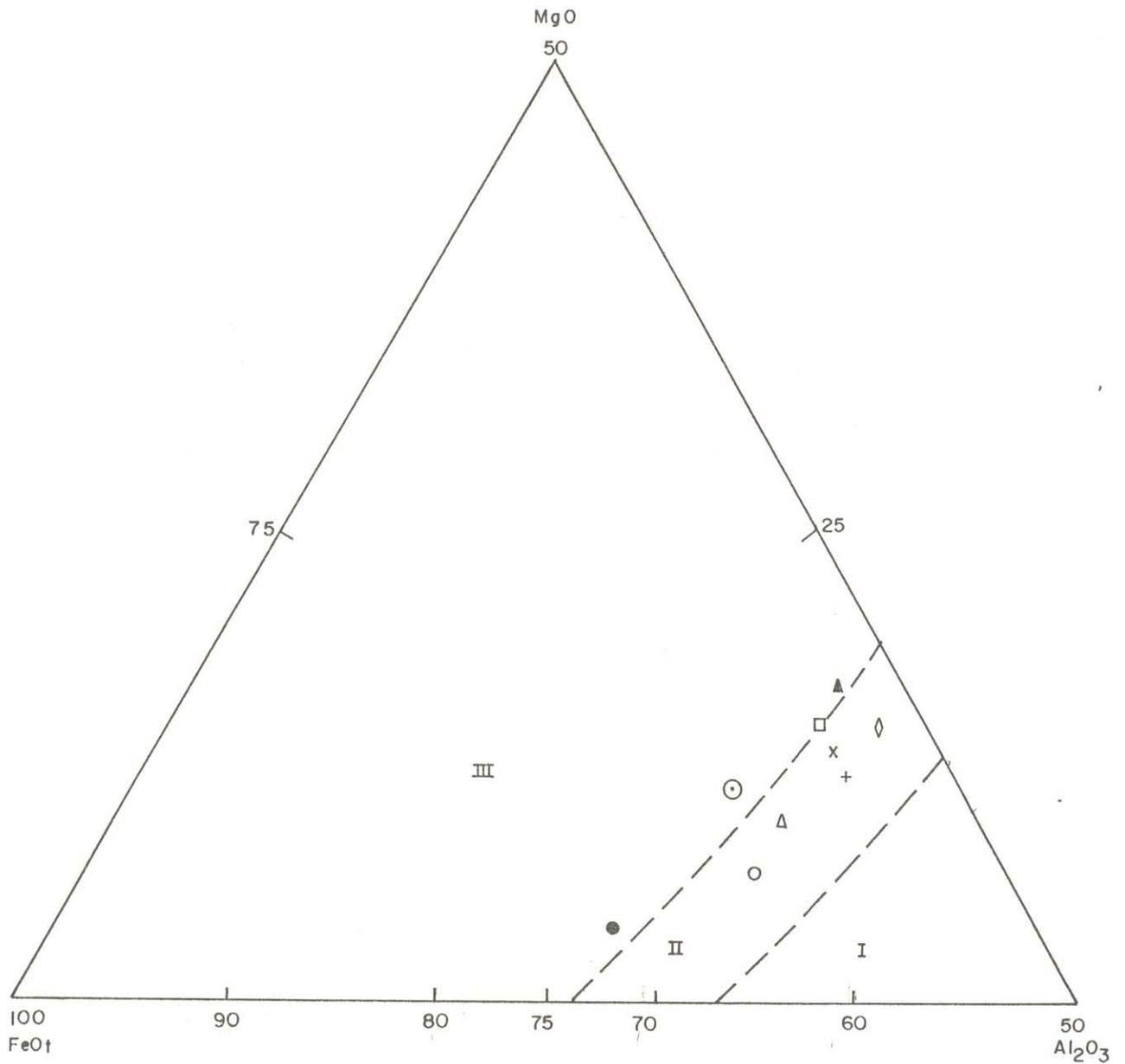


FIGURA 6.3 - Composição das biotitas de alguns granitóides brasileiros da região de Carauás-Umarizal no diagrama de Nockolds apud SPEER (1984).

- | | |
|---------------------|---------------------------|
| GRANITÓIDE UMARIZAL | { ● FÁCIES UMARIZAL |
| | { ○ FÁCIES AÇÃO |
| GRANITÓIDE TOURÃO | { x FÁCIES TOURÃO |
| | { + FÁCIES TIMBAUBA |
| GRANITÓIDE QUIXABA | { Δ FÁCIES QUIXABA |
| | { ▲ FÁCIES UMARI |
| GRANITÓIDE CARAÚBAS | { □ GRANITOS PORFIRÍTICOS |
| GRANITÓIDE PRADO | { ◇ GRANITOS PORFIRÍTICOS |

Complexo Serra do Lima ⊙ Granitos Porfiríticos

- I Campo de biotitas com muscovita ou topázio
 II Campo de biotitas sem outros ferromagnesianos
 III Campo de biotitas com anfibólio, piroxênio

Faialita granitos da Austrália (STEPHENSON & HENSEL, 1978) e dos Estados Unidos (ANDERSON, 1980), mostram biotitas texturalmente similares as da fácies Umarizal (textura do tipo simplectito com quartzo). Elas são também enriquecidas em Fe (com altas razões $Fe/(Fe+Mg)$) e relativamente empobrecidas em Al. São biotitas do tipo annita tal qual as da fácies Umarizal.

As biotitas das duas fácies do Granitóide Quixaba são composicionalmente algo distintas entre si (tal qual ocorre no Granitóide Umarizal). As biotitas da fácies Umari são enriquecidas em Ti e Mg em relação as da fácies Quixaba, e estas, por sua vez, possuem maiores teores de Fe e Al. Em consequência, nas biotitas da fácies Quixaba tem-se mais altas razões $Fe/(Fe+Mg)$ do que nas de Umari (Tabela 6.2). Essas variações composicionais são, no entanto, compatíveis com a hipótese de cogeneticidade dessas duas fácies, uma vez que, há um aumento da razão $Fe/(Fe+Mg)$ da fácies Umari (mais máfica) para a Quixaba (mais félsica).

No diagrama de Nockolds apud SPEER (1984, Figura 6.3) a composição média das biotita da fácies Umari plota no limite entre os campos III e II o que é compatível com a paragênese mineral dessa fácies. Por outro lado, a composição média das biotitas da fácies Quixaba plota no campo II do referido diagrama.

O complexo sienítico-monzonítico de Bom Jardim-PE (GUIMARÃES, 1989), uma associação shoshonítica, com certas analogias com o Granitóide Quixaba, tem biotitas composicionalmente bem distintas das desse granitóide. As nossas biotitas são mais enriquecidas em Fe e empobrecidas em Mg. Isto implica fontes e condições de cristalização distintas para esses dois granitóides, ratificando o que foi aventado pelas composições de seus anfibólios.

As biotitas dos granitóides Tourão, Caraúbas e Prado, são composicionalmente similares entre si. As razões $Fe/(Fe+Mg)$ variam de 0,63-0,73, Al_2O_3 entre 14,0-16,2 e o K_2O entre 9,0 - 9,7. Isto fortalece a hipótese de fontes similares para esses granitóides, cujas pequenas diferenças composicionais seriam explicadas por ligeiros contrastes nas fontes ou por variações nas condições de evolução magmática de cada granitóide.

As fácies Tourão e Timbauba têm biotitas praticamente idênticas, o que é coerente com a cogeneticidade assumida para as mesmas. Nota-se apenas um ligeiro aumento relativo do Al_2O_3 na última. Já os granitóides Caraúbas e Prado são, comparativamente aos anteriores, algo enriquecidos em MgO, o que se reflete nas razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (Tabela 6.2) que decrescem das biotitas dos granitóide Tourão para aquelas de Caraúbas e Prado.

Por outro lado, as biotitas do granito porfirítico do Complexo Serra do Lima são, de certa forma, distintas das dos granitóides anteriores. Elas são mais enriquecidas em Fe e Al e empobrecidas em Mg, implicando razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ mais elevadas (da ordem de 0,78). De qualquer modo, esses dados não invalidam a hipótese de que geneticamente esses granitos porfiríticos sejam similares aos granitóides Tourão, Caraúbas e Prado.

No diagrama de Nockolds apud SPEER (1984, Figura 6.3) as composições médias das biotitas dos granitóides Caraúbas e Prado plotam no campo II embora aquela do primeiro situe-se próxima do limite com o campo III. Isto não concorda com a associação dessas rochas, haja vista que elas contém anfibólio + biotita. No caso do granitóide Tourão as amostras analisadas (UCG-09 e 222, fácies Timbauba e Tourão, respectivamente) são desprovidas de anfibólio e as composições médias de suas biotitas situam-se, coerentemente, no campo II. No caso dos granitos porfiríticos de Serra do Lima, verifica-se que a composição média das biotitas plota no limite entre os campos III e II.

Considerando as composições médias das biotitas de todos os granitóides estudados, constata-se que não há muita coerência entre os campos definidos por Nockolds e as associações minerais presentes nos primeiros. Isso reflete um enriquecimento mais acentuado em Al_2O_3 das micas da região estudada, contrastando com os exemplos em que se baseou o autor mencionado

As biotitas de granitóides cálcio-alcálicos são composicionalmente distintas das aqui encontradas (ALBUQUERQUE, 1973; Dodge apud GUIMARÃES, 1989). Da mesma forma, granitóides de afinidade alcalina, como o de Umarizal e os faialitas granitos da Austrália e dos Estados Unidos, têm biotitas composicionalmente bem distintas das dos granitóides Tourão, Caraúbas e Prado.

Os altos teores de Ti das biotitas dos granitóides Umarizal e Quixaba (fácies Umarizal e Umari, respectivamente), refletem condições de cristalização a altas temperaturas. Situação similar é encontrada em biotitas coexistentes com piroxênios dos batólitos de Sierra Nevada e Ben Nevis (ALBUQUERQUE, 1973). Por outro lado, os teores de Ti das biotitas dos demais granitóides da área, e das fácies Açã e Quixaba (dos granitóides Umarizal e Quixaba, respectivamente), são similares aos encontrados em biotitas de rochas intermediárias ou félsicas de associações cálcio-alcalinas. Os baixos teores em Ti dessas biotitas indicam temperaturas de cristalização inferiores às do caso anterior.

6.4 - BIOTITAS E ASSOCIAÇÕES MAGMÁTICAS

Composições de biotitas plotadas num diagrama Mg - Al_t (NACHIT et al., 1985) auxiliam na identificação de diferentes associações magmáticas de granitóides. Segundo os referidos autores, apenas resultados analíticos de biotitas com fechamento em torno ou acima de 96% é que devem ser utilizados nesse diagrama. Além disso, as análises obtidas nas porções mais internas dos cristais são preferíveis para evitar-se o efeito de cloritização.

Considerando que as análises das biotitas dos granitóides estudados foram realizadas em porções internas dos cristais, mas não necessariamente nos núcleos dos mesmos, e também o fato de que o fechamento das análises (Tabela 6.2) se situa acima de 94%, optou-se pela utilização do referido diagrama para verificar as afinidades das diversas associações magmáticas, através de parâmetros mineralógicos. Vale ainda ressaltar que NACHIT et al. (1985) utilizaram, em alguns casos, análises de biotitas com fechamento em torno de 94%.

Observa-se nesse diagrama (Figura 6.4a; 6.4b) uma boa concordância entre as associações magmáticas aqui identificadas e as já definidas anteriormente (Cap. 5). As biotitas do granitóide Umarizal confirmam suas afinidades com as associações alcalinas, porém, como já discutido anteriormente, sua fácies Açã aproxima-se mais daquelas subalcalinas. As biotitas das fácies Umari e Quixaba e aquelas do granito porfirítico Serra do Lima sugerem, igualmente, que os

Tabela 6.2 - Composição das biotitas dos granitóides estudados
 UCG-02: Faia-bt-cpx-anf-quartzo sienito ; UCG-45: Bt-anf-sienogranito
 UCG-325a: Cpx-opx-bt-anf-quartzo diorito; UCG-291b: Anf-bt-quartzo monzonito
 Obs: Fórmulas estruturais com base em 22 oxigênios

	Granitóide Umarizal										Granitóide Quixaba									
	Fácies Umarizal					Fácies Ação					Fácies Umari					Fácies Quixaba				
	UCG-02					UCG-45					UCG-325a					UCG-291b				
	1	2	Média	1	2	Média	1	2	3	4	5	6	Média	1	2	3	4	5	Média	
SiO ₂	33,94	33,43	33,69	34,98	35,75	35,37	35,57	35,81	34,84	35,85	35,77	35,69	35,59	35,48	35,31	35,42	34,06	35,54	35,16	
TiO ₂	4,27	4,64	4,46	2,41	3,36	2,89	4,66	4,30	4,57	4,60	4,59	4,65	4,56	2,86	3,20	3,52	2,81	3,60	3,20	
Al ₂ O ₃	13,53	13,56	13,55	14,79	15,45	15,12	13,53	13,59	13,75	14,13	14,06	14,23	13,88	15,68	15,41	14,58	16,61	15,34	15,52	
FeO ^(t)	32,25	33,69	32,97	29,93	29,84	29,89	23,66	23,45	24,64	22,77	24,40	22,59	23,59	27,38	27,06	29,09	27,83	26,28	27,53	
MnO	0,19	0,10	0,10	0,35	0,61	0,48	0,59	0,24	0,07	0,01	0,16	0,16	0,18	0,44	0,28	0,34	0,28	0,24	0,32	
MgO	0,73	0,88	0,81	3,00	3,04	3,02	7,57	7,78	7,40	7,76	7,63	7,51	7,61	4,82	4,30	4,44	3,43	4,52	4,30	
CaO							0,03						0,06						0,01	
Na ₂ O		0,04	0,02	0,08	0,05	0,07	0,04		0,11	0,06	0,11	0,09	0,07	0,09	0,04			0,11	0,05	
K ₂ O	8,69	8,83	8,76	9,02	9,09	9,06	9,31	9,20	9,47	9,41	9,63	9,19	9,37	8,95	9,27	8,81	8,74	9,03	8,96	
F																				
Total	93,60	95,07	94,34	94,56	97,19	95,88	94,93	94,40	94,85	94,59	96,19	94,11	94,85	95,76	94,87	96,20	93,76	94,66	95,05	
Si	5,658	5,531	5,59	5,684	5,630	5,66	5,605	5,651	5,526	5,623	5,568	5,621	5,60	5,604	5,633	5,616	5,514	5,650	5,60	
A ^{IV}	2,342	2,469	2,41	2,316	2,370	2,34	2,395	2,349	2,474	2,377	2,432	2,379	2,40	2,396	2,367	2,384	2,486	2,350	2,40	
Al ^{VI}	0,316	0,175	0,25	0,516	0,497	0,51	0,118	0,178	0,096	0,235	0,148	0,262	0,17	0,513	0,530	0,340	0,683	0,524	0,52	
Ti	0,535	0,577	0,56	0,294	0,398	0,35	0,552	0,510	0,545	0,542	0,537	0,551	0,54	0,340	0,384	0,420	0,342	0,430	0,38	
Fe	4,495	4,661	4,58	4,073	3,929	4,00	3,118	3,094	3,268	2,986	3,182	2,971	3,10	3,616	3,610	3,857	3,767	3,493	3,67	
Mn	0,027		0,01	0,048	0,081	0,06	0,79	0,032	0,009	0,001	0,021	0,021	0,02	0,059	0,038	0,046	0,038	0,032	0,04	
Mg	0,181	0,217	0,20	0,727	0,713	0,72	1,778	1,830	1,749	1,814	1,770	1,763	1,78	1,135	1,022	1,049	0,828	1,071	1,02	
Ca													0,010							
Na		0,013	0,01	0,025	0,015	0,02	0,012		0,034	0,018	0,033	0,027	0,02	0,028	0,012			0,034	0,02	
K	1,848	1,864	1,86	1,870	1,826	1,85	1,871	1,852	1,916	1,883	1,912	1,846	1,88	1,803	1,886	1,782	1,805	1,831	1,82	
Al ^(t)	2,658	2,644	2,65	2,832	2,867	2,85	2,513	2,527	2,570	2,612	2,580	2,641	2,57	2,909	2,897	2,724	3,169	2,874	2,92	
Fe/(Fe+Mg)	0,96	0,96	0,96	0,85	0,085	0,85	0,64	0,63	0,65	0,62	0,64	0,63	0,63	0,76	0,78	0,79	0,82	0,77	0,78	

(continua)

Tabela 6.2 - Composição das biotitas dos granitóides estudados
 UCG-222: Bt-monzogranito; UCG-09: Bt-monzogranito; UCG-284: Anf-bt-monzogranito

	Granitóide Tourão												Granitóide Caraubas							
	Fácies Tourão UCG-222				Fácies Timbaúba UCG-09				Granito porfirítico UCG-284											
	1	2	3	4	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	Média				
	36,08	35,97	35,29	35,40	35,36	35,95	35,81	32,25	35,54	35,47	35,82	36,01	36,40	35,61	35,97	35,82	36,01	36,40	35,61	35,97
SiO ₂	2,49	2,46	2,92	2,78	2,53	2,58	1,76	1,87	2,43	2,62	2,59	2,58	2,78	3,61	2,91	2,59	2,58	2,78	3,61	2,91
TiO ₂	15,23	15,21	14,92	15,60	16,61	16,18	16,24	15,68	16,02	15,95	14,79	14,77	14,75	14,48	14,05	14,79	14,77	14,75	14,48	14,05
Al ₂ O ₃	25,96	25,31	24,92	25,00	25,57	25,83	25,78	25,73	24,75	24,55	24,07	25,64	23,68	25,70	25,47	24,07	25,64	23,68	25,70	25,47
FeO _(t)	0,35	0,34	0,37	0,08	0,48	0,51	0,44	0,46	0,31	0,36	0,45	0,30	0,41	0,25	0,30	0,45	0,30	0,41	0,25	0,30
MnO	5,62	5,92	5,57	5,71	5,26	5,40	5,82	5,91	5,36	5,27	6,84	7,26	6,84	6,04	6,54	6,84	7,26	6,84	6,04	6,54
MgO																				
CaO																				
Na ₂ O	0,06	0,08	0,02		0,08	0,05	0,01	0,04	0,09	0,12	0,08	0,05	0,04	0,05	0,03	0,08	0,05	0,04	0,05	0,03
K ₂ O	9,12	9,20	9,40	9,64	9,43	9,58	9,54	9,46	9,43	9,49	9,52	9,45	9,24	9,68	9,42	9,52	9,45	9,24	9,68	9,42
F					0,68	0,81	0,58	0,71	0,25	0,21										
Total	94,91	94,49	93,41	94,21	95,55	96,89	95,98	95,11	94,18	94,04	94,08	96,08	94,14	95,42	94,84	94,08	96,08	94,14	95,42	94,84
Si	5,707	5,703	5,675	5,636	5,604	5,623	5,640	5,626	5,660	5,657	5,692	5,634	5,748	5,629	5,68	5,692	5,634	5,748	5,629	5,720
Al ^{IV}	2,293	2,297	2,325	2,364	2,396	2,377	2,360	2,374	2,340	2,343	2,308	2,366	2,252	2,371	2,280	2,308	2,366	2,252	2,371	2,280
Al ^{VI}	0,546	0,545	0,503	0,563	0,623	0,606	0,655	0,576	0,667	0,655	0,462	0,357	0,493	0,327	0,353	0,462	0,357	0,493	0,327	0,353
Ti	0,296	0,293	0,353	0,333	0,301	0,304	0,209	0,225	0,291	0,315	0,309	0,304	0,330	0,429	0,348	0,309	0,304	0,330	0,429	0,348
Fe	3,434	3,356	3,351	3,328	3,389	3,379	3,396	3,435	3,295	3,274	3,198	3,354	3,127	3,397	3,329	3,198	3,354	3,127	3,397	3,387
Mn	0,047	0,046	0,050	0,011	0,065	0,068	0,059	0,062	0,042	0,049	0,061	0,040	0,055	0,033	0,040	0,061	0,040	0,055	0,033	0,040
Mg	1,325	1,399	1,335	1,355	1,243	1,260	1,367	1,407	1,273	1,253	1,620	1,693	1,610	1,423	1,550	1,620	1,693	1,610	1,423	1,550
Ca																				
Na	0,018	0,025	0,006		0,026	0,014	0,003	0,013	0,027	0,036	0,021	0,012	0,012	0,015	0,01	0,021	0,012	0,012	0,015	0,01
K	1,840	1,861	1,928	1,958	1,905	1,912	1,916	1,926	1,915	1,931	1,930	1,886	1,861	1,952	1,90	1,930	1,886	1,861	1,952	1,872
F					0,339	0,400	0,288	0,357	0,126	0,106										
Al ^(t)	2,839	2,842	2,828	2,927	3,019	2,983	3,015	2,950	3,007	2,998	2,770	2,723	2,745	2,698	2,633	2,770	2,723	2,745	2,698	2,633
Fe/(Fe+Mg)	0,72	0,71	0,72	0,71	0,73	0,73	0,71	0,71	0,72	0,72	0,66	0,66	0,66	0,70	0,68	0,66	0,66	0,66	0,70	0,68

(continua)

Tabela 6.2 - Composição das biotitas dos granitóides estudados
UCG-268 e UCG-150b: Anf-bt-monzogranito

	Granitóide Prado							Complexo Serra do Lima				(conclusão)	
	UCG-268							UCG-150b					
	1	2	3	4	5	6	7	Média	1	2	3		4
SiO ₂	35.87	36.40	34.87	36.49	36.13	35.86	35.38	35.84	34.61	35.27	35.26	35.81	35.24
TiO ₂	1.77	2.24	3.03	2.33	2.58	2.94	2.04	2.42	2.20	2.24	2.29	2.40	2.28
Al ₂ O ₃	14.83	15.79	14.08	15.63	15.73	15.57	16.20	15.40	13.67	13.80	13.59	14.14	13.80
FeO _(t)	23.69	23.84	24.51	23.69	23.85	23.24	22.57	23.63	29.62	30.39	28.66	28.41	29.27
MnO	0.36	0.42	0.42	0.27	0.27	0.33	0.34	0.34	0.31	0.30	0.28	0.39	0.32
MgO	7.59	7.10	7.17	6.82	6.61	6.88	7.50	7.10	4.59	4.65	4.56	4.66	4.62
CaO	0.02		0.08		0.03	0.01		0.02			0.03		0.01
Na ₂ O		0.11		0.09	0.03			0.03	0.02	0.03	0.03		0.02
K ₂ O	9.70	9.55	9.36	9.32	8.96	9.33	9.45	9.38	9.57	9.28	8.97	9.12	9.24
F									1.14	1.15	1.19	1.14	1.16
Total	93.74	95.45	93.52	94.64	94.19	94.16	93.48	94.17	95.73	97.11	94.86	96.07	95.94
Si	5.701	5.673	5.609	5.720	5.688	5.652	5.607	5.66	5.653	5.670	5.757	5.748	5.71
A ^{IV}	2.299	2.327	2.391	2.280	2.312	2.348	2.393	2.34	2.347	2.330	2.243	2.252	2.29
Al ^{VI}	0.486	0.573	0.278	0.608	0.607	0.544	0.633	0.53	0.284	0.284	0.371	0.422	0.34
Ti	0.212	0.263	0.366	0.275	0.305	0.348	0.243	0.29	0.270	0.271	0.281	0.290	0.28
Fe	3.156	3.107	3.296	3.105	3.140	3.063	2.991	3.12	4.045	4.086	3.913	3.812	3.96
Mn	0.049	0.055	0.057	0.036	0.036	0.044	0.046	0.05	0.043	0.040	0.038	0.053	0.04
Mg	1.802	1.649	1.719	1.593	1.551	1.616	1.771	1.67	1.118	1.115	1.110	1.115	1.12
Ca	0.003		0.014		0.005	0.002		0.01			0.005		
Na		0.033		0.027	0.009			0.01	0.006	0.10	0.008		0.01
K	1.972	1.899	1.920	1.864	1.799	1.876	1.910	1.89	1.994	1.902	1.868	1.867	1.91
Al ^(t)	2.785	2.900	2.669	2.888	2.919	2.892	3.026	2.87	0.590	0.585	0.617	0.579	0.59
Fe/(Fe+Mg)	0.64	0.65	0.66	0.66	0.67	0.65	0.63	0.65	0.78	0.79	0.78	0.77	0.78

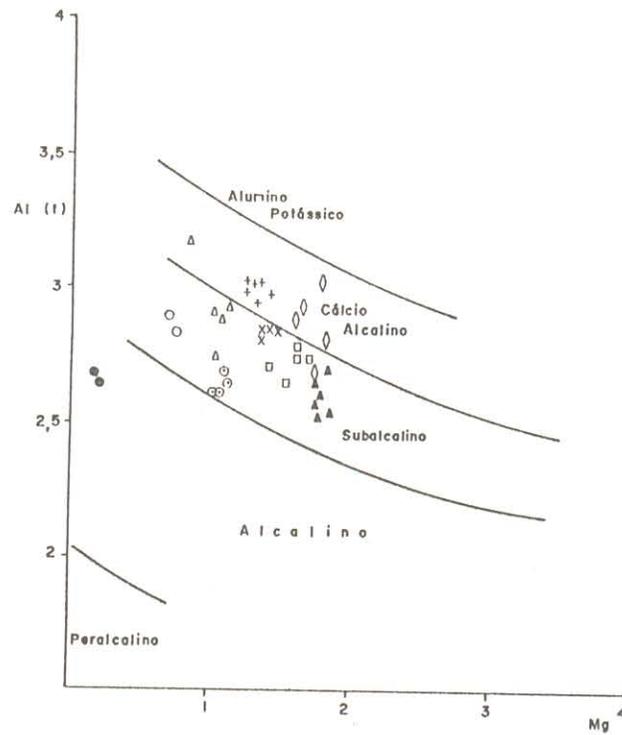


FIGURA 6.4a - COMPOSIÇÃO DAS BIOTITAS DOS GRANITÓIDES BRASILEANO DA REGIÃO DE CARAÚBAS-UMARIZAL NO DIAGRAMA DE NACHIT et al (1985). SIMBOLOS COMO NA FIG. 6.3

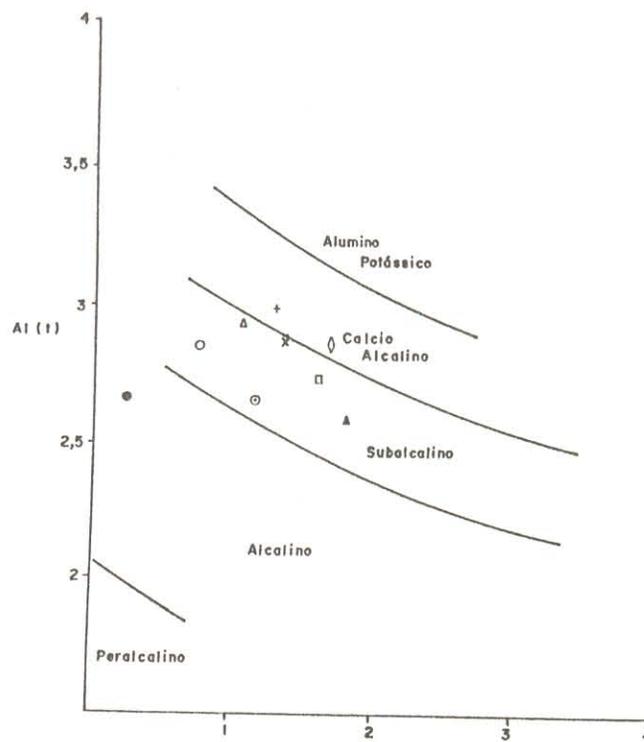


FIGURA 6.4 - b COMPOSIÇÃO MÉDIA DAS BIOTITAS DOS GRANITÓIDES BRASILEANO DA REGIÃO DE CARAÚBAS-UMARIZAL NO DIAGRAMA DE NACHIT et al (1985). SIMBOLOS COMO NA FIG. 6.3

mesmos correspondam a associações subalcalinas. As biotitas do Granitóide Caraúbas e da fácies Tourão do granitóide homônimo plotam no campo subalcalino, ao passo que as da fácies Timbaúba do Granitóide Tourão e aquelas do Granitóide Prado plotam no campo cálcio-alcalino, porém próximo, ou no limite, do campo subalcalino.

6.5 - PIROXÊNIOS

Foram analisados orto e clinopiroxênios da fácies Umari do Granitóide Quixaba, e clinopiroxênio da fácies Umarizal do granitóide homônimo (Tabela 6.3). Observam-se diferenças composicionais significativas entre os clinopiroxênios dessas duas fácies. Aqueles da fácies Umarizal são comparativamente enriquecidos em Fe e Ti e empobrecidos em Mg e Si, porém ambos têm teores de Ca similares.

Utilizando-se a classificação para piroxênios cálcicos de MARIMOTO (1988) verifica-se que as diferenças citadas acima são bem marcadas (Figura 6.5). Os clinopiroxênios da fácies Umarizal são essencialmente hedenbergita, quase puros, enquanto que aqueles da fácies Umari são mais diopsídicos ($Di_{55}-He_{45}$).

Clinopiroxênios cálcicos de associações shoshoníticas são principalmente magnesianos (MORRISON, 1980; GUIMARÃES, 1989) o que não é observado para os da fácies Umari. Aqui os clinopiroxênios são mais ricos em Fe, acentuando mais uma vez o caráter mais alcalino dessa associação shoshonítica. Por outro lado, clinopiroxênios de faialita granitos (EBORALL, 1976), são muito enriquecidos em ferro, tal qual os da fácies Umarizal.

Quanto aos ortopiroxênios da fácies Umari, observa-se que os mesmos são termos ricos em ferro da solução sólida Enstatita-Ferrosilita. Sua composição ($En_{38}-Fs_{62}$) o define como ferro-hiperstênio (Figura 6.5). Quanto aos ortopiroxênios da fácies Umarizal, eles não foram analisados quimicamente, entretanto dada a paragênese da rocha (essencialmente ferrosa), pode-se deduzir que os mesmos sejam também termos ricos em Fe. Os ortopiroxênios da associação bauchitica da Nigéria (EBORALL, 1976) são do tipo eulita-ortoferrosilita.

Tabela 6.3 - Composição dos piroxênios dos granitóides estudados
 UCG-325a: Cpx-opx-bt-anf-quartzó diorito
 UCG-02: Faia-bt-cpx-anf-quartzó sienito
 Obs: fórmulas estruturais calculadas com base em 6 oxigênios

	Granitóide Quixaba								Clinopiroxênio					Granitóide Umarizal								
	Ortopiroxênio								UCG-325a					UCG-02								
	2	3	4	5	6	7	8	Média	1	2	3	4	5	Média	1	2	3	4	5	6	Média	
SiO ₂	49,00	49,98	49,06	49,44	50,59	48,71	50,65	48,82	49,53	51,71	52,02	52,01	50,15	51,97	51,57	48,37	47,30	48,93	49,03	49,70	47,56	48,48
TiO ₂	0,06	0,03	0,03	0,09	0,10	0,24	0,12	0,07	0,07	0,09	0,12	0,04	0,10	0,06	0,08	0,08	0,14	0,27	0,28	0,27	0,10	0,19
Al ₂ O ₃	0,09	0,32	0,27	0,28	0,23	0,05	0,31	0,84	0,30	0,59	0,66	1,08	0,93	0,88	0,83	0,68	0,70	0,63	1,11	0,81	0,50	0,74
FeO ^(t)	32,63	35,17	33,14	33,47	35,12	33,59	34,17	33,04	33,79	14,92	15,65	14,52	15,65	17,14	15,58	25,49	25,66	25,04	25,37	24,73	24,25	25,09
MnO	1,28	1,77	1,03	1,03	2,50	1,41	0,76	0,91	1,18	0,64	0,62	0,34	0,34	0,52	0,42	1,11	0,59	0,60	0,65	0,81	1,17	0,82
MgO	11,13	11,57	10,89	11,12	10,89	11,39	11,38	12,02	11,30	9,54	9,14	9,18	9,41	9,20	9,29	2,69	2,52	2,38	2,53	2,75	1,65	2,42
CaO	1,00	0,78	0,68	0,90	0,99	0,80	0,96	1,09	0,90	21,56	20,96	20,89	19,95	20,02	20,68	20,02	19,88	20,07	20,24	20,17	20,68	20,18
Na ₂ O	0,05				0,10	0,19			0,04	0,44	0,57	0,54	0,42	0,41	0,48	0,33	0,50	0,37	0,37	0,42	0,38	0,40
K ₂ O	0,03	0,02			0,02				0,01	0,01		0,04			0,01		0,02					
Total	95,27	99,64	94,07	96,33	100,54	96,38	98,23	96,84	97,16	99,49	99,75	98,60	96,65	100,20	98,94	98,77	97,31	98,29	99,58	99,66	96,29	98,32
Si	2,038	2,005	2,054	2,031	2,015	2,002	2,039	1,996	2,023	1,997	2,005	2,013	1,993	2,000	2,002	1,987	1,977	2,008	1,987	2,005	2,004	1,995
Al	0,004	0,015	0,013	0,014	0,011	0,024	0,015	0,036	0,017	0,267	0,030	0,049	0,037	0,040	0,085	0,020	0,011	0,030	0,040	0,039	0,025	0,028
Ti	0,002	0,001	0,001	0,003	0,003	0,007	0,004	0,004	0,002	0,003	0,003	0,001	0,003	0,002	0,002	0,002	0,004	0,008	0,009	0,008	0,003	0,006
Fe	1,135	1,180	1,160	1,150	1,170	1,155	1,150	1,129	1,154	0,482	0,504	0,470	0,520	0,552	0,506	0,875	0,897	0,859	0,860	0,834	0,854	0,863
Mn	0,042	0,060	0,036	0,036	0,084	0,049	0,026	0,032	0,041	0,021	0,020	0,011	0,011	0,017	0,014	0,039	0,021	0,021	0,022	0,028	0,042	0,029
Mg	0,690	0,692	0,680	0,686	0,647	0,698	0,683	0,732	0,689	0,549	0,525	0,530	0,557	0,528	0,538	0,165	0,157	0,146	0,153	0,165	0,104	0,148
Ca	0,045	0,034	0,030	0,040	0,042	0,035	0,041	0,048	0,039	0,892	0,866	0,866	0,849	0,825	0,860	0,881	0,890	0,882	0,879	0,872	0,933	0,890
Na	0,004				0,008	0,015			0,003	0,033	0,043	0,041	0,032	0,031	0,036	0,026	0,041	0,029	0,029	0,033	0,031	0,032
K	0,002	0,001			0,001				0,001				0,002									
Fe/(Fe+Mg)	0,74	0,75	0,75	0,75	0,76	0,75	0,75	0,73	0,75	0,61	0,63	0,61	0,62	0,65	0,62	0,90	0,91	0,91	0,91	0,90	0,94	0,91

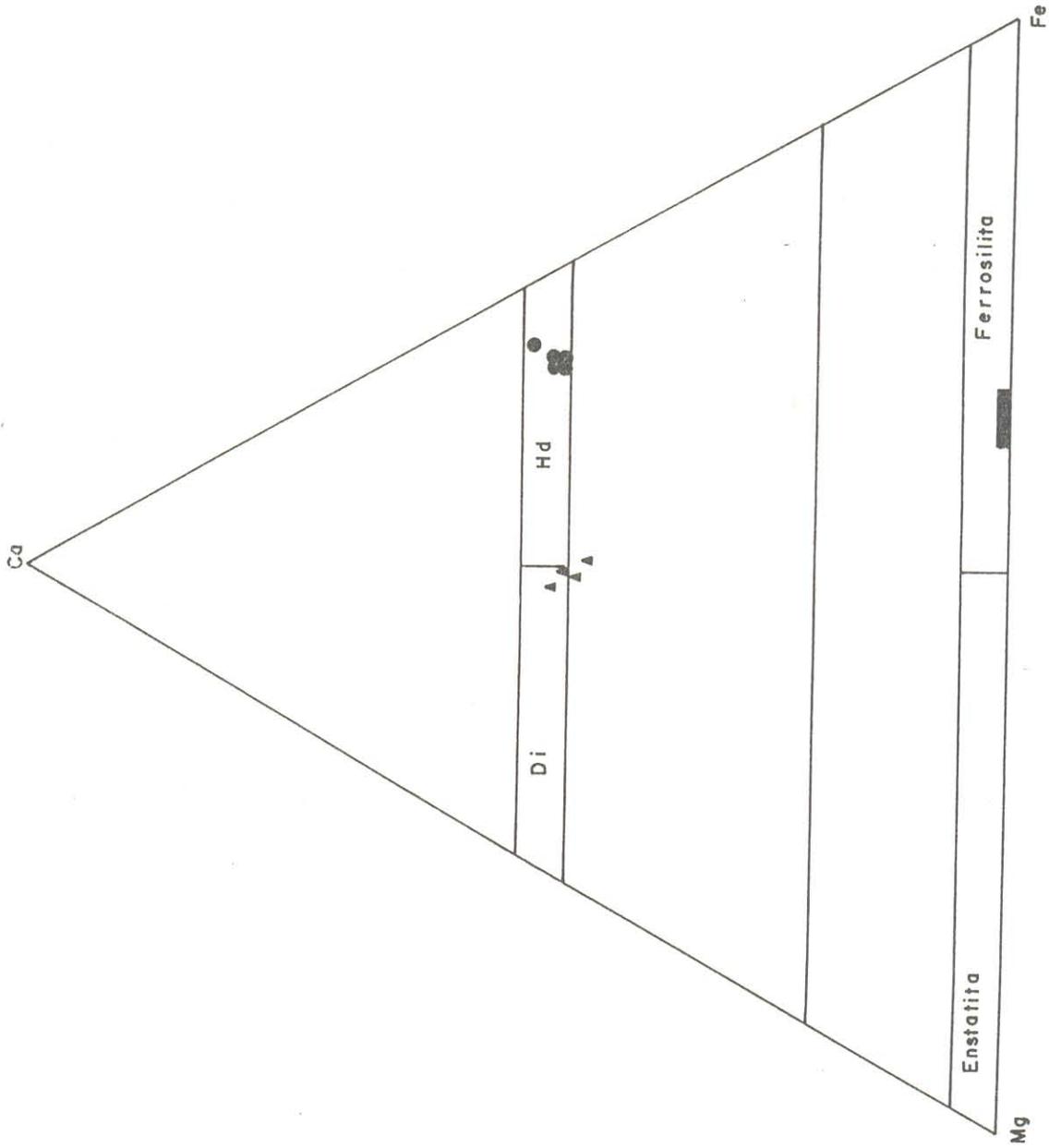


FIGURA 6.5 - Composição dos piroxênios dos granitóides brasileiros da região de Caraúbas Umarizal no diagrama de MARIMOTO (1988)

Clinopiroxênio { ● Granitóide Umarizal (Fácies Umarizal)
 { ▲ Quixaba (Fácies Umari)
 Ortopiroxênio { ■ Granitóide Quixaba (Fácies Umari)

{ Hd = Hedenbergita
 { Di = Diopsídio

Faialita granitos dos Estado Unidos (ANDERSON,1980) apresentam também clino e ortopiroxênios ricos em Fe (ferroaugita e ferrohiperstênio).

O fato desses piroxênios serem essencialmente ricos em ferro e precoces na ordem de cristalização dessas rochas, implica, obviamente, que o magma inicial desses granitóides já era enriquecido em Fe. Isso é comprovado pelo fato de que as biotitas e hornblendas desses granitóides são também predominantemente ferrosas.

6.6 - OLIVINA

A olivina ocorre apenas na fácies Umarizal do granitóide homônimo. As análises realizadas evidenciam uma composição extremamente rica em Fe e pobre em Mg (coerentemente com os demais dados geoquímicos e com a presença de quartzo). Sua composição é de uma faialita quase pura ($Fa_{98} - Fo_2$). O teor de CaO, detectado em apenas uma análise, é de 0.03%, o que é comum em faialitas onde normalmente tem-se menos de 0,5% de CaO (Tabela 6.4).

Não há uma correlação clara entre Ca e Mg das olivinas, entretanto há uma boa correlação entre o teor de Ca e o ambiente de sua rocha hospedeira (BROWN, 1982). Dessa forma, verifica-se que olivinas de rochas plutônicas são extremamente pobres em Ca (Figura 8 de BROWN, 1982), o que vem concordar com o observado na fácies Umarizal. Por outro lado, há, de certa forma, uma relação entre a pressão de cristalização das olivinas e seu teor em Ca (BROWN, 1982). Verifica-se que a solubilidade do Ca em olivinas coexistentes com clino e ortopiroxênios decresce com o aumento de P. Isto explica então o fato de que as olivinas de rochas plutônicas sejam bem mais empobrecidas em CaO do que aquelas de rochas vulcânicas. O teor de Mn da faialita é de 2,2%, sendo compatível com os teores comumente encontrados em faialitas de rochas plutônicas. Os teores de TiO_2 , Na_2O e K_2O , normalmente situam-se abaixo dos limites analíticos detectáveis.

Granitóides de natureza alcalina e charnokíticos, mostram com frequência a assembléia faialita + clinopiroxênio ± ortopiroxênio (SMITH, 1974; ORMAASEN, 1977; MITCHELL &

PLATT, 1978; ANDERSON, 1980), análoga a paragênese observada na fácies Umarizal. Essas faialitas possuem sempre composições em Fa acima de 82%, e são empobrecidas em Mn e Ca.

No Granitóide Umarizal, um fato a destacar é que a associação paragenética é faialita + clinopiroxênio ou clinopiroxênio + ortopiroxênio. A associação faialita + clinopiroxênio + ortopiroxênio não foi encontrada. Da mesma forma nos mangeritos da Noruega (ORMAASEN, 1977) é observada a instabilidade da paragênese faialita + ortopiroxênio. Com base na paragênese observada, ORMAASEN (1977) estima condições de cristalização da ordem de 11-12 kbar de pressão e temperaturas na faixa de 900-1000 °C. Diante da similaridade paragenética entre a fácies Umarizal e esses mangeritos da Noruega, pode-se estimar para o nosso caso condições semelhantes de cristalização da referida paragênese. EBORALL (1976) estima também condições similares de cristalização para a assembléia paragenética máfica dos bauchitos da Nigéria. Vale ressaltar que estas não devem ser as condições de cristalização final do pluton, nem de sua colocação na crosta.

ORMAASEN (1977) considera ainda que a faialita é o mineral mais precoce dos mangeritos (tal qual ocorre em Umarizal), e que o ortopiroxênio é proveniente da reação $\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2 = \text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (faialita mais quartzo primário dando ortopiroxênio). Por outro lado, o clinopiroxênio é primário e coexiste com o ortopiroxênio. SMITH (1971) demonstra também que a baixas pressões a assembléia $\text{Opx} + \text{Fa} + \text{Qz}$ não é estável. Seus dados experimentais mostram que essa paragênese só é estável a pressões acima de 8 kbar. Estes dados demonstram, mais uma vez, que a cristalização inicial do Granitóide Umarizal deve ter-se dado a pressões superiores a 8 kbar.

6.7 - EPÍDOTO

Foram analisados apenas epídotos do Granitóide Prado (Tabela 6.4). Estes são enriquecidos em Fe, Al e Ca, com teores médios de 12,5, 22,2 e 22,3%, respectivamente. Sua composição Ps ($\text{Ps} = \text{Fe}/\text{Fe} + \text{Al}$) é da ordem de 29, o que demonstra ser o mesmo um epídoto

Tabela 6.4 - Composições de olivina, epidoto, titanita e feldspato potássico dos granitóides estudados UCG-02: Fácies Umarizal (Granitóide Umarizal), UCG-45: Fácies Ação (Granitóide Umarizal); UCG-268: Granitóide Prado; UCG-284: Granitóide Caraúbas

Obs: Fórmulas estruturais calculadas na base de 4 oxigênios para olivina, 13 para epidoto, 20 para titanita e 32 para feldspato potássico

	Olivina					Epidoto		Titanita	Feldspato Potássico				
	UCG-02					UCG-268		UCG-268	UCG-02	UCG-45	UCG-284	UCG-268	
	1	2	3	4	5	1	2	1	1	1	1	1	
SiO ₂	30,55	31,04	31,01	30,40	29,67	37,55	37,12	37,31	30,09	64,57	64,94	64,43	64,29
TiO ₂	1,04		0,06		0,22		0,03	0,02	34,46				
Al ₂ O ₃	0,10		0,03		0,03	22,41	21,69	22,05	2,39	18,48	18,14	18,71	18,59
FeO _(t)	63,87	65,94	61,81	64,88	65,49	12,46	12,73	12,55	1,23	0,10	0,10	0,02	0,01
MnO	2,42	1,96	2,48	1,81	2,47	0,26	0,15	0,20	0,15			0,05	0,02
MgO	0,76	1,03	0,77	0,96	0,98							0,03	
CaO				0,03		22,56	22,12	22,34	28,03				
Na ₂ O	0,01								0,04	0,80	0,36	0,68	0,73
K ₂ O										15,07	15,57	15,22	15,79
Total	98,75	99,97	96,16	98,08	98,61	95,24	93,84	94,54	96,39	99,02	99,11	99,14	99,43
Si	1,023	1,031	1,059	1,030	1,009	3,265	3,281	3,273	4,081	6,000	6,033	5,983	5,973
Al	0,004				0,001	2,296	2,259	2,278	0,382	2,024	1,986	2,048	2,035
Ti	0,026		0,002		0,006		0,002	0,001	3,515				
Fe	1,788	1,832	1,766	1,838	1,863	0,906	0,941	0,924	0,140				
Mn	0,069	0,055	0,072	0,052	0,071	0,019	0,011	0,015	0,017				
Mg	0,038	0,051	0,039	0,048	0,047								
Ca				0,001		2,101	2,094	2,098	4,073				
Na	0,003								0,011	0,144	0,065	0,122	0,131
K										1,786	1,845	1,803	1,871
Ab										7	3	6	7
An													
Or										93	97	94	93
Ps						28	29	29					

magmático (TULLOCH, 1979, 1986; SIAL et al., 1991). Considerando que as texturas e paragêneses associadas a este epidoto são extremamente similares aos epidotos dos Granitóides Tourão, Caraúbas e do Complexo Serra do Lima, admite-se para estes uma composição similar a esta do epidoto do Granitóide Prado.

SIAL et al. (1991) reportam temperaturas da ordem de 700-800 °C para epidotos primários de granitóides do Cinturão Cachoeirinha Salgueiro, os quais são, em parte, comparativamente similares aos aqui estudados. Dessa forma, admite-se que temperaturas dessa ordem correspondam as esperadas para os epidotos dos granitóides Tourão, Caraúbas, Prado e o complexo Serra do Lima.

6.8 - TITANITA

Apenas um cristal de titanita do Granitóide Prado foi analisado (Tabela 6.4). Ca e Ti são extremamente enriquecidos, e Al e Fe apresentam teores consideráveis (2,4 e 1,2%, respectivamente). Titanitas de rochas sieníticas são comparativamente mais enriquecidas em Ti e empobrecidas em Fe e Al do que essa do Granitóide Prado (DEER et al., 1976). O amplo campo de estabilidade desse mineral é responsável pela sua presença como um acessório comum em rochas granitóides (DEER et al., 1976; RIBBE, 1982).

6.9 - PLAGIOCLÁSIOS

Foram analisados plagioclásios dos granitóides Umarizal, Quixaba, Tourão, Caraúbas e Prado. As composições são predominantemente oligoclásicas, porém termos andesínicos são encontrados no Granitóide Quixaba.

Na fácies Umarizal do Granitóide Umarizal foram analisados os dois tipos texturais de plagioclásio nele presente (vide Cap. 4 - Petrografia). Tanto os plagioclásios dos agregados quanto aqueles em cristais maiores isolados, acusam composições extremamente similares

(An₂₁ em média - Tabela 6.5). A zonação observada em seções delgadas não foi aqui detectada, pois não foram feitos perfis transversais nesses plagioclásios. Na fácies Açã os plagioclásios são também oligoclásicos (An₂₂), e as análises realizadas foram igualmente pontuais.

No Granitóide Quixaba foi analisado um cristal da fácies Umari e outra da fácies Quixaba. Em ambos os casos foram feitos perfis transversais para verificar a presença de zoneamento, o qual foi confirmado.

O plagioclásio da fácies Umari varia de oligoclásio cálcico a andesina sódica (An₂₆₋₃₄), sendo o zoneamento aparentemente normal com os maiores teores de An na porção mais interna do cristal. No caso da fácies Quixaba o plagioclásio varia de oligoclásio sódico a andesina sódica (An₁₆₋₃₂), havendo indicação de ser o zoneamento oscilatório.

No Granitóide Tourão foram analisados apenas 2 cristais, ambos da sua fácies homônima. Em um desses cristais observa-se variações significativas na sua composição (An₁₉₋₂₅), ainda que sejam todos oligoclásicos. Aqui o zoneamento observado é normal, com aumento de An para o centro do cristal. O outro cristal analisado mostra-se bastante homogêneo e com teor constante de anortita (An₂₁).

No Granitóide Caraúbas foram analisados apenas plagioclásios dos granitos porfíricos, os quais têm composição mais ou menos constante (An₂₅₋₂₁). Um perfil realizado num cristal não detectou zoneamento. Da mesma forma observa-se uma grande homogeneidade nos plagioclásios do Granitóide Prado (An₂₂₋₂₅).

Sumarizando, observa-se que os plagioclásios dos granitóides Umarizal, Tourão, Caraúbas e Prado, são sempre oligoclásicos e composicionalmente muito similares, ao passo que aqueles do Granitóide Quixaba (notadamente sua fácies Umari) são mais cálcicos, atingindo composições de andesina sódica.

No tocante aos elementos que ocorrem como traços nesses plagioclásios (Ti, Fe, Mn e Mg) algumas considerações podem ser feitas. Quantidades relativamente elevadas de Ti não devem ser consideradas porque há a possibilidade de ocorrer óxidos como impurezas nos plagioclásios (SMITH, 1983). Os teores de Ti aqui observados são muito baixos (geralmente

Tabela 6.5 - Composições dos plagioclásios dos granitóides estudados
 UCG-02: Faia-bt-cpx-anf-quartzó sienito; UCG-45: Bt-anf-sienogranito; UCG-291b: Anf-bt-quartzó monzonito;
 UCG-325a: Cpx-opx-bt-anf-quartzó diorito
 Obs: Na amostra UCG-02 a análise 2 é de plagioclásio que ocorre em agregados.
 Fórmulas estruturais calculadas com base em 32 oxigênios

	Granitóide Umarizal				Granitóide Quixaba								(continua)			
	UCG-02		UCG-45		UCG-291b				UCG-325a							
	1	2	1	2	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4
SiO ₂	63.20	63.83	64.02	62.99	64.01	62.90	61.14	60.85	61.85	61.60	59.73	60.79	61.44	60.09	61.65	59.92
TiO ₂					0.02	0.03	0.01				0.01		0.02			0.13
Al ₂ O ₃	23.10	23.11	23.23	23.19	22.21	23.42	24.21	24.36	24.15	23.90	25.32	24.99	24.45	24.98	24.29	24.16
FeO _(t)	0.03	0.08	0.13	0.13	0.42	0.04			0.13		0.03	0.02		0.02	0.12	0.28
MnO			0.08		0.08		0.06			0.03		0.03				0.08
MgO			0.05								0.03	0.07				
CaO	4.38	4.27	4.54	4.65	3.40	4.38	5.51	5.63	5.73	5.86	6.60	6.27	5.41	7.11	5.42	5.96
Na ₂ O	8.97	8.88	8.74	8.79	9.62	9.22	8.50	7.78	8.72	8.71	7.66	8.30	8.05	7.59	8.37	7.80
K ₂ O	0.36	0.33	0.24	0.15	0.08	0.10	0.12	0.17	0.16	0.11	0.16	0.08	0.26	0.18	0.29	0.23
Total	100.04	100.50	101.03	99.90	99.84	100.09	99.55	98.79	100.74	100.21	99.55	100.55	99.63	99.97	100.14	98.56
Si	5.591	5.614	5.610	5.581	5.568	5.563	5.456	5.456	5.465	5.468	5.344	5.386	5.465	5.358	5.469	5.427
Al	2.409	2.396	2.399	2.422	2.323	2.441	2.546	2.574	2.515	2.500	2.670	2.610	2.563	2.625	2.540	2.579
Fe																
Mn																
Mg																
Na	1.539	1.514	1.485	1.510	1.655	1.581	1.471	1.353	1.494	1.499	1.329	1.426	1.388	1.312	1.440	1.370
Ca	0.415	0.402	0.426	0.441	0.323	0.415	0.527	0.541	0.542	0.557	0.633	0.595	0.516	0.679	0.515	0.578
K	0.041	0.037	0.027	0.017	0.090	0.011	0.014	0.019	0.018	0.012	0.018	0.009	0.030	0.020		0.027
Ab	77	77	77	77	83	79	73	71	73	72	67	70	72	65	72	69
An	21	21	22	22	16	20	26	28	26	27	32	29	27	34	26	29
Or	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1

Tabela 6.5 - Composições dos plagioclásios dos granitóides estudados
 UCG-222: Bt-monzogranito; UCG-284: Anf-bt-monzogranito; UCG-268: Anf-bt-monzogranito
 Obs: *: Análises químicas de um mesmo cristal

	Granitóide Tourão						Granitóide Caraúbas					Granitóide Prado		
	UCG-222						UCG-284					UCG-268		
	1*	2*	3*	1*	2*	3*	1	2	3	4	5	1	2	3
SiO ₂	62,59	62,43	63,86	64,26	64,09	63,52	62,58	62,48	63,22	62,81	63,97	61,66	62,06	62,37
TiO ₂	0,03		0,02			0,01	0,04		0,09	0,06				
Al ₂ O ₃	23,29	23,24	23,24	23,16	23,31	23,40	23,83	23,21	23,80	23,74	22,96	23,86	23,57	23,19
FeO ^(t)	0,12	0,12		0,02	0,50		0,20	0,11	0,14				0,10	0,09
MnO			0,06	0,03				0,03	0,06	0,03	0,06		0,15	0,12
MgO		0,05		0,03	0,03		0,02			0,06			0,01	
CaO	4,39	5,27	3,70	4,37	4,51	4,55	4,70	4,85	5,14	5,20	4,36	5,15	4,65	4,49
Na ₂ O	8,66	8,51	8,77	8,82	8,93	9,32	8,75	8,97	9,09	8,56	9,26	8,64	8,49	8,89
K ₂ O	0,31	0,38	0,22	0,11	0,50	0,14	0,21	0,20	0,26	0,21	0,13	0,19	0,31	0,24
Total	99,39	100,00	99,87	100,80	101,87	100,94	100,33	99,85	101,80	100,67	100,74	99,50	99,34	99,39
Si	5,574	5,547	5,632	5,631	5,597	5,572	5,534	5,553	5,527	5,534	5,616	5,496	5,541	5,565
Al	2,445	2,434	2,416	2,392	2,399	2,419	2,484	2,431	2,452	2,465	2,376	2,506	2,480	2,439
Fe														
Mn														
Mg														
Na	1,495	1,466	1,500	1,501	1,512	1,585	1,500	1,546	1,541	1,462	1,576	1,493	1,470	1,538
Ca	0,419	0,502	0,350	0,412	0,422	0,428	0,445	0,462	0,481	0,491	0,410	0,492	0,445	0,429
K	0,035	0,043	0,025	0,013	0,056	0,016	0,024	0,023	0,029	0,024	0,015	0,022	0,035	0,027
Ab	77	73	80	78	76	78	73	76	75	74	79	74	75	77
An	21	25	19	21	21	21	23	23	23	25	20	25	23	22
Or	2	2	1	1	3	1	1	1	2	1	1	1	2	1

inferiores a 0,1%), sugerindo que não há contaminação por óxidos. De toda forma, a presença de Ti é diretamente relacionada ao seu teor total no magma parental, e considerando que Ti é baixo nesses granitóides (com exceção da fácies Umarizal dos Granitóide Quixaba), era de se esperar teores muito baixos de Ti nos plagioclásios. Adicionalmente sabe-se que o Ti se incorpora preferencialmente a titanita, uma fase acessória muito comum nesses granitóides.

Quanto ao Fe, seus baixos teores (no geral também inferiores a 0,1%), são compatíveis com plagioclásios oligoclásicos. Segundo SMITH (1983) o teor em Fe total nos plagioclásios cresce com o aumento do teor em An dos mesmos. O Mg é também dependente da composição do magma e, provavelmente, está relacionado com o conteúdo em Ca (SMITH, 1983).

O Mn, por sua vez, parece estar também relacionado ao seu conteúdo no magma inicial. A maioria dos dados da literatura mostram variações de MnO na faixa de 0,001-0,01% (SMITH, 1983). Os plagioclásios dos granitóides da área mostram valores de MnO um pouco mais elevados (0,03 - 0,15%) e isto pode estar relacionado a impurezas nos mesmos.

6.10 - FELDSPATO POTÁSSICO

Foram feitas análises pontuais de K-feldspato nos granitóides Umarizal, Caraúbas e Prado. Considerando que os feldspatos potássicos desses granitóides são pertíticos, admite-se que estas análises por serem pontuais são apenas indicativas das composições dos mesmos (Tabela 6.4), devendo corresponder mais provavelmente a fase essencialmente potássica das pertitas.

Composicionalmente os K-feldspatos analisados das fácies Umarizal e Ação do Granitóide Umarizal são relativamente distintos. O teor de Or aumenta da fácies Umarizal (Or₉₃) para a fácies Ação (Or₉₇), porém é difícil concluir sobre a representatividade dessas análises. Por outro lado, os K-feldspatos dos granitóides Caraúbas e Prado são extremamente similares (Or₉₃₋₉₄).

Os teores de Fe total para os K-feldspatos dos três granitóides se situam na faixa de 0,01 - 0,1%, os quais estão dentro da variação geral para rochas graníticas (SMITH, 1983).

6.11 - OPACOS

No caso dos minerais opacos, as análises de microsonda foram precedidas de exames ao microscópio ótico de luz refletida e ao microscópio de varredura (MEV) das associações presentes nos diferentes granitóides. Com isso foi possível determinar as seguintes paragêneses de minerais opacos:

- a) Fácies Umarizal (amostra UCG-02, fialita-biotita-clinopiroxênio-anfibólio quartzo-sienito) - presença expressiva de magnetita e ilmenita, com a primeira apresentando-se em cristais geralmente homogêneos, mas por vezes contendo lamelas de ilmenita "trellis" ou em sanduíche (HAGGERTY, 1976; DALL'AGNOL et al. inédito). A ilmenita, além dos tipos texturais mencionados, ocorre sob a forma "composite", em contato direto com a magnetita, ou em cristais individualizados. As análises de ilmenita foram feitas nesses dois último tipos, por serem aqueles geralmente representativos das composições primárias (DALL'AGNOL et al., inédito), ao passo que aquelas da magnetita provém de cristais homogêneos.
- b) Fácies Ação (amostra UCG-45 - biotita-anfibólio monzogranito) - essa fácies é muito pobre em opacos, os quais são representados unicamente por pequenos grãos de ilmenita, inclusos nos minerais ferromagnesianos.
- c) Fácies Umari (amostra UCG-325a - Opx-Cpx-biotita-anfibólio quartzo-monzodiorito) - essa fácies é bastante rica em opacos, sendo dominante entre eles a ilmenita, presente sempre em grãos individuais. São observados também cristais de pirita, eventualmente com calcopirita associada. A magnetita é muito rara nessa fácies, limitando-se a pequenos grãos homogêneos.
- d) Fácies Quixaba (amostra UCG-291b - biotita-anfibólio quartzo-monzonito) - nessa fácies o único mineral opaco identificado foi a ilmenita, que é bastante frequente, ocorrendo em cristais individuais.
- e) Fácies Tourão (amostra UCG-222 - biotita monzogranito) - aqui os opacos são relativamente frequentes, sendo representados essencialmente por cristais homogêneos de magnetita, por vezes com manchas localizadas (ilmenita ?) em suas bordas.

f) Granitóide Caraúbas (amostra UCG-284 - anfibólio-biotita monzogranito) - apresenta, de modo análogo à fácies Tourão, cristais homogêneos de magnetita ou contendo lamelas descontínuas e irregulares de ilmenita.

Foram analisadas ilmenitas dos granitóides Umarizal e Quixaba (Tabela 6.6), e magnetitas dos granitóides Umarizal, Quixaba, Tourão e Caraúbas (Tabela 6.7). No Granitóide Umarizal observa-se que as ilmenitas da fácies Umarizal são mais enriquecidas em Fe do que as da fácies Ação, o mesmo ocorrendo com Ti, entretanto a análise dessa última não parece ser de boa qualidade (SiO_2 e CaO são altos).

No Granitóide Quixaba a fácies Umari é mais empobrecida em Ti e mais enriquecida em Fe. Isso reflete-se na ausência de hematita molecular em Quixaba, enquanto que Umari tem, em média, Ilm_{96} e Hem_4 .

Observa-se que, no conjunto, as ilmenitas da fácies Umarizal são as mais enriquecidas em TiO_2 . Verifica-se também que há uma correlação negativa entre FeO_t - TiO_2 tanto para esta fácies quanto para a fácies Umari do Granitóide Quixaba (Figura 6.6). Já no diagrama Mol. de Hem.-MnO (Figura 6.7) observa-se uma correlação positiva para essas duas fácies. Nesse diagrama constata-se também que as ilmenitas da fácies Umari sofreram um maior grau de oxidação do que as de Umarizal.

De certa forma, os baixos teores de moléculas de Hem nessas ilmenitas (0 - 4%, no geral), indicam um baixo grau de oxidação das mesmas, sugerindo fortemente que essas rochas se formaram em condições de baixa fugacidade de oxigênio (assumindo-se que as ilmenitas sejam primárias e de cristalização precoce). Em adição observa-se que as paragêneses dessas duas fácies sugerem também baixa fugacidade de oxigênio.

No âmbito de cada granitóide verifica-se que o MnO aumenta no sentido da fácies mais evoluída, ou seja, de Umarizal para Ação e de Umari para Quixaba. Outros autores já tinham observado esse comportamento do MnO em ilmenitas em rochas granitóides (Newmann e Tsusue apud DALL'AGNOL et al., inédito).

Tabela 6.7 - Composição das magnetitas dos granitóides estudados
 UCG-02: Faia-bt-cpx-anf-quartzó sienito; UCG-325a: Cpx-opx-bt-anf-quartzó diorito
 UCG-222: Bt-monzogranito; UCG-284: Anf-bt-monzogranito
 Obs: Fórmulas estruturais calculadas com base em 32 oxigênios

	Granitóide Umarizal				Gr. Quixaba		Granitóide Tourão		Gr. Caraúbas	
	Fácies Umarizal				Fácies Umari		Fácies Tourão		Gr. Porfírico	
	UCG-02				UCG-325a		UCG-222		UCG-284	
	1	2	3	4	Média	1	2	Média	1	
SiO ₂			0,10	0,15	0,06	0,15				0,05
TiO ₂	0,85	0,43	0,88	0,44	0,65	0,17				0,09
Al ₂ O ₃	0,41	0,37	0,23	0,18	0,30	0,36				
FeO _(t)	93,32	92,01	90,87	93,73	92,48	94,18	89,15	89,36	89,26	89,65
MnO						0,12	0,02	0,01	0,01	
MgO	0,07				0,02	0,01	0,05	0,03		
CaO		0,02	0,06		0,02					
Na ₂ O		0,07			0,02	0,14	0,06	0,11	0,09	0,05
K ₂ O		0,06	0,01		0,02	0,05				
Total	94,65	92,96	92,15	94,50	93,57	95,18	89,28	89,47	89,38	89,84
Mg	0,032				0,008	0,005	0,024	0,01		
Al	0,146	0,135	0,085	0,064	0,108	0,128				
Ti	0,194	0,100	0,208	0,101	0,151	0,039				0,022
Mn						0,031	0,005	0,003		
Fe ²⁺	8,172	8,110	8,218	8,111	8,153	8,014	7,981	8,011	7,996	8,032
Fe ³⁺	15,460	15,649	15,491	15,708	15,577	15,788	15,978	15,965	15,972	15,950
Ulvsp.	2,46	1,27	2,62	1,27	1,91	0,49				0,27

As magnetitas mostram um decréscimo em FeO_t no sentido: fácies Umari > fácies Umarizal > granitóides Tourão e Caraúbas. O TiO_2 ocorre em pequenas proporções e é praticamente restrito à fácies Umarizal (0,4 - 0,9%), ocorrendo o mesmo com o Al_2O_3 . MnO e MgO são desprezíveis. Esses baixos teores de TiO_2 se refletem em baixas proporções da molécula de ulvospinélio (em média 2% para Umarizal, 0,5% em Umari, 0,3% em Caraúbas e 0% na fácies Tourão).

Embora as características geoquímicas dos granitóides estudados não coincidam com aquelas dos granitóides das séries a magnetita ou a ilmenita do Japão (ISHIHARA, 1981) ou com os granitos I e S da Austrália (CHAPPELL et al., 1988), é interessante compará-los em termos das associações de opacos.

Utilizando-se a classificação de ISHIHARA (1981) em seu sentido mais amplo, ou seja, levando em conta apenas as proporções modais e natureza dos minerais opacos, a fácies Umarizal e os granitóides Tourão e Caraúbas seriam enquadráveis na série dos granitos a magnetita. Porém eles divergem dos granitos da série a magnetita do Japão (ISHIHARA, 1981), daqueles do tipo I da Austrália e dos granitos anorogênicos a magnetita da Amazônia Oriental (MAGALHÃES & DALL'AGNOL - in press) em diferentes aspectos: a fácies Umarizal por conter a associação faialita-magnetita-quartzo, indicadora de formação em condições de fugacidade de oxigênio inferiores às dos granitos mencionados; os granitóides Tourão e Caraúbas por conterem apenas magnetita primária em sua paragênese, ao invés de magnetita + ilmenita \pm pirita, como é o caso da Austrália e do exemplo citado da Amazônia.

Nas fácies Umari e Quixaba, assim como na fácies Ação, o principal mineral opaco é a ilmenita e a magnetita está ausente, exceto como pequenos cristais, provavelmente secundários, observados apenas na primeira. Os dados disponíveis não permitiram enquadrar tais granitóides na série a magnetita, porém é evidente pelas suas características geoquímicas que eles não correspondem tampouco aqueles da série a ilmenita dos autores mencionados, correspondendo a tipos particulares. Há uma certa analogia entre o que se observa na fácies Ação e as associações

presentes nos sienogranitos do maciço anorogênico Antonio Vicente, mineralizado em estanho, da Amazônia Oriental (MAGALHÃES, 1991).

6.12 - CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DOS GRANITÓIDES

No caso do Granitóide Umarizal parece claro que o mesmo se originou a partir de um líquido deficiente em água, gerado na crosta inferior, provavelmente a partir de uma fonte submetida a condições de fácies granulito. Suas fases minerais precoces, piroxênios e faialita, demonstram a primeira hipótese (EBORALL, 1976; ORMAASEN, 1977; STEPHENSON & HENSEL, 1978; ANDERSON 1980).

O início da cristalização desse corpo deve ter-se dado a T da ordem de 900 ± 50 °C e P na faixa de 10-8 kbar, com base nas assembléias Ortopiroxênio-clinopiroxênio e faialita-clinopiroxênio (EBORALL, 1976; ORMAASEN, 1977; STEPHENSON & HENSEL, 1978; ANDERSON, 1980). A presença em equilíbrio nessas rochas de faialita + magnetita + quartzo demonstra que a maior parte da cristalização desenvolveu-se em condições de fugacidade de oxigênio controladas pelo tampão FMQ, com a fugacidade decrescendo juntamente com a temperatura, mas mantendo-se ao longo da curva tampão. Nos estágios finais de cristalização a concentração de pequena fração de voláteis no líquido residual, aumentou a atividade da água e levou à cristalização de anfibólios e biotita, por vezes substituindo a faialita e o clinopiroxênio. Nesse estágio pode ter havido um incremento relativo da fugacidade de oxigênio afastando-a da curva tampão FMQ e passando a imperar condições um pouco mais oxidantes. Segundo ANDERSON (1980) temperaturas de cristalização dos pares Cpx-Fa e Cpx-Hb, em faialita monzonitos dos Estados Unidos, ficam na faixa de 850-650 °C, enquanto que temperaturas determinadas por minerais opacos (óxidos reequilibrados) situam-se em torno de 600 °C. As pressões se situam na faixa de 7 - 6 kbar. STEPHENSEN & HENSEL (1978) inferem temperaturas da ordem de 800 °C para a estabilidade da biotita em faialita granitos da Austrália.

Diante do exposto considera-se que: a) a cristalização desse granitóide deve ter-se iniciado a T de 900 ± 50 °C, P da ordem de 9 ± 1 kbar e baixa condição de fugacidade de oxigênio controlada pelo tampão FMQ; b) com a ascensão na crosta do magma há evolução da cristalização, em função do decréscimo de P e T e concomitante decréscimo da fugacidade de oxigênio que, porém, permanece controlada pelo tampão FMQ. As temperaturas nesse estágio podem ser estimadas em torno de 800 ± 50 °C e a P na faixa de 7 ± 1 kbar; c) a colocação final e término da cristalização do corpo se daria provavelmente em torno de 5 ± 1 kbar; d) transformações no estado subsolidus são responsáveis pelo aparecimento de texturas pertíticas e mirmequíticas e, possivelmente, pelo desenvolvimento de bordas albíticas nos plagioclásios.

Quanto ao Granitóide Quixaba estima-se que a fácies Umari, de natureza mais máfica, deve ter iniciado sua cristalização a T superiores as da fácies Quixaba, mais félsica. Para a primeira estima-se, com base na estabilidade da assembléia ortopiroxênio + clinopiroxênio (ORMAASEN, 1977; ANDERSON, 1980), que o início de sua cristalização deve ter ocorrido a T da ordem de 950 ± 50 °C a P de 8 ± 1 kbar. As condições de fugacidade de oxigênio devem ter sido também baixas como atesta ausência de magnetita primária e a presença de ilmenita com baixos conteúdos de hematita molecular. Com o avanço da cristalização, em função da ascensão do corpo, deve ter-se atingido T da ordem de 800 ± 50 °C (associação Cpx-Hb). A sua cristalização final deve ter-se dado a P análogas as do Granitóide Umarizal, da ordem de 5 ± 1 kbar, e a T próximas de 700 °C.

A fácies Quixaba, de natureza monzonítica-monzogranítica, deve ter provavelmente iniciado sua cristalização a T e P talvez inferiores as da fácies Umari. A fugacidade de oxigênio deveria ser baixa e análoga a da fácies Umari, porém deve ter sofrido um aumento relativo no final da cristalização, como sugerido pelo epidoto e titanita tardios nessa fácies. As T e P de cristalização final seriam análogas ou coincidentes como as sugeridas para a fácies precedente.

Para os granitóides Tourão, Caraúbas, Padro e o Complexo Serra do Lima, advoga-se, a princípio, condições de cristalização, bem distintas das dos dois granitóides anteriores.

A presença de allanita como uma fase acessória comum, os baixos teores de opacos e os altos conteúdos em Fe dos anfibólios e das biotitas, sugerem que o início da cristalização deu-se

sob condições de fugacidade de oxigênio moderadas. Com a evolução da cristalização há o aparecimento de epidoto, comumente mantendo a allanita, e isto, junto com a presença unicamente de magnetita entre os opacos desses granitóides, revela uma mudança substancial no comportamento da fugacidade de oxigênio, ou seja, um aumento relativo considerável da mesma. A geobarometria de anfibólio (Tabela 6.1) indica pressões de cristalização da ordem de $5,5 - 7,0 \pm 1$ kbar para esses granitóides, as quais parecem coerentes com o seu contexto geológico.

Granitóides do Cinturão Cachoeirinha Salgueiro-CCS e da região do Seridó (SIAL, 1990; SIAL et al., 1991), textural e composicionalmente similares aos granitóides Tourão, Caraúbas, Prado e ao Complexo Serra do Lima, mostram pelo geobarômetro de JOHNSON & RUTHERFORD (1989) P de cristalização da ordem de 5-7kbar. As temperaturas de cristalização calculadas pelo processo de BLUNDY & HOLLAND (1990) para epidotos granitos do CCS variam de 700-800 °C (SIAL et al., 1991).

7 - GEOCROLOGIA

Foram realizadas apenas datações pelo método Rb-Sr em rocha total para os diversos granitóides estudados. Essas análises foram feitas no Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da UFPA. A metodologia usada acha-se descrita em GASTAL et al. (1987) e LAFON & MACAMBIRA (1990). A seleção das amostras a serem analisadas levou em conta, além dos critérios usuais - representatividade na associação, aspecto homogêneo e ausência de alteração intempérica ou de hidrotermalismo intenso -, variações petrográficas presentes em cada granitóide e baseou-se em determinações prévias, por fluorescência de raios-x, das concentrações de Rb e Sr. Conseguiu-se, assim, de modo geral, obter boas variações da razão Rb/Sr no diagrama isocrônico, assegurando ao mesmo tempo a cogeneticidade e adequabilidade das amostras. Os dados de Rb e Sr que constam das Tabelas 7.1 a 7.5, foram obtidos pelo método de diluição isotópica usando um traçador misto ^{87}Rb - ^{84}Sr .

O cálculo das idades foi feito pelo método de YORK (1966, 1969) utilizando-se os algoritmos modificados de WILLIAMSON (1968), com uma constante de $1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ (STAIGER & JAGER, 1977).

7.1 - GRANITÓIDE UMARIZAL

Foram analisadas 9 amostras desse granitóide, 5 da fácies Umarizal, 1 da fácies Lagoa e 3 da fácies Ação (Tabela 7.1). As razões Rb/Sr variam de 0,42 a 1,13, apresentando valores superpostos na fácies Umarizal e na fácies Ação.

As 9 amostras foram plotadas num diagrama isocrônico e definiram uma idade de $545 \pm 13 \text{ Ma}$ (Figura 7.1a), com uma razão inicial (R_0) de $0,71199 \pm 0,00042$. O valor relativamente alto do MSWD (4,99) reflete uma dispersão dos pontos experimentais, e isto está provavelmente relacionado a um fator geológico. O fato de terem sido lançadas num mesmo diagrama isocrônico amostras das diferentes fácies desse granitóide pode ser o fator responsável

por esse alto valor do MSWD. Além disso, observa-se o mau alinhamento das amostras da fácies Ação em relação à reta isocrônica.

Num outro diagrama isocrônico foram plotadas apenas as 6 amostras das fácies Umarizal e Lagoa. Esse conjunto de amostras definiu uma idade (545 ± 7 Ma) e uma razão inicial ($0,71208 \pm 0,00021$) (Figura 7.1b) equivalentes às anteriores se considerarmos a faixa de erros. Constata-se, porém, erros muito menores e também uma sensível melhora no MSWD que é de 0,67. Isto comprova que a dispersão identificada na isócrona anterior era realmente de natureza geológica.

O discutido acima sugere que as fácies Umarizal e Ação não são derivadas de um mesmo líquido magmático, através de um processo de diferenciação, confirmando as evidências apresentadas na geoquímica. Por outro lado, os dados isotópicos são compatíveis com a formação dessas duas fácies a partir de magmas oriundos de fontes similares e evoluindo em condições semelhantes.

Tentativamente (e especulativamente) foi feito um diagrama isocrônico apenas com as três amostras da fácies Ação. A idade encontrada foi de 688 ± 77 Ma, com uma razão inicial de $0,70598 \pm 0,0312$ e um MSWD de 4,46, sendo provavelmente desprovida de significado geológico.

Partindo do princípio de que o Granitóide Umarizal não apresenta-se deformado (vide discussão no Cap. 3), admite-se uma colocação pós-tectônica para o mesmo. A idade de 545 ± 7 Ma poderia, portanto, corresponder à sua idade de cristalização e colocação final e essa hipótese é assumida nesse trabalho (isso é apresentado como hipótese, porque há casos na literatura onde, mesmo em granitos não deformados, constatou-se a discrepância entre as idades Rb-Sr e U-Pb em zircões - cf. MACHADO et al., 1991 e MACAMBIRA, 1992).

Quanto à origem desse granitóide, a sua alta razão inicial sugere uma fonte predominantemente crustal. Deve-se no entanto, levar em conta que conclusões definitivas a esse respeito só seriam possíveis integrando diversos métodos isotópicos, sobretudo tendo em vista as

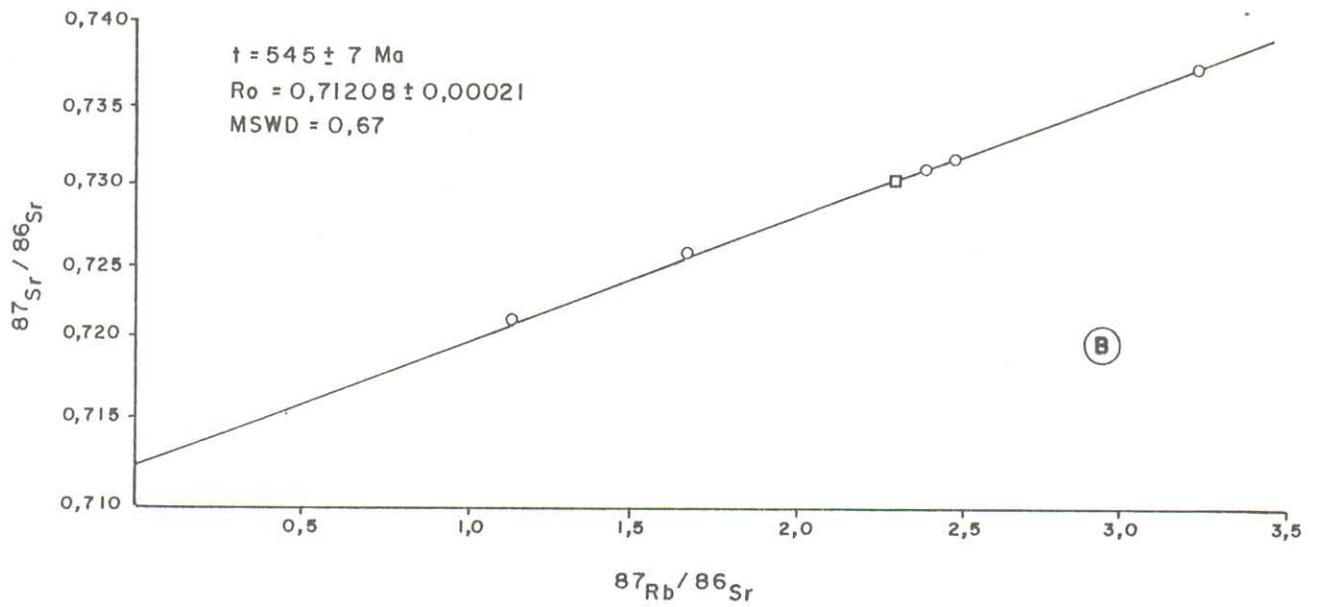
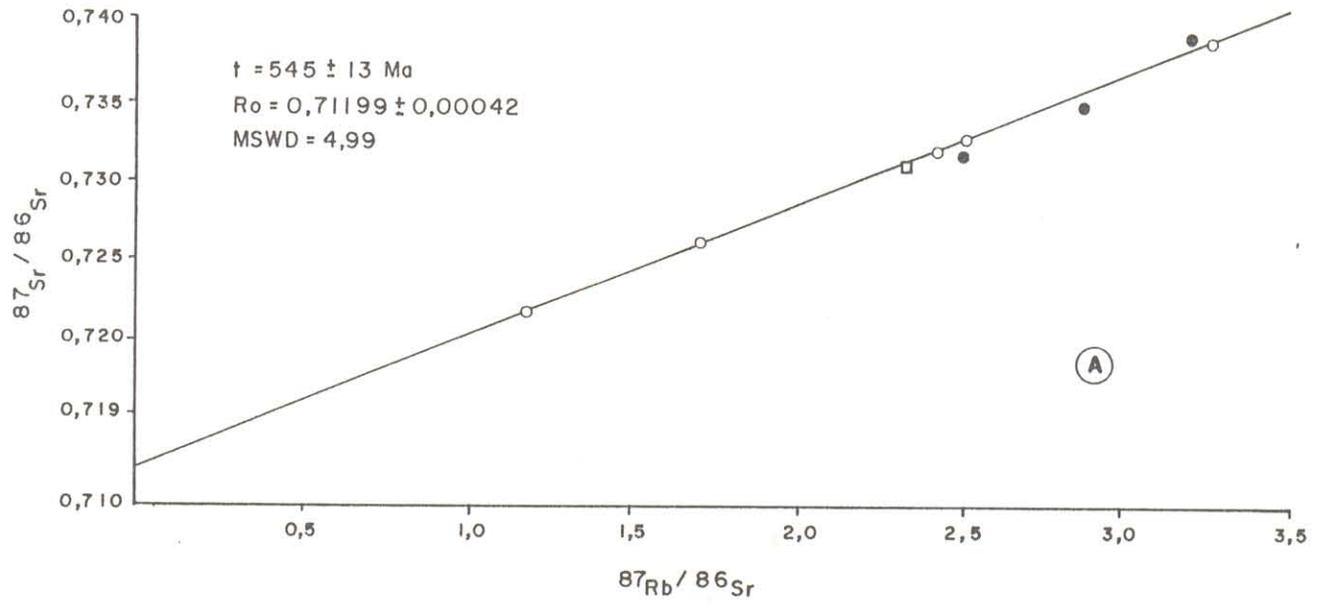


FIGURA 7.1-Diagramas isocrônicos Rb-Sr do Granitóide Umarizal.
 (A) Fácies Umarizal e AçãO; (B) Apenas as Fácies Umarizal e Lagoa

- FÁCIES UMARIZAL
- FÁCIES AÇÃO
- FÁCIES LAGOA

possibilidades de contaminação por Sr radiogênico durante a evolução magmática (BONIN, 1982).

7.2 - GRANITÓIDE QUIXABA

Apenas 5 amostras desse granitóide foram analisadas (Tabela 7.2), 4 de sua fácies homônima e uma da fácies Umari. A distribuição dessas amostras no diagrama isocrônico (Figura 7.2) sugere uma idade de $1,07 \pm 0,16\text{Ga}$, com uma $R_0 = 0,70453 \pm 0,00138$ e um MSWD extremamente alto (26,49). Esse MSWD reflete a forte dispersão dos pontos no diagrama isocrônico, notadamente das amostras UCG-270 e 273, e não dá confiabilidade a essa idade. Quando da repetição das análises dessas duas amostras não foram obtidos resultados significativamente diferentes, e isto indica um fator geológico, e não analítico, como causa para essa dispersão.

O fato da área de ocorrência desse granitóide ser bastante arrasada e apresentar coberturas residuais espessas, limita as ocorrências de bons afloramentos. Dessa forma, para aprimorar os dados obtidos, seria importante ampliar a amostragem desse granitóide, o que implica trabalhos de campo a serem feitos no futuro.

Uma possível explicação para a dispersão de pontos no diagrama isocrônico é a presença localmente nesse granitóide de associações complexas de monzonitos e quartzo-monzonitos, que podem refletir misturas incompletas de líquidos distintos. Aceitando-se essa hipótese, seria possível que as diferentes variedades não tenham sido geradas por um processo de diferenciação magmática de um líquido único, donde a heterogeneidade isotópica. Por outro lado, as analogias geoquímicas entre as rochas desse granitóide apontam fortemente para fontes e processos genéticos similares, o que não justificaria uma tão acentuada dispersão dos dados isotópicos.

Diante do exposto, a idade desse granitóide permanece indefinida. Entretanto as suas relações de campo e os aspectos deformacionais apontam para uma idade brasileira, que é assumida nesse trabalho, embora careça de comprovação geocronológica.

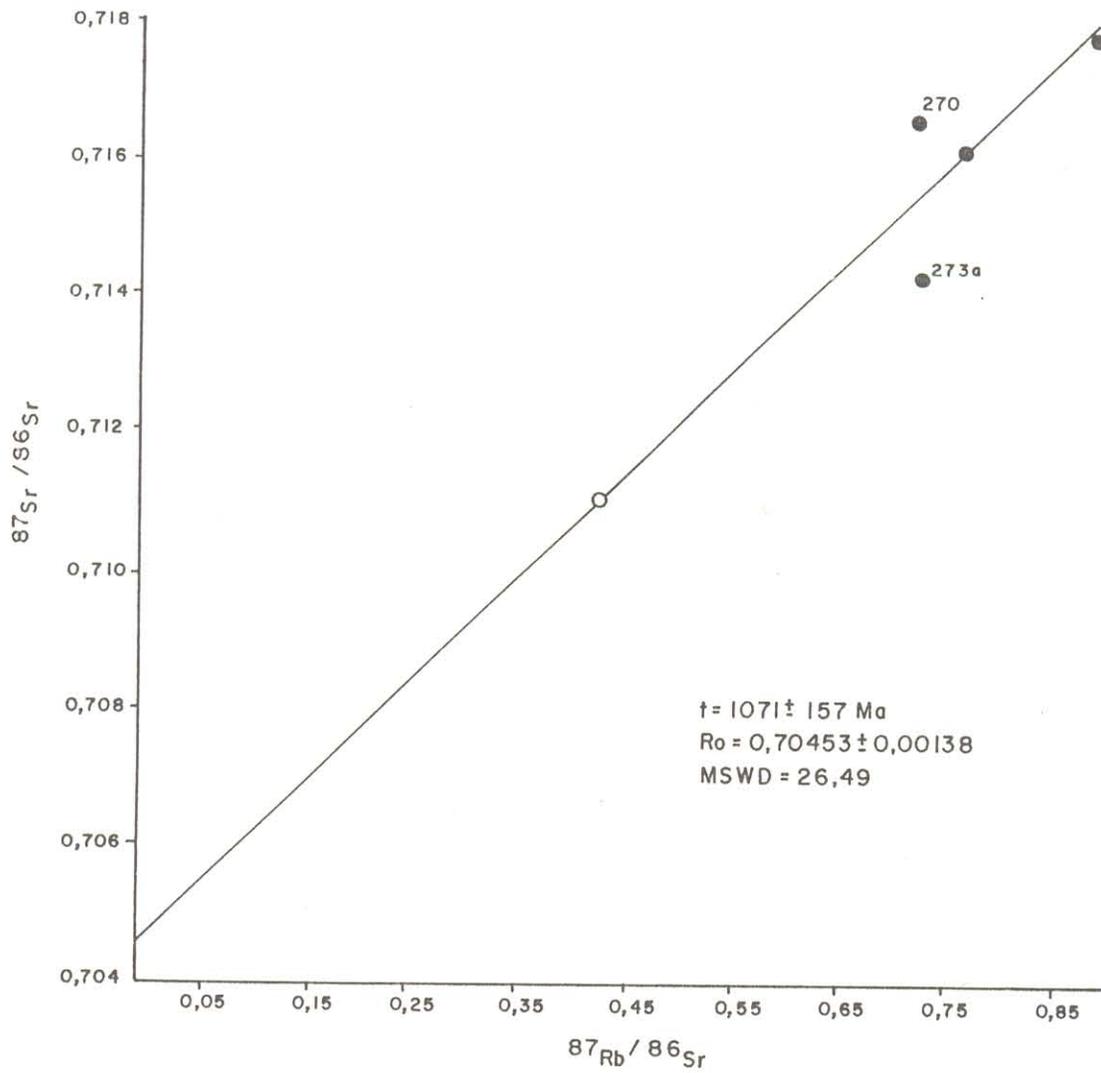


FIGURA 7.2 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para o Granitóide Quixaba.

- FÁCIES UMARI
- FÁCIES QUIXABA

Tabela 7.1 - Dados isotópicos Rb-Sr do Granitóide Umarizal

	Rb	Sr	Rb\Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
UCG-334	99,22	241,90	0,41	$1,118 \pm 0,010$	$0,721287 \pm 0,000079$
UCG-44	108,92	183,80	0,59	$1,718 \pm 0,015$	$0,725642 \pm 0,000169$
UCG-02	105,30	125,20	0,84	$2,440 \pm 0,021$	$0,730949 \pm 0,000113$
UCG-18	106,91	122,90	0,87	$2,524 \pm 0,022$	$0,731593 \pm 0,000157$
UCG-54	121,10	107,50	1,13	$3,268 \pm 0,028$	$0,737564 \pm 0,000097$
UCG-11	162,39	201,10	0,81	$2,341 \pm 0,022$	$0,730203 \pm 0,000068$
UCG-45	154,72	178,60	0,87	$2,513 \pm 0,023$	$0,730841 \pm 0,000059$
UCG-48	154,82	155,70	0,99	$2,883 \pm 0,028$	$0,733779 \pm 0,000080$
UCG-57	116,50	104,70	1,11	$3,229 \pm 0,028$	$0,737892 \pm 0,000080$

Obs: Amostras UCG-334, 44, 02, 18 e 54 (fácies Umarizal); UCG-11 (fácies Lagoa); UCG-45, 48, e 57 (fácies Ação)

UCG-334: Opx-cpx-anf-quartzo monzonito

UCG-11: Anf-bt-monzogranito

UCG-44: Cpx-bt-anf-quartzo sienito

UCG-45: Bt-anf-monzogranito

UCG-02: Faia-bt-cpx-anf-quartzo sienito

UCG-48: Bt-anf-sienogranito

UCG-18: Faia-cpx-bt-anf-quartzo monzonito

UCG-57: Bt-anf-sienogranito

UCG-54: Faia-bt-cpx-anf-sienogranito

Tabela 7,2 - Dados isotópicos Rb-Sr do Granitóide Quixaba

	Rb	Sr	Rb\Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
UCG-325a	86,71	604,30	0,14	$0,415 \pm 0,006$	$0,710990 \pm 0,000054$
UCG-270	79,55	325,40	0,24	$0,709 \pm 0,010$	$0,716569 \pm 0,000128$
UCG-273a	112,36	455,30	0,25	$0,715 \pm 0,011$	$0,714302 \pm 0,000086$
UCG-272a	103,87	397,40	0,26	$0,757 \pm 0,011$	$0,716152 \pm 0,000173$
UCG-291b	113,13	371,10	0,30	$0,883 \pm 0,013$	$0,717838 \pm 0,000070$

Obs: Amostras UCG-270, 273a, 272a e 291b (fácies Quixaba); UCG-325a (fácies Umari)

UCG-325a: Opx-cpx-anf-bt-quartzo monzodiorito

UCG-270: Bt-anf-quartzo monzonito

UCG-273a: Anf-bt-quartzo monzodiorito

UCG-272a: Bt-anf-quartzo monzodiorito

UCG-291b: Anf-bt-quartzo monzonito

7.3 - GRANITÓIDE TOURÃO

Foram analisadas 6 amostras desse granitóide, 3 da fácies Tourão, 2 da fácies Timbaúba e 1 dos microgranitos (Tabela 7.3). O diagrama isocrônico construído com essas 6 amostras (Figura 7.3a) mostra, com exceção da amostra UCG-78, um bom alinhamento dos pontos que definem uma idade de $592 \pm 10\text{Ma}$. A razão inicial é $0,71015 \pm 0,00034$ e o MSWD de 2,72.

Construindo-se um novo diagrama com apenas 5 amostras (Figura 7.3b), excluindo no caso a UCG-78, obtém-se uma isócrona de melhor qualidade (MSWD = 0,87), porém a idade e a razão inicial não mudam significativamente em relação à isócrona anterior ($t = 600 \pm 7\text{Ma}$ e $R_o = 0,70999 \pm 0,00022$). Por outro lado, deve ser ressaltado que, aparentemente, não há nenhuma razão de natureza geológica que justifique descartar a amostra UCG-78 do cálculo da idade desse granitóide.

O Granitóide Tourão mostra-se deformado e sua foliação é paralela àquela mais tardia identificada nas sua encaixantes. Porém, localmente, diques desse granitóide truncam essa foliação das encaixantes, ou até mesmo alojam-se segundo os plano axiais de dobras nas mesmas relacionadas a essa deformação. Diante do exposto interpreta-se que esse granitóide é de posicionamento tardi-tectônico em relação ao ciclo Brasileiro na área. A idade de $592 \pm 10\text{Ma}$ poderia, portanto, representar a sua idade de cristalização e colocação.

7.4 - GRANITÓIDES CARAÚBAS E PRADO

Foram analisadas 4 amostras do Granitóide Caraúbas e 2 do Granitóide Prado (Tabela 7.4). Dada a extrema similaridade, estrutural, petrográfica e geoquímica, entre esses dois granitóides, optou-se, de início, por construir-se um único diagrama isocrônico com as 6 amostras (Figura 7.4a). Este diagrama fornece uma idade de $654 \pm 24\text{Ma}$, uma razão inicial de $0,70751 \pm 0,00099$ e um MSWD = 3,1.

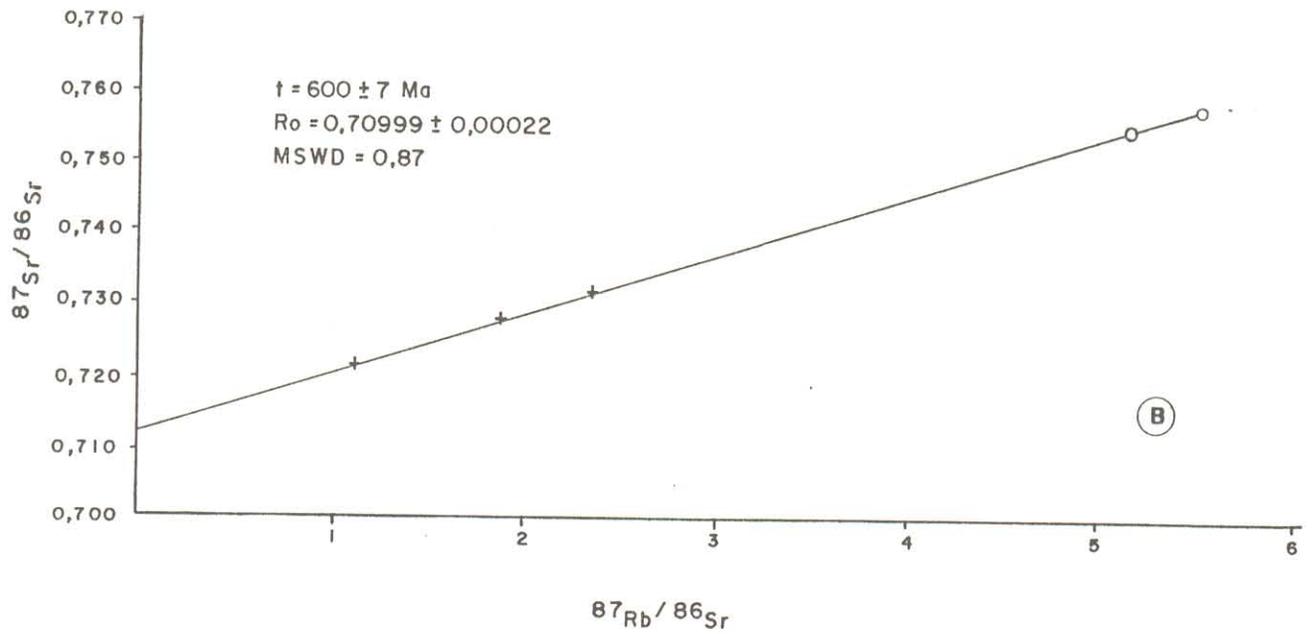
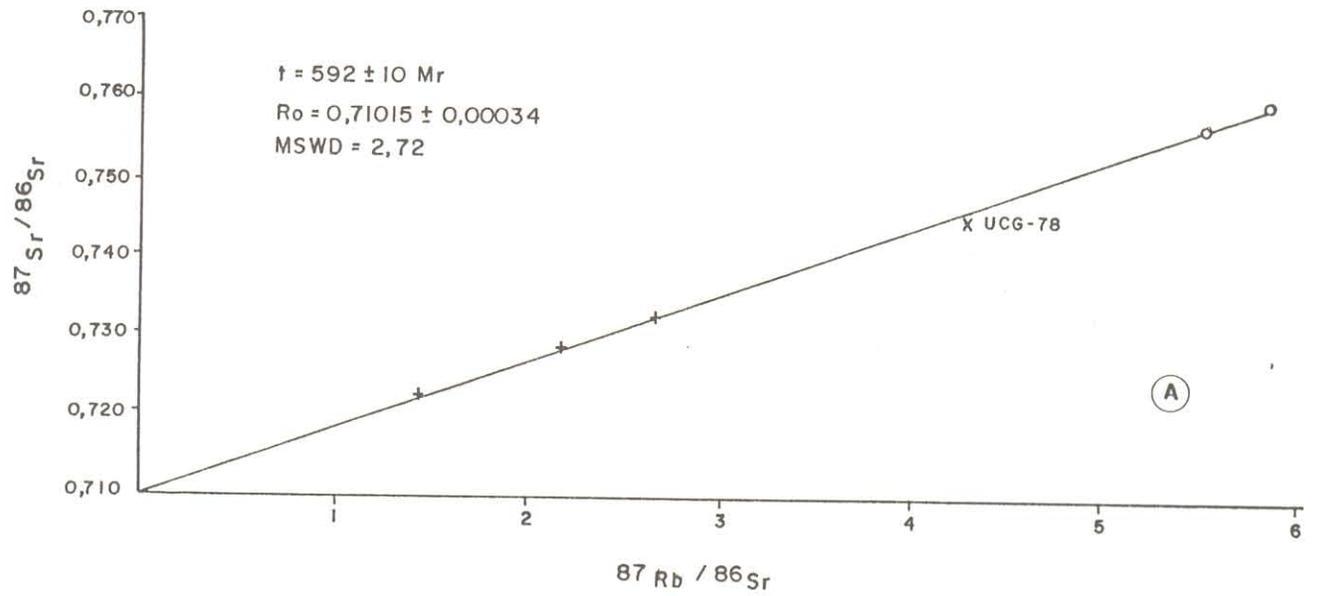


FIGURA 7.3 - Diagrama isocrônicos Rb-Sr para o Granitóide Tourão.
 (A) com a amostra UCG-78; (B) sem a amostra UCG-78

- + FÁCIES TOURÃO
- X FÁCIES TIMBAÚBA
- MICROGRANITO

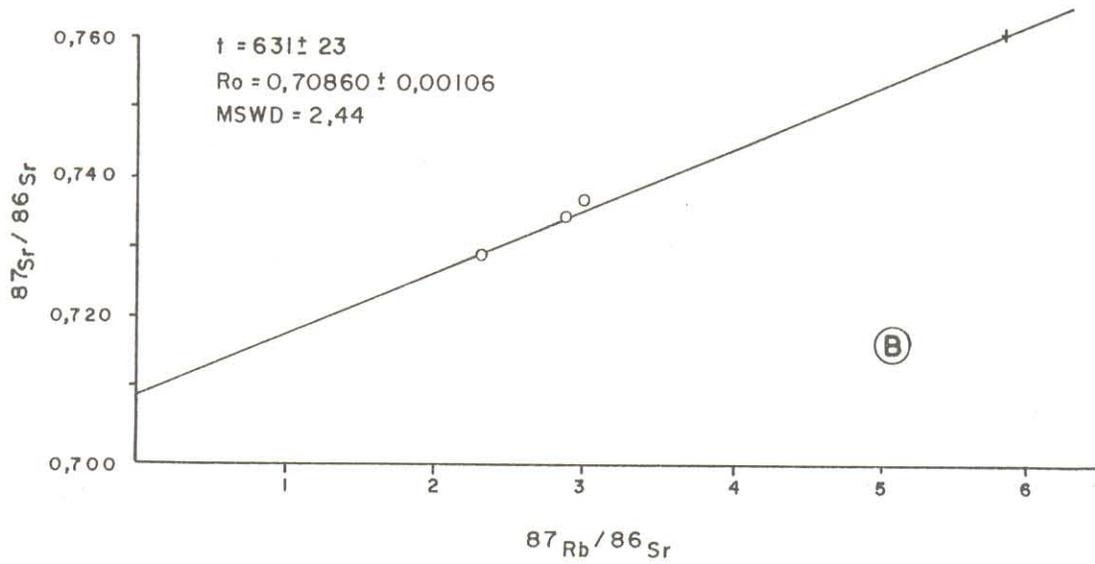
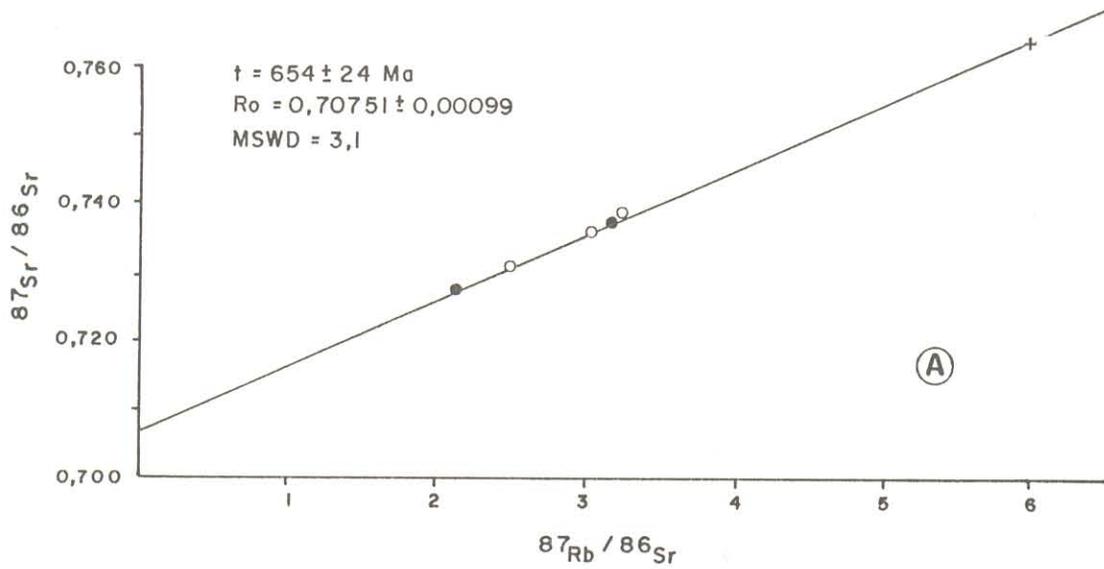


FIGURA 7.4-Diagrama isocrônico Rb-Sr para os granitóides Caruabas e Prado (A); e apenas para o granitóides Caruabas (B)

[GRANITÓIDE CARUABAS	{ GRANITOS PORFIRÍTICOS ○
		{ MICROGRANITO +
	GRANITÓIDE PRADO	{ GRANITOS PORFIRÍTICOS ●

Verifica-se aqui que a dispersão dos pontos ultrapassa um pouco aquela que seria esperada somente em função dos erros analíticos ($MSWD = 3,1$), e isto deve estar ligado a uma causa geológica.

Um outro diagrama foi então construído apenas com as amostras do Granitóide Caraúbas (Figura 7.4b). A idade isocrônica aqui determinada é de 631 ± 23 Ma, para uma razão inicial de $0,70860 \pm 0,00106$ e um $MSWD$ de 2,44. Apesar de não haver grandes modificações em relação à isócrona anterior, verifica-se um melhor ajuste do $MSWD$, porém o erro sobre a razão inicial permanece. De toda forma, considerando a maior segurança quanto à cogeneticidade das amostras, essa é a idade assumida para o Granitóide Caraúbas, admitindo-se para o Granitóide Prado uma idade similar.

Dentre os granitóides estudados esses dois são os que apresentam foliações mais marcantes, e eles estão espacialmente associados às zonas de cisalhamento que cortam a área. Em função disso, interpreta-se os mesmos como corpos sintectônicos, em relação aos principais cisalhamentos vinculados ao ciclo Brasileiro. A idade de 631 Ma, obtida para o Granitóide Caraúbas (e Prado), representaria a sua idade de cristalização e marcaria, possivelmente, o pico da deformação brasileira, marcada pelas grandes zonas de cisalhamento.

7.5 - COMPLEXO GRANÍTICO SERRA DO LIMA

Cinco amostras desse complexo foram analisadas, 1 dos granitos médios e 4 dos tipos finos. Três dessas amostras são de um único afloramento, uma grande pedreira localizada a S da cidade de Patu-RN, e as duas restantes provém de um afloramento próximo, situado no início da subida da Serra do Lima (Tabela 7.5).

As cinco amostras foram plotadas num diagrama isocrônico e forneceram uma idade de 575 ± 15 Ma, para uma $R_0 = 0,71011 \pm 0,00100$ e um $MSWD$ de 2,43. Essa isócrona (Figura 7.5a) pode ser assumida como verdadeira, e mesmo retirando-se a amostra UCG-119a (granito

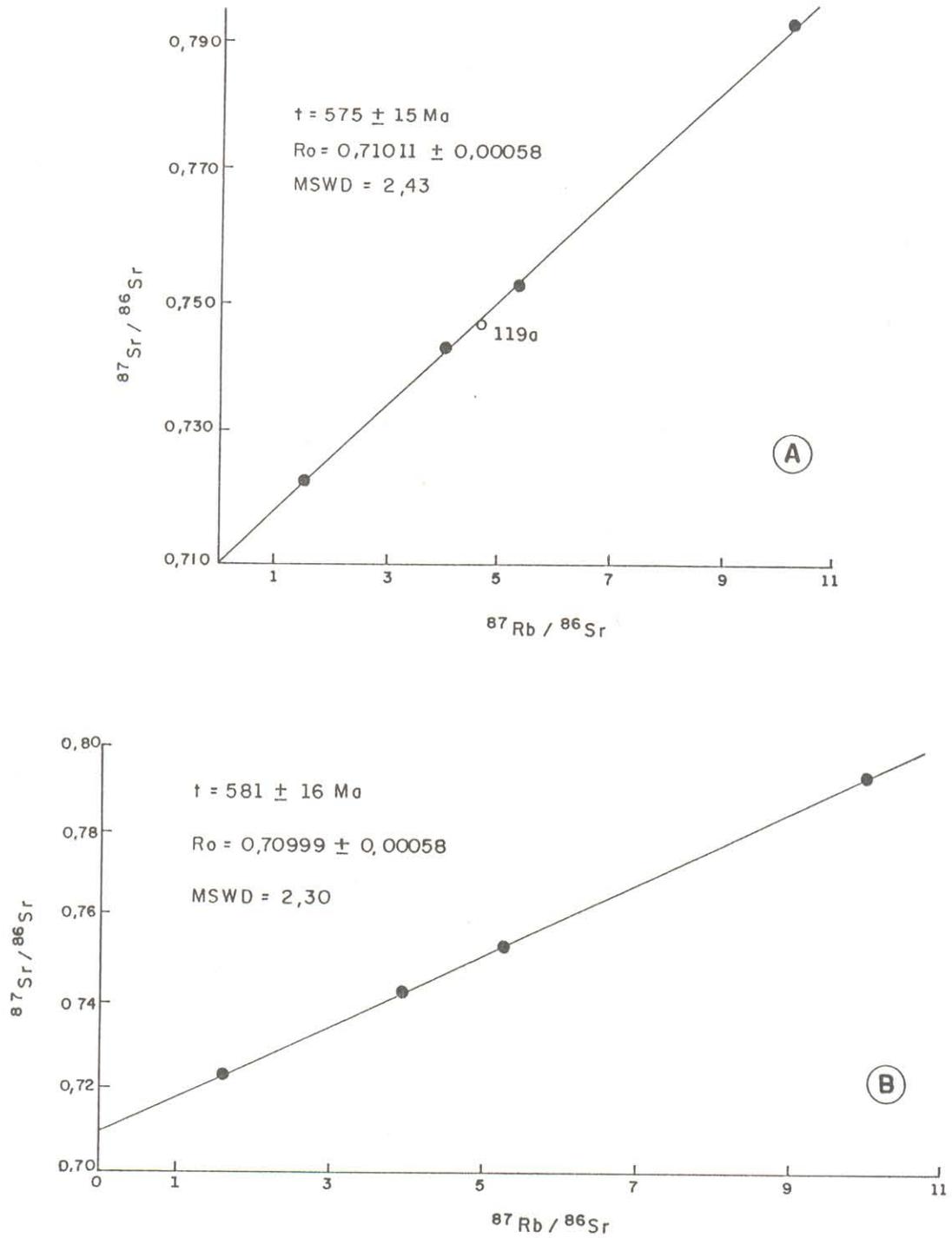


FIGURA 7.5 : DIAGRAMA ISOCRÔNICO PARA OS GRANITOS DO COMPLEXO SERRA DO LIMA. (○ GRANITOS MÉDIOS ; ● GRANITOS FINOS) .

A-TODAS AS AMOSTRAS

B-SEM A AMOSTRA 119a

Tabela 7.3 - Dados isotópicos Rb-Sr do Granitóide Tourão

	Rb	Sr	Rb\Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
UCG-124b	182,18	368,00	0,50	$1,434 \pm 0,014$	$0,722,312 \pm 0,000035$
UCG-183a	202,76	270,90	0,75	$2,170 \pm 0,023$	$0,728572 \pm 0,000170$
UCG-222	209,39	228,40	0,92	$2,659 \pm 0,027$	$0,732392 \pm 0,000048$
UCG-78	320,42	219,70	1,46	$4,234 \pm 0,054$	$0,744706 \pm 0,000037$
UCG-09	306,68	162,90	1,88	$5,474 \pm 0,066$	$0,757080 \pm 0,000052$
UCG-10b	245,96	122,80	2,00	$5,826 \pm 0,070$	$0,760037 \pm 0,000121$

Obs: Amostras UCG-124b, 183a e 222 (fácies Tourão): Anf-bt-monzogranito

Amostras UCG-78 e 09 (fácies Timbaúba): Bt-monzogranito

Amostra UCG-10b (microgranito): Bt-monzogranito

Tabela 7.4 - Dados isotópicos Rb-Sr dos Granitóides Caraúbas e Prado

	Rb	Sr	Rb\Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
UCG-254	278,10	378,80	0,73	$2,128 \pm 0,025$	$0,726830 \pm 0,000167$
UCG-268	281,45	260,40	1,08	$3,137 \pm 0,036$	$0,737260 \pm 0,000138$
UCG-135	273,05	318,20	0,86	$2,488 \pm 0,029$	$0,730921 \pm 0,000117$
UCG-79	261,38	248,60	1,05	$3,056 \pm 0,036$	$0,735686 \pm 0,000066$
UCG-82	261,34	238,60	1,10	$3,179 \pm 0,037$	$0,737795 \pm 0,000070$
UCG-301	332,83	161,40	2,06	$6,000 \pm 0,077$	$0,762305 \pm 0,000089$

Obs: Amostras UCG-254 e 268 (Granitóide Prado): Anf-bt-monzogranito

Amostras UCG-135 e 79 (Granitóide Caraúbas): Anf-bt-monzogranito

Amostras UCG-82 e 301 (Granitóide Caraúbas): Bt-monzogranito

Tabela 7.5 - Dados isotópicos Rb-Sr do Complexo Granítico Serra do Lima

	Rb	Sr	Rb\Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
UCG-119a	264,26	166,90	1,58	$4,600 \pm 0,090$	$0,746692 \pm 0,000239$
UCG-153c	171,57	331,30	0,52	$1,501 \pm 0,025$	$0,722375 \pm 0,000933$
UCG-153a	192,83	139,00	1,39	$4,028 \pm 0,069$	$0,743511 \pm 0,000347$
UCG-119b	306,32	168,20	1,82	$5,291 \pm 0,113$	$0,752615 \pm 0,000119$
UCG-153d	238,14	68,30	3,49	$10,180 \pm 0,217$	$0,793644 \pm 0,000176$

Obs: Amostras UCG-153c, 153a, 119b e 153d (granitos finos); UCG-119a (granito médio)

UCG-153c: Anf-bt-quartzo monzonito

UCG-153a: Bt-monzogranito

UCG-119b: Anf-bt-monzogranito

UCG-153d: Bt-monzogranito

UCG-119a: Bt-anf-monzogranito

médio), que geoquimicamente diferencia-se dos granitos finos, a sua qualidade não fica praticamente afetada (Figura 7.5b).

A foliação nas litologias desse complexo não é muito bem marcada, assemelhando-se, em geral, ao que se observa no granitóide Tourão. Esse aspecto e a idade obtida indicam que o posicionamento desse complexo seria tardi-tectônico. Porém a escassez de dados de campo (relações de contatos granito-encaixantes e granito-granito, e a falta de um estudo mais detalhado das estruturas presentes), fazem com que o posicionamento tectônico aqui sugerido não seja visto como definitivo. A idade de 575 Ma é assumida como sendo a de cristalização dos granitos finos, devendo corresponder também àquela do término da cristalização de todo o complexo, ou seja, a idade mínima desse complexo, considerando que na cronologia relativa das litologias desse complexo, os granitos finos são os mais tardios.

A razão isotópica inicial encontrada para esse complexo (0,71011) é muito similar a encontrada para o Granitóide Tourão (0,71015). Isto reforça a hipótese de fontes similares para esses dois granitóides, como já aventado em capítulos precedentes.

7.6 - DISCUSSÃO FINAL

Diante dos dados aqui apresentados fica claro que os granitóides estudados estão temporalmente relacionados ao ciclo Brasileiro. A atuação desse evento na região deu-se no intervalo de tempo de 630 - 570 Ma. Considerando o caráter sintectônico dos granitóides Caraúbas e Prado, e o caráter tarditectônico do Granitóide Tourão e do Complexo Serra do Lima, estima-se que o pico da deformação regional ocorreu em torno de 630 ± 20 Ma, e que episódios tardios poderiam ter se estendido até 570 ± 15 Ma. A idade do Granitóide Umarizal (545 ± 7 Ma) marcaria o período pós-tectônico desse ciclo e seria posterior ao último episódio de cisalhamento. Deve-se destacar aqui que esses dados geocronológicos corroboram, de modo geral, a estratigrafia determinada para esses granitóides durante o mapeamento geológico (vide Cap.3), embora ainda permaneçam dúvidas quanto ao posicionamento do Granitóide Quixaba, em função

das limitações dos dados de campo e geocronológicos. Entretanto, tendo em vista que o mesmo encontra-se afetado pelos cisalhamentos brasileiros, pode-se assumir que ele seja mais antigo que o Granitóide Umarizal.

A hipótese que o Granitóide Quixaba seja anterior ao ciclo Brasileiro não parece consistente com o caráter não penetrativo da deformação que o afetou e o acentuado contraste estrutural que apresenta em relação aos granitóides G_2 e à Formação Jucurutu. Admitindo-se a sua idade brasileira, ele poderia ser sin ou tarditectônico em relação a esse ciclo, sendo inviável concluir a esse respeito com os dados disponíveis, embora as semelhanças estruturais observadas por MORAIS NETO (1987) entre os granitóides Quixaba e Caraúbas, sugiram que os mesmos possam ser aproximadamente contemporâneos.

Observa-se nesses granitóides um aumento da razão isotópica inicial (R_o) no sentido do corpo mais antigo (Granitóide Caraúbas - $R_o = 0,708$) para o mais novo (Granitóide Umarizal - $R_o = 0,712$). No âmbito dos granitóides Caraúbas, Tourão e Serra do Lima, de marcantes afinidades petrográficas e geoquímicas, a variação do R_o não chega a ser muito significativa (R_o variando entre 0,708 e 0,710). Considerando uma provável fonte única para estes três granitóides, o aumento do R_o pode refletir diferenças no tempo de residência crustal dos mesmos, ou, alternativamente, em diferentes graus de contaminação a que cada um foi submetido durante sua evolução.

No caso do Granitóide Umarizal a hipótese é de uma fonte distinta, composicionalmente, daquela dos três granitóides anteriores. Essa fonte, possivelmente de natureza granulítica, foi enriquecida em Rb por contaminação crustal originando assim sua alta razão inicial isotópica. Uma outra alternativa seria que a fonte desse granitóide seria uma crosta mais antiga do que aquela onde foram gerados os magmas dos granitóides Caraúbas, Tourão e Serra do Lima.

O diagrama de evolução do Sr na crosta (FAURE, 1986, Fig. 10.4) permite avaliar a natureza da fonte desses granitóides, a partir de suas razões isotópicas iniciais. Os granitóides estudados situam-se no referido diagrama no campo referente à "fonte crustal" (Figura 7.6). Segundo FAURE (1986) quando as razões iniciais plotam no campo de fonte crustal, há duas

explicações possíveis: a) o Sr é todo derivado de fonte crustal previamente enriquecida em ^{87}Sr radiogênico ou, b) parte do Sr foi originado de fonte mantélica, porém sua composição isotópica foi significativamente modificada pela assimilação de Sr externo enriquecido em ^{87}Sr radiogênico (material crustal, por exemplo).

Para o caso específico dos granitóides estudados admite-se, com base no conjunto de dados já apresentados e discutidos, uma fonte essencialmente crustal e, mais provavelmente, de natureza ígnea. Porém, o fato de não se dispor de informações sobre outros isótopos radiogênicos além do Sr, nem tampouco sobre isótopos estáveis, faz com que essa interpretação seja preliminar, necessitando-se reavaliar no futuro uma possível influência mantélica e a consistência da hipótese emitida.

Considerando que os ortognaisses do Grupo Caicó constituem encaixantes importantes desses granitóides, plotou-se no diagrama de evolução do Sr na crosta (FAURE, 1986) as retas de variação da evolução do sistema Rb-Sr para algumas de suas litologias (os dados isotópicos utilizados são de SOUZA, 1991 e DANTAS et al., 1991). As composições isotópicas dos granitóides estudados caem, no geral, fora do espectro de evolução do Sr para as litologias do Grupo Caicó, com razões iniciais mais elevadas e relativamente ricas em Rb (Figuras 7.6a,d,e). A disposição dos pontos nesse diagrama (Figura 7.6b,c,f) sugere, entretanto, que há a possibilidade de que os granitóides Tourão, Caraúbas, Prado e o Complexo Serra do Lima, tenham se originado a partir da fusão de rochas mais máficas do Grupo Caicó (metagabros), ou até de gnaisses de natureza tonalítica.

Essa hipótese fica entretanto prejudicada por dois motivos principais: a) há um reduzido número de dados isotópicos dessas máficas (metagabros); b) considerando o grande volume desse granitóides na área, seria necessário também um grande volume de rochas máficas para gerar, por fusão parcial, o magma parental desses granitóides. Por outro lado, o volume de material básico associado ao Grupo Caicó tanto na área em questão, quanto na região do Seridó não é muito expressivo; c) para o caso dos gnaisses os valores de R_o situam-se próximo, ou na intersecção dos campos de fontes mantélica ou crustal, prejudicando essa hipótese.

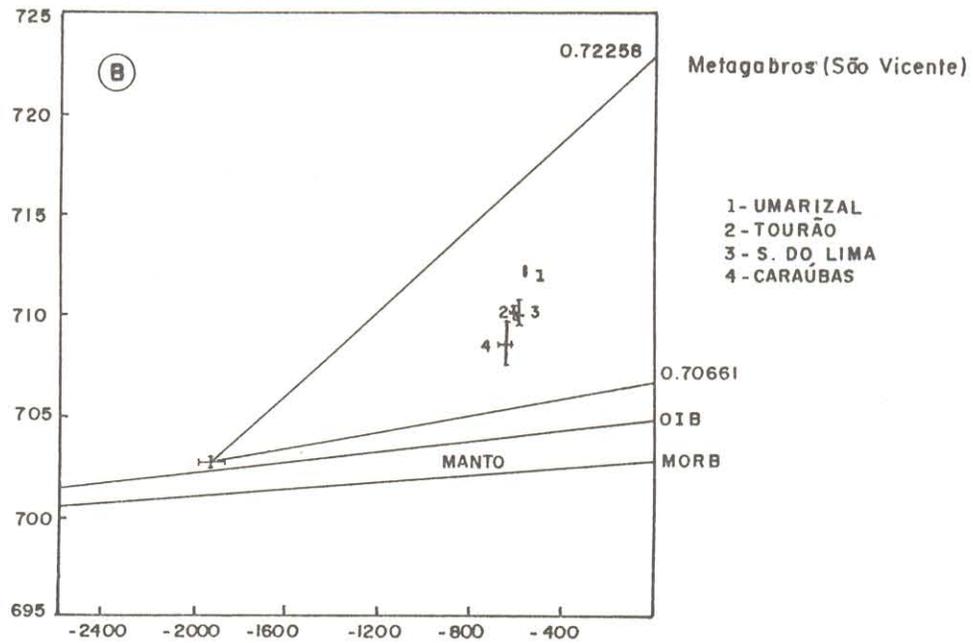
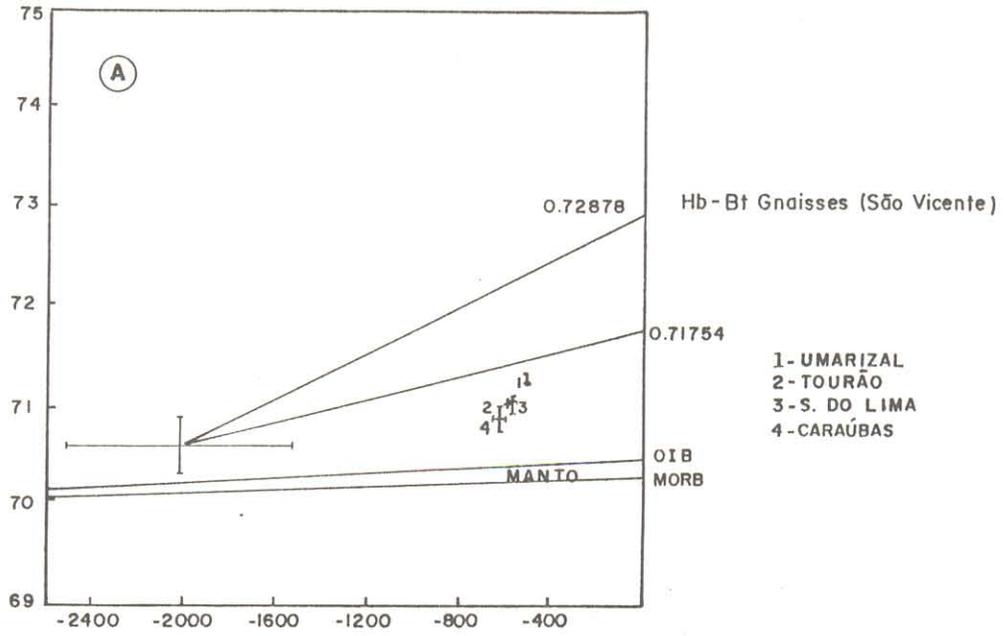


FIGURA 7.6 - GRANITÓIDES BRASILEANOS DA REGIÃO DE CARAÚBAS UMARIZAL NO DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO DE Sr NA CROSTA (FAURE, 1986).

OBS: ESTÃO PLOTADAS DIFERENTES CURVAS DA RAZÃO Rb/Sr PARA DIFERENTES LITOLOGIAS DO GRUPO CAICÓ

A, B, C, D - Dados Isotópicos de DANTAS et al. (1991)

E, F - Dados " de SOUZA (1991)

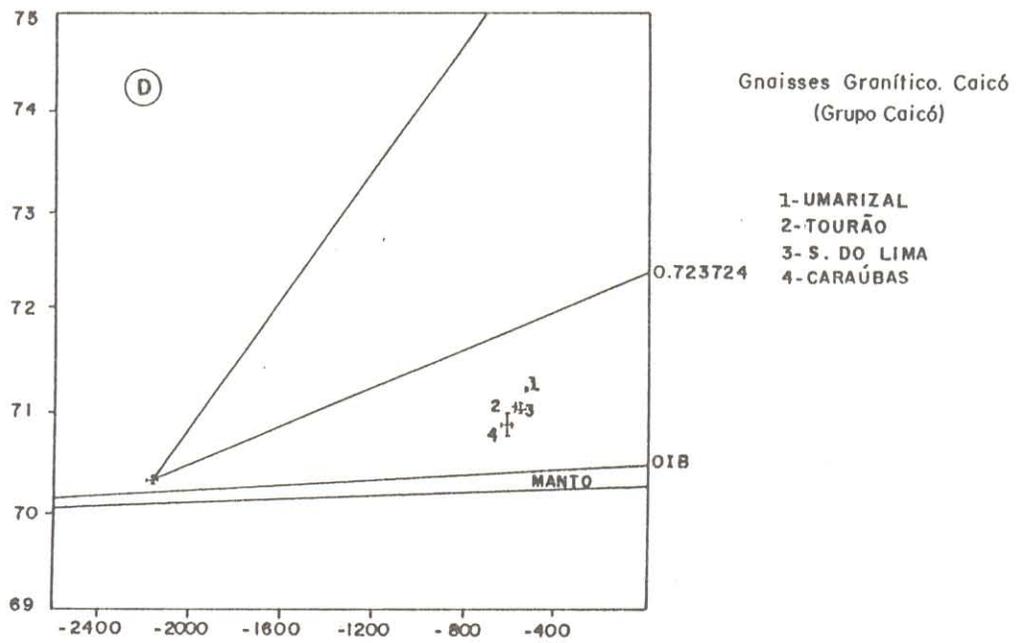
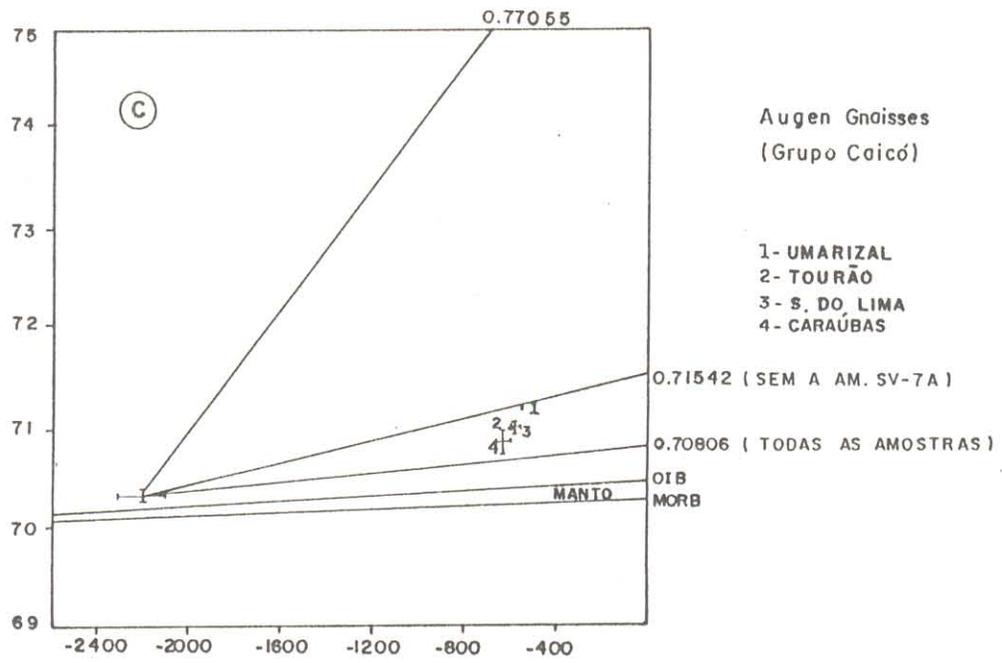


FIGURA 7.6 (continuação).

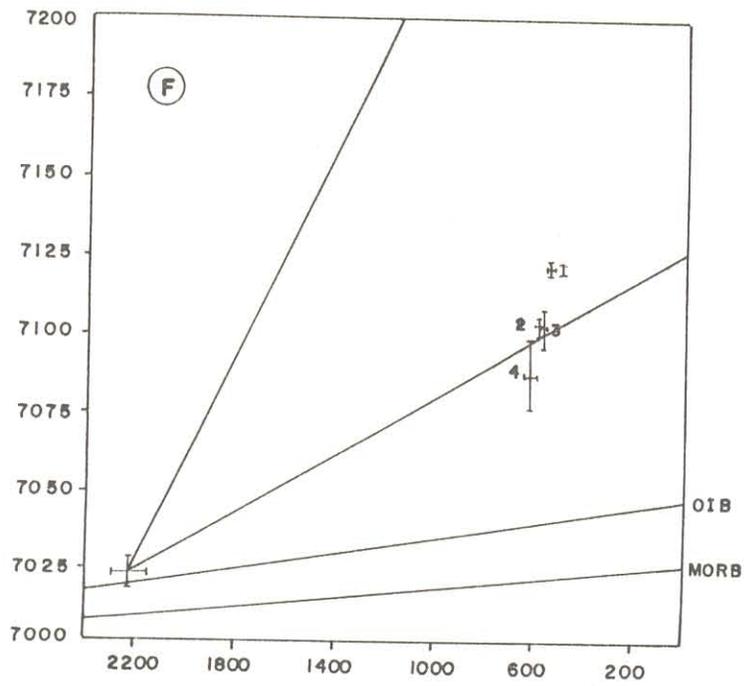
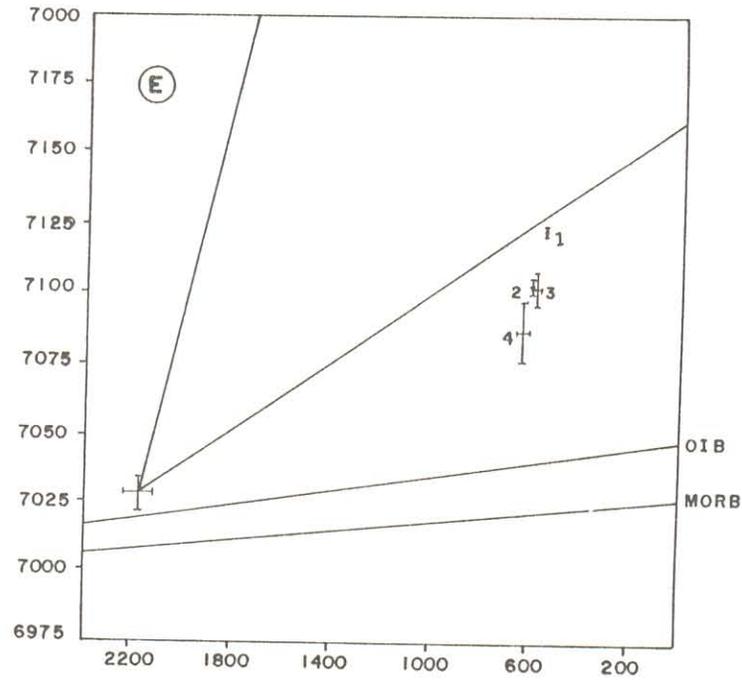


FIGURA 7.6 - Continuação

Para o Granitóide Umarizal, já foi aventada a hipótese de origem a partir de fusão de material granulítico, até o momento não encontrado nas litologias do Grupo Caicó. Logo, é altamente improvável que a fonte do magma gerador do primeiro seja similar ao Complexo Caicó atualmente aflorante.

Uma comparação das idades aqui obtidas com outras determinadas para granitóides da Província Borborema, composicionalmente similares, mostra que:

a) os granitóides Tourão, Caraúbas, Prado e o Complexo Serra do Lima, encontram similares amplamente distribuídos na referida província. Alguns exemplos são: Monte das Gameleiras-RN, 511 ± 25 Ma (McMURRY et al., 1987); Acari-RN, 574 ± 21 - 547 ± 25 Ma (JARDIM DE SÁ et al., 1987); Taipú-Cardoso-RN, 666 ± 16 Ma (HACKSPACHERR et al., 1987); Complexo Granítico de Fazenda Nova-PE, 630 ± 24 Ma (McMURRY et al., 1987); Batólito de Itaporanga-PB, 620 ± 22 Ma (MARIANO, 1987). É nítido que as idades obtidas para os granitóides Caraúbas, Tourão e Serra do Lima (631 ± 23 Ma, 600 ± 7 Ma e 575 ± 15 Ma, respectivamente) situam-se dentro do intervalo de idades definidas pelos demais granitóides brasileiros afins a eles (511 ± 25 Ma a 666 ± 16 Ma). Isso vem refletir a importância dessa granitogênese brasileira na Província Borborema.

b) Na Província Borborema o granitóide Umarizal encontra alguma similaridade com o Granito de Meruoca no NW do Ceará. Ainda que não se disponha de dados geocronológicos específicos para esse granito, admite-se que ele seja brasileiro com idade em torno de 500 Ma, em correlação com outros corpos da região (Mucambo - 548 ± 24 Ma, SIAL et al., 1981; Serra da Barriga - 482 ± 8 Ma, TAVARES JUNIOR et al., 1991; Granito do Pajé - 537 ± 21 Ma, GORAYEB et al., 1991). Por outro lado, a associação bauchítica da Nigéria (OYAWOYE, 1962, 1965; EBORALL, 1976 e DADA, 1989) tem composição extremamente similar ao granitóide Umarizal. Esta associação é relacionada ao ciclo Pan-Africano (correlato ao ciclo Brasileiro), e datações U-Pb fornecem-lhe idade de 638 ± 3 Ma (DADA, 1989). Os pontos analíticos encontram-se próximos, ou sobre a concórdia, havendo uma boa precisão da isócrona, e uma confiabilidade da idade obtida. Para o caso desses bauchitos essa idade foi interpretada como de

cristalização e colocação desse granitóide. Dentro do contexto geotectônico da área de Bauchi, DADA (1989) e DADA & RESPAUT (1989) consideram que esse granitóide foi de colocação sintectônica ao Pan-Africano, e está bastante deformado.

8 - MODELAMENTO

Dentre os processos de evolução magmática, fusão parcial, cristalização fracionada e mistura de magmas são os de maior importância. Partindo-se de um diagrama binário do tipo "log de elemento incompatível *versus* log de elemento compatível" (MARTIN, 1987, 1990) é possível estimar se o processo evolutivo dominante foi cristalização fracionada ou fusão parcial. Observa-se geralmente nesse tipo de diagrama uma curva de inclinação negativa suave quando se trata de fusão parcial e, no caso de cristalização fracionada uma curva também negativa, mas com forte inclinação (tendendo a verticalizar-se).

O comportamento dessas duas curvas é regido pelas equações de fusão parcial (1) e cristalização fracionada (2) :

$$(1) C^l = C_o / [D + F (1-D)]$$

$$(2) C^l = C_o F^{(D-1)}, \text{ onde:}$$

C_o = concentração do elemento no magma parental (2), ou na rocha fonte (1)

C^l = concentração do elemento no líquido diferenciado (2), ou no líquido produto da fusão (1).

F = percentagem do líquido restante da cristalização (2), ou grau de fusão (1)

D = coeficiente de partição global das fases sólidas que cristalizaram (2) ou das fases minerais residuais (1) e o líquido.

Esses dois comportamentos distintos evidenciam que, de modo geral, na cristalização fracionada o elemento incompatível tende a variar menos rapidamente que o elemento compatível, cujos teores decrescem com a diferenciação. Já no caso da fusão parcial tem-se uma variação acentuada nos teores do elemento incompatível, enquanto que os do elemento compatível variam pouco.

Considerando que os elementos traços são os que mais se prestam para o entendimento da evolução petrogenética de uma dada suíte magmática, procurou-se determinar qual(is) o(s) elemento(s) de comportamento mais compatível e incompatível nos granitóides estudados. O Rb é

o único que apresenta comportamento claramente incompatível, enquanto que Ba, Sr e Zr são bastantes compatíveis (vide os diagramas de Harker - Cap. 5), tendo sido os dois últimos selecionados para ilustrar a evolução desses granitóides.

Nos diagramas "log Rb x log Sr" e "log Rb x log Zr" (Figuras 8.1 e 8.2) observa-se que: a) o granitóide Umarizal mostra comportamento coerente com uma evolução por cristalização fracionada; b) no caso do Granitóide Tourão há uma grande dispersão das amostras analisadas, porém a sua distribuição nos diagramas parece mais coerente com um processo de cristalização fracionada.

Considerando o reduzido número de análises dos granitóides Caraúbas, Prado, Quixaba e da associação diorítica do Prado, optou-se por não se fazer o modelamento dos mesmos. O pequeno número de análises do Complexo Serra do Lima, e sua diversidade de litologias, também inviabiliza a sua modelagem. Por outro lado, considerando as analogias petrográficas e geoquímicas entre o Granitóide Tourão e os granitóides Caraúbas e Prado, e mesmo o Complexo Serra do Lima, é razoável admitir que cristalização fracionada também tenha sido o processo dominante de evolução dos três últimos.

8.1 - MODELAMENTO POR ELEMENTOS MAIORES

Partindo da premissa de que cristalização fracionada é o processo dominante na petrogênese dos granitóides Umarizal e Tourão pode-se discutir a partir dos diagramas de Harker (Cap.5 - Figura 5.1) e da petrografia quais as prováveis fases minerais envolvidas na cristalização fracionada.

Comparando com SiO_2 a forte correlação negativa apresentada por MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(l)}$ e TiO_2 , nesses granitóides, indica que as fases ferromagnesianas foram efetivamente fracionadas (faialita, ilmenita, piroxênio, etc). A correlação negativa de CaO e Al_2O_3 , e também do Sr, mostra que o plagioclásio deve ter sido também fortemente fracionado. Da mesma forma, a correlação negativa do K_2O nesses granitóides sugere que o K-feldspato também foi fracionado.

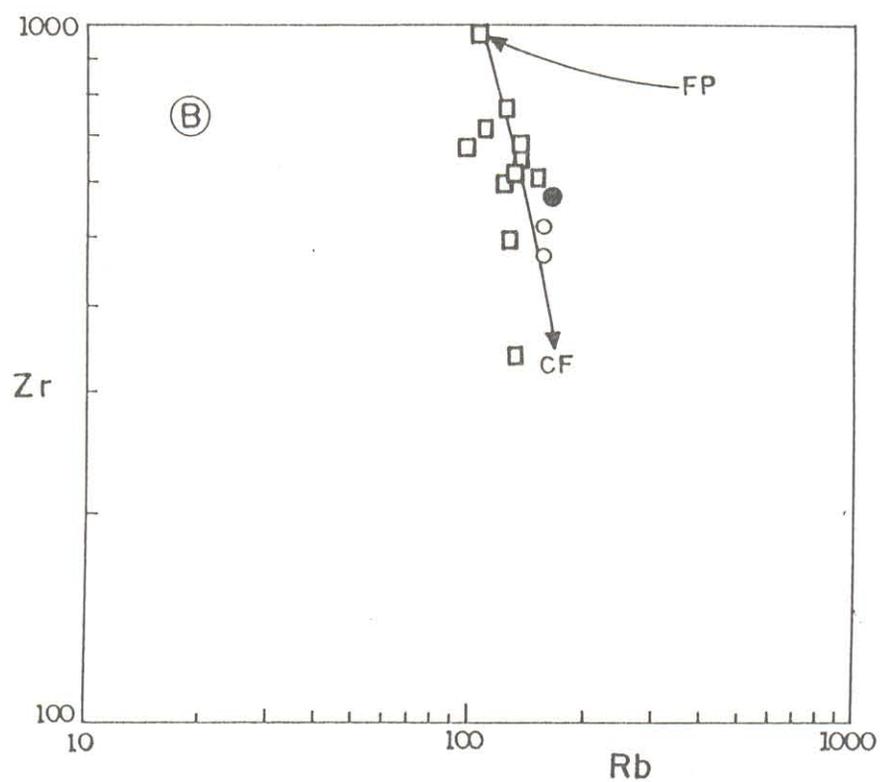
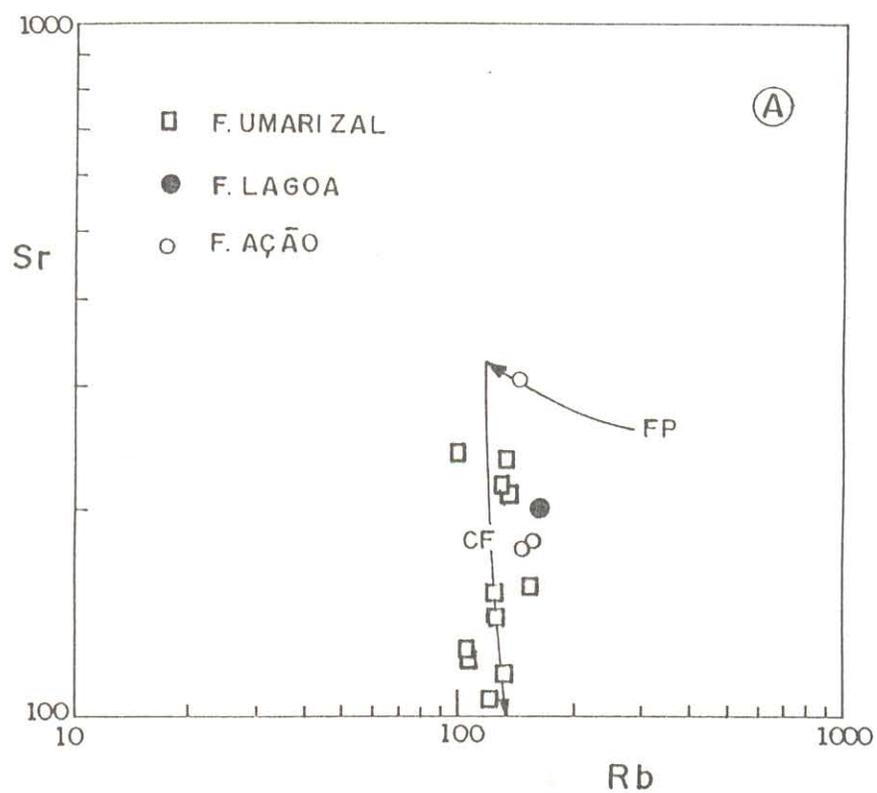


FIGURA 8.1 : GRANITOÍDE UMARIZAL NO DIAGRAMA "Log incompatível x log compatível".
(MARTIN, 1987), para Sr x Rb (A) e Zr x Rb (B)

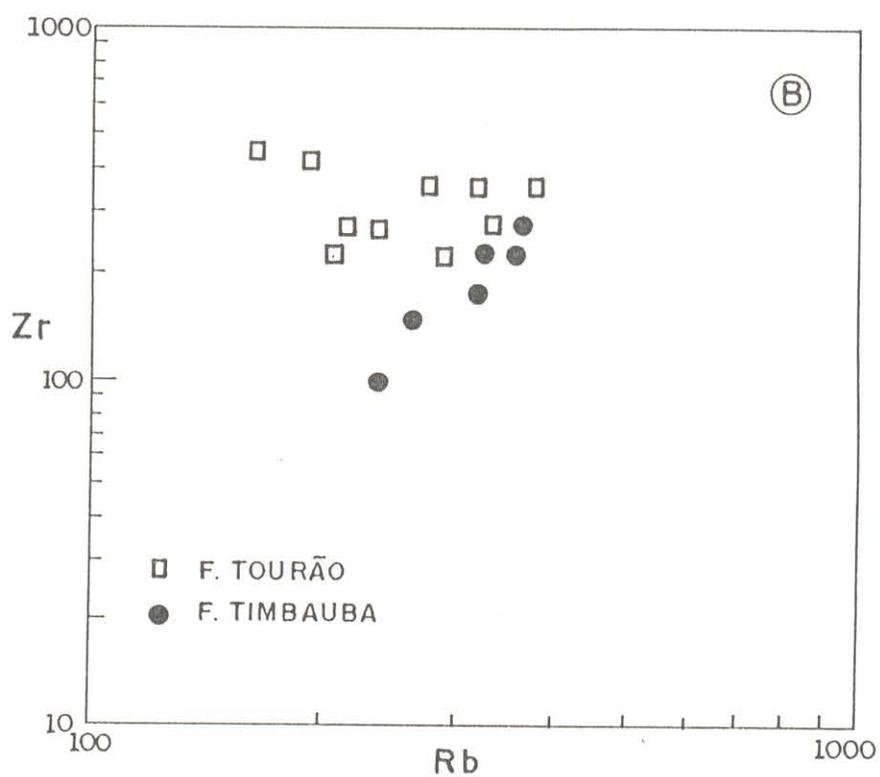
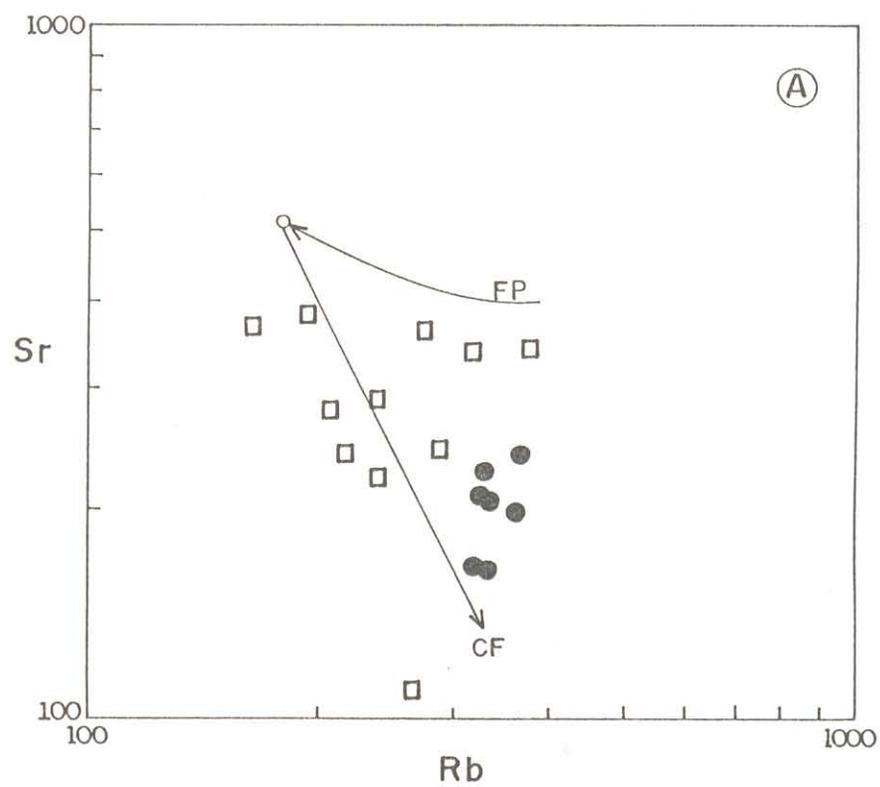


FIGURA 8.2 : GRANITÓIDE TOURÃO NO DIAGRAMA "Log incompatível X Log compatível" (MARTIN,1987) , para Sr x Rb e Zr x Rb

A determinação efetiva, qualitativa e quantitativamente, de quais as fases que foram envolvidas no processo de cristalização fracionada, para o caso de cada granitóide, foi feita utilizando-se o programa de computador XLFRAC (Stormer Jr & Nicholls apud SOUZA, 1991). A modelagem foi feita a partir das composições das fases minerais de cada granitóide (determinadas por microsonda - Cap. 6), para os casos de biotita, anfibólio, piroxênios e olivina (faialita). Para os demais minerais (plagioclásio, feldspato potássico, titanita, apatita e opacos) utilizaram-se as composições constantes no programa XLFRAC (essas composições foram retiradas da literatura (DEER et al., 1976 e ARTH et al., 1978, por exemplo).

Para a realização dos cálculos de modelagem foram usadas as amostras menos e mais evoluídas de cada granitóide (Lo e L1, respectivamente composição inicial e final).

As composições químicas de Lo, L1 e L1' (composição calculada do líquido final), e as composições mineralógicas dos respectivos cumulados encontram-se na Tabela 8.1.

O ajuste de cada modelo é dado pela somatória dos resíduos dos quadrados (SRQ), e tanto mais este valor se aproxime de zero melhor a qualidade do modelo. Admite-se que valores de SRQ menores do que 0,50 indicam um bom ajuste do modelo.

No Granitóide Umarizal, para a sua fácies homônima, as amostras UCG-02 e 54 foram tomadas, respectivamente, como as composições Lo e L1 do mesmo. A cristalização de 50% de um líquido de composição igual a UCG-02 poderia gerar um líquido similar em composição à amostra UCG-54. O cumulado resultante é muito rico em feldspato potássico e plagioclásio (mais de 80%), e contendo como fases ferromagnesianas (faialita, clinopiroxênio, ilmenita e apatita, em ordem decrescente), não envolvendo a participação de fases hidratadas (Tabela 8.1).

As correlações negativas apresentadas por Al_2O_3 , CaO, Na_2O e $Na_2O + K_2O$, ainda que o K_2O apresente uma forte dispersão (vide diagramas de Harker - Figura 5.1), confirmam a importância dos feldspatos no processo de evolução desse granitóide.

O ajuste do modelo para esse granitóide é de excelente qualidade com $SRQ = 0,02$, o que permite retê-lo como uma hipótese de trabalho. Deve-se salientar também que a natureza anidra

Tabela 8.1a - Composições químicas do líquido inicial (Lo), líquido final (L1), líquido final calculado (L1') e do cumulado (Lc) dos granitóides Umarizal e Tourão

	Granitóide Umarizal				Granitóide Tourão			
	Lo	L1	L1'	Lc	Lo	L1	L1'	Lc
SiO ₂	64,65	69,92	69,92	59,66	65,39	75,70	75,78	53,04
Al ₂ O ₃	16,12	14,65	14,62	17,71	15,41	13,02	13,07	18,71
Fe ₂ O _{3(t)}	5,67	3,76	3,76	7,60	5,14	1,53	1,62	9,75
MgO	0,19		0,08	0,22	0,95		0,12	1,92
CaO	2,11	1,28	1,28	2,96	2,71	0,89	0,96	4,98
Na ₂ O	4,03	3,57	3,67	4,32	3,33	2,87	3,03	3,62
K ₂ O	6,49	6,39	6,44	6,54	5,91	5,78	5,88	5,96
TiO ₂	0,51	0,30	0,31	0,71	0,83	0,10	0,18	1,59
P ₂ O ₅	0,21	0,12	0,13	0,28	0,33	0,10	0,19	0,42
Total	99,98	99,99	100,21	100,00	100,00	99,99	100,83	99,99
F%	50				55			

Obs: F%: porcentagem de líquido residual; SQR = 0,02 para o Granitóide Umarizal e SQR = 0,08 para o Granitóide Tourão

Tabela 8.1b - Composições modais dos cumulados originais (1) e modificados (2) dos granitóides Umarizal e Tourão.

	Granitóide Umarizal		Granitóide Tourão	
	1	2	1	2
Plagioclásio (An ₂₀)	31,59	31,59		
Plagioclásio (An ₃₀)			30,20	31,38
K-feldspato	52,92	52,82	29,83	30,58
Biotita			21,39	21,14
Hornblenda			15,30	15,30
Titanita			2,33	0,80
Apatita	0,65	0,65	0,95	0,50
Ilmenita	1,34	1,34		
Faialita	8,40	8,00		
Clinopiroxênio	5,10	5,10		
Zircão		0,50		0,20
Allanita				0,10

Obs: Cumulados determinados por elementos maiores e utilizados para os ETR (elementos terras raras)

do seu cumulado sugere que o magma parental desse granitóide poderia ser oriundo da fusão de uma fonte deficiente em água.

Para o caso do granitóide Tourão, utilizou-se a amostra UCG-124b como a composição Lo, e a UCG-10b como o L1.

As fases minerais envolvidas na evolução do granitóide Tourão são: K-feldspato, plagioclásio (An_{30}), biotita, hornblenda, titanita e apatita. Os feldspatos são as fases dominantes no cumulado (acima de 60%), o que justifica a correlação negativa para Al_2O_3 , CaO, K_2O , Ba, Sr e $K_2O + Na_2O$ nos diagramas de Harker.

Dentre as fases máficas, biotita e hornblenda são as dominantes (no geral acima de 30%), enquanto que titanita sempre excede a apatita na proporção de 2:1. A presença desses máficos nos cumulados corrobora as correlações negativas de Fe_2O_3t , MgO, CaO, TiO_2 e P_2O_5 nos diagramas de Harker. A qualidade do modelo aqui testado é muito boa, com SRQ de 0,08, o que permite considerá-lo como uma ótima hipótese de trabalho. A cristalização de 44% de um líquido de composição igual a UCG-124b poderia gerar um líquido de composição similar à amostra UCG-10b. O cumulado resultante é rico em feldspatos (66%) e em biotita (22%).

8.2 - MODELAMENTO POR ELEMENTOS TERRAS RARAS

Aqui parte-se também das composições Lo e L1 de cada granitóide, que são admitidas como sendo idênticas às do modelo anterior. Num diagrama de terras raras são plotadas as curvas correspondentes às amostras mais e menos evoluídas de cada granitóide (Lo e L1). A partir da composição do suposto cumulado obtém-se a curva do L1 calculado (L1'). Quanto melhor essa curva se amolde a do L1 real tanto mais confiável é o modelo. Os coeficientes de partição aqui utilizados para os elementos terras raras, são aqueles que constam do programa TRACES desenvolvido por H. Martin na Universidade de Rennes, França (Tabela 8.2).

Para o Granitóide Umarizal o L1' determinado com o cumulado original nas proporções de 40 e 50% de cristalização de Lo, adapta-se apenas razoavelmente a curva do L1 (Figura 8.3a),

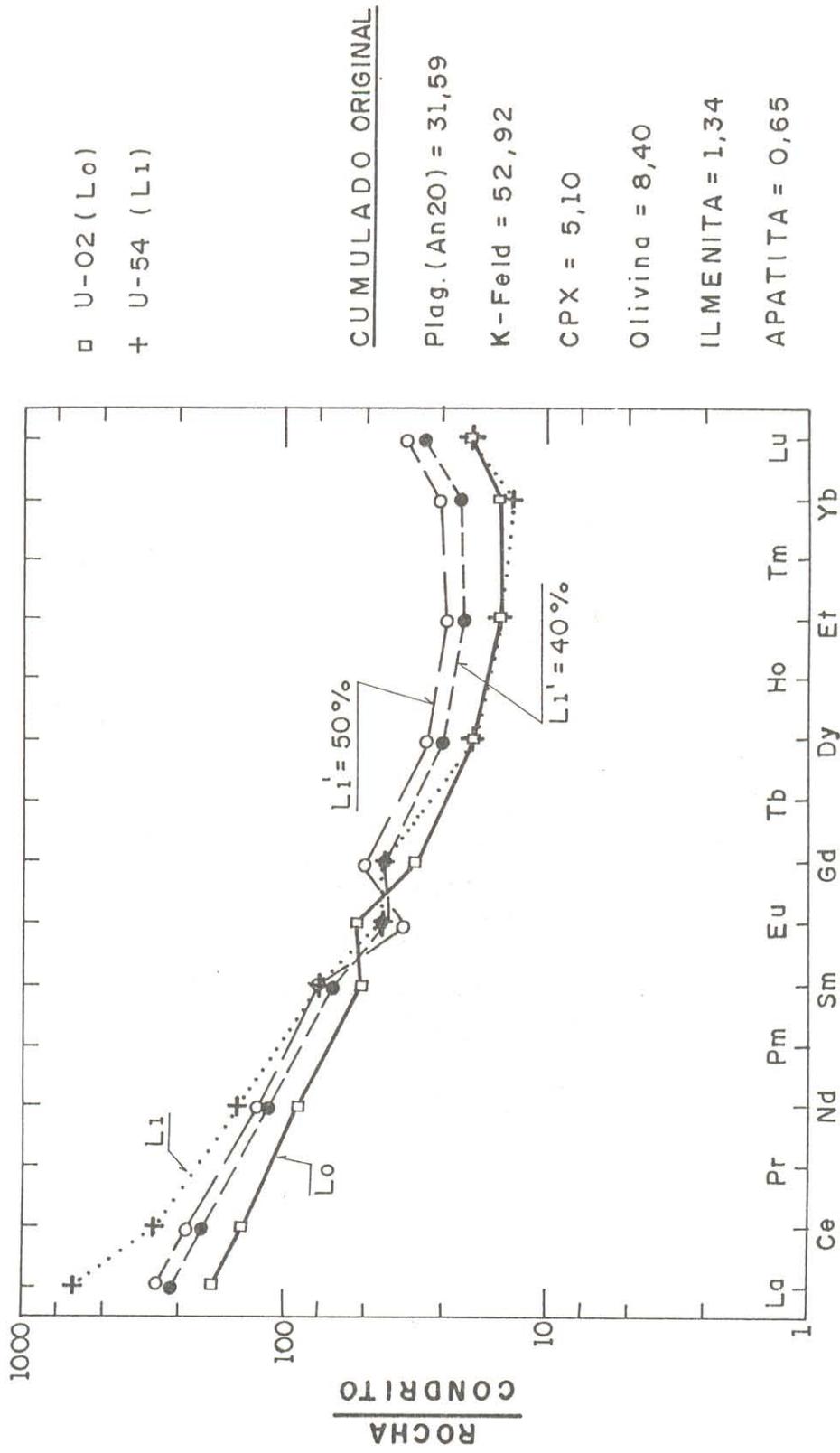


FIGURA 8.3a : Modelamento dos elementos terras raras para o granitóide Umarizal assumindo o cumulado original

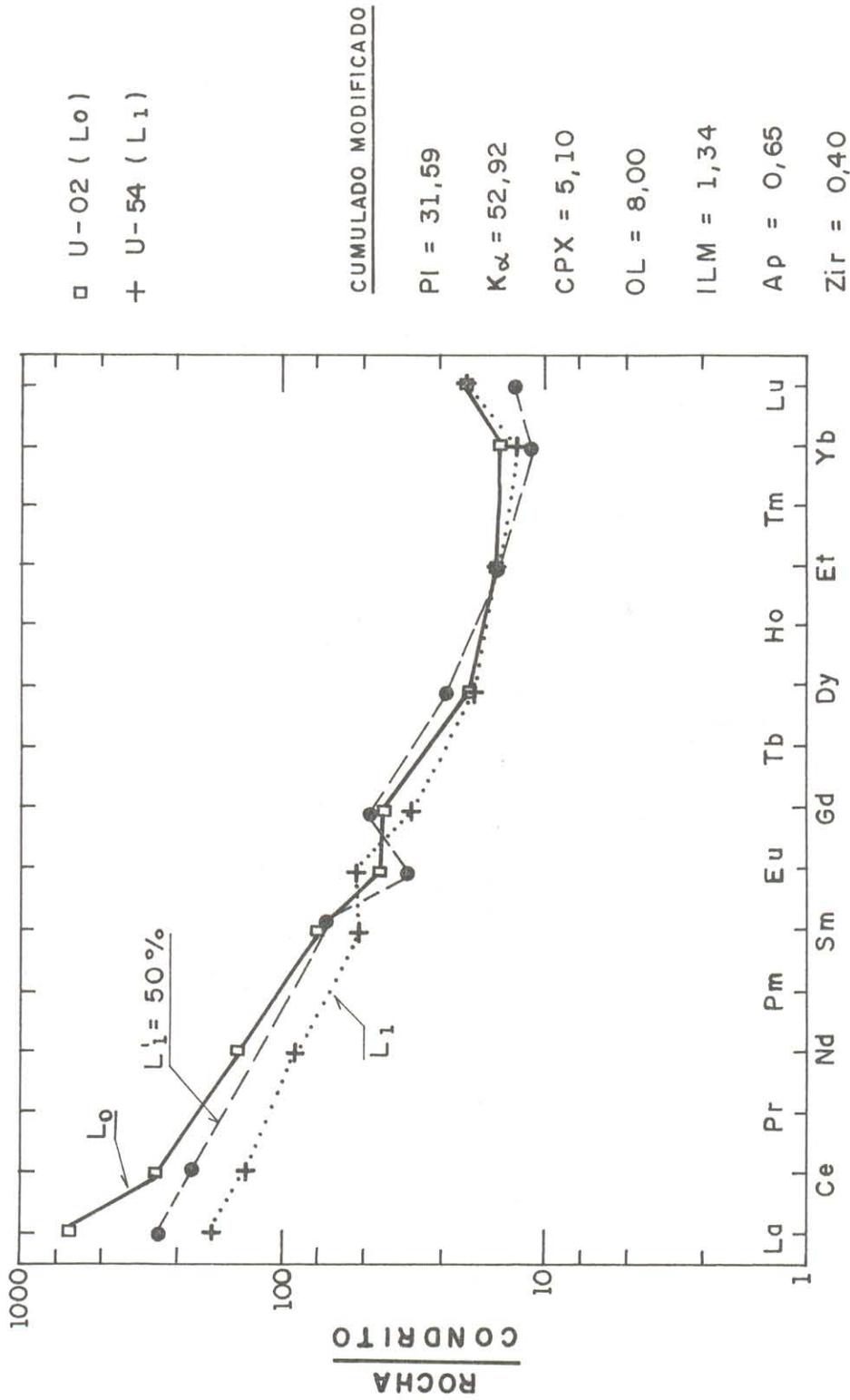


FIGURA 8.3b: Modelamento dos elementos terras raras para o granitóide Umarizal assumindo o cumulado modificado

pois há um desajuste relativamente acentuado dos terras raras leves (TRL) e pesados (TRP). Tentativamente foi admitido no modelo adicionar no cumulado uma pequena proporção de zircão (0,4%) e verificou-se um melhor ajuste dos TRP (Figura 8.3b).

Diante do exposto acima, considera-se que o modelo calculado com base nos elementos maiores, modificado pelo fracionamento de zircão é, em linhas gerais, o mais razoável. Zircão, apatita e clinopiroxênio são as fases que controlam predominantemente o comportamento dos terras raras (exceção ao Eu que é controlado pelos feldspatos). Apesar dos pequenos desajustes observados, o modelamento sugere que a hipótese de cristalização fracionada seria de modo geral adequada para explicar a evolução desse granitóide.

Para o granitóide Tourão verifica-se que: a) a curva determinada para o seu L1' com o cumulado original não se adapta ao seu respectivo L1 (Figura 8.4a); b) modificações apenas nas proporções relativas das fases do cumulado original e/ou na percentagem do líquido cristalizado, não permitem fazer um bom ajuste do modelo; c) somente com adição de novas fases ao cumulado original, tais como allanita e zircão, e conseqüentemente com modificações nas proporções das fases do cumulado obtido no modelamento, bem como com variações na percentagem de líquido cristalizado, é que se chega a um bom ajuste do modelo (Figura 8.4b).

Para este granitóide o modelo que melhor se ajusta envolve a participação de zircão (0,20%) e allanita (0,10%), somados às demais fases do cumulado original. Para esse modelo o melhor resultado deu-se na proporção de 40% de cristalização de Lo (Figura 8.4b). Nesse granitóide os minerais acessórios allanita, zircão, além de titanita e apatita, são as fases que controlam o comportamento dos terras raras.

8.3 - MODELAMENTO DA FONTE

Partindo do princípio de que cristalização fracionada é o processo fundamental na evolução dos granitóides Umarizal e Tourão, tentaremos agora identificar que fontes sofreram fusão para produzir o Lo de cada um deles. Os dados analíticos das fontes a serem analisadas

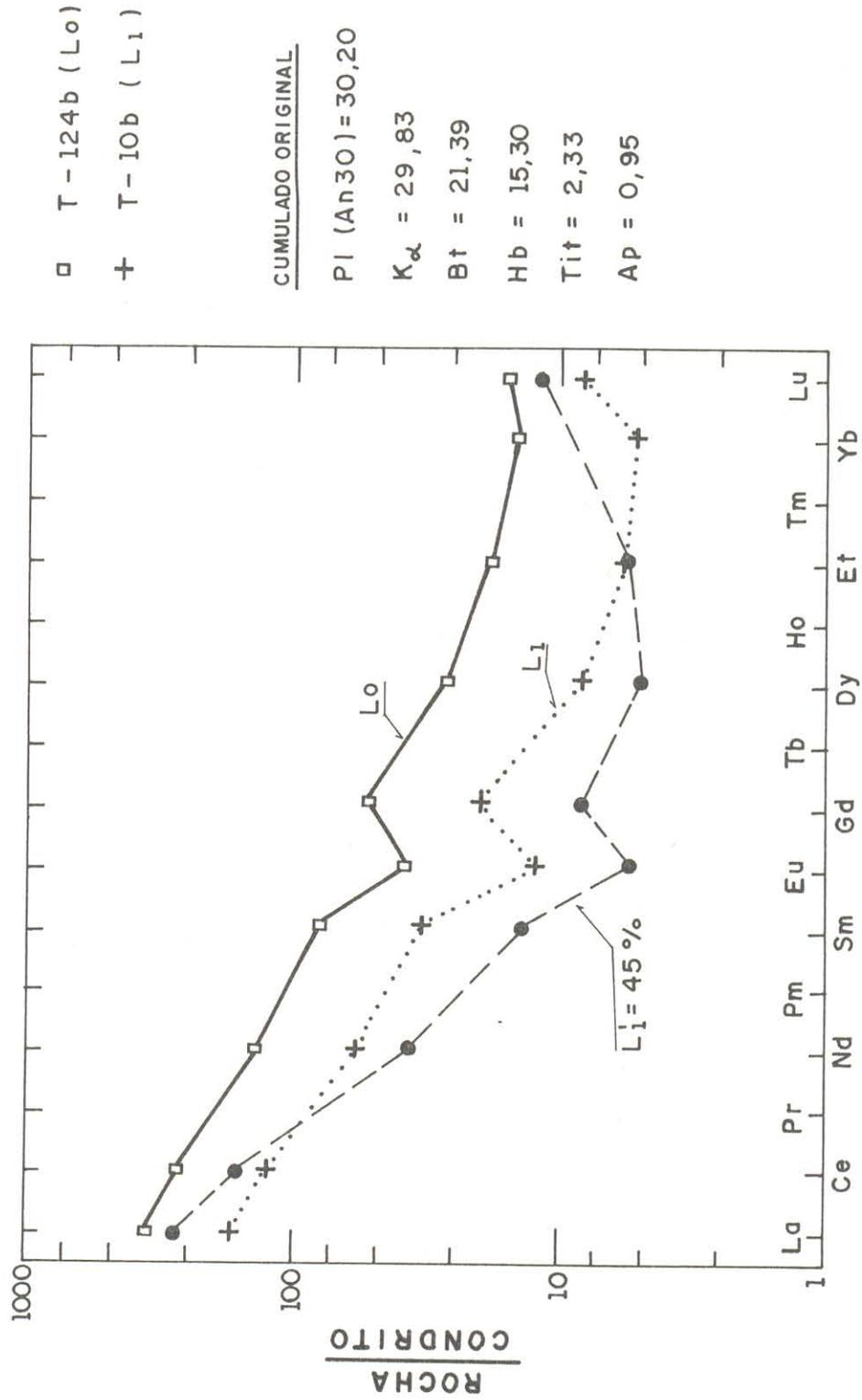


FIGURA 8.4a : Modelamento de elementos terras raras para o granitóide Tourão assumindo o cumulado original

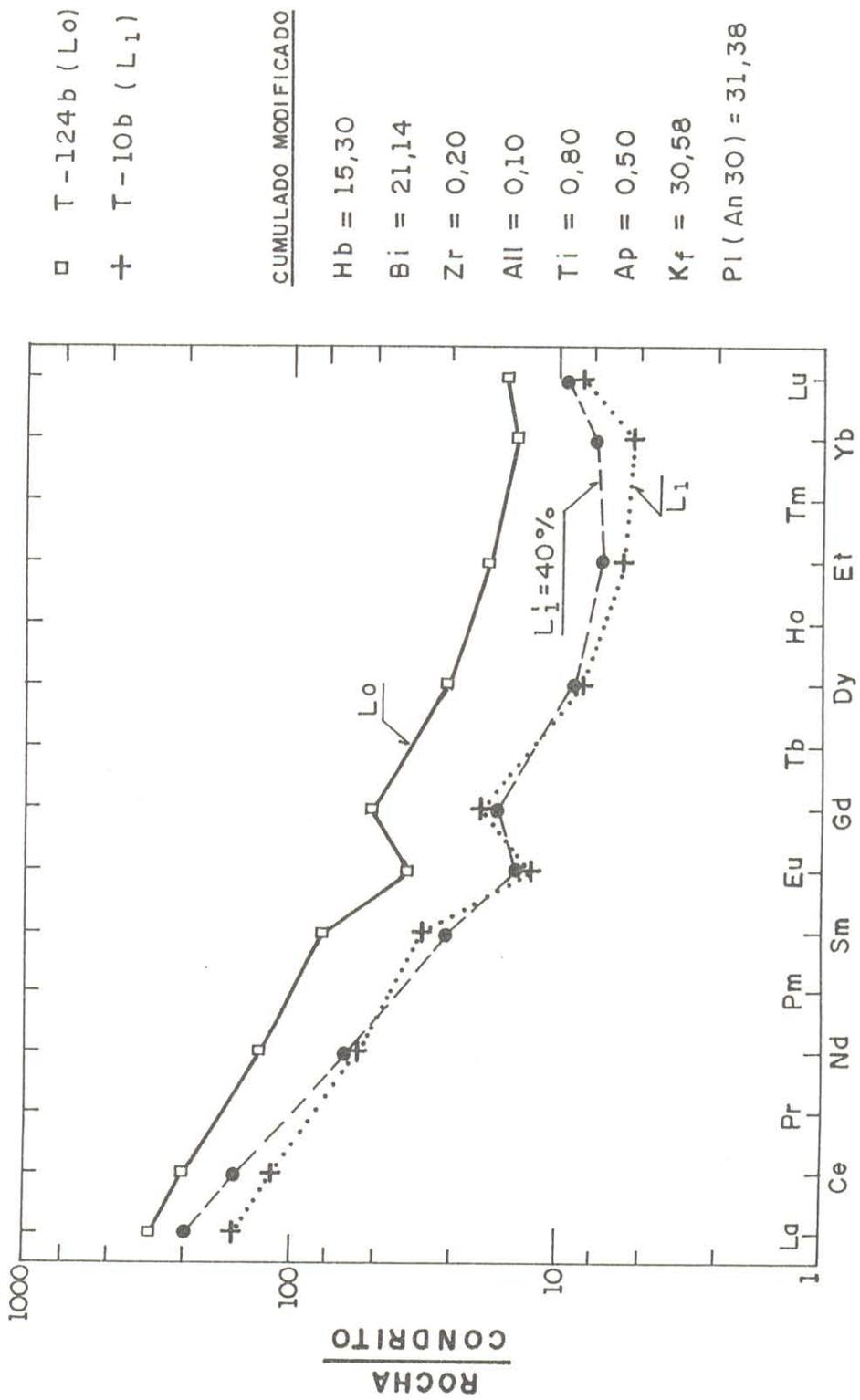


FIGURA 8.4 b : Modelamento de elementos terras raras para o granitóide Tourmalina assumindo o cumulado modificado

foram extraídos da literatura (LE MAITRE, 1976; ORMAASEN, 1977; TAYLOR & McLENNAN, 1981; FIGUEIREDO, 1981; RUDNICK & PRESPEL, 1990; SOUZA, 1991), e encontram-se na Tabela 8.3. O modelamento será feito a partir dos elementos maiores usando-se o programa XLFRAC.

Como discutido em capítulos precedentes, o Granitóide Umarizal é essencialmente de natureza crustal. Sua mineralogia e seu quimismo sugerem derivação de material da crosta inferior. O modelamento feito com a composição média da crosta inferior (TAYLOR & McLENNAN, 1981) dá um bom resultado ($SRQ = 0,72$), sugerindo que essa seja uma possível fonte para o Granitóide Umarizal. Modelamento usando a média dos granulitos pós-arqueanos (RUDNICK & PRESPEL, 1990) não deu resultado satisfatório ($SRQ > 10$). Da mesma forma, os testes com composições de granulitos da Bahia (FIGUEIREDO, 1981) não deram resultados aceitáveis.

Uma outra fonte testada foi a composição de mangeritos (ORMAASEN, 1977), cristalizados em condições de fácies granulito. O modelo em questão deu ótimo resultado ($SRQ = 0,10$), pois a fusão de aproximadamente 35% dessa fonte poderia gerar um líquido similar ao Lo assumido para o granitóide Umarizal. Considerando a boa concordância entre esse modelo e a hipótese levantada em capítulos precedentes para a origem do magma parental desse granitóide (fusão de material de base de crosta gerado em condições de fácies granulito), aceita-se o mesmo como o mais provável para explicar a origem do magma parental do Granitóide Umarizal.

O Granitóide Tourão também é, ao que tudo indica, derivado de materiais crustais. Os altos teores de SiO_2 e álcalis, e baixos de MgO , e as altas razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ sugerem isso. Tomando-se como ponto de partida para o modelamento a composição média da crosta inferior (TAYLOR & McLENNAN, 1981), constata-se que a mesma não dá um bom resultado ($SRQ > 2$).

Três outras fontes foram então testadas como possíveis geradoras do Lo desse granitóide. Considerando que ortognaisses do Grupo Caicó constituem boa parte das encaixantes desse granitóides, e o embasamento da área, foi testada a composição de ortognaisses tonalíticos

(SOUZA, 1991). Os altos valores de SRQ encontrados (acima de 2) levaram a descartar esses gnaisses tonalíticos como possível fonte. Uma outra hipótese testada foi a fusão de dioritos da associação do Prado. Os altos valores do SRQ (sempre acima de 2) também enfraqueceram muito essa hipótese.

Por último testou-se a fusão de monzonitos (LE MAITRE, 1976), esse modelo deu resultados razoáveis (SRQ = 0,56), sugerindo que fusão de aproximadamente 30% dessa fonte poderia originar o líquido inicial assumido para o granitóide Tourão. Possíveis fontes de composição monzonítica poderiam existir na base da crosta, durante a evolução do ciclo Brasileiro, porém isso não pode ser demonstrado no estágio atual. Portanto outras hipóteses, inclusive a formação do magma no manto, posteriormente submetido à profunda interação com materiais crustais, não podem ser totalmente deixadas de lado, embora uma origem crustal do magma seja a preferida nesse trabalho.

Tabela 8.2 - Coeficientes de partição para os elementos terras raras em rochas graníticas

	Plag	Kf	Hb	Bt	Cpx	Opx	Zir	Tit	All	Ap	Ilm	Magnt	Ol
La	0,4	0,054	0,74	0,034	0,3	0,13	2	36	960	25	0,005	0,12	0,0004
Ce	0,27	0,043	1,52	0,037	0,5	0,15	2,64	53	940	34,7	0,006	0,15	0,0005
Nd	0,21	0,027	4,26	0,045	1,1	0,2	2,2	88	750	57,1	0,008	0,22	0,001
Sm	0,13	0,018	7,77	0,058	1,67	0,27	3,14	102	620	62,8	0,01	0,27	0,0013
Eu	2,15	1,13	5,14	0,14	1,56	0,17	3,14	101	56	30,4	0,007	0,17	0,0016
Gd	0,097	0,011	10	0,09	1,85	0,35	12	102	440	56,3	0,017	0,34	0,0015
Tb	0,09	0,01	11	0,085	1,89	0,42	29	90	270	54	0,022	0,39	0,0016
Dy	0,064	0,0094	13	0,08	1,93	0,49	55	80	200	50,7	0,028	0,46	0,0017
Er	0,055	0,0078	12	0,074	1,66	0,66	140	59	100	37,2	0,046	0,65	0,0015
Yb	0,049	0,0065	8,4	0,065	1,58	0,89	280	37	54	23,9	0,077	0,86	0,0015
Lu	0,046	0,006	6	0,062	1,5	1	345	27	41	20	0,1	0,95	0,0015

Obs: Programa TRACES de H. Martin da Universidade de Rennes (França)

Plag (plagioclásio); Kf (K-feldspato); Hb (hornblenda); Bt (biotita); Cpx (clinopiroxênio); Opx (ortopiroxênio); Zir (zircão); Tit (titanita); All (allanita); Ap (apatita); Ilm (ilmenita); Magnt (magnetita); Ol (olivina)

Tabela 8.3 - Composições químicas utilizadas para o modelamento da fonte dos granitoides Umarizal (1, 2, 3 e 4) e Tourão (1, 5, 6 e 7)

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	54,00	62,87	58,22	60,10	62,66	54,85	61,52
TiO ₂	0,90	0,83	1,23	1,10	0,61	2,06	0,73
Al ₂ O ₃	19,00	15,14	14,67	16,80	16,57	16,01	16,48
FeO _(t)	9,00	6,79	5,92	7,10	6,18	10,02	5,48
MnO		0,11	0,10	0,10	0,10	0,04	0,08
MgO	4,10	3,73	2,40	1,10	2,16	3,22	2,80
CaO	9,50	4,57	5,28	3,40	4,72	5,55	5,42
Na ₂ O	3,43	2,92	3,04	4,70	3,29	3,29	3,63
K ₂ O	0,60	1,99	6,86	5,10	3,34	3,45	2,07
P ₂ O ₅		0,21	1,06	0,30	0,23	0,90	0,25
Total	100,40	100,03	98,78	99,80	99,86	99,38	98,46

- (1) Composição média da crosta inferior (TAYLOR & McLENNAN, 1981)
- (2) Granulitos pós-arqueanos (RUDNICK & PRESPEL, 1990)
- (3) Granulitos da Bahia (FIGUEIREDO, 1981)
- (4) Mangeritos (ORMAASEN, 1977)
- (5) Ortognaisses tonalíticos do Complexo Caicó (SOUZA, 1991)
- (6) Composição média dos dioritos do Prado (esse trabalho)
- (7) Monzonitos (Le MAITRE, 1976)

9 - GÊNESE E COLOCAÇÃO DOS MAGMAS

9.1 - GRANITÓIDE UMARIZAL

A dominância de litologias félsicas nesse granitóide e a ausência de termos de composição intermediária ou básica, sugerem, em princípio, uma origem a partir de fonte crustal; a alta razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,71208 \pm 0,00021$) também é compatível com essa hipótese. Além disto, conforme discutido anteriormente, há muitas evidências indicando que esse granitóide derivou-se de uma fonte granulítica anidra ou muito pobre em água (cf. Cap. 8 - Modelamento), o que explicaria suas analogias geoquímicas com os granitos do tipo A (COLLINS et al., 1982; WHALEN et al., 1987) e implicaria uma fonte crustal para o magma. A hipótese alternativa de derivação do magma a partir da diferenciação de magmas basálticos alcalinos do manto (EBY, 1992, EBY et al., 1992) não parece compatível com os dados mencionados acima, nem tampouco com as baixas razões Nb/Y apresentadas pelo Granitóide Umarizal.

Faialita granitos, com ou sem piroxênios, similares a esse granitóide, são tidos como originados de uma fonte anidra, de base de crosta, sendo gerados em condições de fácies granulito (EBORALL, 1976; ORMAASEN, 1977; STEPHENSEN & HENSEL, 1978). Segundo esses autores a cristalização desses granitos se inicia a altas P e T e sob baixa fugacidade de oxigênio, condições estas compatíveis com o que se estimou para o Granitóide Umarizal (vide Cap. 6).

Com base na constatação da similaridade geoquímica entre esse granitóide e aqueles do tipo-A, bem como sua posição no contexto geotectônico da área (um granito tipicamente pós-tectônico, não deformado), procurou-se avaliar a adequabilidade para os mesmos dos modelos de geração de magmas tipo A. Um dos modelos propostos envolve a fusão de resíduos de um granito tipo I (COLLINS et al., 1982). Essa hipótese foi testada através de modelamento, admitindo-se como premissa a derivação do líquido gerador do Granitóide Umarizal a partir da fusão do resíduo do Granitóide Tourão, um granito com algumas características de tipo-I, porém não mostrou-se qualitativa e quantitativamente coerente. Entretanto o modelamento considerando a fusão de

rochas mangeríticas cristalizadas em condições de fácies granulito forneceu um ótimo ajuste, sendo adequado para explicar a origem do magma gerador desse granitóide. O modelo de fusão de rochas tonalíticas em condições crustais (ANDERSON & BENDER, 1989; CREASER et al., 1991), também não parece adequado para explicar a geração do Granitóide Umarizal, pois seria altamente improvável a geração de magmas quartzo-monzoníticos ou quartzo-sieníticos a partir da fusão de tais rochas.

A geração desse tipo de magma em ambientes anorogênicos ou pós-tectônicos, tem sido discutida notadamente no que concerne a fonte de calor responsável pela fusão de rochas anídras na base da crosta (COLLINS et al., 1982; WHALEN et al., 1987; SYLVESTER 1989). Duas proposições principais são em geral colocadas: a) presença de um "hot spot" e/ou um adelgaçamento da crosta continental durante períodos extensionais, o que permite a elevação das isotermas do manto (SANDIFORD & POWELL, 1986); b) a presença de grandes volumes de magmas máficos, mantélicos, intrudidos ou interdigitados na crosta (CLEMENS et al., 1986; WHALEN et al., 1987; ANDERSON & BENDER, 1989; DALL'AGNOL et al., 1992).

Por outro lado, como bem atestam WHALEN et al. (1987) e SYLVESTER (1989), magmas do tipo A podem ocorrer em diferentes ambientes tectônicos, não sendo exclusividade de ambientes anorogênicos ou de riftes.

Via de regra a colocação desses granitóides tipo A se dá em níveis crustais rasos (epizona). A ascensão do magma pode estar relacionada a descontinuidades crustais tais como falhamentos, ligados ou não a formação de riftes. No caso do Granitóide Umarizal a ascensão do magma deve ter sido favorecida pela presença de extensas zonas de cisalhamento cortando a área (o Sistema de Cisalhamento Portalegre, ZCP, HACKSPACHER & OLIVEIRA, 1984). A ausência de deformação nesse granitóide e sua idade Rb-Sr (545 ± 7 Ma) demonstram a colocação pós-tectônica do mesmo, em relação a este último evento deformacional da área. Sua forma relativamente alongada segundo a direção do cisalhamento (NE-SW), bem como a disposição do seu contato a norte corroboram a hipótese de que sua colocação foi facilitada por essa megaestrutura.

A presença relativamente frequente de estruturas do tipo "stopping", brechas magmáticas, notadamente nas bordas do corpo, indica que o granito intruiu uma crosta já fria e que a fração líquida do magma era ainda muito importante, determinando um elevado contraste de viscosidade entre o mesmo e as suas encaixantes (PITCHER, 1979; MARRE, 1982).

9.2 - GRANITÓIDE QUIXABA

A presença de rochas bastante pobres em sílica nesse granitóide (fácies Umari), e a natureza da associação sugerem a derivação de seus magmas a partir de fonte mantélica. Por outro lado, a perturbação dos isótopos de Sr, revelada pelo desalinhamento das amostras analisadas no diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, indica uma evolução complexa para os líquidos desse granitóide com a possibilidade de ter ocorrido contaminação crustal ou mistura incompleta de líquidos distintos.

Esse granitóide mostra afinidades geoquímicas com associações shoshoníticas (subalcalina máfica, de acordo com a classificação de DEBON & LE FORT, 1988)). Várias das características de granitos dessa série, sumarizadas em MORRISON (1980) e NARDI (1986), são observadas no Granitóide Quixaba: a) mineralógicas: associação monzonítica, biotita e anfibólio como máficos principais; b) químicas: caráter metaluminoso, alto teor de álcalis ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$), razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ maiores que 1, em geral baixos teores de TiO_2 (0,8-1,8%), altos e variados teores de Al_2O_3 (15-17%), altos teores de Ba (1900-2400 ppm) e Sr (350-600 ppm), conteúdo médio de TR com fracionamento moderado a alto [$(\text{La}/\text{Yb})_N = 15-28$] e ausência de anomalias significativas de Eu. Entretanto, é nitido que o Granitóide Quixaba possui um caráter mais alcalino que as associações shoshoníticas típicas.

Segundo MORRISON (1980) e ZHOU (1987) associações shoshoníticas são relacionadas a zonas de convergência de placas. Os exemplos clássicos de associações desse tipo são encontrados em ambiente de arcos vulcânicos (MORRISON, 1980; PEARCE, 1982; Jake & White apud GUIMARÃES, 1989), e, normalmente, na fase terminal do desenvolvimento do arco. Porém elas têm sido identificadas também em outros ambientes tectônicos (THOMPSON et al.,

1984; THOMPSON & FOWLER, 1986, ZHOU, 1987; GUIMARÃES, 1989; GUIMARÃES & SILVA FILHO, 1990), como no caso de colisão continental, onde costumam ocorrer num estágio tardio ou posterior à colisão. Constata-se também que, dentro de uma orogenia, essas associações sucedem o magmatismo toleítico e cálcio-alcálico, ocorrendo como manifestações terminais do ciclo orogenético (Jake & White, Barker apud NARDI, 1986).

Em termos de ambiente tectônico de formação do Granitóide Quixaba, a ausência de um magmatismo cálcio-alcálico típico, pelo menos nas regiões do Seridó e no oeste Potiguar, e as demais evidências geológicas, não favorecem a hipótese de arco vulcânico. Entretanto, um ambiente de colisão continental ligada à orogenia Brasileira seria coerente com os dados disponíveis.

Considerando-se a íntima associação desse granitóide com a ZCP (a forma do corpo e o seu padrão deformacional demonstram claramente que sua colocação foi controlada pela ZCP), cuja idade é considerada como brasileira (em torno de 600 Ma), e que esta mesma idade é estimada para o fim da colisão brasileira (JARDIM DE SÁ, 1984b), admite-se que o granitóide Quixaba deve representar um magmatismo "sin" a "tardi" colisão.

A fonte desse granitóide é provavelmente de natureza mantélica. Fluidos provenientes da desidratação de fâsias da crosta oceânica subductada, enriquecidos em K, TRL e Rb, seriam responsáveis pela hidratação e enriquecimento da cunha do manto em elementos incompatíveis (WYLLIE, 1983; SILVA FILHO et al., 1987; GUIMARÃES, 1989). Esse manto enriquecido seria submetido posteriormente à fusão, provavelmente durante os estágios tardios da colisão.

9.3 - GRANITÓIDE TOURÃO E TIPOS SIMILARES

Os altos teores de SiO₂ (média acima de 70%) e álcalis (média da ordem de 8%), associados aos baixos teores de MgO e CaO (média na faixa de 0,4 e 1,5%, respectivamente), indicam claramente uma fonte crustal para esses granitóides. As razões iniciais ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr relativamente altas, na faixa de 0,70860 - 0,71015, são coerentes com essa hipótese, e sugerem

uma fonte de material ortoderivado, pois uma fonte metassedimentar deveria apresentar razões mais elevadas.

O modelamento efetuado (Cap. 8) mostra que a fusão de uma fonte monzonítica poderia originar o magma progenitor desses granitóides. O fracionamento precoce de anfibólio e biotita e, num estágio mais avançado de feldspatos, seria responsável pela sua diferenciação. Titanita, apatita, zircão e allanita são as fases minerais precoces que controlam o comportamento das ETR.

A colocação dos granitóides Caraúbas e Prado foi fortemente controlada pela ZCP. O Granitóide Caraúbas mostra-se intensamente deformado, apresentando no geral uma foliação de trend NE-SW de mergulho médio a forte. Este padrão deformacional, associado aos dados geocronológicos (idade de 630 ± 23 Ma), indica uma colocação sintectônica à ZCP para esse granitóide. Esta mesma hipótese é estendida ao Granitóide Prado, em função de sua forma amendoada e por ser limitado por zonas de cisalhamento.

O Granitóide Tourão e o Complexo Serra do Lima estão também deformados, porém não tão intensamente quanto os granitóides Caraúbas e Prado. Este aspecto e suas idades Rb-Sr (600 ± 7 Ma para o Granitóide Tourão e 570 ± 15 Ma para o Complexo Serra do Lima), sugerem que a sua colocação foi tardi tectônica em relação a ZCP, que não parece ter controlado a colocação de ambos de forma tão estrita.

A forma aproximadamente oval em planta do Granitóide Tourão e do Complexo Serra do Lima e a maior intensidade de deformação em suas bordas, gerando inclusive estruturas gnáissicas, sugerem que sua colocação deu-se através de intrusão diapírica, seguida de baloneamento. Por razões análogas esta hipótese é estendida ao Granitóide Caraúbas, cuja colocação contemporânea à instalação da ZCP foi responsável por sua forma alongada, segundo o eixo NE-SW. Essa hipótese é reforçada por dados gravimétricos que levaram LINS (1987) a inferir a presença em profundidade de grandes corpos diapíricos na região estudada.

O Granitóide Prado também pode representar uma intrusão diapírica, porém certamente sua colocação final foi estreitamente controlada pela ZCP. O mesmo está encaixado numa

estrutura tipo "pull apart", provavelmente similar àquela proposta para o pluton de Mortagne (GUINEBERTEAU et al., 1987).

Granitóides similares a estes em idade, padrão deformacional, texturas, petrografia e geoquímica, são frequentes na Província Borborema (Itaporanga-PB, Acari e Monte das Gameleiras-RN, Bodocó e Fazenda Nova-PE). Os mesmos têm sido interpretados como intrusões diapíricas e, no geral, também estão relacionados a grandes falhamentos ou zonas de cisalhamentos (SIAL, 1986, 1987; JARDIM DE SÁ et al., 1987; McMURRY et al., 1987; HACKSPACHER et al., 1987; MARIANO, 1989; TORQUATO et al., 1989).

9.4 - ASSOCIAÇÃO DIORÍTICA DO PRADO

Tal qual o Granitóide Quixaba, a Associação Diorítica do Prado tem uma assinatura shoshonítica, porém sem a tendência mais alcalina verificada no primeiro. A natureza intermediária de suas litologias (dioritos e quartzo dioritos), aponta no sentido de sua origem a partir de magma mantélico.

Apenas o extremo SW da área de afloramento do Granitóide Prado é que essas rochas ocorrem como porções individualizadas seccionadas pelos granitóides. Na grande maioria das vezes elas ocorrem como encraves alongados nos granitos, orientados segundo a foliação dos mesmos. As estruturas megascópicas observadas em vários locais da área são fortemente sugestivas de processos do tipo "magma-mingling". Admite-se que o granito e os dioritos coexistiram como magmas separados, de origens distintas e que ambos ascenderam juntos na crosta. O fato de os dioritos serem localmente intrudidos pelos granitos e de ocorrerem geralmente como encraves nos mesmos, indica que o magma diorítico estava mais avançado em sua cristalização e, conseqüentemente mais viscoso que o granítico. As relações nem sempre idênticas entre as duas rochas revelam que o magma diorítico apresentava variações de viscosidade, gerando um maior ou menor contraste de viscosidade com o magma granítico (MARRE, 1982). Quando o contraste de viscosidade entre os dois magmas era menor, houve

mistura mecânica de ambos durante os processos de colocação, gerando as feições de "magma-mingling" presentes.

Na região do Seridó também ocorrem situações similares as aqui descritas. Um bom exemplo é encontrado no batólito de Acari, onde JARDIM DE SÁ et al. (1987) admitem também magmas distintos para dois conjuntos litológicos análogos aos do Prado, bem como sua mistura a um dado momento de suas evoluções. Também nesse caso é invocada uma origem mantélica para os dioritos (MACEDO et al., 1990, LETERRIER et al., 1990). Estes últimos autores chamam ainda a atenção para a assinatura geoquímica shoshonítica dessas rochas. Idades Rb-Sr da ordem de 750 Ma (JARDIM DE SÁ et al., 1987) sugerem a formação relativamente precoce em relação ao Ciclo Brasileiro dessas associações dioríticas, mas precisam ser confirmadas por outros métodos geocronológicos. Nos seus diferentes aspectos o quadro observado na região do Seridó é similar ao que se observa no caso da associação diorítica do Prado .

10 - CONCLUSÕES GERAIS

Com base nos dados do mapeamento geológico da área em questão, do estudo petrográfico, geoquímico e geocronológico dos granitóides brasileiros, algumas conclusões podem ser tiradas:

a) O mapeamento geológico permitiu a elaboração do seguinte quadro litoestratigráfico: a) um embasamento gnáissico-migmatítico, de provável idade proterozóica inferior, correlacionado ao Grupo Caicó; b) uma sequência supracrustal constituída predominantemente por biotita-paragnaisses, com mármore subordinados, correlacionada à Formação Jucurutu, do Proterozóico inferior; c) augen-gnaisses, intrusivos no embasamento e na Formação Jucurutu, também atribuíveis ao Proterozóico inferior pela sua correlação com os granitóides "G₂"; d) diversos granitóides de idade brasileira; e) bacias sedimentares mesozóicas (Potiguar e Gangorra) e coberturas sedimentares cenozóicas (Formação Serra dos Martins).

b) Foram identificados seis corpos granitóides de dimensões batolíticas, de idade brasileira (Umarizal, Tourão, Caraúbas, Prado, Complexo Serra do Lima e Quixaba). As relações de campo mostram que o Granitóide Umarizal é o mais novo de todos, sucedendo ao Granitóide Tourão, e este último ao Granitóide Caraúbas. Relações de campo e estruturas indicam que a colocação do Complexo Serra do Lima é cronologicamente próxima daquela do Granitóide Tourão, da mesma forma que o Granitóide Prado o é da do granitóide Caraúbas. Quanto ao Granitóide Quixaba, as relações de campo não permitiram estabelecer a sua cronologia com respeito aos demais granitóides, todavia o seu padrão deformacional indica que ele seja mais antigo do que o Granitóide Umarizal.

c) Quanto às feições estruturais, todos os plutons brasileiros, à exceção do Granitóide Umarizal, mostram-se foliados. Essa foliação, predominantemente de direção NE com mergulho para

SE, relaciona-se à tectônica brasileira. A deformação frágil-ductil é representada por fraturas, falhas e por zonas de cisalhamento de ampla distribuição na área. Estas zonas, que seccionam ou limitam os granitóides, são predominantemente de orientação NE-SW e de movimento dextral. Dentre elas se destaca a Zona de Cisalhamento Portalegre-ZCP (HACKSPACHER & OLIVEIRA, 1984), uma megaestrutura transcorrente, dextrógira, com mais de 200 km de extensão e até 2 km de largura. Nestas zonas desenvolve-se uma foliação milonítica que pode obliterar o "fabric" regional.

d) O estudo petrográfico permitiu a caracterização dos granitóides e de suas fácies constituintes. Os granitóides Caraúbas, Prado e Tourão mostram uma grande identidade petrográfica sendo representados essencialmente por (anfíbólio)-biotita monzogranitos porfiríticos, com epidoto primário e titanita como acessórios importantes. Os termos mais evoluídos são biotita leucomicro-monzogranitos. Associado ao Granitóide Prado tem-se um conjunto de rochas de natureza mais máfica, onde predominam dioritos e quartzo-dioritos ricos em anfíbólio e biotita. Esse conjunto litológico foi individualizado como a "Associação Diorítica do Prado".

O Complexo Serra do Lima também mostra um espectro composicional amplo, e predomínio de anfíbólio-biotita monzo e sienogranitos porfiríticos de granulação grossa. Há igualmente anfíbólio-biotita-monzogranitos médios e granitos finos variando de anfíbólio-biotita-quartzo monzodioritos até monzogranitos, com quantidades muito variadas de anfíbólio e biotita. Epidoto primário costuma estar presente nos tipos grossos e finos.

O Granitóide Quixaba é uma associação tipicamente monzonítica. Na fácies Quixaba predominam quartzo-monzodioritos e quartzo-monzonitos com quantidades variáveis de anfíbólio e biotita, enquanto que a fácies Umari é essencialmente monzodiorítica. Nesta última, além de anfíbólio e biotita, ocorrem clino e ortopiroxênio.

O Granitóide Umarizal apresenta composições nos campos dos sieno e monzogranitos, quartzo-monzonitos e quartzo-sienitos. Na fácies Umarizal dominam quartzo-monzonitos e quartzo-sienitos, com proporções variáveis de biotita, anfíbólio e clinopiroxênio, acompanhados

por faialita ou, mais raramente, ortopiroxênio. Opacos, apatita e zircão são os principais acessórios. A fácies Lagoa é essencialmente um anfibólio-biotita monzogranito, com quantidades consideráveis de opacos e allanita. A fácies Açã é, por sua vez, constituída principalmente por biotita-anfibólio sienogranito pobre em opacos e allanita.

e) A distribuição das composições modais no diagrama Q-A-P de BOWDEN et al. (1984), permitiu identificar três grupos distintos de granitóides: Umarizal, Quixaba e o conjunto dos corpos Tourão, Caraúbas, Prado e Complexo Serra do Lima. A disposição das amostras do Granitóide Umarizal é compatível tanto com a série SAM (subalcalina monzonítica) quanto com a ALK (potássica aluminosa); entretanto, as altas proporções de feldspato potássico e a dominância de anfibólio nas suas fases máficas, sugerem uma maior afinidade com a série ALK. As amostras do Granitóide Quixaba se dispõem essencialmente segundo o "trend" da série SAM. Granitóides dessa linhagem têm sido correlacionados àqueles da série shoshonítica. Por último, verifica-se que a grande maioria das amostras dos granitóides Tourão, Caraúbas, Prado e Complexo Serra do Lima, concentram-se no campo dos monzogranitos, não permitindo dessa forma definir uma série específica, ainda que plotem no campo CG (granitos crustais).

f) As análises químicas desses granitóides, plotadas em diagramas de Harker permitiram, a princípio, identificar dois grandes grupos em termos de teores de SiO_2 . O primeiro, considerado de baixa sílica, engloba o Granitóide Quixaba e as rochas dioríticas do Granitóide Prado. Já o segundo grupo, com sílica intermediária a alta, engloba os granitóides Umarizal, Tourão, Caraúbas, Prado (rochas graníticas) e o Complexo Serra do Lima.

No âmbito desses dois grupos observa-se que: i) o Granitóide Quixaba distingue-se da associação diorítica do Prado por ser mais enriquecido em Al_2O_3 , Na_2O , K_2O e Zr, e mais empobrecido em MgO, CaO e TiO_2 ; ii) o Granitóide Umarizal separa-se dos granitóides Tourão, Caraúbas, Prado e do Complexo Serra do Lima, por ser empobrecido em CaO, MgO, Rb, Sr e Ba, relativamente enriquecido em K_2O e extremamente enriquecido em Zr. Desta forma, foram

caracterizados quatro grupos geoquimicamente distintos de granitóides: Quixaba, associação diorítica do Prado, Umarizal e, associados, Tourão, Caraúbas Prado (fácies granítica) e o Complexo Serra do Lima. A separação desses grupos é muito nítida nos diagramas Rb x SiO₂, Sr x SiO₂, Zr x SiO₂ (fig. 5.2) e K x Rb, Sr x Rb e Zr x B (Figura 5.3).

g) O Granitóide Quixaba e a associação diorítica do Prado apresentam nos diferentes diagramas geoquímicos, bem como nos seus padrões de distribuição dos ETR e nos diagramas multielementos ("spidergrams") características afins com as associações shoshoníticas plutônicas. Seus altos teores de K₂O, Ba e Sr, são uma feição típica nesse tipo de associação. Por outro lado, os seus elevados teores de TiO₂, Nb, Y e Zr (os três últimos sobretudo no Granitóide Quixaba) mostram que essas rochas shoshoníticas são de caráter mais alcalino que o normal.

A ausência ou a pequena expressão das anomalias negativas de Eu nessas rochas sugere que não houve retenção no resíduo ou, fracionamento expressivo de plagioclásio, durante a evolução desses granitóides. Da mesma forma, o forte empobrecimento dos TRP em relação aos TRL indica que orto e clinopiroxênio, talvez com anfibólio associado, foram fases residuais importantes. Por outro lado, o enriquecimento relativo de K, Ba, Rb, La e Ce sugere que feldspato potássico, biotita e allanita, não foram fases residuais importantes, ao passo que houve uma retenção de apatita e ilmenita no resíduo (decaimentos de P e Ti).

h) O Granitóide Umarizal apresenta de modo geral afinidades com as séries subalcalinas a alcalinas. As três fácies identificadas (Umarizal, Lagoa e Açã), são geoquimicamente similares porém as superposições nos seus teores de sílica, bem como o comportamento de outros elementos, torna improvável a derivação das fácies graníticas (Lagoa e Açã) diretamente por diferenciação do líquido gerador dos quartzo-monzonitos e quartzo-sienitos (fácies Umarizal). Logo, admite-se que essas fácies derivam de líquidos distintos porém oriundos de fontes similares e evoluídos através de processos análogos. Plagioclásio, clinopiroxênio e, talvez, faialita e granada, devem ter sido fases residuais durante o processo de geração do magma da fácies

Umarizal. As demais fácies mostram, além disso, evidências de um fracionamento mais expressivo de plagioclásio.

i) Os granitóides Tourão, Caraúbas, Prado (fácies granítica) e o Complexo Serra do Lima, mostram uma notável identidade geoquímica. Os seus altos teores de álcalis (notadamente K_2O), associados aos baixos teores de CaO , indicam seu caráter álcali-cálcico, ao invés de cálcio-alcalino. Em diversos diagramas discriminantes onde se contrapõem as séries cálcio-alcalina, alcalina e subalcalina (R1R2, Q-P e Q-B-F, por exemplo), esses granitóides seguem sistematicamente o "trend" da série subalcalina ácida.

A expressiva anomalia negativa do Eu e empobrecimento em Ba e Sr observados nesses granitóides, indicam que os feldspatos foram fases fortemente fracionadas durante o processo de evolução dos mesmos. O empobrecimento em Ti é atribuído ao fracionamento de titanita, e o de Nb, em parte a isso, em parte a contribuição crustal. Finalmente o enriquecimento em La, Ce e Nd indica a que allanita foi principalmente uma fase do liquidus.

A notável identidade geoquímica apresentada por estes granitóides sugere que as suas fontes e os seus processos de evolução foram similares, sem no entanto implicar derivação de um único magma.

j) A formação precoce de piroxênios e faialita no Granitóide Umarizal (em sua fácies homônima), indica que sua cristalização deve ter iniciado a temperaturas da ordem de 900 ± 50 °C e pressões de 9 ± 1 kbar, sob condições de fugacidade de oxigênio relativamente baixas, controladas pelo tampão FMQ. Para o Granitóide Quixaba estima-se, com base na assembléia clinopiroxênio + ortopiroxênio encontrada na fácies Umari, que o início da cristalização deva ter ocorrido em temperaturas da ordem de 950 ± 50 °C e pressões da ordem de 8 ± 1 kbar. As condições de fugacidade de oxigênio devem ter sido relativamente baixas, como atesta a ausência de magnetita primária e a presença de ilmenita com baixo conteúdo de hematita molecular. Já no caso dos granitóides Tourão, Caraúbas, Prado e Complexo Serra do Lima, a cristalização deve ter

iniciado em pressões e temperaturas bem inferiores àquelas acima mencionadas. A presença de allanita, os baixos teores de opacos e os altos conteúdos em Fe dos anfibólios e das biotitas, sugerem que o início da cristalização ocorreu em condições de fugacidade de oxigênio moderadas, havendo posterior aumento relativo da mesma, possibilitando a formação de magnetita e epidoto. A geobarometria de anfibólio indica que a cristalização final deva ter ocorrido sob pressões da ordem de 6 kbar.

l) Os dados geocronológicos Rb-Sr confirmaram a cronologia dos granitóides identificados em campo, e mostram que esses plutons estão temporalmente relacionados ao Ciclo Brasileiro. A atuação desse evento na região deu-se no intervalo de tempo de 630 a 570 Ma. Considerando o caráter sintectônico dos granitóides Caraúbas e Prado, e o caráter tarditectônico do Granitóide Tourão e do Complexo Serra do Lima, estima-se que o pico da deformação regional ocorreu em torno de 630 ± 20 Ma, e que episódios tardios poderiam ter se estendido até 570 ± 15 Ma. A idade do Granitóide Umarizal (545 ± 7 Ma) marcaria o período pós-tectônico desse ciclo. Em que pese a ausência de dados conclusivos sobre o Granitóide Quixaba, admite-se que o mesmo é Brasileiro e, pelo menos, anterior ao Granitóide Umarizal.

m) A evolução magmática visualizado através de modelamento para o Granitóide Umarizal e o Granitóide Tourão (e, por extensão seus similares Caraúbas, Prado e Complexo Serra do Lima), sugere fortemente que cristalização fracionada foi o processo dominante envolvido. O modelamento de fonte mostra que a fusão de rochas mangeríticas e monzoníticas poderia gerar, respectivamente, os magmas progenitores do Granitóide Umarizal e do Granitóide Tourão. A pequena quantidade de dados analíticos disponíveis do Granitóide Quixaba e da fácies diorítica do Granitóide Prado, inviabilizou o modelamento de suas fontes, embora uma origem mantélica seja admitida para os seus magmas.

n) A ausência de deformação no Granitóide Umarizal e a sua idade Rb-Sr (545 ± 7 Ma), demonstram sua colocação pós-tectônica em relação à orogênese Brasileira. A ascensão do magma deve ter sido favorecida pela Zona de Cisalhamento Portalegre, e a presença de estruturas do tipo "brechas magmáticas" indica que o granito intruiu uma crosta relativamente fria, e que a fração líquida do magma era ainda muito importante. No caso do Granitóide Quixaba admite-se sua associação a um ambiente de colisão continental ligado à orogenia Brasileira devendo representar um magmatismo sin a-tardí colisão. A forma desse corpo em mapa e o seu padrão deformacional, demonstram que sua colocação foi controlada essencialmente pela ZCP.

As evidências geoquímicas sugerem fortemente uma fonte crustal para os magmas geradores dos granitóides Tourão, Caraúbas, Prado e Complexo Serra do Lima. A colocação dos mesmos, notadamente dos granitóides Caraúbas e Prado, foi também controlada pela ZCP. O padrão deformacional e as idades Rb-Sr mostram que os últimos são de colocação sintectônica ao evento Brasileiro, enquanto que os plutons Tourão e Serra do Lima seriam tarditectônicos. A colocação desses granitóides deu-se por intrusão diapírica, seguida de baloneamento.

A Associação Diorítica do Granitóide Prado possui afinidades com rochas da série shoshonítica, e, o seu magma progenitor derivou, ao que tudo indica, de fonte mantélica com provável contaminação crustal. Estruturas megascópicas observadas em vários locais do Maciço do Prado são sugestivas de processos de "magma-mingling" entre as rochas dioríticas e graníticas.

o) Comparações com outros granitóides brasileiros da Província Borborema mostram que:

- i) além do Granitóide Umarizal tem-se o granito Meruoca, no NW do Ceará, que possui uma fácies com faialita. Embora difira em diversos aspectos petrográficos e geoquímicos do primeiro, aproxima-se dele pelo seu caráter pós-tectônico e pela ausência de deformação expressiva;
- ii) associações shoshoníticas têm sido descritas com relativa frequência na Província. Elas são em muitos casos análogas ao Granitóide Quixaba, ainda que difiram deste por ser o mesmo mais alcalino;
- iii) os granitóides Tourão, Caraúbas, Prado e o Complexo Serra do Lima, encontram muitos similares na Província Borborema, constituindo-se nos granitóides brasileiros de mais

ampla distribuição. Granitóides similares encontram-se, por exemplo em Pernambuco (batólitos de Bodocó e Fazenda Nova), na Paraíba (batólitos de Itaporanga e Conceição), no Rio Grande do Norte (batólitos de Monte das Gameleiras, Acari e Taipú-Cardoso) e no Ceará (granitóides da região de Quixadá).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUE, J.J & BRIMHALL, G.H. 1987 Regional variations in bulk chemistry, mineralogy, and the composition of mafic and accessory minerals in the batholith of California. **Geol. Soc. America Bull.**, 100:19-52.
- ALBUQUERQUE, C.A.R. 1973 Geochemistry of biotites from granitic rocks Northern Portugal. **Geoch. Cosmoch. Acta**, 37:1779-1802.
- ALMEIDA, F.F.; LEONARDOS JR, O.H.; VALENÇA, J. 1967 **Review on granitic rocks of northeast South America**. IUGS/UNESCO. Symp., Recife, 41pp.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUY, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1977 Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. **Atas**. Campina Grande, SBG, p.363-391.
- ANDERSON, J.L. 1980 Mineral equilibria and crystallization condition in the late precambrian Wolf River rapakivi massif, Wisconsin. **Am. J. Sci.**, 280:289-392.
- ANDERSON, J.L & BENDER, E. 1989 Nature and origin of Proterozoic A- type granitic magmatism in the southwestern United States of America. **Lithos**, 23:19-52.
- ARAÚJO, T.C.M. 1985 **Estudo geológico/geofísico da região de Umarizal (RN) Área III**. Rel. Grad. Natal, UFRN-DG, 93p.(inédito)
- ARTH, J.C.& BARKER,F. 1976 Rare-earth partitioning between hornblend and dacitic liquid and implication for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas. **Geology**, 14:534-536.
- ARTH, J.C.; BARKER, F.; PETERMAN, Z.E.; FRIENDMAN, I. 1978 Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. **J. Petrol.**, 19:289-316.
- ASHWORTH, J.R. 1972 Myrmekite of exsolution and replacement origins. **Gel. Mag.**, 109:45-62.
- ASHWORTH, J.R. 1986 Myrmekite replacing albite in prograde metamorphism. **Am. Mineral.**, 7:895-899.

- ATHERTON, M.P.; McCOURT, W.J.; SANDERSON, L. M.; TAYLOR, W.P. 1979 The geochemical character of the segmented Peruvian Coastal Batholith and associated volcanics. In: ATHERTON, M.P. & TARNEY, J., ed. **Origin of granites batholiths, geochemical evidence**. Cheshire, Shiva Publishing. :45-64.
- BARD, J.P. 1980 **Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques**. Paris, Masson. 192p.
- BARKER, D. 1970 Composition of granophyre, myrmekite, and graphic granite. **Geol. Soc. America Bull.**, **81**:3334-3350.
- BARKER, D. 1983 **Igneous Rocks**. New Jersey, Prentice-Hall. 417pp.
- BARRIERE, M. & COTTEN, J. 1979 Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteric equilibration in granite. **Contrib. Mineral. Petrol.**, **70**:183-192.
- BECKE, F. 1908 Uber myrmekit. **Min. Pet. Mitt.**, **27**:377-390.
- BLUMENFELD, P. 1983 Le tuilage des mégacristaux, un critere d'écoulement rotationnel pour les fluidalités des roches magmatiques. Application au granit de Barbey-Seroux (Vosges-France). **Bull. Soc. Geol. Fr.**, **7**, 7^a Série, **25**(3):309-318.
- BLUNDY, J.D. & HOLLAND, T.J. 1990 Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. **Contrib. Mineral. Petrol.**, **104**:208-224.
- BONIN, B. 1982 **Les granites des complexes annulaires**. Orleans, BRGM. 183p. (Manuels et Methodes, 4).
- BORBA, G.S. & SIAL, A.N. 1979 Estudo petrológico e petroquímico do granito do Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 9, Natal, 1978. **Atas**, Natal, SBG/NNE, Bol. 7, p.306-316.
- BOWDEN, P. & TURNER, D.C. 1974 Peralkaline and associated ring-complexes in the Nigeria-Niger Province, West Africa. In: SORENSEN, H., ed. **The alkaline rocks**. New York, J. Wiley & Sons. p.330-351.

- BOWDEN, P.; BATCHELOR, R.A.; CHAPPELL, B.W.; DIDIER, J.; LAMEYRE, J. 1984 Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. **Phys. Earth Planet. Inter.**, **35**:1-11.
- BRITO NEVES, B.B. 1975 **Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino**. São Paulo, USP. Instituto de Geociências. 198p. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1975.
- BRITO NEVES, B.B. & PESSOA, R.J.R. 1974 Considerações sobre as rochas graníticas do nordeste oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, 1974. Porto Alegre, SBG. v. 4, p143-157.
- BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K.; PESSOA, D.R. 1975 A posição estratigráfica do Complexo Caicó. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7, Fortaleza, 1975. **Atas**. Fortaleza, SBG. p.289-297.
- BROWN, G.C.; THORPE, R.S.; WEBB, P.C. 1984 The geochemical characteristic of granitoids in contrasting arcs and comments on magma source. **J. Geol. Soc. London**, **141**:413-426.
- BROWN, G.E.Jr. 1982 Olivines and silicate spinel. In: RIBBE, P., ed. **Reviews in Mineralogy**. Blacksburg, Mineralogical Society of America, v. 5, p.275-392.
- BUDDINGTON, A.F. 1959 Granite emplacement with special reference to North America. **Geol. Soc. America Bull.**, **70**:671-747.
- CAMPOS, M.; BRAGA, P.G.; MELLO, A.A.; SOUZA, E.M.; SILVA, F.A.F.; FRANÇA, J.B. 1979 **Projeto Rio Jaguaribe**, Rel. Final. Brasília, DNPM, CPRM. 149p.
- CARSTEN, H. 1967 Exsolution in ternary feldspar. II - Intergranular precipitation in alkali feldspar containing calcium in solid solution. **Contrib. Mineral. Petrol.**, **14**:316-320.
- CASTRO, A.C. 1987 On granitoid emplacement and related structures. A review. **Geol. Rund.**, **76**(1):101-124.
- CHAPPELL, B.W. & STEPHENS, W.E. 1987 Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. **Trans. Royal Soc. Edinburg**, **79**:71-86.

- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1974 Two contrasting granite types. **Pac. Geol.**, **8**:173-174.
- CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R.; HINE, R. 1988 Granite provinces and basement terranes in the Lachland Fold Belt, southeastern Australia. **Austr. Jour. Earth Sci.**, **35**:505-521.
- CHAYES, F. 1956 **Petrographic modal analysis: an elementary statistical appraisal**. New York, J. Wiley & Sons. 113p.
- CLEMENS, J.D.; HOLLOWAY, J.R.; WHITE, A.J.R. 1986 Origin of an A- type granite: experimental constraints. **Am. Mineral.**, **71**:317-324.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W. 1982 Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. **Contrib. Mineral. Petrol.**, **80**:189-200.
- CORSINO, A.R. & TIRIBA, V.F. 1985 Nota sobre a ocorrência de uma pequena bacia sedimentar ao norte do município de Umarizal (RN), Bacia de Gangorra. **Bol. DG-CCE-UFRN**, Natal, (4): 54-56.
- CREASER, R.A.; PRICE, R.C.; WORMALD, R.J. 1991 A-type granites revisited: assessment of a residual- source model. **Geology**, **19**:163-166.
- CURIOSO, R.L. 1987 **Estudo geológico/geofísico da região de Umarizal (RN) - Área I**. Rel. Grad. Natal, UFRN. DG. 90p. (inédito)
- DADA, S.S. - 1989 - **Evolution de la croute continentale au Nord du Nigéria: apport de la géochimie, de la géochronologie U-Pb et des traceurs isotopiques Sr, Nd et Pb**. Montpellier, Université Montpellier II, 194p. (Doctorat-Specialite: Geochimie, Petrologie, Mineralogie).
- DADA, S.S. & RESPAUT, J.P. 1989 La Monzonite à fayalite de Bauchi (bauchite), nouveau témoin d'un magmatisme syn-tectonique Pan-Africain au nord du Nigéria. **C.R. Acad. Sci. Paris**, Serie II, 309:887-892.

- DALL'AGNOL, R. 1980 **Etudes sur des granites du type "Rondonian" au Amazonie Orientale et leurs transformation tardi-magmatic.** Toulouse, Université Paul Sabatier de Toulouse, 348p. These (Doctorat en Geologie) - Université Paul Sabatier de Toulouse, 1980.
- DALL'AGNOL, R. 1992 Titanita-biotita granitos do baixo rio Uaupés, província Rio Negro, Amazonas, Parte II: Geoquímica e Petrogênese. **Rev. Bras. Geoc.**, 22(1):15-28.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B. 1992 **Proterozoic anarogenic magmatism in the central Amazonian province, Amazonian craton: geochronological, petrological and geochemical aspects.** (aceito para pub. Mineral. Petrol. - no prelo).
- DALL'AGNOL, R.; PICHAVANT, M.; CHAMPENOIS, M. 1992 **Opaque mineralogy of the Jamon magnetite anorogenic granite, eastern Amazony, Brazil.** (inédito).
- DANTAS, E.L.; HACKSPACHER, P.C.; KAWASHITA, K.; LAFON, J.M. 1991 Datações Rb-Sr nas ortoderivadas dos Grupos São Vicente / Caicó Província Borborema. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14, Recife, 1991, **Atas.** Recife, SBG, p.248-252.
- DANTAS, J.R. - 1974 - **Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Folha Jaguaribe-Fortaleza (SB-24)**, Rio de Janeiro, DNPM: 95pp.
- GEOLOGIA DO NORDESTE, 14, Recife, 1991, **Atas.** Recife, SBG, p.248-252.
- DEBON, F. & LE FORT, P. 1983 A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and association. **Trans. R. Soc. Edin. Earth Sci.**, 73: 135-149.
- DEBON, F. & LE FORT, P. 1988 A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic association: principles, method, application. **Bull. Minéral.**, 11: 493-510.
- DEBON, F.; LE FORT, P.; SHEPPARD, S.M.F.; SONET, J. 1986 The four plutonic belts of the Transhimalaya-Himalaya: a chemical, mineralogical, isotopic and chronological synthesis along a Tibet-Nepal section. **J. Petrol.**, 27:219-250.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1976 **An introduction to the rock forming minerals.** 9. ed. London, Longman. 528p.
- DOWTY, E. 1980 Synneusis reconsidered. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 74:75-84.

- EBERT, H. 1962 Baustil und regionalmetamorphose im pãkamibrischen, grundebeberg, Brasilien. **Tschermak Min. U. Mitt.**, 8(1):49-81.
- EBERZ, G.W. & NICHOLLS, I.A. 1988 Microgranitoid enclaves from the Swifts Creeck Plutons, SE-Australia : textural and physical constraints on the nature of magma mingling processes in the plutonic environment. **Geol. Rdsch.**, 77 (3):713-736.
- EBORALL, M.I. 1976 Intermediate rock from the granite complex of the Bauchi area, northern Nigeria. In: KOGBE, C.A. ed **Geology of Nigéria**, Lagos, E. Publ. p.65-74.
- EBY, G.N. 1992 Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implication. **Geology**, 20:641-644.
- EBY, G.N.; KRUEGER, H.W.; CREASY, J.W. 1992 Geology, geochronology and geochemistry of the White Mountain batholith, New Hampshire. In: PUFFER, J.H. & RAGLAND, P.C., eds., Eastern North America Mesozoic magmatism: **Geol. Soc. America Spc. Paper**, 268:379-398.
- EVENSEN, N.H.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978 Rare earth abundances in chondritic meteorite. **Geoch. Cosmch. Acta**, 42:1199-1212.
- FAURE, G. 1986 **Principles of isotope geology**. New York, J. Wiley & Sons. 589p.
- FIGUEIREDO, M.C.H. 1981 Geoquímica das rochas metamórficas de alto grau do Nordeste da Bahia. In: INDA, H.V.A.; MARINHO, M.M.; DUARTE, F.B. **Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia**, Salvador, Secretaria das Minas e Energia, v. 4. p.2-71.
- FOURCADE, S. & ALLEGRE, C.J. 1981 Trace elements behavior in granite genesis: a case study the calkalkaline plutonic association from the Quérigut Complex (Pyrénées, France). **Contrib. Mineral. Petrol.**, 75:177-195.
- GALINDO, A.C. 1981 Geocronologia do pré-cambriano do Rio Grande do Norte. **Bol. DG-CCE/UFRN**, Natal, (1): 20-35.
- GALINDO, A.C. 1982 **Estudo petrológico do corpo granítico de Monte das Gameleiras - RN/PB**. Recife, UFPE. CT. Instituto de Geociências. 99p. Tese (Mestrado em Geociências, Área de Mineralogia e Petrologia) Inst. Geoc. CT/UFPE, 1982.

- GALINDO, A.C.; CASTRO, D.L.; JARDIM DE SÁ, E.F.; VITAL, H.; LEGRAND, J.M.; OLIVEIRA, M.L.; MACEDO, M.H.; SÁ, J.M. 1987 **Granitos e ortognaisses da região do Seridó**. PADCT/FINEP, Relatório Técnico Final (inédito)
- GASTAL, M.C.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; MEDEIROS, H.; DALL'AGNOL, R. 1987 Idades e geoquímica isotópica Rb-Sr do Granito Musa e do Granodiorito Rio Maria, Amazônia Central. **Geoch.Brasil**, 1(2):247-259.
- GILL, J.B. 1981 **Orogenic andesites and plate tectonic**. Berlim, Springer-Verlag, 390p.
- GOMES, J.R.C.; GATTO, C.M.P.P.; SOUZA, F.M.C.; LUZ, D.S.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W. 1981 **Geologia, mapeamento regional. Folhas SB. 24/25, Jaguaribe/Natal**. vol.23, texto e mapa. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro: 27-176.
- GORAYEB, P.C.; TAVARES JUNIOR, S.S.; LAFON, J.M. 1991 Novos dados geocronológicos na região entre Forquilha e Santa Quitéria - NW do Ceará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14, Recife, 1991. **Atas**. Recife, SBG, p.260-263.
- GOVINDARAJU, K.; MEVELLE, G.; CHOUARD, C. 1976 Automated optical emission spectrochemical bulk analysis of silicate rocks with microwave plasma excitation. **Anal. Chem.**, 48: 1325-1331.
- GRAVIOU, P. 1984 **Petrogênese des magmas calco-alkalin: exemple des granitoides cadomiens de la region trégorroise (Massif Armoricain)**. These (Doctorat en Geologie), Rennes I, France: 236pp.
- GUIMARÃES, I.P. 1989 **The petrological evolution and tectonic association of the Bom Jardim Complex, Pernambuco state, NE - Brazil**. London, Imperial College. Royal School of Mines. Depto. Geol. 333p. Tese (Doutorado) Depto. Geol. Royal School of Mines, Imperial College, 1989.
- GUIMARÃES, I.P. & SILVA FILHO, A.F.da. 1990 Magmatismo intrusivo shoshonítico na faixa Pajeú-Paraíba: O Complexo Bom Jardim. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990, **Anais**. Natal, SBG. Núcleo Nordeste. v.4, p.1739-1751.

- GUINEBERTAU, B.; BOUCHEZ, J.L.; VIGNERESSE, J.L. 1987 The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implication. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, 99:763-770.
- HACKSPACHER, P.C. & LEGRAND, J.M. 1989 Microstructural and metamorphic evolution of the Portalegre shear zone, northern Brazil **Rev Bras. Geoc.**, 19(1):63-75.
- HACKSPACHER, P.C. & OLIVEIRA, D.C. 1984 A evolução estrutural das zonas de cisalhamento Portalegre e Santa Mônica (RN). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais.** Rio de Janeiro, SBG. v.4, p.1679-1692.
- HACKSPACHER, P.C. & SÁ, J.M. 1984 Critério lito-estratigráfico para diferenciação do Embasamento Caicó do Grupo Seridó, RN/Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 11, Natal, 1984. **Atas.** Natal, SBG, p.263-277.
- HACKSPACHER, P.C.; MACAMBIRA, M.; McREATH, I.; SCHELLER, T. 1987 Tectonic-magmatic evolution of the Taipú-Cardoso polydiapiric granitoid bodies, Rio Grande do Norte, Brazil. In: INT. SYMP. GRANITES ASSOC. MINERALIZATION, Salvador, 1987. **Ext. Abst.** Salvador, p.91-95.
- HAGGERTY, S.E. 1976 Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: RUMBLE, D. ed. **Reviews in Mineralogy.** Blacjsburg, Mineralogical Society of America, v.3, p.hg101-hg300.
- HAMMARSTRON, J.M. & ZEN, E-an 1986 Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. **Am. Mineral.**, 71:1297-1313.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. 1986 Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. ed. **Collision Tectonics.** London, Geol.Soc. p.67-81. (Geol. Soc. Sp. Publ., 18).
- HATCH, F.H.; WELLS, A.K.; WELLS, K. 1972 **Petrology of the igneous rocks.** London Thomas Murby. 551p.
- HENDERSON, P. 1984 General geochemical properties and abundance of the rare earth elements. In: HENDERSON, P., ed **Rare Earth Geochemistry. Development in Geochemistry**, 2. Amsterdam, Elsevier. p.1-32.

- HESS, P.C. 1989 **Origins of igneous rocks**. London, Harvard University Press. 336p.
- HIBBARD, M.J. 1979 Myrmekite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic system. **Geol. Soc. America Bull.**, **90**:1047-1062.
- HIBBARD, M.J. 1980 Myrmekite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic system - Replay. **Geol. Soc. America Bull.**, **91**:673-674.
- HINE, R.H.; WILLIAMS, I.S.; CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. 1978 Geochemical contrasts between I- and S-type granitoids of the Kosciusko Batholith. **Geol. Soc. Austr. J.**, **25**:219-234.
- HIPPERTT, J.F.M. 1987 Texturas indicativas de metassomatismo potássico nos augen-gnaisses de Niterói-RJ. **Rev. Bras Geoc.**, **17** (3):253-262.
- HUBBARD, F.H. 1966 Myrmekite in charnockite from southwest Nigeria. **Am. Mineral.**, **51**:762-773.
- HOLDAWAY, M.J. 1972 Thermal stability of Al-Fe epidote as a function of the fO_2 and Fe content. **Contrib. Mineral. Petrol.**, **37**:307-340.
- HOLLISTER, L.S.; GRISSON, G.C.; PETERS, E.K.; SISSON, V.B. 1987 Confirmation of the empirical correlation of the Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. **Am. Mineral.**, **72**:231-239.
- HUGHES, C.J. 1982 **Igneous petrology**. Amsterdam, Elsevier. 551p.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971 A guide to chemical classification of common volcanic rocks. **Can. Jour. Earth Sci.**, **8**:523-548.
- ISHIHARA, S. 1977 The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. **Mining Geology**, **27**:293-305.
- ISHIHARA, S. 1981 The granitoid series and mineralization. **Econ. Geol., Aniver. Vol.**,: 458-484.
- JACOBSON, R.R.E.; MACLEOD, W.N.; BLACK, R. 1958 Ring-complexes in the younger granite province of northern Nigeria. **Mem. Geol. Soc. London**, **1**:1-72.

- JARDIM DE SÁ, E.F. 1984a A evolução proterozóica da Província Borborema. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 11, Natal, 1984. **Atas.** Natal, SBG. p.297-316.
- JARDIM DE SÁ, E.F. 1984b Aspectos estruturais e tectônicos de granitóides. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais.** Rio de Janeiro, SBG, v.6, p.2787-2814.
- JARDIM DE SÁ, E.F. & LETERRIER, J. 1990 Significado geodinâmico do plutonismo pré-brasiliano na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. **Boletim de Resumo.** Natal, SBG, Núcleo Nordeste. p.300.
- JARDIM DE SÁ, E.F. & SALIM, J. 1980 Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). **Min. Metal.**, 80(421):16-28.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; KAWASHITA, K.; MACEDO, M.H.F.; S ,J.M. 1986a Supracrustais monocíclicas no extremo oeste do Rio Grande do Norte. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 12, João Pessoa, 1986. **Atas.** João Pessoa, SBG. p.62-74.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; LEGRAND, J.M.; GALINDO, A.C.; SÁ , J.M.; HACKSPACHER,P.C. 1986b Granitogênese Brasileira no Seridó: o Maciço de Acari (RN). **Rev. Bras. Geoc.**, 16 (1):95-105.
- JARDIM DE SÁ , E.F.; LEGRAND, J.M.; McREATH, I. 1981b Estratigrafia de rochas graníticas na região do Seridó (RN/PB), com base em critérios estruturais. **Rev. Bras. Geoc.**, 11 (1):50-57.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; LEGRAND, J.M.; SENA DE SÁ, C.A.; LIMA, C.P.; MEDEIROS NETO, F.A.; REGO, J.M.; SOUZA, L.C. 1981a Esboço da geologia pré-cambriana do extremo oeste potiguar. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DO NORDESTE, 10, Recife, 1981, **Atas.** Recife, SBG. p315-324.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; MACEDO, M.H.F.; LEGRAND, J.M.; McREATH, I.; GALINDO,A.C.; SÁ, J.M. 1987 Proterozoic granitoids in a polycyclic setting: the Seridó region, NE Brazil. In: INT. SYMP. GRANITES ASSOC. MINERALIZATION, Salvador, 1987. **Ext.Abst.** Salvador, v.1, p.103-110.

- JARDIM DE SÁ; E.F.; MACEDO, M.H.F.; TORRES, H.H.F.; KAWASHITA, K. 1988 Geochronology of metaplutonics and the evolution of supracrustal belts in the Borborema Province, NE Brazil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. **Anais**, Belém. p.49-62.
- JOHNSON, M.C. & RUTHERFORD, M.J. 1989 Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. **Geology**, 17:837-841.
- KREIDLER, W.L. & ANDERY, P.A. 1950 Geologia da costa nordeste: In: CONSELHO NACIONAL DE PETRÓLEO, **Relatório de 1949**, p.:36-39. Rio de Janeiro.
- LAFON, J.M. & MACAMBIRA, J.B. 1990 L'age archéen de la granodiorite Cumaru (Serra dos Gradaús, Pará, Brésil). **C.R. Acad. Sci.**, 310:1635-1641.
- LAMEYRE, J.M. 1980 Les magmas granitiques: leurs comportements, leurs associations et leurs sources. **Mem. Hors. Ser. Géol. Soc., France** 10:51-62.
- LAMEYRE, J.M. 1987 Granites and evolution of the crust. **Rev. Bras. Geoc.**, 17 (4):349-359.
- LAMEYRE, J.M. & BOWDEN, P. 1982 Plutonic rock types: discrimination of various granitoids series and related rocks. **J. Volc. Geot. Res.**, 14:169-186.
- LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980 A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 diagram and major element analyses. Its relationship with current nomenclature. **Chem. Geol.**, 29:183-210.
- LEAKE, B.E. 1968 A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. **Geol. Soc. Amer., Sp. Paper** , 98:210p.
- LEAKE, B.E. 1978 Nomenclature of amphiboles. **Canad. Mineralogy**, 16:501-520.
- LEGRAND, J.M.; DEUTSCH, S.; SOUZA, L.C. 1991 Datações U/Pb e granitogênese do Maciço de Acari (RN). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14. Recife, 1991. **Atas**. Recife, SBG. p.172-174.
- LE MAITRE, R.W. 1976 The chemical variability of some common igneous rocks. **J. Petrol.**, 17(4):589-637.

- LE MAITRE, R.W. 1989 **A classification of igneous rocks and glossary of terms**. Oxford, Blackwell, 193p.
- LETERRIER, J.; JARDIM DE SÁ, E.F.; MACEDO, M.H.F.; AMARO, V.E. 1990 Magmatic and geodynamic signature of the Brasiliano cycle plutonism in Seridó belt, NE Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. **Anais**. Natal, SBG, v.4, p.1640-1655.
- LINS, F.A.P.L. 1987 **Geofísica aplicada ao estudo do arcabouço tectônico de bacias sedimentares entre as Bacias Potiguar e Rio do Peixe**. Recife, Inst. Geoc. CT-UFPE, 74p. Tese (Mestrado em Geociências) - UFPE. CT. Instituto de Geociências, 1987.
- LIOU, J.G. 1973 Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. **J.Petrol.**, 14(3):381-413.
- LOISELLE, M.C. & WONES, D.R. 1979 Characteristics and origin of anorogenic granites. **Geol. Soc. Am. Abstr. With Progr.**, 11:468.
- LONG, L.E.; SIAL, A.N.; NEKVASIL, H.; BORBA, G.S. 1986 Origin of granite at Cabo de Santo Agostinho, Northeast Brazil. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 92:341-350.
- MACAMBIRA, M.J.B. 1992 **Chronologie U-Pb, Rb-Sr, K-Ar, et croissance de la croûte continentale dans l'Amazon du sud-est; exemple de la region de Rio Maria, province de Carajás, Bresil**. Montpellier, Université Montpellier II, 211p. These (Doctorat - Spécialité: Geochimie, Petrologie et mineralogie).
- MACEDO, M.H.F.; JARDIM DE SÁ, E.F.; PEUCAT, J.J.; SOUZA, Z.S.; MARTIN, H. 1991 Avaliação dos dados geocronológicos do Complexo Caicó (RN) e suas implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14, Recife, 1991. **Atas**, Recife, SBG/NNE, Bol. 12, p.256-259.
- MACEDO, M.H.F.; JARDIM DE SÁ, E.F.; SÁ, J.M. 1984 Datações Rb-Sr em ortognaisses e idade do Grupo Seridó. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 11, Natal. **Atas**. Natal, SBG. p.253-262.

- MACEDO, M.H.F.; JARDIM DE SÁ, E.F.; SATO, K.; KAWASHITA, K. 1990 Dados isotópicos preliminares de Nd e Sr na região do Seridó (RN-PB) e suas implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. **Boletim de Resumo**, Natal, SBG. p.305.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991 U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. **Precambrian Research**, 49:329-354.
- MACLEOD, W.N.; TURNER, D.C.; WRIGHT, E.P. 1971 The geology of the Jos Plateau. **Bull. Geol. Surv. Nigeria**, 32(1).
- MAGALHÃES, M.S. 1991 **Minerais opacos e susceptibilidade magnética de granitóides da Amazônia Oriental: implicações petrológicas**. Belém, UFPA. Centro de Geociências, 274p. Tese (Mestrado em Geociências, Área de Petrologia\Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Geociências, UFPA, 1991.
- MAGALHÃES, M.S. & DALL'AGNOL, R. 1992 Estudo de minerais opacos e susceptibilidade magnética nos granitos Musa e Jamon (região de Rio Maria - SE do Pará) e suas implicações petrológicas. **Rev. Bras. Geoc.** 22(2):184-197.
- MARIANO, G. 1989 **Mixing origin of a potassic calc-alkaline pluton: the Itaporanga batholith, State of Paraíba, NE, Brazil**. Athes, 180p. (P.h.d. Dissertation, University of Georgia).
- MARIANO, G. & SIAL, A.N. 1990 Coexistence and mixing of magmas in the late precambrian Itaporanga batholith, state of Paraíba, northeastern Brazil. **Rev. Bras. Geoc.**, 20(11):101-110.
- MARIMOTO, N. 1988 Nomenclature of pyroxenes. **Am.Mineral.**, 73:123-131.
- MARRE, J. 1982 **Méthodes d'analyse structurale des granitoides**. Orléans, BRGM. 126p. (Manuels et Méthodes, 3).
- MARTIN, H. 1987 Petrogenesis of archaic TTG suite from eastern Finland: major and trace element. **J.Petrol.**, 28(5):921-953.

- MARTIN, H. 1990 Geochemical investigations of archean basement terrains. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. **Short Course**. Natal, SBG. 107p.
- MARTIN, H.; JARDIM DE SÁ, E.F.; MEDEIROS, H.; MACEDO, M.H.F.; LETERRIER, J. 1990 Transamazonian augen gneisses SE of Açu, Seridó belt, NE Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. **Boletim de Resumo**. Natal, SBG. p.180.
- McMURRY, J. 1982 **Petrology and Rb-Sr geochemistry of Monte das Gameleiras and Dona Inês plutons, northeastern Brazil**, Master of Art Thesis, University of Texas, Austin, 180p.
- McMURRY, J.; LONG, L.; SIAL, A.N. 1987 Petrology and isotope systematics of magma mushes: some porphyritic granitoids of northeastern Brazil. **Rev. Bras. Geoc.**, 17 (4): 473-480.
- MITCHEL, R.H. & PLATT, R.G. 1978 Mafic mineralogy of ferroaugite syenite from the Coldwell alkaline complex, Ontario, Canada. **J. Petrol.**, 19(4):627-651.
- MIYASHIRO, A. 1978 Nature of alkalic volcanic rocks series. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 66:91-104.
- MOENCH, R.H. 1986 Comments on "Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the terranes of northwestern North America" and "Magmatic epidote and its petrologic significance". **Geology**, 14:187-188.
- MORAIS NETO, J.M. 1987 **Mapeamento geológico da zona de cisalhamento Portalegre (ZCP) e encaixantes, numa área entre Caraúbas, Apodi e Umarizal (RN)**. Rel. Grad., Natal, UFRN.CCE.DG. 224p. (inédito).
- MORRISON, G.W. 1980 Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rocks association. **Lithos**, 13:97-108.
- MORTAJI, A. & STUSSI, J.M. 1989 Les granitoides precambriens de Tagragra D'Akka Anti-Atlas occidental, Maroc. In: COLLOQUE DE GEOLOGIE FRANCO-ARMORICAN, Strasbourg, 1989. **Atas**. Strasbourg.p.153.

- NACHIT, H.; RAZAFIMAHEFA, N.; STUSSI, J.M.; CARRON, J.P. 1985 Composition chimique des biotites et typologie magmatic des granitoides. **C.R. Acad. Sci.Paris, Série II**, **301** (11):813-818.
- NANEY, M.T. 1977 **Phase equilibria and crystallization in iron and magnesian bearing granitic system**. Phd dissertation, Stanford University.
- NANEY, M.T. 1983 Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. **Am. J. Sci.**, **283**:933-1033.
- NANEY, M.T. & SWANSON, S.E. 1980 The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic systems. **Am. Mineral.**, **65**:639-653.
- NARDI, L.V.S. 1986 As rochas granitóides da série shoshonítica. **Rev. Bras. Geoc.**,**16**(1):3-10.
- NARDI, L.V.S. 1989 Geoquímica dos elementos terras raras na rochas graníticas da região centro-sul do Brasil. In: FORMOSO,M.L.L.; NARDI,L.V.S.; HARTMANN,L.A. ed., **Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil**. Porto Alegre, CPRM/DNPM/SBGq, p.71-81.
- NEVES, S.P. 1986 Petrologia e geoquímica dos stocks graníticos de Serrita (PE). **Rev. Bras. Geoc.**,**16**(1):86-94.
- NEVES, S.P. - 1987 - Intrusão diapírica, cristalização e deformação; stocks graníticos de Serrita (PE). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. **Anais**, Belém, SBG. v.3, p.988-1003.
- NOLD, J.L. 1984 Myrmekite in Belt Supergroup metasedimentary rock - northeast border zone of the Idaho Batholith. **Am. Mineral.**, **69**:1050-1052.
- O'CONNOR, J.T. 1965 A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. **U.S. Geol. Surv. Prof. Paper**,**525-B**:79-84.
- ORMAASEN, D.E. 1977 Petrology of the Hope mangerite-charnockite intrusion, Loftan, north Norway. **Lithos**, **10**:291-310.
- OYAWOYE, M.O. 1962 The petrology of the district around Bauchi. Northern Nigeria. **J.Geol.**, **70**:604-615.

- OYAWOYE, M.O. 1965 Bauchite: a new variety in the quartz monzonite series. **Nature**, **205**:689.
- PAGEL, M. & LETERRIER, J. 1980 The subalkaline potassic magmatism of the Ballons Massif (southern Vosges, France): shoshonitic affinity. **Lithos**, **13**:1-10.
- PATERSON, S.R.; VERNON, R.H.; TOBISCH, O.T. 1989 A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. **J. Struc. Geol.**, **11**(3):349-363.
- PEARCE, J.A. 1982 Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R.S. ed. **Andesites**, New York, Wiley & Sons. p.525-548.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984 Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **J. Petrol.**, **25**(4):956-983.
- PESSOA, D.R.A. 1976 **Estudo geocronológico das rochas policíclicas do Complexo São Vicente nos anticlinórios de Caicó e Florânia - RN**. São Paulo, USP. Instituto de Geociências. 53p. Tese (Mestrado em Geociências, Área de Geocronologia). - Inédito.
- PHILLIPS, E.R. 1973 Myrmekite of exsolution and replacement origins - a discussion. **Geol. Mag.**, **110**:74-77.
- PHILLIPS, E.R. 1974 Myrmekite - one hundred years later. **Lithos**, **7**:181-194.
- PHILLIPS, E.R. 1980a On polygenetic myrmekite. **Geol. Mag.**, **117** (1):29-36.
- PHILLIPS, E.R. 1980b Myrmekite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic systems: discussion. **Geol. Soc. America Bull.**, **91**:672-673.
- PHILLIPS, E.R. & CARR, G.R. 1973 Myrmekite associated with alkali feldspar megacrysts in felsic rocks from New South Wales. **Lithos**, **6**:245-260.
- PHILLIPS, E.R. & RANSON, D.M. 1968 The proportionality of quartz in myrmekite. **Am. Mineral.**, **53**:1411-1413.
- PHILLIPS, E.R. & RANSOM, D.M. 1970 Myrmekite and non-myrmekitic plagioclase composition in gneisses from Broken Hill, New South Wales. **Am. Mineral.**, **37**:729-731.
- PHILLIPS, E.R.; RANSOM, D.M.; VERNON, R.H. 1972 Myrmekite and muscovite developed by retrograde metamorphism at Broken Hill, New South Wales. **Am. Mineral.**, **38**:570-578.

- PITCHER, W.S. 1979 The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. **J. Geol. Soc. London**, **136**:627-662.
- PITCHER, W.S. 1983 Granite type and tectonic environment. In: HSU, K.J. ed. **Mountain Building Processes**. London, Academic Press. p.19-40.
- PITCHER, W.S. & BERGER, A.R. 1972 **The geology of Donegal: A study of granitic emplacement and unroofing**. Regional Geol. Series, Ed. by L.U. De Sitter.
- PROJETO SCHEELITA DO SERIDÓ 1981 **Relatório final**. Recife, DNPM/CPRM, 35 vol. c/mapas.
- RAMBERG, H. 1962 Intergranular precipitation of albite formed by unimixing of alkali feldspar. **N. Jb. Minerl., Abh.**, **98**(1):14-34.
- REID, J.B.Jr.; EVANS, O.C.; FATES, D.G. 1983 Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. **Earth Planet. Sci. Lett.**, **66**:243-261.
- RIBBE, P.H. 1982 Titanite (sphene). In: RIBBE, P.H. ed. **Reviews in Mineralogy**, Blacksbourg, Mineralogical Society of America. v.5, p.137-154.
- ROGERS, J.J & GREENBERG, J.K. 1981 Trace elements in continental margin magmatism. Part. III. Alkali granites and their relationship to cratonization. **Bull. Geol. Soc. America**, **92**:6-9.
- ROGERS, J.J.W. & GREENBERG, J.K. 1990 Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. **J. Geol.**, **98**(3):291-309.
- RUDNICK, R.L. & PRESPEL, T. 1990 Geochemistry of intermediate - to high-pressure granulites. In: VIELZEUF, D & VIDAL, P., ed. **Granulites and Crustal Evolution**. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers. 523p.
- SANDIFORD, M. & POWELL, R. 1986 Deep crustal metamorphism during continental extension: modern and ancient examples. **Earth Planet. Sci. Letters.**, **79**:151-158.
- SANTOS, E.J. & MELO, C.B.M. 1978 Diversidade do plutonismo granítico brasileiro no nordeste. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. **Anais**. Recife, SBG. v.6, p.2624-2634.

- SCHMIDT, M.W. 1992 Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. **Contrib. Mineral. Petrol.** **110**:304-310.
- SCHWANTKE, A. 1909 Die Beimischung von Ca im Kalifeldspat und die Myrmekitbildung. **Centralbt. Mineral. Geol.** :311-316.
- SHAND, S.J. 1947 **Eruptive Rocks**. New York, Wiley & Sons. 360p.
- SHAND, S.J. 1951 **The study of rocks**. London, Murby & Co. 236p.
- SHELLEY, D. 1964 On myrmekite. **Am. Mineral.**, **49**:41-52.
- SHELLEY, D. 1969 The proportionality of quartz in myrmekite: a discussion. **Am. Mineral.**, **54**:982-989.
- SHELLEY, D. 1973 Myrmekite from the Haast schists, New Zealand. **Am. Mineral.**, **58**:332-338.
- SIAL, A.N. 1986 Granite-types in northeast Brazil: current knowledge. **Rev. Bras. Geoc.**, **16**(1):54-72.
- SIAL, A.N. 1987 Granitic rocks of northeast Brazil. In: INT. SYMP. GRANITES ASSOC. MINERALIZATION, Salvador. **Ext. Abst.**. Salvador. p.61-69.
- SIAL, A.N. 1990 Epidote-bearing calc-alkalic granitoids in Northeast Brazil. **Rev. Bras. Geoc.**, **20**:88-100.
- SIAL, A.N. & FERREIRA, V.P. 1988 Brasiliano age peralkaline plutonic rocks of central structural domains, northeast Brazil. **Rend. Soc. Italiana Mineral. Petrol.**, **43**:307-341.
- SIAL, A.N. & FERREIRA, V.P. 1989 Granitoides cálcio-alcalinos com epidoto, no domínio estrutural central do nordeste do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 13. & SIMPÓSIO REGIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2., Fortaleza, 1989. **Atas**. Fortaleza, SBG, Núcleo Nordeste. p.116-118.
- SIAL, A.N. & FERREIRA, V.P. 1990 Granitoids in northeast Brazil; oxygen and sulfur isotope compositions and depths of emplacement. **Jour. South America Earth Sci.**, **3**(2):103-112.

- SIAL, A.N. & McREATH, I. 1984 **Petrologia ígnea**. Salvador, SBG, CNPq, Bureau Gráfico & Ed. v.1, 181p.
- SIAL, A.N.; FERREIRA, V.P.; SOUZA, K.; CUNHA, M.A.L.; AGUIAR, H.N.F. ;LEAL, P.C. 1991 Evolução termobarométrica e gênese de alguns granitóides com epidoto magmático no Nordeste do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14, Recife, 1991. **Atas**, Recife, SBG. Núcleo Nordeste. p.192-194.
- SIAL, A.N.; FIGUEIREDO, M.C.H.; LONG, L. 1981 Rare-earth element geochemistry of the Meruoca and Mucambo plutons, Ceará, northeast Brazil. **Chem. Geol.**,**31**:271-283.
- SIAL, A.N.; MARIANO, G.; FERREIRA, V.P. 1989 Síntese da geoquímica dos elementos terras raras em granitóides do nordeste e norte do Brasil. In: FORMOSO, M.L.L.; NARDI, L.V.S.; HARTAMANN, L., ed. **Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil**. Porto Alegre, CPRM, DNPM, SBGq. p.83-95.
- SIBSON, R.H. 1977 Fault rocks and fault mechanisms. **J. Geol. Soc. London**,**133**:191-213.
- SILVA FILHO, .A.F.da. 1989 **Shoshonitic and ultrapotassic intrusive suites in the Piancó-Alto Brígida belt, Pernambuco state, Brazil**. Tese de doutorado, Depto. Geol., Royal School of Mine, Imperial college, London, 422p.
- SILVA FILHO, A.F.da.; THOMPSON, R.N.; LEAT, P.T. 1987 Petrology of Terra Nova pluton, Brazil, and associated ultrapotassic dykes. **Rev. Bras. Geoc.**,**17** (4): 481-487.
- SMITH, D. 1971 Stability of the assemblage iron-rich orthopyroxene-olivine-quartz. **Am.J.Sci.**,**271**:370-382.
- SMITH,D. 1974 Pyroxene-olivine-quartz assemblages in rocks associated with the Nain Anorthosite Massif, Labrador.**J.Petrol.**, **15**(1):58-78.
- SMITH, J.V. 1974 **Feldspar Minerals**. Berlim, Springer-Verlag. v.2, 690p.
- SMITH ,J.V. 1983 Some chemical properties of feldspars. In: RIBBE,P.H. ed. **Reviews in Minerralogy**. Blacksourg, Mineralogical Society of America. v.2, p.281-296.
- SMITH, J.V. & BROWN, W.L. 1988 **Feldspar Minerals**. Berlim, Springer-Verlag. 828p.

- SOUSA, K. & SIAL, A.N. 1989 Petrologia do batólito granítico de São Rafael, Rio Grande do Norte, nordeste do Brasil, e a importância de epidoto magmático. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 13 & SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2, Fortaleza, 1989. **Atas**. Fortaleza, SBG, Núcleo Nordeste. p.137-138.
- SOUZA, Z.S. 1991 **Petrogenèse des metagranitoides du Complexe de Caicó, Province Borborema (état du Rio Grande do Norte ,Brésil)**. Mem. de DES, Rennes, France: 76p.
- SOUZA, Z.S. & MARTIN, H. 1991 Petrogênese dos metagranitóides do Complexo Caicó-RN, NE do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14, Recife, 1991. **Atas**, Recife, SBG, Núcleo Nordeste. p.175-177.
- SPEER, J.A. - 1984 - Micas in igneous rocks. In: BAILEY, S.W., ed. **Reviews in Mineralogy**. Blacksburg, Mineralogical Society of America, v.13, p.299-356.
- SPRY, A. 1969 **Metamorphic texture**. Oxford, Pergamon. 350p.
- STAIGER, R.H. & JAGER, E. 1977 Subcommittee on geochronology; convention on the use of decay constants in geo - and cosmochronology. **Earth Planet. Sci. Lett.**, **36**:359-362.
- STEPHENSON, N.C.N.& HENSEL, H.D. 1978 A precambrian fayalite granite from the south coast of Western Australia. **Lithos**,**11**:209-218.
- STRECKEISEN, A. 1976 To each plutonic rock its proper name. **Earth Sci. Rev.**, **12**:1-33.
- STUSSI, J.M. & MORTAJI, A. 1988 Granites à epidote precambriens de Tagragra Dákka, Anti-Atlas Occidental, Maroc. In: REUN. SCI. TERRE, 12., Paris, 1988. Paris, p.122.
- SYLVESTER, P.J. 1989 Post-collisional alkaline granites. **J. Geol.**, **97**:261-280.
- TAKAHASHI, M.; ARAMAKI, S.; ISHIHARA, S. 1980 Magnetite-series/ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. **Mining. Geol. Spec. Issue.**,**8**:13-28.
- TAUSON, L.V. 1983 Geochemistry and metalogenesy of the latitic series. **Inter. Geol. Rev.**,**25**:125-135.

- TAVARES JUNIOR, S.S.; LAFON, J.M.; GORAYEBE, P.C. 1991 O granito Serra da Barriga, noroeste do Ceará: características petrológicas, geoquímicas e, geocronologia Rb-Sr. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14, Recife, 1991. **Atas.** Recife, SBG, Núcleo Nordeste. p.178-181.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M 1981 The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. **Phil. Trans. R. Soc. London**, A-301:381-199.
- THIEBLEMONT, D. & CABANIS, B. 1990 Utilisation d'un diagramme (Rb/100)- Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. **Bull. Soc. Géol. France**, Série 8, 6 (1):23-35.
- THOMPSON, R.N. & FOWLER, M.B. 1986 Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonides. **Contrib. Mineral. Petrol.**,94:507-522.
- THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; HENDRY, G.L.; PARRY, S.J. 1984 An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. **Phil. Trans. R. Soc. Lond.**, A-310:549-590.
- TORQUATO, J.R.F.; ALMEIDA, A.R.; SIDRIM, A.C.G. ; MARANHÃO, C.M.L.; PARENTE, C.V.; NOGUEIRA NETO, J.A.; ANDRADE FILHO, J.F.; SOUZA, J.V.; SOUZA, M.J.N.; ARTHAUD, M.H. 1989 Granitóides do Ceará (Região de Quixadá-Solonópole). **Rev.Geol.**, Fortaleza-CE:143p.
- TULLOCH, A.J. 1979 Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. **Contrib.Mineral.Petrol.**, 69:105-117.
- TULLOCH, A.J. 1986 Comments on "Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America " and "Magmatic epidote and its petrologic significance". **Geology**, 14:186-187.
- VAIL, J.R. 1989 Ring-complexes and related rocks in Africa. **J. Afric. Earth Sci.**,8(1):19-40.
- VANCE, J. A. 1965 Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. **J. Geol.**, 73(4):636-651.

- VANCE, J.A. 1969 On synneusis. **Contrib. Mineral. Petrol.**, **24**:7-29.
- VERNON, R.H. 1983 Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. **J. Proc. R. Soc. N.S.W.**, **116**:77-103.
- VERNON, R.H. 1984 Microgranitoid enclaves in granites - globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. **Nature**, **309**:438-439.
- VERNON, R.H. 1986 K-feldspar megacrysts in granites - phenocrysts, not porphyroblasts. **Earth Sci. Rev.**, **23**:1-63.
- VERNON, R.H.; ETHERIDGE, M.A.; WALL, V.J. 1988 Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicator of magma mingling and flow. **Lithos**, **22**:1-11.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPEL, B.W. 1987 A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contrib. Mineral. Petrol.**, **95**:407-419.
- WHITE, A.J.R. 1979 Sources of granitic magmas. **Geol. Soc. Am. Abst.** **11**:539.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. 1977 Ultrametamorphism and granitoid genesis. **Tectonophysics**, **43**:7-22.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. 1983 Granitoids types and their distribution in the Lachland Fold Belt, southeastern Australia. **Geol. Soc. Am. Mem.**, **159**:21-34.
- WHITE, A.J.R.; CLEMENS, J.D.; HOLLOWAY, J.R.; SILVER, L.T.; CHAPPELL, B.W.; WALL, V.J. 1986 S-type granites and their probable absence in southwestern North America. **Geology**, **14**:115-118.
- WHITNEY, J.A. 1975 The effects of pressure, temperature, and XH_2O on phase assemblage in four synthetic rocks compositions. **Jour. Geology**, **83**:1-31.
- WHITTEN, E.H.T.; BORNHORST, T.J.; LI, G.; HICKS, D.L.; BECKWITH, J.P. 1987 Suites, subdivision of batholith and igneous rock classification: geological and mathematical conceptualization. **Am. J. Sci.**, **287**:332-352.
- WIDENFALK, L. 1969 Electron microprobe analyses of myrmekite plagioclase and coexisting feldspar. **Lithos**, **2**:295-309.
- WILLIAMSON, J.H. 1968 Least-squares fitting of a straight line. **Can. J. Phys.**, **46**:1845-1847.

- WILSON, M. 1989 **Igneous petrology**. Londodn, Unwin Hyman. 457p.
- WYLLIE, P. J. 1983 Experimental and thermal constraints on the deepseated parentage of some granitoid magmas in subductions zones. In: ATHERTON, M. P. & GRIBBLE, C. D., ed. **Migmatites, melting and metamorphism**, Shiva Orpington. p.12-26.
- YORK, D. 1966 Least-squares fitting of a straight line. **Can. J. Phys.**,**44**:1079-1086.
- YORK, D. 1969 Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. **Earth Plant. Sci. Lett.**, **5**:320-324.
- ZEN, E-An 1985 Implication of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreated terranes of northwestern North America. **Geology**, **13**:266-269.
- ZEN, E-An & HAMMARSTRON, J.M. 1984 Magmatic epidote and its petrologic significance. **Geology**,**12**:515-518.
- ZHOU, J.X. 1987 An occurrence of choshonites near Kilmelford in the Scottish caledonides and its tectonic implications. **J. Geol. Soc. London** , **144**:699-706.
- ZORPI, M.J.; COULON, C.; ORSINI, J.B.; COCIRTA, C. 1989 Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. **Tectonophysics**, **157**:315-329.