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

A ASSOCIAÇÃO ANORTOSITO – MANGERITO – GRANITO RAPAKIVI (AMG) DO CINTURÃO GUIANA CENTRAL, RORAIMA, E SUAS ENCAIXANTES PALEOPROTEROZÓICAS: EVOLUÇÃO ESTRUTURAL GEOCRONOLOGIA E PETROLOGIA

TESE APRESENTADA POR

LÊDA MARIA FRAGA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação: **19 / 12 / 2002**

Comitê de Tese:

JOÃO BATISTA SENA COSTA (Orientador)

HANS DIRK EBERT

ROBERTO DALL'AGNOL

MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA

CARLOS EDUARDO DE MESQUITA BARROS

Belém

Ao meu pai, Elcio Fraga

AGRADECIMENTOS

Em um trabalho deste tipo, em que tantas pessoas e instituições foram de alguma forma envolvidas, eu não teria espaço para agradecer devidamente a todos, portanto me perdoem alguma omissão.

Eu gostaria de agradecer em primeiro lugar à CPRM, na pessoa do seu presidente, Dr. Umberto Costa, que me concedeu esta oportunidade de crescimento profissional, que espero poder retribuir à altura, fazendo melhor o que eu mais gosto de fazer nesta minha profissão que é mapear e buscar o significado geológico das rochas e das estruturas.

Ao meu orientador, Prof. João Batista Sena Costa, eu agradeço pela confiança, pela paciência com que aceitou os meus limites, pelas discussões geológicas e, em especial pelo respeito às minhas idéias e aspirações na elaboração desta tese.

Ao Prof. Roberto Dall'Agnol, meu muito obrigado pela atenção e disposição em discutir comigo todas aquelas lâminas petrográficas, e pelo incentivo ao estudo da petrogênese das rochas granitóides.

Ao Prof. Moacir Macambira agradeço pelo apoio na obtenção de dados geocronológicos e isotópicos no Pará-Iso e pela disponibilidade em discutir a interpretação destes dados.

Ao Prof. Rudolph Trouw agradeço pelas discussões proveitosas sobre microtectônica e ambiente deformacional.

Ao superintendente da SUREG-MA, CPRM, Dr. Fernando Pereira de Carvalho agradeço pela confiança e apoio que sempre recebi e que foram fundamentais na realização desta tese.

Gostaria de agradecer ainda as seguintes pessoas ou instituições:

- Ao Aluísio, ao Teodoro, ao Luiz e ao Márcio, da SUREG-MA, CPRM, pelo apoio na realização dos trabalhos de campo em Roraima.
- A todos da DICART e da DIEDIG, divisões de cartografia e de editoração da CPRM, no Escritório Rio de Janeiro, nas pessoas do Dr. Valter Barradas e do Dr. Paulo Roberto Macedo Bastos, pelo apoio irrestrito que recebi na

elaboração dos mapas e na editoração da tese. Especialmente ao Hélio e a Marília que nas horas de "desespero" estiveram ao meu lado, meus mais sinceros agradecimentos.

- Aos colegas do DEGEO, Departamento de Geologia, CPRM, Magda, Ana e Sérgio pelas discussões geológicas.
- Ao Prof. Colombo Tassinari, pela gentileza na aquisição de uma análise Ar-Ar no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP.

À minha mãe e aos meus irmãos que me apoiaram neste período de tanto trabalho, perdoando a minha ausência nas horas alegres e nas horas tristes em que eu não pude estar junto deles, meu muito obrigada.

Finalmente eu gostaria de agradecer ao Augusto, não só por todas as horas de trabalho "forçado", fazendo tabelas intermináveis, me ajudando a carregar amostras de granito rapakivi ou consertando figuras mas, em especial, pela sua compreensão e carinho, típicos de quem a gente pode chamar de companheiro.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA i

AGRADECIMENTOS ii

RESUMO 1

ABSTRACT 3

1. INTRODUÇÃO 5

1.1. APRESENTAÇÃO DO TEMA E OBJETIVOS 5

1.2. LOCALIZAÇÃO, ASPECTOS DA PAISAGEM E ACESSO À ÁREA 6

1.3. METODOLOGIA 10

1.3.1. Procedimentos relacionados ao mapeamento geológico 10

1.3.2. Preparação de lâminas delgadas, análises petrográficas e microtectônicas 12

1.3.3. Preparação de amostras 12

1.3.3.1. Preparação de amostras para análises químicas 12

1.3.3.2. Preparação de amostras para análises geocronológicas 13

1.3.4. Litoquímica 14

1.3.5. Geocronologia e geologia isotópica 15

2. CINTURÃO GUIANA CENTRAL (CGC) – UMA VISÃO INTEGRADA 18

2.1. CARACTERIZAÇÃO GERAL E MACROESTRUTURAÇÃO DO CGC 18

2.2. AS SEQÜÊNCIAS DE ALTO GRAU METAMÓRFICO DO SEGMENTO NORDESTE E CENTRAL DO CGC 23

2.2.1. Constituição litológica, metamorfismo e idades 24

2.3. ORTOGNAISSES E ROCHAS CHARNOCKÍTICAS (1,96-1,91 GA) DO SETOR CENTRAL DO CGC 29

2.3.1. Suíte Metamórfica Rio Urubu – constituição litológica e idades 29

2.3.2. Rochas charnockíticas – a Suíte Intrusiva Serra da Prata, constituição litológica e idades 30

2.3.3. Outros registros de magmatismo charnockítico em Roraima e nos países vizinhos 31

2.4. ASSOCIAÇÕES ÍGNEAS MESOPROTEROZÓICAS NO SETOR CENTRAL DO CGC 32
2.4.1. A associação AMCG da região de Mucajaí 32
2.4.2. Granitos rapakivi e litologias associadas em outras porções do Escudo das Güianas 33
2.5. O SETOR SUDOESTE DO CGC 36
2.6. EVENTOS DEFORMACIONAIS NO CGC 38
2.6.1. O Episódio K'Mudku ao longo de todo o CGC 38
2.6.2. Os eventos deformacionais pré- K'Mudku, nos diferentes segmentos do CGC 39
2.7. OS MODELOS GEOTECTÔNICOS PARA O ESCUDO DAS GÜIANAS E O PAPEL DO CINTURÃO GÜIANA CENTRAL 41
2.7.1. Modelo das províncias geocronológicas / geotectônicas 42
2.7.2. Modelo dos blocos crustais 45
2.7.3. Modelos regionais 46
2.7.4. Modelos geotectônicos x dados geológicos – considerações finais 49

3. FEIÇÕES ESTRUTURAIS EM ROCHAS GRANITÓIDES 53
3.1. PETROTRAMAS X CONDIÇÕES REOLÓGICAS 53
3.2. FEIÇÕES GERADAS NO ESTÁGIO MAGMÁTICO 55
3.3. A TRANSIÇÃO PARA PETROTRAMAS FORMADAS NO ESTADO SÓLIDO 58
3.4. A COLOCAÇÃO SIN-CINEMÁTICA DE CORPOS GRANITÓIDES 60
3.5. DEFORMAÇÃO NO ESTADO SÓLIDO – AS FEIÇÕES MICROTECTÔNICAS COMO REGISTROS DO AMBIENTE DEFORMACIONAL 63
3.5.1. Algumas considerações sobre os mecanismos deformacionais 64
3.5.2. Feições desenvolvidas sob condições de temperatura < 280°- 300°C 67
3.5.3. Feições desenvolvidas no intervalo de 300°C a 450°C 70
3.5.3.1. Feições microestruturais 71
3.5.4. Feições desenvolvidas no intervalo de 450°C a 500°C 72
3.5.5. Feições desenvolvidas no intervalo de 500°C a 650°C 73
3.5.5.1. Feições microtectônicas e mecanismos deformacionais 75
3.5.6. Feições desenvolvidas a temperaturas acima de 650°C 76

3.5.7. Considerações finais 79

4. CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS – ASPECTOS DE CAMPO, PETROGRAFIA, MICROTECTÔNICA E AMBIENTE DEFORMACIONAL 80

4.1. INTRODUÇÃO – A GEOLOGIA DA REGIÃO DE MUCAJAÍ 80

4.2. O USO DOS TERMOS GNAISSE, GRANITÓIDE FOLIADO E METAGRANITO 82

4.3. ORTOGNAISSES E GRANITÓIDES FOLIADOS DO EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO 83

4.3.1. Gnaisse Igarapé Branco – biotita- hornblenda- gnaisses a allanita 84

4.3.1.1. Petrografia e microtectônica 87

4.3.1.2. Evidências microtectônicas da deformação sob temperaturas altas (D_1) 89

4.3.1.3. Evidências microtectônicas da deformação sob temperaturas moderadas a baixas (D_2) 91

4.3.1.4. Feições meso- e microscópicas x deformação sin-colocação do corpo granitóide precursor 91

4.3.2. Gnaisse Igarapé Miracelha – (hornblenda)-biotita-gnaisses a titanita 92

4.3.2.1. Petrografia e microtectônica 93

4.3.2.2. Evidências microtectônicas da deformação sob temperaturas altas (D_1) 99

4.3.2.3. Evidências microtectônicas da deformação sob temperaturas moderadas a baixas (D_2) 100

4.3.2.4. Feições meso- e microscópicas x deformação sin-colocação do corpo granitóide precursor 100

4.3.3. Sienogranitos foliados (SNG) 101

4.3.4. Hornblenda-biotita-gnaisses tonalíticos (HBGT) 102

4.3.5. (Hornblenda)- biotita-gnaisses (HBG) 103

4.3.6. Gnaisses sienograníticos (GNS) 106

4.3.7. Hornblenda-gnaisses finos a titanita (HG) 107

4.3.8. Evidências microtectônicas da deformação sob temperaturas altas (D_1) e seu significado geológico nos SNG, HBGT, HBG, GNS e HG 109

4.3.9. Evidências microtectônicas da deformação sob temperaturas moderadas a baixas (D_2) nos SNG, HBG, BHG e BHGT 110
4.4. ROCHAS CHARNOCKÍTICAS DO EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO – A SUÍTE INTRUSIVA SERRA DA PRATA 110
4.4.1. O corpo charnockítico da serra da Prata 112
4.4.1.1. Fácies principal 112
4.4.1.2. Fácies porfiríticas finas 117
4.4.1.3. Charnockitos hidratados, protomiloníticos a miloníticos 119
4.4.2. O corpo charnockítico do igarapé Grande 121
4.4.2.1. Fácies principal 121
4.4.2.2. Clinopiroxênio-granito e granitóides desprovidos de piroxênio 128
4.4.2.3. Fácies porfiríticas finas – (clinopiroxênio)-hornblenda-granitóides e charnockitos finos porfiríticos 129
4.4.2.4. Hornblenda-charnockitos das proximidades da vila São José 131
4.4.3. Corpo granítico do igarapé Roxinho 133
4.4.3.1. Petrografia 134
4.4.3.2. Microtectônica 137
4.4.3.3. Os enclaves máficos 138
4.4.4. Corpos charnockíticos da região do igarapé Repartimento do Ajarani 141
4.4.4.1. O Corpo maior 141
4.4.4.2. Os corpos menores 143
4.4.5. Corpos charnockíticos da região do rio Apiaú 145
4.4.6. Evidências microtectônicas x ambiente deformacional nos corpos da Suíte Intrusiva Serra da Prata 148
4.5. ROCHAS MÁFICAS DO EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO 149
4.5.1. Hornblenda-noritos e hornblenda-gabronoritos 149
4.5.1.1. Petrografia e microtectônica 150
4.5.1.2. Ambiente deformacional 152
4.5.2. (Biotita)-leucogabros e (biotita)-leucogabronoritos 153
4.5.2.1. Ambiente deformacional 157
4.5.3. Dioritos da região do rio Apiaú 158

4.6. UNIDADES MESOPROTEROZÓICAS 158
4.6.1. Suíte Intrusiva Mucajaí – o batólito da serra do Mucajaí 158
4.6.1.1. Fácies principal 161
4.6.1.2. Fácies nordeste 170
4.6.1.3. Fácies Sudoeste 173
4.6.1.4. Microtectônica 176
4.6.1.5. Ambiente deformacional 179
4.6.2. (Clinopiroxênio)-hornblenda-sienitos 179
4.6.3. Charnockitos porfiríticos na forma de diques 180
4.6.4. Anortositos, gabros e gabronoritos 183
4.6.4.1. Anortositos Repartimento 183
4.6.4.2. Olivina-Gabro Caracaraí 185
4.6.4.3. Gabronoritos da região do igarapé Repartimento do Ajarani 186

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL 188
5.1. A MACROESTRUTURAÇÃO 188
5.2. FEIÇÕES ESTRUTURAIS MESO- E MICROSCÓPICAS 191
5.3. EVENTO DEFORMACIONAL D_1 191
5.3.1. Feições estruturais meso- e microscópicas D_1 nos ortognaisses e granitóides foliados 192
5.3.1.1. Gnaisse Igarapé Branco (GIB) – Biotita-hornblenda-gnaisses a allanita 192
5.3.1.2. Gnaisse Igarapé Miracelha (GIM) – Hornblenda-biotita-gnaisses e granitóides foliados a titanita 198
5.3.1.3. Outros tipos gnáissicos 203
5.3.2. Feições estruturais meso- e microscópicas D_1 nas rochas da Suíte Intrusiva Serra da Prata (SISP) 203
5.3.2.1. Foliações e lineações geradas em estado sólido 203
5.3.2.2. Orientação espacial dos elementos de trama 204
5.3.2.3. Evidências da colocação sin-cinemática dos corpos e a deformação D_1 206
5.3.3. Feições estruturais meso- e microscópicas D_1 nos corpos máficos 207
5.3.4. O evento deformacional D_1 no contexto do Cinturão Guiana Central 207
5.4. EVENTO DEFORMACIONAL D_2 208

5.4.1. A faixa milonítica da borda leste do corpo granítico da serra Mucajaí 210
5.4.1.1. Orientação espacial dos elementos de trama 210
5.4.1.2. Indicadores cinemáticos e outras feições estruturais 212
5.4.2. As zonas miloníticas D_2 x transpressão 215
5.4.3. O evento deformacional D_2 no contexto do CGC 215
5.5. O EVENTO CATACLÁSTICO 216
5.6. CONSIDERAÇÕES FINAIS 218

6. GEOCRONOLOGIA 219
6.1. A IDADE DE CRISTALIZAÇÃO DAS UNIDADES MAPEADAS 219
6.1.1. Idades Pb-Pb em zircão para o embasamento paleoproterozóico 220
6.1.1.1. Resultados e discussões 220
6.1.1.2. As idades obtidas no contexto da geologia regional 231
6.1.2. Idades Pb-Pb em zircão para as suítes ígneas mesoproterozóicas 234
6.1.2.1. A associação AMCG mesoproterozóica 234
6.1.2.2. Resultados 236
6.1.2.3. Discussões 237
6.2. A IDADE DOS EVENTOS DEFORMACIONAIS D_1 E D_2 237
6.2.1. Difusão por volume, temperaturas de bloqueio e idades de resfriamento 239
6.2.2. Mobilidade isotópica, deformação dúctil e datação direta de petrotramas deformacionais 240
6.2.3. A idade dos eventos deformacionais na área estudada – as metodologias aplicadas, resultados e discussões 241
6.2.3.1. A idade do Evento Deformacional D_1 242
6.2.3.2. A idade do Evento Deformacional D_2 242
6.2.4. Os Resultados obtidos no contexto do Cinturão Güiana Central 247

7. LITOQUÍMICA, GEOLOGIA ISOTÓPICA E PETROGÊNESE 249
7.1. AS SUÍTES ÍGNEAS MESOPROTEROZÓICAS 249
7.1.1. Litoquímica 249
7.1.1.1. O batólito da serra Mucajaí - granitos rapakivi da Suíte Intrusiva Mucajaí ... 249

7.1.1.2. Charnockitos porfiríticos na forma de diques 260
7.1.1.3. Anortositos e gabronoritos 267
7.1.2. Dados isotópicos Sm-Nd 271
7.1.3. Petrogênese 273
7.1.3.1. Granitos rapakivi da Suíte Intrusiva Mucajaí 273
7.1.3.2. Charnockitos porfiríticos na forma de diques 279
7.1.3.3. Anortositos e gabronoritos 279
7.1.4. A associação AMG mesoproterozóicas 280
7.2. UNIDADES PALEOPROTEROZÓICAS 282
7.2.1.Litoquímica 282
7.2.1.1. Ortognaisses e granitóides foliados 282
7.2.1.2. Dados Isotópicos Sm-Nd 293
7.2.1.3. Petrogênese 294
7.2.2. Suíte Intrusiva Serra da Prata 296
7.2.2.1. Litoquímica 297
7.2.2.2. Dados isotópicos Sm-Nd 310
7.2.2.3. Petrogênese 312
7.2.3. Hornblenda-gabronoritos e leucogabronoritos 316
7.2.4. A associação de suítes ígneas paleoproterozóicas 319

8. CONONSIDERAÇÕES FINAIS – A ASSOCIAÇÃO AMG E SUAS ENCAIXANTES NO CONTEXTO DO CINTURÃO GUIANA CENTRAL 322

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 325

ANEXOS

ANEXO I – MAPA GEOLÓGICO

ANEXO II – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE AFLORAMENTOS

RESUMO

O mapeamento geológico, na escala 1:250.000, de uma área de aproximadamente 22.500 Km^2 na região central do estado de Roraima, aliado ao estudo petrográfico e microtectônico e a novos dados geocronológicos, litoquímicos e isotópicos, permitiu a caracterização de uma associação anortosito-mangerito-granito rapakivi (AMG), mesoproterozóica e suas encaixantes paleoproterozóicas.

Ortognaisses, granitóides foliados e corpos de rochas charnockíticas da Suíte Intrusiva Serra da Prata mostram idades Pb-Pb (evaporação em zircão) em torno de 1,94 Ga, também inferida para os noritos e gabronoritos associados. As suítes ígneas paleoproterozóicas foram colocadas sin-cinematicamente, durante o Evento Deformacional D_1, com a evolução de petrotramas indicativas de temperaturas altas, a partir de 600°-650°C. Estas feições incluem feldspatos recristalizados por rotação de subgrãos, feldspatos alcalinos pertíticos recristalizados e quartzo com subgrãos em padrão de tabuleiro de xadrez, tendo sido observadas em diques sin-plutônicos que cortam a trama D_1 cedo-cinemática nas encaixantes. A disposição NE-NW dos corpos paleoproterozóicos foi controlada pela estrutura prévia deste setor do Cinturão Guiana Central (CGC). Os ortognaisses e granitóides foliados abrangem duas suítes distintas, com características litoquímicas de granitóides tipo A, provavelmente relacionadas a diferentes condições de oxidação na fonte. As rochas charnockíticas mostram características químicas que se aproximam daquelas descritas para o magmatismo tipo C. Idades modelo Sm-Nd T_{DM} entre 2,19 Ga e 2,05 Ga, com valores de ε_{Nd} (T) variando de +0,68 até +2,47 sugerem fontes com limitada residência crustal. A idade dos eventos orogênicos em Roraima ainda não foi devidamente esclarecida; entretanto, apesar dos dados limitados, propõe-se para as suites paleoproterozóicas estudadas um posicionamento pós-colisional após acreção de arcos magmáticos transamazônicos.

As unidades paleoproterozóicas constituem o embasamento das suítes ígneas mesoproterozóicas, que compreendem os anortositos da unidade Repartimento e gabronoritos associados, os granitóides rapakivi da Suíte Intrusiva Mucajaí (SIM), e os charnockitos finos, porfiríticos, de ocorrência pontual e posicionamento geocronológico

incerto. Na SIM foram identificadas três fácies de granitóides (faialita-piroxênio-quartzo-mangeritos a sienitos; hornblenda-biotita-granitos; e biotita-granitos porfiríticos) geoquímica e petrograficamente muito similares aos granitos rapakivi de áreas clássicas da Finlândia. A presença de faialita nas rochas mais primitivas da SIM indica condições de baixa fugacidade de oxigênio, observada em vários complexos de granitóides rapakivi. Os charnockitos finos não mostram correlação química com a SIM. As suítes mesoproterozóicas integram uma associação AMG (Anortosito-Mangerito-Granito rapakivi) colocada em ambiente anorogênico entre 1,54 e 1,53Ga. As idades modelos Sm-Nd, de 2,07 Ga a 2,01 Ga com valores de ε_{Nd} (T) variando de – 2,37 a – 1,27 sugerem, para os granitóides da associação, fontes crustais separadas do manto no Paleoproterozóico, provavelmente durante o Transamazônico.

Feições miloníticas relacionadas ao Evento Deformacional D_2, registrando condições de temperaturas moderadas a baixas (400°-450°C), em ambiente rúptil-dúctil, obliteram localmente as texturas ígneas das unidades mesoproterozóicas, bem como as petrotramas D_1 de alta temperatura no embasamento paleoproterozóico. Estas feições encontram-se especialmente bem desenvolvidas em algumas zonas de cisalhamento que mostram cinemática transpressiva dextral. O evento D_2 com idade em torno de 1,26 Ga relaciona-se ao Episódio Deformacional K`Mudku.

As principais zonas miloníticas D_2 foram reativadas no Mesozóico em níveis crustais rasos e condições rúpteis, durante a evolução do Graben Tacutu.

ABSTRACT

Geological mapping at the scale of 1:250,000, of an area of approximately 22,500 km^2 located in the central region of the State of Roraima, alied to petrographic and microtectonic studies and new isotopic, chemical and geochronological data, has led to the characterization of an anorthosite-mangerite-rapakivi granite association (AMG) and its paleoproterozoic basement.

Orthogneisses, foliated granitoids and charnockitic rocks of the Serra da Prata Intrusive Suite show Pb-Pb ages (zircon evaporation) of around 1.94 Ga which are also inferred to the associated norites and gabbronorites. These Paleoproterozoic magmatic suites were emplaced syn-kinematically, during the D_1 deformational event, and developed deformational textures which indicate generation under high temperatures, 600°-650°C. These features include feldspars recrystallized by rotation of subgrains, recrystallized perthitic alcaline feldspars and quartz with subgrains displaying chessboard pattern. They were also observed in syn-plutonic dikes that transect the early-kinematic D_1 petrofabric of the wallrocks. The NE-SW distribution of the Paleoproterozoic bodies was controlled by the previous structure of this sector of the Central Guiana Belt (CGB). The orthogneisses and foliated granitoids encompass two different suites which, although showing chemical characteristics of A-type granitoids, are probably related to diverse oxidation conditions in the source. The charnockitic rocks exhibit chemical features which are close to those described for C-type magmatism. Sm-Nd T_{DM} model ages between 2.19 Ga and 2.05 Ga, with ε_{Nd} (T) values varying from +0.68 to +2.47, suggest sources with limited crustal residence. The age of the orogenic events in Roraima has not yet been clearly established but despite the limited available data it is proposed that the emplacement of the studied Paleoproterozoic suites was post-collisional, after the accretion of the transamazonian magmatic arcs.

The Paleoproterozoic units constitute the basement of the Mesoproterozoic igneous suites, which comprehend the anorthosites of the Repartimento unit and associated gabbronorites, the rapakivi granitoids of the Mucajaí Intrusive Suite (MIS), and the fine-grained, porphyritic charnockites of localized ocurrence and uncertain age.

Three facies of granitoids were identified in MIS, fayalite pyroxene quartz mangerites to syenites; hornblende biotite-granites; and porphyritic biotite granites; they show geochemical and petrographic features very similar to those of classic rapakivi granites of Finland. The presence of fayalite in the more primitive rocks of MIS indicates conditions of low oxygen fugacity as observed in several other rapakivi granitoid complexes. The fine-grained charnockites do not show chemical correlation with MIS. The Mesoproterozoic suites constitute an AMG (Anorthosite-Mangerite-rapakivi Granite) bimodal association with age of around 1.53 Ga, emplaced in anorogenic conditions. The model ages of 2.07 Ga to 2.01 Ga and ε_{Nd} (T) between –2.37 and –1.27 obtained for the granitoids of the AMG association suggest crustal sources separated from the mantle in the Paleoproterozoic, probably during the Transamazonian Orogeny.

Mylonitic features related to the D_2 event, recording moderate to low temperature (400°-450°C) brittle-ductile conditions, are locally superposed to the igneous textures of the Mesoproterozoic units as well as to the high temperature D_1 petrofabrics of the Paleoproterozoic basement. These milonitic features are particularly well developed in some shear zones displaying dextral transpressive kynematics. The D_2 event, with ages of around 1.26 Ga, is related to the Kmudku Deformational Episode.

The main D_2 mylonitic zones were reactivated in the Mesozoic in shallow crustal levels under brittle conditions, during the evolution of the Tacutu Graben.

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO DO TEMA E OBJETIVOS

O Escudo das Guianas (EG), porção norte do Cráton Amazônico, inclui grandes extensões de florestas tropicais e constitui uma das regiões geologicamente menos conhecidas da terra.

O Cinturão Guiana Central (CGC) é uma importante feição tectônica do Escudo das Guianas e, apesar de sua extensão continental, continua pouco investigado. Vários eventos tectono-metamórficos foram descritos nos diversos segmentos do CGC, mas suas idades e os aspectos cinemáticos envolvidos não foram ainda devidamente esclarecidos. Do ponto de vista geocronológico e petrológico as diversas associações rochosas aflorantes ao longo do CGC permanecem, também, pouco compreendidas.

Na porção central do estado de Roraima o CGC abriga uma importante associação mesoproterozóica de corpos de anortosito e gabronorito, mangerito-charnockito e granito rapakivi (AMCG), que corresponde a uma das mais completas já descritas no Brasil. As suítes ígneas mesoproterozóicas encontram-se distribuídas em um embasamento paleoproterozóico, constituído por ortognaisses, granitóides foliados e corpos máficos subordinados. A despeito de sua localização amazônica, tais unidades rochosas encontram-se razoavelmente bem expostas e oferecem oportunidade única ao estudo da história geológica paleo- à mesoproterozóica do CGC.

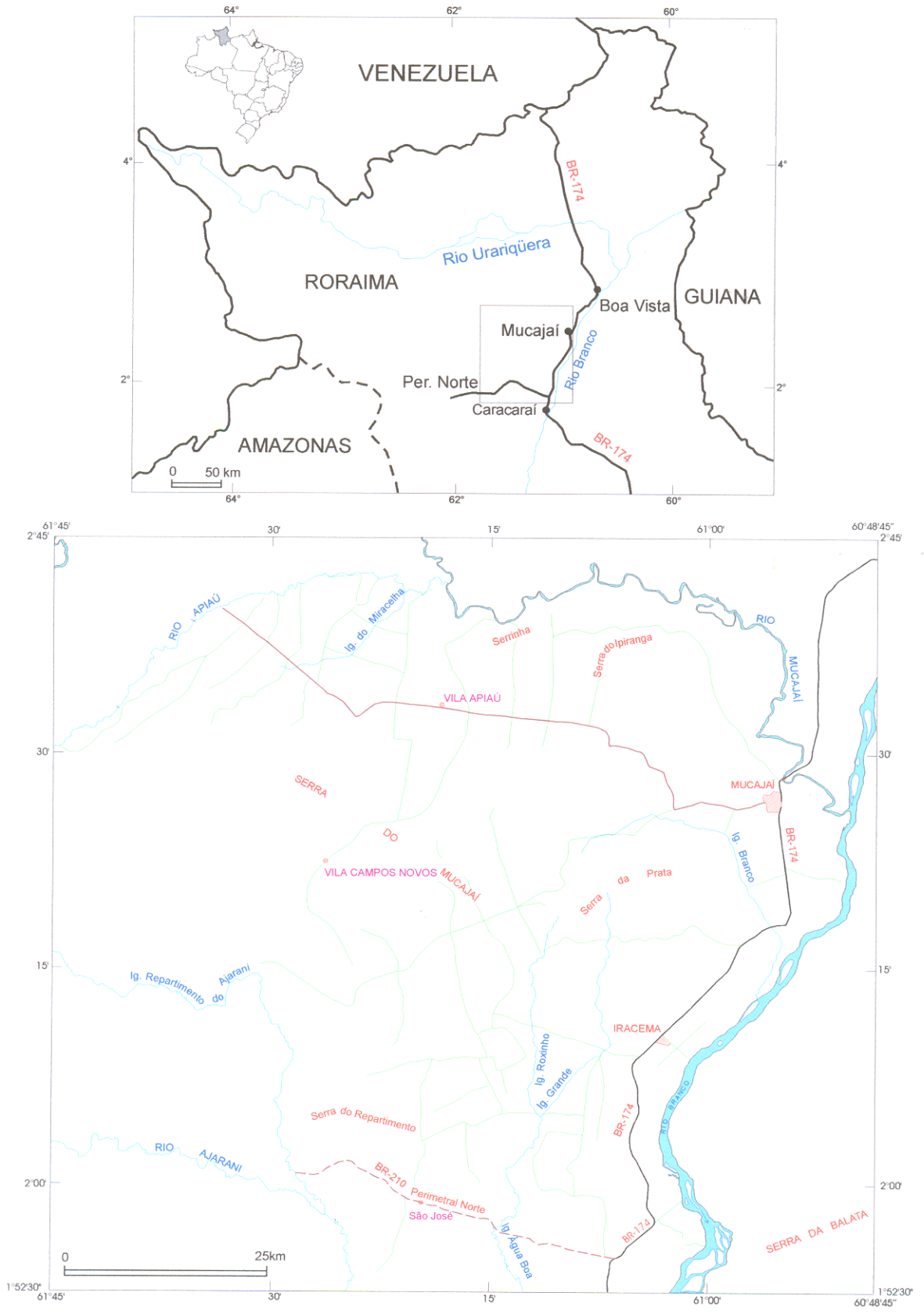
Esta tese tem por objetivo caracterizar do ponto de vista deformacional, geocronológico e petrológico as suítes ígneas da associação AMCG mesoproterozóica, aflorante na porção central do estado de Roraima, bem como, seu embasamento paleoproterozóico, culminando com a elaboração de um modelo geológico evolutivo. Como objetivos específicos citam-se:

- A elaboração de um mapa geológico na escala 1:250.000, escala esta, escolhida para que pudessem ser representados os principais corpos integrantes da associação AMCG, e suas encaixantes;
- A caracterização petrográfica detalhada das unidades litológicas individualizadas em mapa;
- A caracterização litoquímica e isotópica das principais unidades litológicas;
- A caracterização das idades de cristalização das principais unidades litológicas ;
- A elaboração de modelos petrogenéticos integrados para as suítes paleo- e mesoproterozóicas;
- O estudo geométrico e cinemático das feições estruturais observadas nas unidades paleo- e mesoproterozóicas;
- A caracterização microtectônica dos diferentes acervos de feições estruturais;
- A caracterização da idade dos eventos deformacionais relacionados aos diferentes acervos de feições estruturais.

1.2. LOCALIZAÇÃO, ASPECTOS DA PAISAGEM E ACESSO À ÁREA

A área estudada localiza-se na porção central do Estado de Roraima, a sudoeste da capital, Boa Vista, sendo limitada a norte pelos rios Mucajaí e Apiaú, e a oeste pelo rio Branco (**Figura 1.1**).

A cidade de Mucajaí corresponde ao principal centro urbano da região, com aproximadamente 11.000 habitantes (**Figura 1.1**) estando localizada às margens do rio homônimo. Dispõe de infra-estrutura básica incluindo dois postos de gasolina, posto de saúde, escolas públicas, supermercado, farmácias, alguns restaurantes e um hotel, precário. As outras localidades, com alguma infra-estrutura, correspondem à Vila Apiaú na porção norte da área e à Vila Iracema, ao longo da BR 174.



Estrada Federal não pavimentada
Estrada Federal pavimentada
Estrada Estadual não pavimentada com tráfego permanente
Estrada secundária com tráfego periódico

Figura 1.1 - Localização da área estudada e vias de acesso.

A paisagem da região inclui extensas planícies nas proximidades dos grandes rios como o Branco, por vezes com porções alagadas (**Figura 1.2a**), bem como áreas de relevo colinoso, e serranias com encostas íngremes. A serra do Mucajaí que ocupa a porção central a noroeste da área estudada chega a atingir 1.500m acima do nível do mar (**Figura 1.2b**).

A serra da Prata constitui uma feição de relevo particular, atingindo 500m de altitude e exibindo topo aplainado (**Figura 1.2a**).

Quanto à vegetação, à nordeste da serra do Mucajaí ocorrem campos naturais, sendo as planícies às margens do rio Branco recobertas por vegetação de pequeno porte (**Figura 1.2a**). A floresta tropical, bem preservada no extremo-oeste da área, em direção à reserva indígena Ianomami, encontra-se, no restante da área, em vários estágios de degradação, tendo sido substituída por pasto em algumas zonas à norte e nordeste da vila Apiaú (**Figura 1.1**).

À sul das serras da Prata e do Mucajaí, nas últimas duas décadas, várias estradas vicinais (**Figuras 1.2c,d)** foram abertas pelo governo estadual para o assentamento de colonos, provenientes de vários estados do país, em especial do Paraná e do Maranhão. O resultado foram frentes de desmatamento que rapidamente degradaram a floresta para a instalação de pequenas propriedades rurais. Em algumas destas vicinais, várias propriedades desmatadas há mais tempo, e abandonadas pelos colonos, foram tomadas por uma intrincada mata secundária que forma verdadeiras paredes verdes beirando as estradas. Em alguns locais arvores imponentes como samaúmas e castanheiras ainda resistem após várias etapas de derrubadas e queimadas (**Figuras 1.2d**).

A BR-174, corresponde à principal via de acesso e única rodovia pavimentada da região (**Figura 1.1**), ligando Boa Vista a Manaus, no Amazonas. A estrada para a vila Apiaú, no extremo norte da área, embora não pavimentada, em geral, está em condições de tráfego, ao contrário da Perimetral Norte (BR-210) na porção sul da área estudada. As outras estradas correspondem a vicinais projetadas para o assentamento de colonos, e nem sempre permitem o tráfego, em especial na estação das chuvas (**Figura 1.2e**).

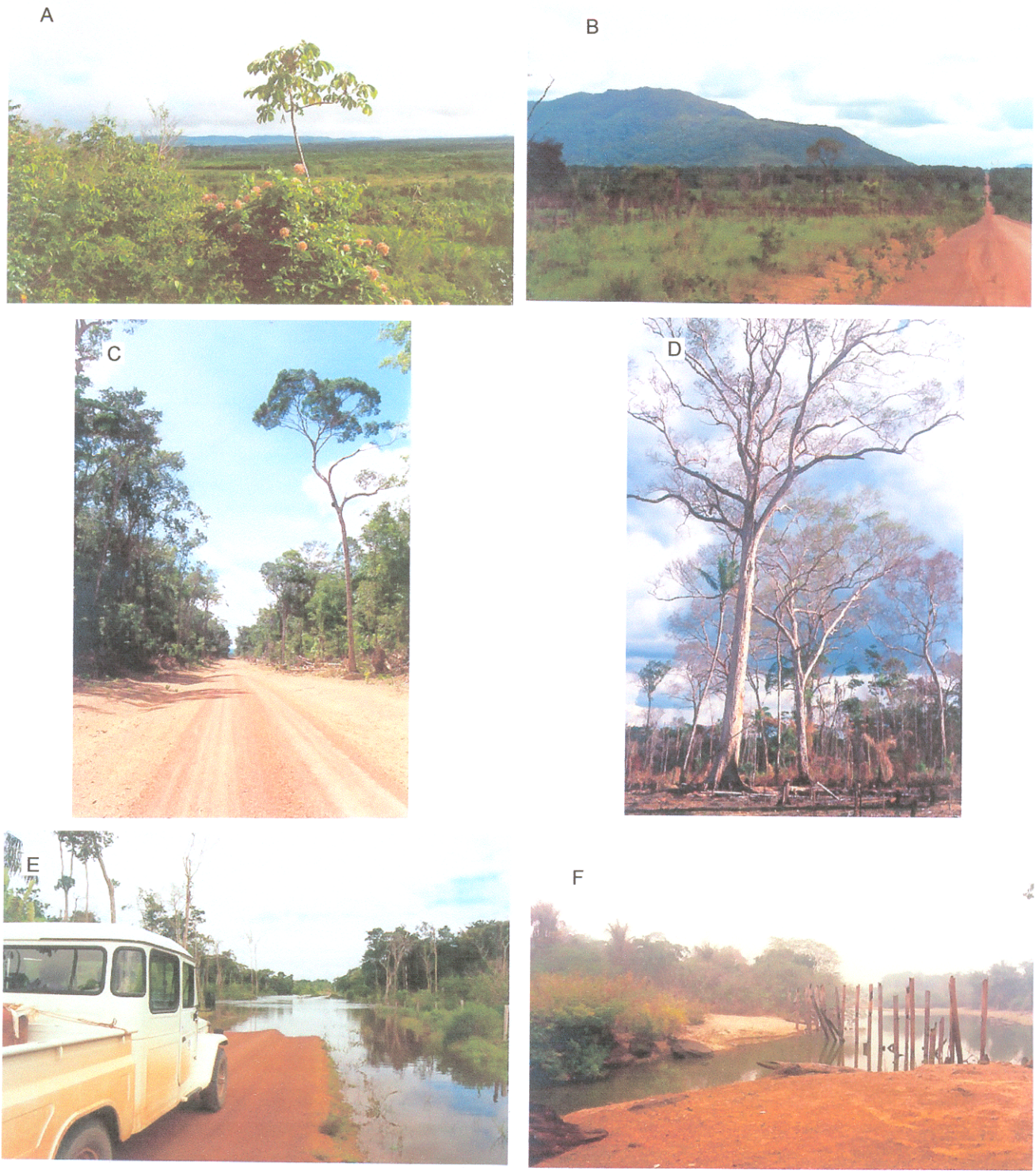


Figura 1.2 - Aspectos de paisagem e das vias de acesso. **a)** Vista da planície às margens do rio Branco. Serra da Prata, com topo aplainado, ao fundo; **b)** Vista do flanco leste da serra Mucajaí, a partir da estrada para vila Apiaú; **c)** Aspecto de uma vicinal ainda não ocupada por colonos; **d)** Início da ocupação. A destruição da mata primária; **e)** Vicinal interrompida pelas águas; **f)** Ponte sobre o igarapé Repartimento do Ajarani, limite da reserva Ianomami, queimada pelos índios.

Com a destruição da ponte sobre o igarapé Repartimento do Ajarani, limite da reserva indígena, queimada pelos ianomamis, o acesso à porção sudoeste da área através da Perimetral Norte, que seguia mais alguns quilômetros floresta a dentro, ficou inviabilizado (**Figura 1.2f**).

1.3. METODOLOGIA

1.3.1. Procedimentos relacionados ao mapeamento geológico

Inicialmente, foram levantadas todas as informações disponíveis sobre a cartografia geológica da região, bem como, o recobrimento aerogeofísico e a disponibilidade de fotografias aéreas e imagens de radar e satélite.

Três projetos de mapeamento geológico enfocaram a região na última década: o Projeto Mucajaí realizado através do Convênio DNPM/CPRM, na escala 1:100.000 (folhas Ajarani e Paredão, Brandão & Freitas 1994 e Brandão 1994) abrange a área a oeste do meridiano de 61° 30'W, e os projetos Roraima Central e Caracaraí, na escala 1:500.000, realizados pela CPRM, dentro do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (CPRM 2000a, Projeto Roraima Central e CPRM 2000b, Projeto Caracaraí) abrangem respectivamente as áreas a norte e a sul do paralelo de 2°00'N (**Figura 1.1**). A maior parte da área mapeada pelo Projeto Mucajaí é recoberta por floresta densa e não pôde ser visitada durante as etapas de campo referentes a esta pesquisa. Desta forma, os dados do referido projeto foram reinterpretados dentro de concepções mais atualizadas de petrologia e tectônica. Foram recuperadas as descrições de campo, disponíveis na base AFLORA da CPRM, e reestudado todo o acervo de amostras e de lâminas delgadas dos afloramentos localizados na área de interesse. Amostras e lâminas delgadas dos projetos Roraima Central e Caracarái também foram reestudadas. O mapa de localização que consta do **Anexo II** ilustra os afloramentos referentes aos projetos mencionados, que tiveram suas amostras de rocha e lâminas petrográficas reestudadas no presente trabalho.

A análise visual das imagens de radar, na escala 1:250.000, (RADAM), e de satélite, banda 5 do Landsat, impressa na escala 1:250.000 foi essencial para a elaboração do mapa geológico. Os diversos produtos, analisados em conjunto com os mapas aerogeofísicos e os dados de cartografia geológica existentes, permitiram a elaboração de um esboço que orientou a programação nas etapas de campo. As imagens possibilitaram uma excelente caraterização do arranjo de lineamentos estruturais registrados nas diversas unidades rochosas mapeadas, bem como o aprimoramento de alguns contatos geológicos. As informações de campo serviram de base para reinterpretações constantes, fornecendo parâmetros para a interpretações dos padrões verificados na porção oeste da área, coberta por florestas.

Mapas de magnetometria e gamaespectrometria na escala 1:250.000 foram gerados pela DIGEOF – Divisão de Geofísica da CPRM, a partir dos dados do Projeto Aerogeofísico Rio Branco. Este projeto, realizado através do Convênio DNPM/CPRM, na década de setenta, apresenta espaçamento de 2,0km entre as linhas de vôo, tendo sido gerados mapas com *grid* de 500m. Os produtos gerados a partir dos dados magnetométricos foram os mais utilizados, tendo revelado um arranjo de lineamentos estruturais em profundidade, retratados no mapa geológico. A interpretação dos mapas de gamaespectrometria referentes aos canais de contagem total, U, Th , K , e suas fusões com as imagens do satélite Landsat (banda 5), auxiliaram no entendimento da distribuição dos corpos ígneos da região. O procedimento utilizado pela equipe da DIGEOF para fundir os dados geofísicos com as imagens encontra-se descrito em Crosta (1993) e Grasso (1993).

Os trabalhos de mapeamento geológico obedeceram as técnicas usuais descritas em Hobbs *et al.* (1976), Barnes (1981), McClay (1987) e Thorpe & Brown (1996). Deve-se ter em mente, no entanto, as limitações impostas pela falta, ou precariedade de acesso, e pela cobertura vegetal, típicos da Região Amazônica (**Figuras 1.2a,b,c,d,e,f**).

Foram realizadas duas etapas de campo com duração de 27 e de 39 dias, respectivamente, entre os dias 23/03 e 18/04 de 1998, e 17/04 e 25/05 de 2000, que contaram com a colaboração de um motorista e um auxiliar de campo cedidos pela CPRM, Superintendência Regional de Manaus.

Durante os trabalhos de campo as diversas litologias foram descritas e suas feições deformacionais mesoscópicas estudadas do ponto de vista geométrico e cinemático. Foram coletadas amostras representativas para análises petrográficas, litoquímicas e geocronológicas, além de amostras orientadas para o estudo cinemático de zonas de cisalhamento.

Os afloramentos foram plotados, a partir das coordenadas fornecidas por um GPS, em bases topográficas na escala de 1:100.000 (Ministério do Exército, DSG, 1980), sendo os diversos mapas geológicos, posteriormente, integrados na escala 1:250.000. Um mapa de localização dos afloramentos estudados, vários dos quais mencionados ao longo do texto, é apresentado no **Anexo II**.

1.3.2. Preparação de lâminas delgadas / análises petrográficas e microtectônicas

Foram estudadas 509 lâminas petrográficas sendo 309 referentes a amostras coletadas neste trabalho, 145 provenientes do Projeto Mucajaí, 52 do Projeto Roraima Central e 7 do Projeto Caracaraí.

A classificação das rochas ígneas seguiu as normas usuais, contidas em Streckeisen (1976) e Le Maitre (1989).

As descrições petrográficas e interpretações de texturas e paragêneses minerais seguiram os conceitos propostos por Deer *et al.* (1980), Best (1982), Williams *et al.* (1985), Bard (1986), Hibbard (1995). No estudo das petrotramas deformacionais e dos indicadores cinemáticos, foram utilizados, principalmente os parâmetros descritos por Simpson (1985), Hanmer & Passchier (1991), Passchier & Trouw (1996).

1.3.3. Preparação de amostras

1.3.3.1. Preparação de amostras para análises geoquímicas

As amostras de rocha foram preparadas pelo Laboratório de Análises Minerais da CPRM (LAMIN). Capas de alteração, enclaves ou veios, quando presentes, foram retiradas. Foram selecionadas para análise química amostras com tamanho dez vezes

maior que o maior grão mineral da rocha, o que trouxe algumas dificuldades no caso dos granitóides rapakivi com cristais esféricos de feldspato de até 10cm. Foram britados 6,0kg e 12,0kg de amostra com o auxílio de um britador de mandíbula, marca Bico. Metade do material britado e quarteado foi pulverizada a 30*mesh*, em um moinho, marca Bico, com disco de porcelana, e posteriormente homogeneizado e quarteado, para a separação final de 100g para pulverização a 200*mesh*.

1.3.3.2. Preparação de amostras para análises geocronológicas

As amostras foram preparadas pelo Laboratório de Análises Minerais da CPRM (LAMIN), sob a orientação da doutoranda. Foram triturados entre 6,0kg e 12,0kg de amostra de rocha em um britador de mandíbula, marca Bico, posteriormente pulverizadas em um moinho, marca Bico, com disco de porcelana. O material foi então separado em frações de -0,500+0,250mm; -250+0,149mm; -0,149+0,105mm, com a ajuda de peneiras marca CIMAFER. Os seguintes procedimentos de segurança foram adotados: limpeza do britador, moinho e peneiras com jato de ar, as quais foram adicionalmente limpas com pincel de crina; e descarte de cada primeira fração de amostra trabalhada.

Feldspato, biotita e hornblenda

Todas as frações foram então submetidas separadamente ao tratamento com bromofórmio para concentração dos minerais pesados.

Dos concentrados foram retirados os minerais magnéticos com a utilização de um imã de mão, e posteriormente com o auxílio do separador Frantz. As diversas frações de concentrado de minerais pesados foram passadas no separador Frantz com corrente de 0,30A, 0,50A e 0,75A, para finalmente se efetuar uma separação visual com o auxílio de uma lupa.

Zircão

No caso da separação de zircão, após o tratamento com bromofórmio, os minerais leves foram descartados. Dos concentrados foram retirados os minerais

magnéticos e paramagnéticos (magnetita, biotita, anfibólio, titanita, etc) com a utilização de um imã de mão, e posteriormente com o auxílio do separador Frantz. As diversas frações de concentrado de minerais pesados não magnéticos, compostos predominantemente por zircão, foram finalmente passadas no separador Frantz em sucessivas etapas com uma corrente de 1,5A, inclinação frontal de 20° e inclinação lateral variável de: 5°, 4°, 3°, 2°, 1°, 0°, seguindo a sugestão do roteiro elaborado pelo Prof. Dr. Candido Moura, do Pará-Iso (UFPA).

1.3.4. Litoquímica

As análises químicas de amostras de rocha coletadas durante o mapeamento geológico, neste trabalho, foram efetuadas pelo laboratório da Lakefield Geosol Ltda., sendo que as metodologias utilizadas encontram-se discriminadas na tabela 2.1.

Tabela 2.1 - Metodologias aplicadas para dosagem dos diversos elementos, no laboratório da Lakefield Geosol Ltda.

Elementos a Determinar	Limite de detecção	Metodologia
SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, Fe_2O_3, MnO, CaO, K_2O, P_2O_5, Na_2O, MgO	0,10%	Fluorescência de Raio-X
Ag, Ba, Be, Cd, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, Sc, Sr, Zn, Zr, Y	1ppm	Plasma ICP Simultâneo (digestão por água-régia)
Co, Pb, V	3ppm	
Bi, Sn, W, B	10ppm	
Al, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, P, Ti	0,01%	
Ga, Nb, Rb, Th	5ppm	Fluorescência de Raio-X
Sc, Hf, Ta, U	10ppm	
Elementos Terras-Raras - La (0,5), Ce (1), Nb (0,5), Sm (0,1), Eu (0,05), Gd (0,2), Dy (0,1) Ho (0,05), Er (0,05), Yb (0,05), Lu (0,03)	Limite de Detecção entre parênteses	Plasma ICP Seqüencial

Quanto às análises químicas provenientes dos projetos da CPRM:

- Projeto Mucajaí – Óxidos maiores por via úmida no LAMIN; Cu, Pb, Zn, Ag, Co, Ni, Cr, Mo, V, Cd, Bi, Au e As por absorção atômica no LAMIN; ETR, por ICP, no laboratório da GEOSOL.

- Projetos Caracaraí e Roraima Central – Todo o pacote analítico realizado na GEOSOL. Óxidos maiores, por fluorescência de raios-X e Y, Nb, Zr, Ta, Th, Rb, Ba, Cr, U, Sr, Zn e ETR por ICP.

1.3.5. Geocronologia e Geologia Isotópica

As análises Rb-Sr, Sm-Nd e Pb-Pb em zircão foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da Universidade Federal de Belém, UFPA, e a análise Ar/Ar foi efetuada no Laboratório de Geocronologia da Universidade de São Paulo, USP. As metodologias utilizadas pelos laboratórios serão brevemente comentadas a seguir. Os procedimentos relativos às análises Pb-Pb, únicas em que a autora participou na obtenção dos dados, serão discutidos com maior detalhe ao final deste item.

A metodologia Rb-Sr foi aplicada à rocha total pulverizada e a concentrados de biotita, feldspatos e hornblenda, sendo que os procedimentos laboratoriais adotados no Pará-Iso encontram-se detalhadamente descritos em Birck (1975). As razões isotópicas do Sr e do Rb foram medidas em um espectrômetro VG ISOMASS 54E. Os diagramas isocrônicos foram construídos utilizando-se o programa ISOPLOT sendo aplicadas as equações de York (1969) e a constante de decaimento de $1,42x\ 10^{-11}$/ano recomendada pela IUGS (Steiger & Jäger 1977).

A metodologia Sm-Nd foi aplicada à rocha total pulverizada, tendo sido adotados os procedimentos laboratoriais descritos por Moura (1992). As razões isotópicas do Nd foram corrigidas para o fracionamento de massa utilizando-se como parâmetro de normalização a razão $^{146}Nd/^{144}Nd = 0,7219$. As medidas foram realizadas em um espectrômetro de massa de termo-ionização FINNIGAN MAT 262.

Os procedimentos metodológicos referentes a obtenção da análise Ar-Ar, pelo método *laser incremental heating*, aplicado a uma amostra de biotita, estão descritos em Vasconcelos *et al.* (2002).

A técnica de datação $^{206}Pb/^{207}Pb$ utilizada no Pará-Iso segue os princípios conceituais propostos por Kober (1986 e 1987), sendo o tratamento de dados de

acordo com o descrito por Gaudette *et al.* (1998). Esta metodologia será brevemente descrita a seguir.

O cristal de zircão previamente selecionado é aprisionado em um filamento de Re, em forma de canoa -filamento de evaporação- que é posicionado em um tambor, frente a frente com outro filamento de Re, denominado filamento de ionização. O tambor é colocado em um espectrômetro de massa modelo FINNIGAN MAT 262.

Inicialmente o filamento de ionização é aquecido para que qualquer impureza seja evaporada. Em seguida a corrente do filamento de evaporação é elevada até que, à temperatura de 1450°C, é realizada a primeira etapa de evaporação. Após um período com duração média de 5 minutos uma quantidade suficiente de Pb, evaporado do zircão, deposita-se no filamento de ionização que se encontra a temperatura ambiente. Desliga-se então a corrente do filamento de evaporação enquanto o filamento de ionização é gradativamente aquecido até que o Pb seja ionizado a aproximadamente 1050°C. A intensidade das emissões dos vários isótopos de Pb podem ser medidas de duas formas: para um sinal de baixa intensidade a leitura é em monocoletor (um contador de ions) segundo uma varredura na seqüência de massa 206, 207, 208, 206, 207, e 204; e para um sinal de intensidade alta, as medidas são efetuadas em multicoletor (caixas de Faraday), com varredura na seqüência de massa 206, 207, 208, e 204. Em ambos os casos, cada conjunto de 10 varreduras constitui um bloco que apresenta 18 valores para razão $^{207}Pb/^{206}Pb$ quando obtido em monocoletor e 10 valores para esta razão quando obtido em multicoletor. A média de razões dos blocos define a idade para cada etapa de evaporação. Em geral são realizadas três etapas, respectivamente a 1450°C, 1500°C e a 1550°C. Em cada etapa de evaporação são obtidos, em geral até cinco blocos de dados nas análises com o monocoletor e dez nas análises com multicoletor. Os dados são representados em um diagrama de Idade (Ma) *versus* Etapas de evaporação.

As idades obtidas nas diferentes etapas de evaporação podem apresentar valores distintos. Normalmente observa-se um aumento nas idades no sentido das etapas de mais altas temperaturas, que representam o Pb retirado das porções mais preservadas do grão. As idades provenientes das etapas de mais altas temperatura são interpretadas, então, como mais próximas ou iguais a idade de cristalização do mineral.

Os resultados são apresentados com desvios de 2σ e as correções do Pb comum são feitas com base no modelo de evolução do Pb em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975), utilizando-se a razão $^{204}Pb/^{206}Pb$.

Os dados obtidos são tratados estatisticamente segundo critérios metodológicos estabelecidos no Pará-Iso, dentre os quais destacam-se:

- Blocos com razão isotópica $^{204}Pb/^{206}Pb$ superiores a 0,0004 são desprezados, para tornar mínima a correção de Pb de contaminação inicial.
- São eliminados blocos com desvios superiores a 2σ em relação à média das idades dos cristais de zircão.
- Eliminam-se etapas de evaporação ou cristais de zircão que apresentem idades discordantes da média das idades obtidas nas temperaturas mais altas da maioria dos cristais.

2. O CINTURÃO GUIANA CENTRAL – UMA VISÃO INTEGRADA

O Cinturão Güiana Central (CGC) ainda não foi abordado na literatura geológica, de uma forma integrada. Inexistem trabalhos de síntese que apresentem os principais aspectos do CGC em todos os seus segmentos, embora, uma grande quantidade de dados tenha sido, recentemente, disponibilizados.

Neste contexto, o presente capítulo sintetiza e discute as informações disponíveis sobre o CGC, e o seu papel dentro dos modelos geológicos propostos para o Escudo das Güianas. A abordagem bastante abrangente apresentada a seguir pretende contribuir para a evolução do conhecimento dos diversos aspectos desta importante feição tectônica, do Escudo das Güianas, bem como, fornecer um quadro geológico maior no qual as discussões sobre a área-alvo desta tese possam ser melhor situadas.

2.1. CARACTERIZAÇÃO GERAL E MACROESTRUTURAÇÃO DO CGC

O Cinturão Güiana Central (CGC) atravessa o Escudo das Güianas, no extremo-norte da América do Sul (**Figura 2.1**), desde as proximidades da cidade de Paramaribo no Suriname, passando pela Guiana e pelos estados de Roraima e Amazonas, no Brasil (**Figura 2.2**). É marcado por lineamentos estruturais na direção NE-SW, bem caracterizados em imagens de radar e mapas aeromagnéticos, e impressos em unidades litológicas desde paleo- até mesoproterozóicas (**Figura 2.2**). Seus limites estão em grande parte encobertos por sedimentos cenozóicos ou obliterados por intrusões de granitóides. No estado de Roraima o limite sul do CGC é muito bem demarcado pela Falha do Itã (**Figura 2.3**).

Foi inicialmente definido por Kroonenberg (1976) como Cinturão Granulítico Guiana Central, para englobar rochas metamórficas de alto grau dispostas, em especial, na Güiana (Complexo Kanuku) e no Suriname (Grupo Fallawatra). A continuidade do CGC para sudoeste através do Amazonas foi descrita posteriormente por Lima *et al.*(1982) e Melo *et al.* (1994). Costa *et al.* (1991), estudando o segmento central do CGC, adotaram a denominação de Cinturão de Cisalhamento Guiana

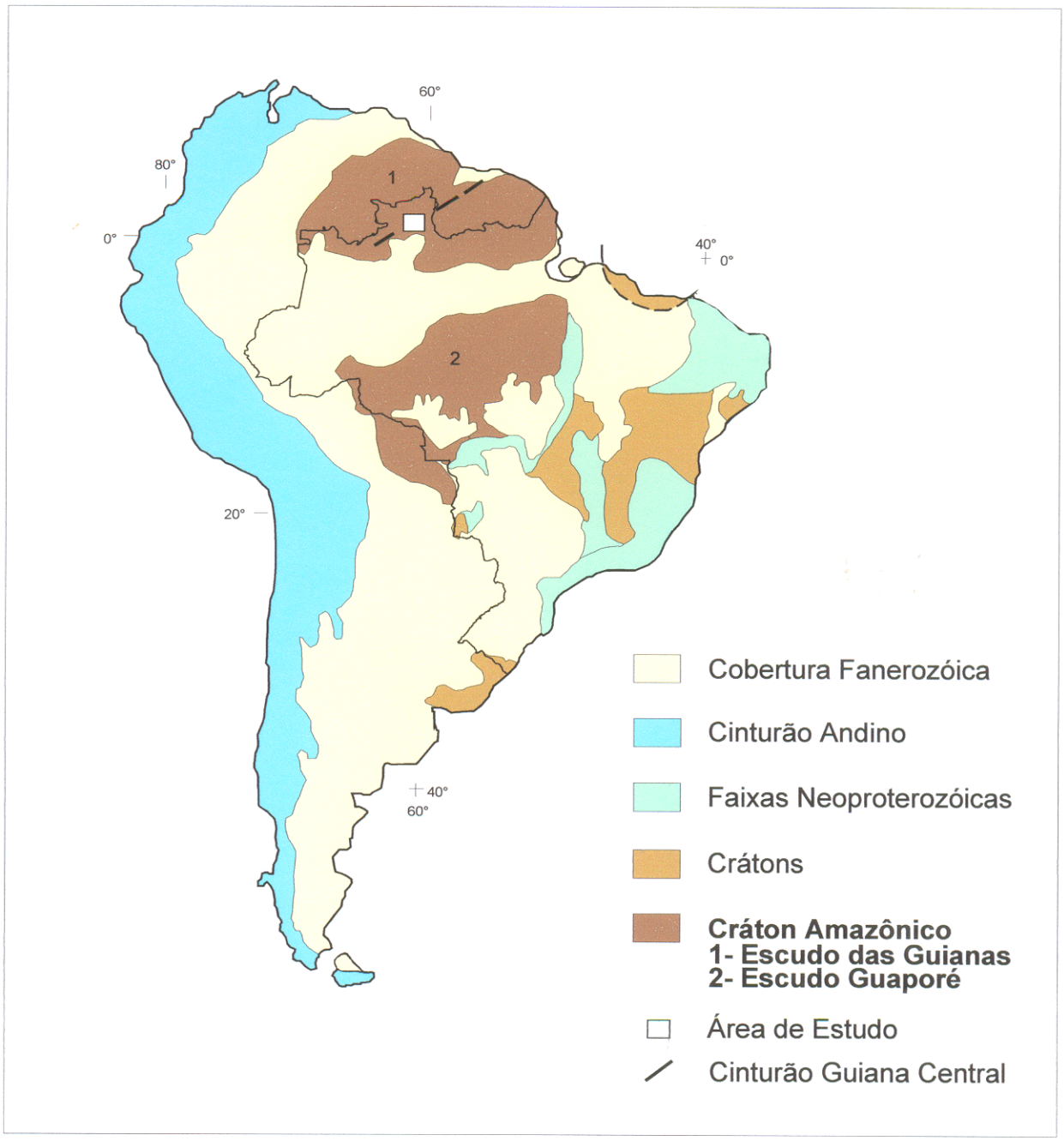


Figura 2.1 - Principais feições geotectônicas da América do Sul (modificado de Almeida *et al.*1981, Almeida & Hasui 1984).

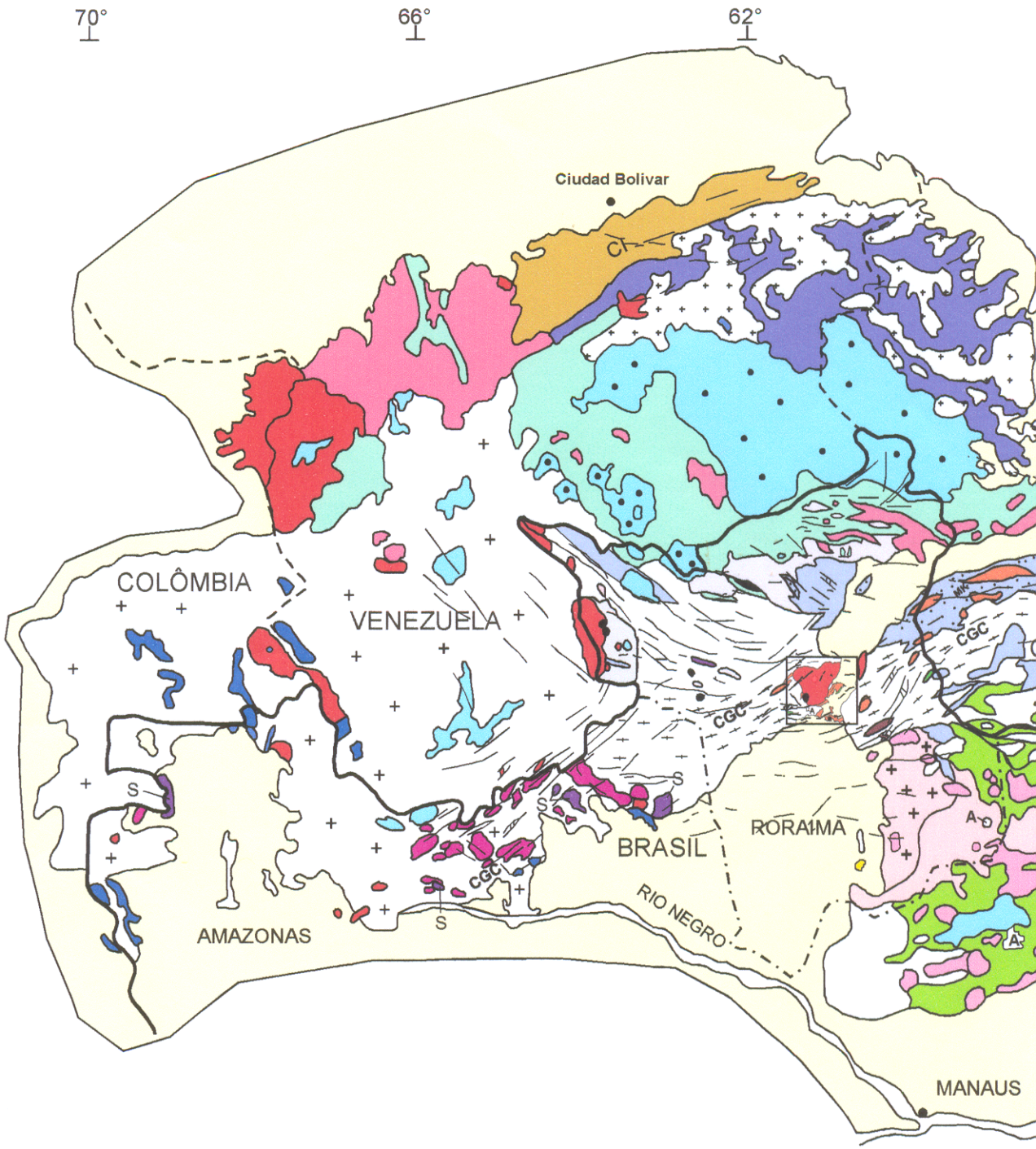
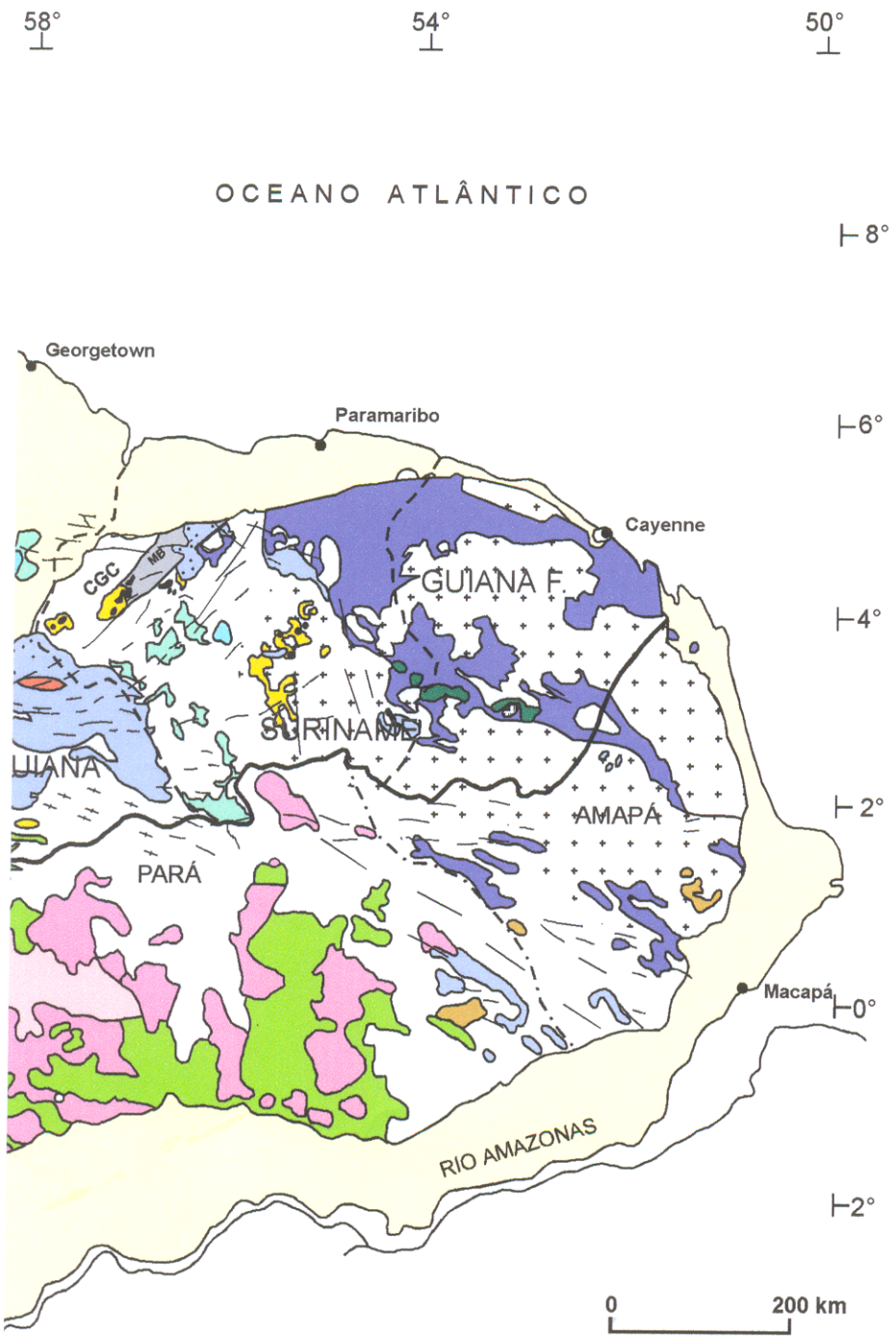


Figura 2.2 - Mapa geológico esquemático do Escudo das Guianas integrado a partir de Melo *et al.* (1978), Pinhe
e informações geocronológicas mencionadas no texto.

- Cobertura Cenozóica
- A — Rochas Alcalinas Mesozóicas
- Coberturas Intracratônicas Mesoproterozóicas
- Metasedimentos, fácies xisto-verde
- Granitos tipo A rapakivi (1,54 Ga)
- Granitos tipo A (1,50-1,60 Ga)
- Anortositos e Gabros (1,50-1,60 Ga)
- S — Granitos tipo S (~1,52 Ga)
- Coberturas Intracratônicas Paleoproterozóica (1,87 Ga)
- Charnockitos (1,87Ga) e clinopiroxênio-granitóides
- Granitos tipo A (1,81-1,89 Ga)
- Rochas vulcânicas ácidas a intermediárias (1,89
- Granitóides tipo I (1,89 Ga)
- + — Granitóides peraluminosos (?)
- + — Terrenos granito-gnássicos indiferenciados (< 1,
- Gabros e gabronoritos (> 1,90 Ga)
- Charnockitos e quartzo-mangeritos (~1,94 Ga)
- Terrenos granito-gnáissicos (1,94-1,96 Ga)
- Granulitos básicos a intermediários (1,94Ga)
- Metavulcano-sedimentares, fácies xisto-verde (1



ro *et al.* (1981), Gibbs & Barron (1993), Melo *et al.* (1994), De Vletter (1998), CPRM (2000 a, b, e c)

Ga)

0Ga)

95Ga)

- Granito tipo A (1,92 Ga)
- Rochas vulcânicas ácidas a intermediárias (1,96-1,98 Ga)
- Granitóides tipo I (1,96-1,98 Ga)
- Rochas supracrustais, fácies anfibolito a granulito (? 2,00-2,05 ? Ga)
- Granulitos charnockíticos (2,05 Ga)
- Greenstone-belts, fácies xisto-verde e gabros (2,10-2,20 Ga)
- Terrenos granito-gnáissicos (2,07-2,20 Ga)
- Rochas granulíticas (supracrustais e charnockíticas) com protólitos Arqueanas
- Terrenos granito-gnáissicos indiferenciados

CGC Cinturão Guiana Central
CI Cinturão Imataca
MB Montanhas Bakhuis
MK Montanhas Kanuku

Área de Estudo

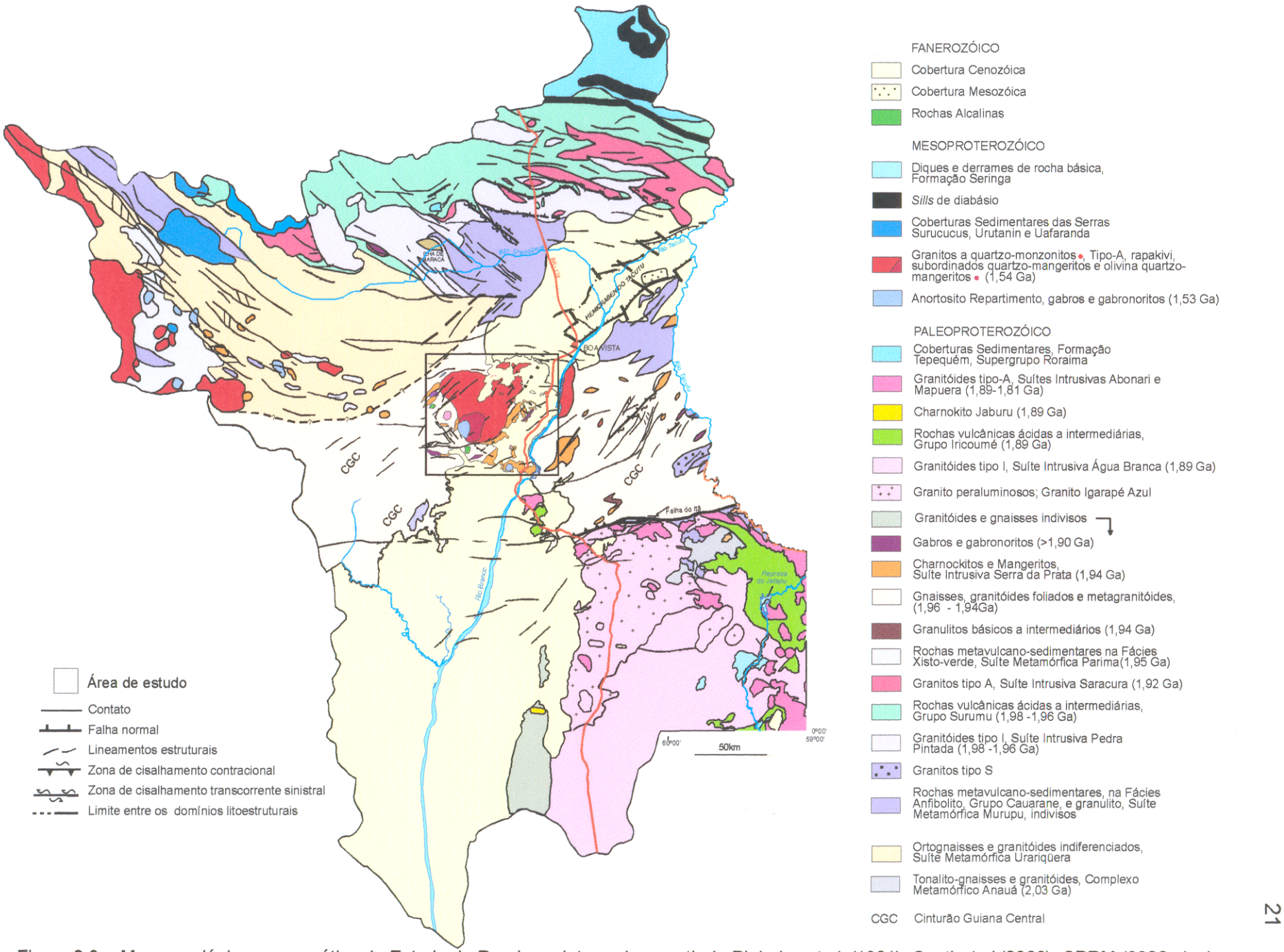


Figura 2.3 - Mapa geológico esquemático do Estado de Roraima. Integrado a partir de Pinheiro *et al.* (1981), Costi *et al.*(2000), CPRM (2000a,b,c) com dados geocronológicos de Almeida *et al.* (2001), Costa *et al.* (2001), Santos *et al.* (2001b) e informações desta tese.

Central. No presente trabalho optou-se pela utilização da terminologia Cinturão Güiana Central, sem adjetivos com implicações genéticas.

Como ilustra a **figura 2.2** o CGC envolve ao longo do seu *strike* segmentos com distintas constituições litoestratigráficas, formados em diferentes estágio de evolução tectônica do Escudo das Güianas. Seqüências supracrustais metamorfizadas no fácies granulito em torno de 2,06 Ga (Delor *et al.* 2001) estão restritas aos segmentos nordeste e central do CGC. Granitóides e ortognaisses com idades entre 1,91 Ga e 1,96 Ga (Gaudette *et al.* 1996, Fraga *et al.* 1997a) dominam o setor central do CGC e não ocorrem no seu segmento sudoeste, este, com embasamento revelando idades máximas inferiores à 1,90Ga (Tassinari 1996, Santos *et al.* 1999). As feições estruturais mais antigas de cada segmento do CGC evoluíram, da mesma forma, durante eventos deformacionais distintos, e sob diferentes condições de temperatura. Enquanto no segmento nordeste do CGC a direção NE-SW é marcada por foliações no fácies granulítico, geradas em torno de 2,06 Ga, no segmento sudoeste é delineada por foliações desenvolvidas sob condições de temperatura do fácies anfibolito nos ortognaisses mais jovens que 1,90 Ga. Faixas miloníticas discretas, relacionadas ao Episódio K'Mudku (1,24 Ga) afetam indistintamente as unidades litológicas ao longo do CGC.

Nos mapas aeromagnéticos a compartimentação do CGC fica evidente: nos segmentos central e nordeste observa-se um padrão de anomalias magnéticas mais definidas com relevo magnético mais acentuado quando comparado ao padrão observado no segmento sudoeste do CGC.

A linearidade expressa pelo CGC resulta então da recorrência de processos de formação de rocha, deformação e metamorfismo em diferentes fases de evolução do Escudo das Güianas ao longo desta marcante direção de fraqueza, que esteve ativa pelo menos até o Mesozóico com a instalação do *Graben* do Tacutu (**Figura 2.3**).

Importantes faixas NW-SE se articulam com o CGC (**Figura 2.2**). A observação das imagens de radar e mapas aeromagnéticos e geológicos sugere que no segmento central do CGC, os lineamentos NE-SW que o caracterizam, sejam infletidos para E-W, até NW-SE na porção noroeste de Roraima (Cinturão Parima ainda incerto?), e nas proximidades da fronteira entre a Guiana e o Suriname (Cinturão Jari). Em Roraima é

digno de nota que as supracrustais no fácies anfibolito a granulito, comuns no segmento central e nordeste do CGC e ausentes de seu segmento sudoeste (**figuras 2.2 e 2.3**), infletem para noroeste como indicam as informações do Projeto Roraima Central (CPRM 2000a) e os dados de descrição de afloramentos e de petrografia do Projeto Catrimani-Urariqüera (Pinheiro *et al.*1981). Estes dados registram a presença de lentes (ou faixas) NW-SE de granada-cordierita-gnaisses, sillimanita-cordierita gnaisses e migmatitos no extremo-noroeste de Roraima. A sul destas lentes dispõem-se rochas supracrustais de baixo grau metamórfico (Grupo Parima) com idade máxima em torno de 1,95 Ga (J.O.S.Santos inf. verb.). Verifica-se ainda que, os corpos de rochas charnockíticas que caracterizam a porção central do CGC (**figuras 2.2 e 2.3**), e não foram até o momento documentados em seu segmento sudoeste, ocorrem, da mesma forma, no noroeste de Roraima (Pinheiro *et al.* 1981, Almeida *et al.* 2001). A inflexão da estrutura do CGC para NW-SE na região da fronteira Güiana - Suriname marcada por supracrustais de alto grau, discutidas no próximo item, foi descrita por diversos autores.

Este quadro parece sugerir que a estrutura do CGC em um período pré-1,9 Ga, idade máxima do embasamento do seu setor sudoeste, mostrava continuidade com as faixas NW-SE dos cinturões Parima e Jari, delimitando, provavelmente, os blocos crustais mais estáveis, então estabelecidos. Esta observação deveria ser levada em conta na elaboração de modelos de evolução geológica para o escudo, que serão discutidos nos itens finais deste capítulo.

Os diversos aspectos do CGC serão abordados a seguir, em maior detalhe.

2.2. AS SEQÜÊNCIAS DE ALTO GRAU METAMÓRFICO DO SEGMENTO NORDESTE E CENTRAL DO CGC

No seu segmento nordeste o CGC envolve o Grupo Falawatra, no Suriname, o Complexo Kanuku na Guiana, e Grupo Cauarane e Suíte Metamórfica Murupu no Brasil (**Figura 2.2**). Nas proximidades da fronteira entre Guiana e Suriname, na zona ainda em disputa entre os dois países, dispõe-se o Grupo Coeroene cuja continuidade e/ou correlação com Complexo Kanuku foi discutida por Kroonenberg (1976), Berrangé (1977), Bosma *et al.* (1983), Gibbs & Barron (1993) .

2.2.1. Constituição litológica, metamorfismo e idades

O Grupo Falawatra, definido nas montanhas Bakhuis, dispõe-se na direção NE-SW, separando extensos terrenos granito-*greenstone belts* transamazônicos na borda norte do escudo. Engloba granulitos charnockíticos, com texturas granoblásticas, e bandamento composicional (métrico a centimétrico) marcado por leucoenderbitos, enderbitos, noritos e piroxênio anfibolitos com intercalações de quartzitos, rochas calcissilicáticas e paragnaisses (De Roever & Bosma 1975, Bosma *et al.* 1983). Os paragnaisses foram individualizados dos granulitos charnockíticos por De Vletter *et al.* (1998) (**Figura 2.2**). Localmente são abundantes as intrusões de doleritos e rochas gabróicas. O Grupo Falawatra encontra-se limitado por falhas definindo o *horst* das montanhas Bakhuis (Bosma *et al.* 1983). É circundado por gnaisses do fácies anfibolito e granitóides paleoproterozóicos, sendo o conjunto cortado por piroxênio granitóides mais jovens denominados Yucanopito granites (De Roever & Bosma 1975, Bosma *et al.* 1983, De Vletter *et al.* 1998).

Rochas máficas e ultramáficas intrusivas nos complexos metamórficos de alto grau receberam as denominações de Gabro De Goeje (Suriname) e Suíte Badidku (Güiana) (Gibbs & Barron 1993) e apresentam idades incertas.

O Complexo Kanuku, bem exposto na região das montanhas Kanuku, encerra um grupo de rochas predominantemente paraderivadas, constituído por migmatitos e gnaisses de alto grau metamórfico, associados à rochas calcissilicáticas, quartzitos, formações ferríferas bandadas, granulitos básicos e anfibolitos (Singh 1966 e Berrangé 1977). Foram ainda incluídos no complexo, os Gnaisses Kusad (biotita-hornblenda-*augen*-gnaisses, e o Corentyne Granite-Gneiss (biotita ± muscovita ± hornblenda-gnaisses e granitos), bem como rochas charnockíticas denominadas por Berrangé (1977) de granulitos félsicos. Dois tipos de rochas da série charnockítica foram descritos pelo autor: enderbitos, mangeritos e charnockitos, foliados em corpos concordantes ou *boudins* nos paragnaisses migmatíticos; e corpos de enderbitos e mangeritos não deformados, discordantes das encaixantes paraderivadas (Berrangé 1977). Os enderbitos e mangeritos foliados mostram textura granoblástica e gradam até tipos com textura granítica (hipidiomórfica granular) bem preservada, ambos com a

mesma mineralogia (Berrangé 1977), situação distinta da relatada para o Grupo Fallawatra. Na concepção de Berrangé (1977) o Complexo Kanuku se estende na direção NE-SW na região das montanhas homônimas com uma inflexão para NW-SE na região de fronteira com o Suriname. Segundo este autor os paragnaisses no fácies granulítico estão restritos ao segmento com direções estruturais NE-SW (**Figura 2.2**). As rochas da série charnockítica estão aparentemente, também restritas a este mesmo segmento, com direções NE-SW.

Kroonenberg (1976) e Bosma *et al.* (1983) englobaram toda seqüência de rochas supracrustais da região de fronteira entre a Guiana e o Suriname no Grupo Coeroene, abrangendo parte das rochas incluídas por Berrangé (1977) no Complexo Kanuku e Grupo Kwitaro (metassedimentos no fácies xisto-verde a anfibolito) (**Figura 2.2**). Bosma *et al.* (1983) e Kroonenberg (1976) descreveram para o grupo Coeroene um pacote composto dominantemente por gnaisses quartzo-feldspáticos com subordinados gnaisses pelíticos, anfibolitos, quartzitos ferruginosos e rochas calcissilicáticas, sendo que charnockitos não ocorrem. As rochas encontram-se no fácies anfibolito a granulito, este último atingindo pequenas áreas. O relacionamento entre o Complexo Kanuku e os grupos Coeroene e Kwitaro não foi ainda devidamente esclarecido, embora fique clara a continuidade em mapa entre as duas primeiras unidades. A correlação entre o Complexo Kanuku e o Grupo Falawatra a noroeste, continua incerta.

Kroonenberg (1976) e Bosma *et al.* (1983) entre outros descreveram para as unidades Falawatra, Kanuku e Coeroene a atuação de uma fase metamórfica mais antiga (M_1), sincinemática, no fácies anfibolito à granulito, tipo pressão baixa, caracterizada pela presença de cordierita e ausência de granada nos metapelitos, e uma fase mais jovem (M_2), com recristalização estática, na fácies anfibolito a granulito, em condições de pressão algo mais elevada. A fase metamórfica de pressão algo mais elevada está registrada, em metapelitos, pela transformação de cordierita em agregados de biotita, sillimanita, cianita, granada, hiperstênio e almandina rica em piropo (Bosma *et al.* 1983). As seguintes condições de temperatura e pressão foram reportadas:

- Complexo Kanuku (Berrangé 1977) - 670-680° x 3-5kb (M_1)
- Grupo Falawatra (Bosma *et al.* 1983) - 800-900° x 8-9kb (M_1)

- Grupo Coeroene (Bosma *et al.* 1983) - 650-700° x 5kb até 800° x 6-8kb (M_1)
  -680° x 5-7kb até 550° x 4kb (M_2)

Recentemente Delor *et al.* (2001) descreveram para os granulitos Falawatra, condições metamórficas de *Ultra High Temperatures* - UHT (1.000°C e 10kb) registradas pelas paragêneses: ortopiroxênio-sillimanita, safirina-quartzo e coríndon-quartzo-espinélio (+ granada +sillimanita). Os autores relatam a presença de uma fase metamórfica anterior sob condições de mais baixas pressões, 5-7kb e temperaturas 700-800° C, e sugerem um caminho de P-T-t anti-horário.

Uma idade arqueana foi sugerida para os complexos Falawatra e Kanuku, (Berrangé 1977, Choudhuri 1980), com base na correlação com litótipos do Complexo Imataca. No entanto, as informações geocronológicas disponíveis não suportam tal correlação (Gibbs & Barron 1993). As idades obtidas correspondem a: Granulito Kanuku, 2.201 Ma, idade-modelo Sm/Nd (Ben Othman *et al.* 1984); Granulito Falawatra, 2.026 ± 2 Ma (U-Pb em zircões) (Priem *et al.* 1978); granulito do Grupo Falawatra, 2.000 Ma a 2.400 Ma, isócronas Rb/Sr em rocha total (Priem *et al.* 1978). Delor *et al.* (2001) obtiveram uma idade de 2.060 ± 4 Ma e 2.058 ± 5 Ma (Pb-Pb por evaporação em zircão) para veios félsicos deformados cortando charnockitos nas montanhas Bakhuis, tendo interpretados esta idade como referente ao metamorfismo no Grupo Falawatra.

Em Roraima ortognaisses e rochas supracrustais no fácies anfibolito a granulito, dispostos no CGC, foram, indiscriminadamente, relacionados por Figueiredo (1983) ao Complexo Kanuku, no entanto, dados recentes permitiram o desmembramento do complexo (**Figura 2.3**) e o reconhecimento de novas unidades litológicas. As rochas supracrustais polideformadas no fácies anfibolito passaram a integrar o Grupo Cauarane (Riker *et al.* 2000a), sendo que uma idade U-Pb de 2.235 ± 19 Ma (Gaudette *et al.* 1996) foi obtida para zircões detríticos de paragnaisses Cauarane fora do domínio do CGC. Paragnaisses no fácies granulito foram reunidos na Suíte Metamórfica Murupu (Luzardo & Reis 2001). Ortognaisses granulíticos (básicos a intermediários) polideformados aflorantes na porção sul do CGC foram relacionados ao Complexo Metamórfica Anauá que inclui dominantemente metagranitóides dispostos fora do CGC (Faria *et al.* 2000a). Uma idade U-Pb de 1.938 ± 17 Ma (Santos

et al., dados inéditos) foi obtida para os ortognaisses granulíticos intermediários aflorantes no CGC; muito mais jovem que a idade de 2.028 ± 9 Ma (Faria *et al.* 2002), obtida para os granitóides do Complexo Anauá em sua área-tipo, fora do CGC, indicando a incongruência de englobar os granulitos neste complexo (**Figura 2.3**). Estes granulitos básicos a intermediários, polidobrados têm um significado petrológico e estrutural ainda incerto. De qualquer forma, indicam um evento metamórfico, ainda não descrito para o CGC, mais jovem que o verificado nos granulitos charnockíticos do Grupo Falawatra, no Suriname, em torno de 2,06 Ga. Ortognaisses e metagranitóides com foliação desenvolvida sob condições de temperatura do fácies anfibolito, e isentos do complexo padrão estrutural das outras unidades, foram reunidos na Suíte Metamórfica Rio Urubu (Fraga *et al.* 2000), que também inclui quartzo-mangeritos e quartzo-jotunitos gnáissicos. Finalmente, a maior parte dos corpos charnockíticas previamente incluídos no Complexo Kanuku, foi englobada na Suíte Intrusiva Serra da Prata (Fraga *et al.* 1997a,b; Fraga & Araújo 2000a). Os ortognaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu e rochas charnockíticas serão abordados no **item 2.3.**

As seqüências Cauarane e Murupu afloram ao longo do CGC, nas proximidades da fronteira com a Guiana, e também fora do domínio do CGC, na porção noroeste de Roraima, com importantes lineamentos NW-SE (**figuras 2.3 e 2.4**). A continuidade entre as exposições das supracrustais Cauarane, dentro e fora do cinturão, é interrompida apenas pela sedimentação fanerozóica na região do *Graben* do Tacutu (**Figura 2.4**).

Para a Suíte Metamórfica Murupu, Luzardo & Reis (2001) descreveram um metamorfismo tipo pressão média no fácies granulito, indicada pela presença de cordierita, microclínio-pertita, sillimanita e granada em rochas pelíticas. O Grupo Cauarane engloba paragnaisses, xistos máficos, anfibolitos e rochas calcissilicáticas, registrando pelo menos duas fases de dobramento sob condições do fácies anfibolito (tipo pressão média), e marcante retrometamorfismo para o fácies xisto verde (Riker *et al.* 2000a).

Corpos de muscovita e muscovita biotita granitóides com características de granitos tipo S dispõem-se próximo à fronteira com a Guiana, porção sudeste de Roraima (**Figura 2.3**) devendo corresponder ao produto da fusão parcial dos

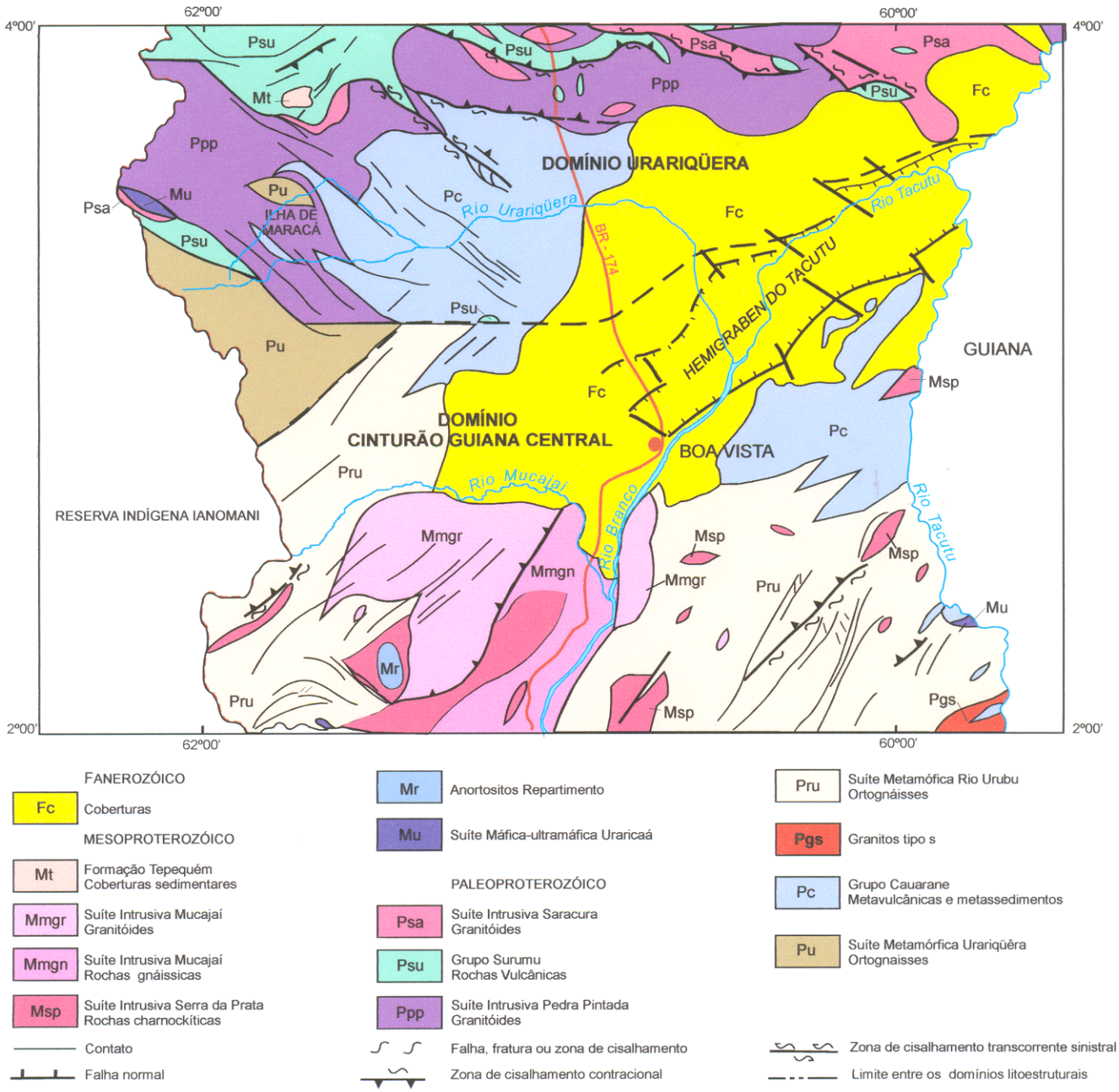


Figura 2.4 - Mapa geológico esquemático da área do Projeto Roraima Central (Fraga *et al.in*: CPRM 2000a Projeto Roraima Central).

paragnaisses Cauarane (Reis & Almeida 2000). Berrangé (1977) e Bosma *et al.* (1983) descrevem granitóides similares na Güiana e Suriname.

2.3. ORTOGNAISSES E ROCHAS CHARNOCKÍTICAS DO SETOR CENTRAL DO CGC

No setor central do CGC, em Roraima, predominam ortognaisses relacionados à Suíte Metamórfica Rio Urubu, que mostram continuidade para leste com o Southern Guyana Granite Complex (**Figura 2.2**). Ocorrem ainda grandes corpos de rochas charnockíticas, incluídos na Suíte Intrusiva Serra da Prata (**Figura 2.3**).

2.3.1. Suíte Metamórfica Rio Urubu – constituição litológica e idades

A Suíte Metamórfica Rio Urubu engloba um conjunto de biotita e biotita-hornblenda-gnaisses e metagranitóides (**Figura 2.4**), com subordinadas lentes de quartzo-mangeritos e quartzo-jotunitos gnáissicos e leucognaisses. Exibem uma foliação desenvolvida sob condições de temperatura do fácies anfibolito. Os biotita e biotita-hornblenda-gnaisses (graníticos a tonalíticos), são freqüentemente ocelares e variam, de acordo com os autores, até metagranitóides, porfiríticos, com foliação pouco pronunciada. As características químicas dos gnaisses Rio Urubu, são compatíveis com granitóides tipo I, pós-arqueanos e sugerem o retrabalhamento de fontes crustais com assinatura de subducção na geração do magma Urubu, não sendo provável segundo Fraga *et al.* (2000) uma correspondência com suítes calcialcalinas expandidas de arcos magmáticos modernos. Os gnaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu são correlacionáveis aos (*augen*) gnaisses Kusad, e Corentyne individualizados por Berrangé (1977) na porção guianense do CGC e incluídos pelo autor como litótipos subordinados no Complexo Kanuku. Correlacionam-se ainda ao Southern Guyana Granite Complex que inclui granitóides foliados e não foliados dispostos em extensas área a sul do Complexo Kanuku (**figuras 2.2 e 2.4**).

Para as rochas gnáissicas Rio Urubu desprovidas de hiperstênio, Gaudette *et al.* (1996) obtiveram pelo método U-Pb em zircão valores de: 1.943 ± 7 Ma, 1.921 ± 15 Ma

e 1.911 ± 13 Ma. Fraga & Araújo (2000a) relataram para um ortognaisse tonalítico uma idade de 1.951 ± 24 Ma (Pb-Pb por evaporação em monozircão). Uma idade de 1.966 ± 21 Ma (Pb-Pb em zircão, Fraga *et al.* 1997b) foi obtida para um gnaisse quartzo-jotunítico interpretado por Fraga *et al.* (2000) como pertencente à Suíte Metamórfica Rio Urubu.

2.3.2. Rochas Charnockíticas – A Suíte Intrusiva Serra da Prata, constituição litológica e idades

As rochas intermediárias à ácidas a hiperstênio, aflorantes em Roraima e descritas por diversos autores como granulitos do Complexo Kanuku (*e.g.* Santos & Olsewsky 1988, Gaudette *et al.* 1996), foram reconhecidas por Fraga *et al.* (1997b), e Fraga & Araújo (2000a) como rochas charnockíticas ígneas.

Com base em diferenças químicas marcantes e um acervo muito limitado de dados geocronológicos Fraga *et al.* (2000) e Fraga & Araújo (2000a) diferenciaram: lentes de quartzo-mangeritos e quartzo-dioritos gnáissicos, intensamente deformados, incluídos na Suíte Metamórfica Rio Urubu; e grandes corpos lenticulares de rochas charnockíticas ígneas, pouco deformados que foram agrupados na Suíte Intrusiva Serra da Prata. Os dados geocronológicos então disponíveis correspondem à idade de 1.966 ± 21 Ma para um quartzo-jotunito gnássico da Suíte Metamórfica Rio Urubu, proveniente do extremo-leste do estado, das proximidades da fronteira com a Güiana; e de 1.564 ± 21 Ma, para um mangerito com textura hipidiomórfica granular de um pequeno afloramento a sul da serra da Prata, e sudeste da serra do Mucajaí, porção central de Roraima (Fraga *et al.* 1997a). Este mangerito foi interpretado como pertencente à Suíte Intrusiva Serra da Prata por Fraga *et al.* (1997a,b) e Fraga & Araújo (2000a) que propuseram, então, uma idade mesoproterozóica para todos os corpos charnockíticos ígneos mapeados na porção central do CGC (**Figura 2.4**). No entanto, mais de um magmatismo charnockítico está presente na região das serras da Prata e do Mucajaí, estando bem representados na área alvo desta tese de doutorado. O presente trabalho permitiu uma melhoria considerável no acervo de dados geológicos e geocronológicos para porção

do central do CGC e demonstrou, conforme as discussões apresentadas nos **capítulos 4 e 6**, que: a idade mesoproterozóica obtida por Fraga *et al.* (1997a) para um mangerito à sul da serra da Prata reflete provavelmente a idade da fácies mangerítica identificada, na Suíte Intrusiva Mucajaí, que engloba granitos rapakivi com idades em torno de 1,55 Ga; e os corpos charnockíticos da Suíte Intrusiva Serra da Prata exibem idades em torno de 1,94 Ga (ver **capítulos 4 e 6)**. Desta forma, os resultados obtidos nesta tese permitiram importantes alterações no quadro geológico estabelecido para a porção central do CGC.

Os corpos agrupados na Suíte Intrusiva Serra da Prata por Fraga & Araújo (2000a) consistem de charnockitos, charnoenderbitos, quartzo-mangeritos e subordinados enderbitos, apresentando feições ígneas muito bem preservadas. Fraga & Araújo (2000a) sugerem a correlação entre os corpos charnockíticos da Suíte Intrusiva Serra da Prata e os corpos de enderbitos, mangeritos e charnockitos com texturas graníticas descritos por Singh (1966), Berrangé (1977) e Gibbs & Barron (1993) no Complexo Kanuku (**figuras 2.2 e 2.4)**. Neste caso, estes corpos não seriam correlacionáveis aos charnockitos granulíticos do Grupo Falawatra.

2.3.3. Outros registros de magmatismo charnockítico em Roraima e países vizinhos

No segmento nordeste do CGC, no Suriname, piroxênio granitóides, denominados Yucanopito Granites, intrusivos nos complexos de alto grau (**Figura 2.2**) (Bosma *et al.* 1983) foram relacionados por Gibbs & Barron (1993) ao Evento Uatumã. Inúmeros corpos charnockíticos identificados a sul do CGC, na Guiana, foram, da mesma forma, relacionados por Berrangé (1977) ao Evento Uatumã, tendo sido interpretados como transamazônicos por Cole & Heesterman (2002).

Na região oeste de Roraima, Almeida *et al.* (2001) descreveram corpos de monzogranitos, quartzo-monzonitos e quartzo-monzodioritos portadores de hiperstênio ou augita, na Suíte Intrusiva Tocobirem, tendo correlacionado a suíte ao magmatismo Serra da Prata.

Na porção sul de Roraima, Santos *et al.* (2001a) obtiveram uma idade de 1.873 ± 6 Ma para o Charnockito Jaburu (**Figura 2.3**), admitindo uma correlação com o magmatismo Mapuera, e por conseqüinte com o Evento Uatumã.

2.4. ASSOCIAÇÕES ÍGNEAS MESOPROTEROZÓICAS NO SETOR CENTRAL DO CGC

Completando o quadro proterozóico do segmento central do CGC, afloram, na região de Mucajaí, corpos de granito rapakivi da Suíte Intrusiva Mucajaí, anortositos, noritos e gabronoritos relacionados da unidade Repartimento, grabros relacionados ao Gabro Caracaraí, e gabros da Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá.

2.4.1. Associação AMCG da região de Mucajaí

Fraga *et al.* (1997a,b), interpretando os corpos charnockíticos da Suíte Intrusiva Serra da Prata como mesoproterozóicos, como discutido no item anterior, propuseram uma associação AMCG integrada pelos Anortositos Repartimento e rochas associadas, mangeritos e charnockitos da Suíte Intrusiva Serra da Prata e granitos rapakivi da Suíte Intrusiva Mucajaí. Apesar da idade mesoproterozóica para a Suíte Intrusiva Serra da Prata não ter sido confirmada nesta tese (ver **capítulos 4, 6 e 7**), rochas mangeríticas mesoproterozóicas foram caraterizadas na batólito da Suíte Intrusiva Mucajaí.

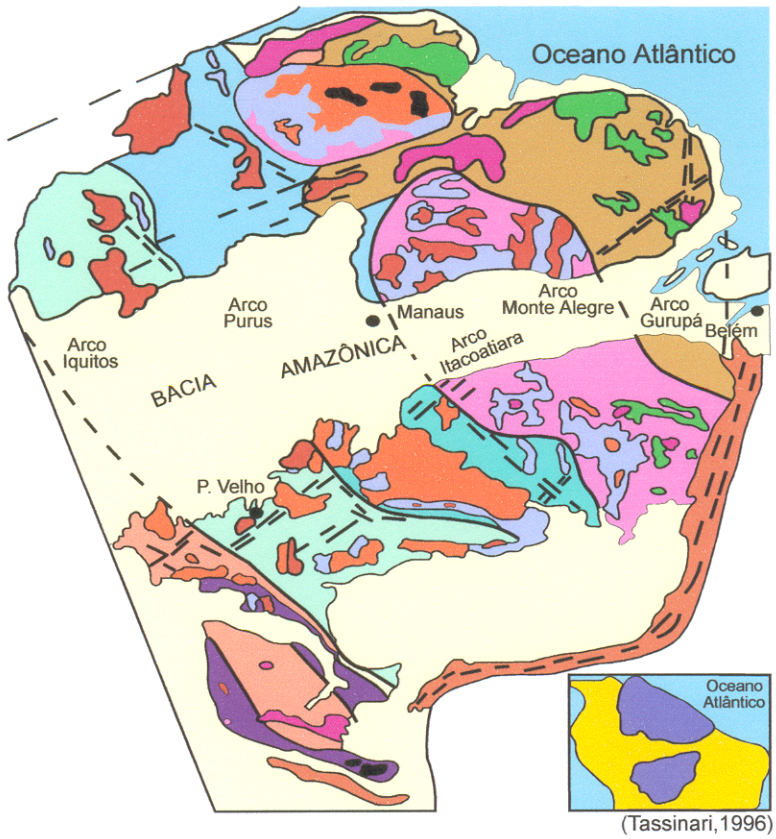
Os anortositos da unidade Repartimento foram inicialmente descritos por Borges (1990) e Brandão & Freitas (1994). Afloram a oeste do corpo granítico da serra Mucajaí (**Figura 2.3**), tendo fornecido uma idade de 1.527 ± 7 Ma através da metodologia U-Pb em baddeleyítas por SHRIMP (Santos *et al.* 1999). Os corpos gabróicos e de hornblenditos dispostos ao longo do CGC em Roraima foram indistintamente englobados por Riker *et al.* (2000b) na Suíte Máfica Ultramáfica Uraricaá, enquanto Faria *et al.* (2000b) correlacionaram à unidade informal, Gabro Caracaraí, corpos gabróicos dispostos no domínio do CGC e a sul deste domínio. O Gabro Caracaraí forneceu idade de 1.646 ± 55 Ma (K/Ar em plagioclásio, Montalvão *et al.* 1975).

Brandão & Freitas (1994) caracterizaram pela primeira vez a presença de granitóides rapakivi na região de Mucajaí, tendo denominado a Suíte Intrusiva Mucajaí. Fraga & Araújo (2000b) descreveram para a suíte granitóides a biotita e hornblenda (allanita, apatita, zircão e fluorita são acessórios freqüentes) com composição sienogranítica (predominantes), quartzo-sienítica ou monzogranítica e subordinados termos quartzo-monzoníticos. Tipos wiborgíticos e piterlíticos foram descritos. Fraga & Araújo (2000b) incluíram ainda, tentativamente, na Suíte Intrusiva Mucajaí, um grupo de gnaisses deformados sob temperaturas do fácies anfibolito, com características petrográficas e químicas similares aos granitóides não deformados (**Figura 2.4**). Segundo estes últimos autores, o comportamento químico dos elementos maiores, menores, traço e terras-raras das rochas deformadas, evidencia padrão típico de granitos tipo A, muito similar aos granitos rapakivi das áreas clássicas da Finlândia. Apesar da boa caracterização petrológica, a inclusão destas rochas deformadas sob temperaturas altas na Suíte Intrusiva Mucajaí foi equivocada, como demonstrado nesta tese, onde estes gnaisses correspondem àqueles com denominação informal de Gnaisses Igarapé Branco (ver mapa geológico e **capítulos 4, 6 e 7**).

2.4.2. Granitos rapakivi e litologias associadas em outras porções do Escudo das Güianas

Corpos de granitos rapakivi com tipos viborgíticos e piterlíticos, similares aos de áreas clássicas da Finlândia, foram identificados no setor oeste do Escudo das Güianas por vários pesquisadores (Mendoza 1975, Dall'Agnol *et al.* 1975, Pinheiro *et al.*1981, Brandão & Freitas 1994), sendo englobados nas suítes intrusivas Surucucus, Mucajaí, (e possivelmente Tiquié) no Brasil e pelo Granito El Parguaza (e corpos correlatos) na Venezuela. Representam o magmatismo anorogênico relacionado ao Evento Parguazense, com idades em torno de 1,55 Ga (Mendoza 1977; Gaudette *et al.* 1978).

É digno de nota que estes granitos não ocorrem no setor norte-nordeste do escudo, onde o embasamento paleoproterozóico é dominado pelos terrenos granito-*greenstone* transamazônicos. Também estão ausentes na maior parte da área central do escudo, ocupada pelos dois domínios vulcano-plutônicos (**Figura 2.2**). Corpos de granito rapakivi estão restritos à borda oeste destes domínios.



(Tassinari,1996)

PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS

- Amazônia Central >2,3Ga
- Maroni - Itacaiúnas 2,2 - 1,9Ga
- Ventuari - Tapajós 1,9 - 1,8Ga
- Rio Negro - Juruena 1,8 - 1,55Ga
- Rondoniana - San Ignácio 1,45 - 1,3Ga
- Sunsas 1,25 - 1,0Ga

UNIDADES GEOLÓGICAS

- Cobertura Sedimentar Fanerozóica
- Cobertura Sedimentar Pré-Cambriana
- Granitóides
- Cobertura Vulcânica Ácida-Intermediária
- Vulcanismo Básico
- *Greenstone Belts*
- Complexo Granulítico
- Cinturões Móveis Neoproterozóicos

Figura 2.5 - Províncias geocronológicas para o Cráton Amazônico segundo Tassinari (1996).

O Granito El Parguaza (noroeste da Venezuela, **figura 2.2**) constitui o exemplo mais notável do magmatismo rapakivi no escudo, com abundantes termos viborgíticos (Mendoza 1975), tendo fornecido idade de 1.546 ± 20 Ma (U-Pb em zircão, Gaudette *et al.* 1978). A Suíte Intrusiva Surucucus inclui batólitos e *stocks* graníticos na porção nordeste de Roraima (**Figura 2.3**), sendo que piterlitos e subordinados viborgitos foram identificados apenas nos corpos batolíticos (Dall'Agnol *et al.* 1975). De acordo com Dall'Agnol *et al.*(1999) a suíte inclui termos mais evoluídos (em relação ao Granito El Parguaza), com características petrográficas, geoquímicas e metalogenéticas similares aos granitos rapakivi mineralizados em estanho em outras porções do Cráton Amazônico. Uma idade de 1.551 ± 5 Ma foi relatada por Santos *et al.* (2001b) para zircões detríticos provenientes da Suíte Intrusiva Surucucus. A Suíte Intrusiva Abonari (Araújo Neto & Moreira 1976, Veiga Jr. *et al.* 1979, Costi *et al.* 1984, e Haddad *et al.* 2000) aflorante na porção sul de Roraima e norte do Amazonas, previamente interpretada como representante do Evento Parguazense foi recentemente relacionada a um magmatismo mais antigo com idade de 1.871 ± 5 Ma (Santos *et al.* 2002). Na região do Alto Rio Negro, noroeste do Amazonas (**Figura 2.2**) granitos em corpos circulares relacionados à Suíte Intrusiva Tiquié (Pinheiro *et al.* 1976, Lima & Pires 1985) apresentam correlação química com granitóides tipo A, vocação metalogenética para cassiterita (Melo & Villas Boas 1993) e posicionamento geocronológico em torno de 1.500 Ma (Tassinari 1981, Almeida 1996), estando relacionados, segundo Melo *et al.* (1994), ao Evento Parguazense.

Rochas básicas temporalmente correlacionadas aos granitos rapakivi ocorrem em algumas porções do escudo, no entanto, a típica associação mesoproterozóica de anortositos, charnockitos, mangeritos e granitos rapakivi, AMCG, foi identificada apenas no Estado de Roraima (**Figura 2.2**). Rochas máficas e ultramáficas (com predomínio de gabros) ocorrem em plútons nas proximidades dos corpos graníticos rapakivi, na porção noroeste de Roraima (**Figura 2.2**), sendo incluídos na, ou correlacionados à Suíte Máfica-Ultramáfica Tapuruquara, definida no norte do Estado do Amazonas. A suíte com idade ainda incerta, foi considerada por Dall'Agnol *et al.* (1999), entre outros, como contemporânea ao magmatismo rapakivi no oeste de Roraima. Corpos de anortosito maciço e rochas gabróicas associadas a granitóides a piroxênio foram descritos na

Guiana (Anortosito de Kaburi) e Suriname (corpo gabróico de Maratakka) (Gibbs & Barron 1993); no entanto, seu posicionamento geocronológico é desconhecido.

Rochas charnockíticas geneticamente associadas aos granitóides rapakivi mesoproterozóicos, não foram descritos em outras regiões do Escudo das Güianas.

2.5. O SETOR SUDOESTE DO CGC

No arcabouço geológico do setor sudoeste do CGC (**Figura 2.2**) predominam rochas graníticas isotrópicas a foliadas que receberam diversas denominações, tendo sido descritos ainda migmatitos e paragnaisses (Dall'Agnol & Abreu 1976, Pinheiro *et al.* 1976, Gaudette & Olszewski 1985, Kroonenberg 1985, Lima & Pires 1985, Melo & Villas Boas 1994; Santos & Melo 1994, CPRM 2000c). Os dados geocronológicos disponíveis são, via de regra, mais jovens que 1.860 Ma (Tassinari 1981 e 1996, Barrios 1983, Gaudette & Olszewisky 1985, e Dall'Agnol & Macambira 1992, Santos *et al.* 1999), sendo que Kroonenberg (1985) relata idades de 1,20 Ga para o metamorfismo no fácies granulito no Cinturão Garzon-Santa Maria já na região dos Andes Colombianos.

Recentemente os dados disponíveis para a região noroeste do Estado do Amazonas que abrange o segmento sudoeste do CGC foi revisado no Projeto Serra Imeri (CPRM 2000c). O projeto que apresenta uma síntese da bibliografia disponível incluindo, entre outras as contribuições de Dall'Agnol & Abreu (1976), Pinheiro *et al.* (1976), Tassinari (1981), Lima & Pires (1985), Dall'Agnol & Macambira (1992), Mello & Villas Boas (1993), Melo *et al.* (1994), e Silva & Santos (1994), propõe uma nova litoestratigrafia que será descrita a seguir. O embasamento regional é representado pelo Complexo Cauaburi (inicialmente definido por Lima & Pires 1985) que inclui granitóides, metagranitóides e ortognaisses diversos, exibindo afinidades calcialcalinas (Brito *et al.* 2000a). Apresentam foliação desenvolvida sob condições do fácies anfibolito. Foram ainda incluídos no complexo, leucogranitos, metassedimentos e raros migmatitos. Uma idade de 1.789 ± 6 Ma foi obtida por Santos *et al.* (2000) para um tonalito Cauaburi, próxima aos valores de 1.834 ± 24 Ma e 1.810 ± 9 Ma, anteriormente obtidas respectivamente por Tassinari *et al.* (1996) e Santos *et al.*

(2000) para o embasamento da porção sudoeste do Escudo das Güianas. Brito *et al.* (2000a) sugerem sua correspondência com uma suíte calcialcalina expandida, do tipo I cordilheirano, ou I australiano. Valores de T_{DM} de 2,19 Ga e de ε_{Nd} de –1,35 para a mesma rocha datada em 1.789 Ma foram interpretados pelos autores como indicativos de uma origem juvenil em ambiente de arco magmático (apesar da diferença de aproximadamente 400 Ma entre a idade de cristalização e o tempo de residência crustal, T_{DM}). Várias suítes intrusivas e seqüências de cobertura, relacionadas ao Mesoproterozóico foram caracterizadas. A Suíte Intrusiva Reilau (Almeida 2000a) é representada por leucogranitos peraluminosos, tipo S, em geral, portadores de granada cuja idade ainda é incerta, devendo situar-se entre 1.800 Ma, idade aproximada do embasamento Cauaburi, e 1.521 ± 32 Ma, idade obtida por Almeida *et al.* (1997) para litótipos similares no extremo-oeste do Estado do Amazonas. As suítes intrusivas Marauiá (Brito *et al.* 2000b) e Marié Mirim (Almeida 2000b) consistem em granitóides tipo A, respectivamente metaluminosos a levemente peraluminosos e peralcalinos. Coberturas sedimentares mesoproterozóicas foram incluídas nas seguintes unidades: Formação Serra da Neblina (Luzardo *et al.* 2000) com quartzo-arenitos, e conglomerados, localmente protomiloníticos a miloníticos; Formação Daraá (Luzardo *et al.* 2000) com quartzo-arenitos e subarcóseos localmente deformados; e Formação Aracá (Luzardo *et al.* 2000) composta por quartzitos com subordinados muscovita xisto e metaconglomerados, e ocorrência local de cianita-sillimanita-biotita-xistos. Granitóides tipo A relacionados à Suíte Intrusiva Surucucus (com idades em torno de 1,55 Ga) são considerados intrusivos na Formação Serra da Neblina e Formação Aracá. Granitóides calcialcalinos de alto-K, da Suíte Intrusiva Jauari (Brito 2000) são intrusivos na Seqüência Aracá. Corpos máficos foram relacionados à Suíte Intrusiva Tapuruquara. Extensas coberturas cenozóicas dispõem-se na região.

Feições indicativas de deformação sob temperaturas do fácies anfibolito estão restritas ao Complexo Cauaburi. Nas outras unidades observa-se uma deformação dúctil-rúptil, com foliações miloníticas localmente desenvolvidas, relacionadas ao Episódio K'Mudku (1,20 Ga) (Fraga & Luzardo 2000).

2.6. EVENTOS DEFORMACIONAIS NO CGC

2.6.1. O Episódio K'Mudku ao longo de todo o CGC

Barron (1966) definiu um evento tectono-termal relacionado à evolução de milonitos e cataclasitos, em torno de 1,24 Ga, denominando-o Episódio Milonítico K'Mudku.

O Episódio K'Mudku, encontra-se impresso nas unidades litológicas desde paleo- até mesoproterozóicas identificadas ao longo de todo o CGC, conforme relatos de inúmeros autores resumidos a seguir.

No segmento nordeste do CGC os *horsts* das montanhas Bakhuis (Grupo Fallawatra) e Kanuku (Complexo Kanuku) são delimitados por falhas e faixas miloníticas relacionadas por Barron (1966), Berrangé (1977) e Bosma *et al.* (1983) ao Episódio K'Mudku.

No segmento central do CGC (em Roraima), Fraga & Reis (1995 e 1996) descreveram faixas centimétricas a métricas de milonitos e ultramilonitos K'Mudku, com foliações NE-SW mostrando fortes mergulhos para NW, associadas a uma lineação de estiramento mineral de alto *rake* e cinemática reversa. Os autores relatam ainda a presença de subordinadas zonas de cisalhamento E-W, com foliações íngremes e lineações de baixo *rake*. O quadro foi interpretado por Fraga & Reis (1995, 1996) como relacionado a empurrões frontais NE-SW associados a transcorrências dextrais E-W. As feições microestruturais descritas caracterizam um ambiente rúptil-dúctil sob condições de temperatura do fácies xisto-verde (Fraga & Reis 1995, 1996). Fraga (2000) sugere uma cinemática transpressiva para a evolução dos milonitos K'Mudku na porção central do CGC. Luzardo & Oliveira (2000) relatam, da mesma forma, a presença de milonitos desenvolvidos sob temperaturas do fácies xisto-verde, ao longo da porção sul do CGC em Roraima.

Na porção sul de Roraima a Falha do Itã (possivelmente relacionada ao Episódio K'Mudku), com direção ENE-WSW a E-W, limita a sul o segmento central do CGC. As unidades paleo- a mesoproterozóicas a sul da mencionada falha, encontram-se muito pouco deformadas (Luzardo & Oliveira 2000).

No segmento sudoeste do CGC, Fraga & Luzardo (2000) descreverem texturas miloníticas desenvolvidas sob condições de temperaturas moderadas a baixas, durante o Episódio K'Mudku, afetando localmente as unidades proterozóicas ígneas e sedimentares (formações Serra da Neblina, Daraá e Aracá), tendo reativado o *trend* NE-SW do CGC.

O Episódio K'Mudku desenvolveu-se então ao longo de todo o CGC, sob condições de temperaturas moderadas a baixas, em ambiente rúptil-dúctil, gerando faixas centimétricas a métricas de milonitos e ultramilonitos. É digno de nota que Gibbs & Barron (1993) advoga que a forma atual em cinturão do CGC, em seu segmento nordeste reflete uma delimitação por falhas e flancos milonitizados relacionados ao K'Mudku. No entanto, deve-se ter em mente que, como veremos a seguir, o cinturão é definido pela orientação preferencial de NE-SW de feições deformacionais penetrativas desenvolvidas sob temperaturas mais elevadas e relacionadas e eventos deformacionais pré-K'Mudku. Estas feições encontram-se apenas localmente obliteradas pelas texturas miloníticas desenvolvidas durante o Episódio K'Mudku que, apesar de ter reativado a estrutura mais antiga do CGC e realçado o padrão de linearidade, não foi capaz de reorientar e transpor de forma importante as estruturas preexistentes.

2.6.2. Os eventos deformacionais pré-K'Mudku nos diferentes segmentos do CGC

Os diferentes segmentos do CGC são caracterizados por feições deformacionais pré-K'Mudku, relacionadas a eventos tectono-termais distintos abordados a seguir.

No segmento nordeste do CGC, as rochas granulíticas do Grupo Falawatra (Bosma *et al.* 1983) e Kanuku (Berrangé 1977) exibem bandamento gnáissico NE-SW, com mergulhos pronunciados e tectonitos-L e lineações com caimentos fortes, sendo freqüente a presença de dobras recumbentes com acentuado mergulho da linha de charneira, e padrão de redobramento. Berrangé (1977) sugere para o Complexo Kanuku um predomínio de movimentações reversas em superfícies empinadas. Em Roraima as supracrustais, nos fácies anfibolito e granulito, Cauarane e Murupu e os granulitos Anauá revelam um padrão de redobramento e um bandamento metamórfico

em paralelismo com a direção do CGC, com fortes mergulhos predominantemente para NW (Fraga 2000, Luzardo & Oliveira 2000). Nos granulitos Anauá a foliação associa-se a uma lineação mineral de alto *rake*. O quadro estrutural na porção brasileira parece similar ao verificado na Guiana e no Suriname, sendo marcado por foliações de alto grau metamórfico NE-SW, com fortes mergulhos, associadas a lineações de alto *rake*.

A idade do metamorfismo no fácies granulito, no Grupo Falawatra (Montanhas Bakhuis), em torno de 2,06 Ga (Delor *et al.* 2001) tem sido interpretada por diversos autores como representante do fim do Evento Transamazônico. Para rochas granulíticas do Complexo Kanuku, Spooner *et al.* (1971) mencionam uma idade Rb-Sr, isocrônica em rocha total de 2,05 Ga, que poderia refletir o metamorfismo de alto grau. Em Roraima a idade do metamorfismo de alto grau no Grupo Cauarane e nas suítes Murupu e Anauá não foi devidamente esclarecida. A idade de 1,94 Ga (U-Pb em zircão) (SHRIMP, Santos, dados inéditos) para cristalização (ou metamorfismo) dos granulitos básicos a intermediários, ortoderivados, polideformados, aflorantes na porção sul do CGC, registra, no entanto, um metamorfismo de alto grau, mais jovem do que o verificado no Grupo Falawatra. Este quadro sugere a presença de um evento tectonotermal no fácies granulito, mais jovem que o Transamazônico, ou alternativamente, que este último evento não tenha sido sincrônico ao longo do Escudo das Guianas.

No segmento central do CGC, Fraga (2000) descreve a presença de xenólitos das supracrustais Cauarane, previamente dobrados em ortognaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu. Os ortognaisses exibem por sua vez foliações desenvolvidas sob condições do fácies anfibolito. Este quadro levou a autora a propor um evento deformacional com atuação posterior à deformação e metamorfismo nas supracrustais Cauarane e Murupu. O evento denominado Guiana Central, com idade máxima em torno de 1,91-1,96 Ga, que corresponde ao intervalo de idades obtidas para os ortognaisses Rio Urubu (Gaudette *et al.* 1996, Fraga *et al* 1997b) teria um posicionamento tardi-transamazônico e intracontinental (Fraga 2000). Os ortognaisses exibem foliações com mergulhos altos, em geral para NW, associadas

a uma lineação mineral de médio a alto *rake,* sendo incerta a cinemática durante a evolução das feições deformacionais.

Luzardo & Oliveira (2000) descrevem as feições deformacionais nos ortognaisses na porção sul do CGC em Roraima e aventam duas possibilidades: uma tectônica transpressiva: ou uma tectônica tangencial com posterior rotação dos planos de foliação para a posição subvertical verificada. Propõem em qualquer das hipóteses, um transporte de massa de NW para SE.

Costa *et al.* (1991), propôs para a região a sudeste do *Hemigraben* do Tacutu (**Figura 2.3**), um arranjo de cavalgamentos com transporte para SE, articulando os tipos rochosos, imbricados e lenticularizados.

Finalmente, no segmento sudoeste do CGC um evento deformacional desenvolvido sob condições do fácies anfibolito foi sugerido sendo marcado por foliações e lineações nos ortognaisses e granitóides foliados do Complexo Cauaburi. Melo *et al.*(1994) descreveram zonas de cisalhamento oblíquas dextrais desenvolvidas no intervalo Arqueano-Proterozóico Inferior. De acordo com Fraga & Luzardo (2000) as propostas de Melo *et al.* (1993) não encontram suporte nos dados estruturais e geocronológicos disponíveis para a região. Fraga & Luzardo (2000) descreveram um evento tectono-termal com idade máxima em torno de 1,80 Ga (idade do embasamento Cauaburi) e cinemática incerta, tendo sugerido um ambiente de temperaturas do fácies anfibolito. Em alguns litótipos a foliação corresponde a uma feição *pre-full cristallization fabric* (Hutton 1988), realçada pela superposição de variados graus de deformação em estado sólido. As foliações no complexo, distribuem-se na direção NE-SW do CGC com mergulhos entre 45° e 80° para NW ou SE e, subordinadamente, na região a dos rios Padauari e Daraá na direção NW-SE.

2.7. OS MODELOS GEOTECTÔNICOS PARA O ESCUDO DAS GÜIANAS E O PAPEL DO CINTURÃO GÜIANA CENTRAL

Os modelos geotectônicos elaborados para o Escudo das Güianas e para o Cráton Amazônico seguem duas linhas de abordagem distintas: modelos de províncias geocronológicas/geotectônicas, propõem uma evolução através da acresção de

cinturões orogênicos desde o Paleoproterozóico até o Neoproterozóico em torno de blocos arqueanos, sendo alguns cinturões relacionados a reciclagem de crosta mais antiga (Cordani *et al.* 1979, Cordani & Brito Neves 1982, Teixeira *et al.* 1989, Tassinari 1996, Tassinari *et al.* 1996, Sato & Tassinari 1997, Tassinari & Macambira 1999, Santos *et al.* 2000); outra abordagem, propõe que após a colagem de blocos crustais no Arqueano a Paleoproterozóico (Almeida *et al.* 1981, Hasui *et al.* 1984, Costa & Hasui 1997) a evolução do escudo foi dominada por processos de tafrogênese. Além destes dois grupos principais de modelos, vários pesquisadores, trabalhando em áreas específicas do escudo, propuseram modelos geotectônicos regionais, que serão também apresentados.

2.7.1. Modelo das províncias geocronológicas / geotectônicas

Na concepção de Sato & Tassinari (1997), Tassinari (1996) e Tassinari & Macambira (1999) o Escudo das Güianas encontra-se compartimentado (**Figura 2.5**) em um núcleo arqueano (>2,30 Ga), a Província Amazônia Central (PAC), que é circundado pelas províncias Maroni-Itacaiúnas (PMI), com evolução durante o Transamazônico (2,20-1,95 Ga); e Ventuari-Tapajós (PVT) e Rio Negro-Juruena (PRNJ), com predomínio de granitóides e gnaisses gerados, respectivamente, entre 1,95 Ga e 1,80 Ga, e 1,80 Ga e 1,55 Ga. A PAC e a PMI, compreendem o setor nordeste do escudo enquanto as províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena, abrangem o setor sudoeste (**Figura 2.5**).

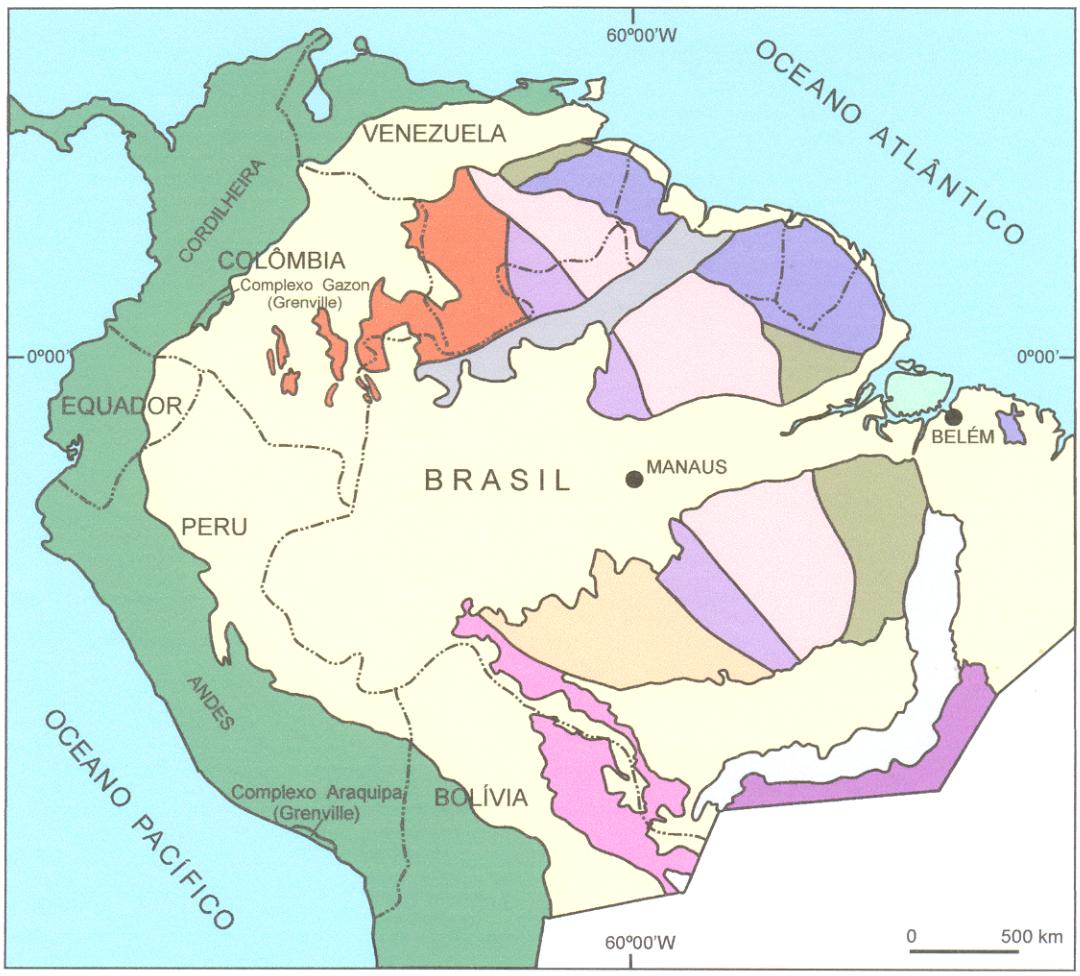
Núcleos cratônicos, compostos por fragmentos continentais com idades arqueanas, ocupam segundo Tassinari (1996), Sato & Tassinari (1997) e Tassinari & Macambira (1999) a porção meridional do escudo, integrando PAC. As idades arqueanas foram interpretadas, de acordo com Tassinari & Macambira (1999) a partir da ocorrência de rochas vulcânicas (grupos Surumu e Iricoumé) não metamorfizadas que exibem, na concepção dos autores, as mesmas idades que os terrenos metamórficos de alto grau da PMI. Esta observação Tassinari & Macambira (1999) está em conflito com os dados disponíveis para a região (ver CPRM 2000a, Delor *et al.*

2001, Reis *et al.* 2000 entre outros). Dados geocronológicos que comprovem as idades arqueanas para a PAC não estão disponíveis para o Escudo das Güianas.

A PMI (**Figura 2.5**) bordeja a leste, e separa os núcleos antigos (PAC), incluindo rochas formadas (ou retrabalhadas) entre 2,2 Ga e 1,9 Ga. Engloba tanto os terrenos granito-*greenstones* da borda nordeste do escudo como cinturões de alto grau metamórfico (Güiana Central, Imataca e Jari, ver **Figura 2.2**) e foi subdividida em domínios ensiálicos e ensimáticos (Tassinari 1996). Nos domínios ensiálicos, que correspondem, a grosso modo, aos cinturões de alto grau Jari, na sua porção brasileira (Amapá) e ao Complexo Imataca na Venezuela, as rochas foram formadas a partir de protólitos arqueanos que foram localmente preservados (Tassinari 1996). Os terrenos granito-*greenstones*, com origem juvenil sugerida pelos dados geocronológicos e isotópicos (*e.g.* Gruau *et al.* 1985; Teixeira *et al.* 1985), compreendem grande parte do domínio ensimático mencionado por Teixeira *et al.* (1989) e Tassinari (1996). O Cinturão Güiana Central foi considerado como ensimático por Tassinari (1996) que defende a formação dos granulitos partir de materiais mantélicos no Paleoproterozóico. Esta proposta de origem juvenil, também defendida por Tassinari & Macambira (1999), baseia-se nas idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) entre 2,10 Ga e 1,90 Ga obtidas (Vignol 1987 e Olsewski *et al.* 1989, *apud* Tassinari 1996) para granulitos em Roraima e de 2,20 Ga calculadas por Ben Othman *et al.*(1984) para granulito do Grupo Falawatra.

A PVT (1,95-1,80 Ga) limita à oeste aqueles núcleos arqueanos (Teixeira *et al.*1989, Sato & Tassinari 1997), sendo seguido mais a oeste pela PRNJ (**Figura 2.5**) ambos interpretados como arcos magmáticos. Deve-se ressaltar que os dois cinturões dispõe-se na direção NW-SE, na borda oeste do escudo, região para a qual vários autores advogaram a continuidade sudoeste do CGC (**Figura 2.5**). Lima *et al.* (1982), Melo *et al.* (1994) e Fraga & Luzardo (2000) descrevem o predomínio de feições estruturais NE-SW que são concordantes com a disposição dos principais corpos ígneos, desta forma, criando um quadro ainda aberto a muitos debates.

Santos *et al.* (2000), baseando-se em novos dados geocronológicos, propuseram alterações ao modelo de Tassinari (1996) (**Figura 2.6**). Na concepção de Santos *et al.* (2000), o Escudo das Guianas é composto pelas províncias Imataca (3,10-2,53 Ga), Transamazônica (2,25-2,00 Ga), Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga), Amazônia Central



PROVÍNCIAS GEOTECTÔNICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO

- Província Sunsas (1,20-0,99 Ga)
- Província K'Mudku (1,25-1,10 Ga)
- Província Rondônia-Juruena (1,74-1,47 Ga)
- Província Rio Negro (1,86-1,52 Ga)
- Província Amazônia Central (1,88-1,70 Ga)
- Província Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga)
- Província Transamâzonica (2,25-2,00 Ga)
- Província Carajás-Imataca (3,10-2,53 Ga)

OUTRAS UNIDADES GEOTECTÔNICAS

- Faixa Araguaia
- Cráton São Francisco
- Cobertura Fanerozóica

Figura 2.6 - Províncias Geotectônicas do Cráton Amazônico segundo Santos *et al.* (2000).

(1,88-1,70 Ga), Rio Negro (1,86-1,52 Ga) e K'Mudku (1,10-1,25 Ga). Os autores consideram como arqueanos apenas parte dos terrenos relacionados por Tassinari (1996) à PAC, e interpretam a Província Imataca como Juvenil. A Província Transamazônica corresponde a grosso modo a PMI de Tassinari (1996) e Tassinari & Macambira (1999) tendo sido relacionada por diversos autores a evolução de arcos magmáticos. A Província Tapajós-Parima mostra disposição NW-SE similar à da PVT de Tassinari (1996) e Tassinari & Macambira (1999) e envolve, de acordo com Santos *et al.* (2000), a formação de rochas em ambientes orogênicos relacionados à subducção. Para a Província Amazônia Central, estes últimos autores, que mantém a mesma denominação de Tassinari (1996) e Tassinari & Macambira (1999), descrevem um extenso vulcano-plutonismo relacionado ao Evento Uatumã e algumas coberturas sedimentares. Admitem uma fonte crustal arqueana para o magmatismo Uatumã que teria resultado de instabilidades térmicas relacionadas ao *underplating* onde um *hidrated and fertile slab* relacionado a Orogenia Tapajós-Parima teria se deslocado 900km ao longo da descontinuidade crosta continental-litosfera (?). A Província Rio Negro é interpretada como colisional e , finalmente, a Província K'Mudku representa segundo Santos *et al.* (2000), um cinturão afetado por milonitização em torno de 1,20 Ga, também relacionado pelos autores à colisão continental. Santos *et al.* (2000) reconhecem que a milonitização extrapola os limites da Província K'Mudku.

2.7.2. Modelo dos blocos crustais

De acordo com Almeida *et al.* (1981) os últimos cinturões móveis do Escudo das Güianas desenvolveram-se no Transamazônico, com posterior atuação de processos de proto-ativação.

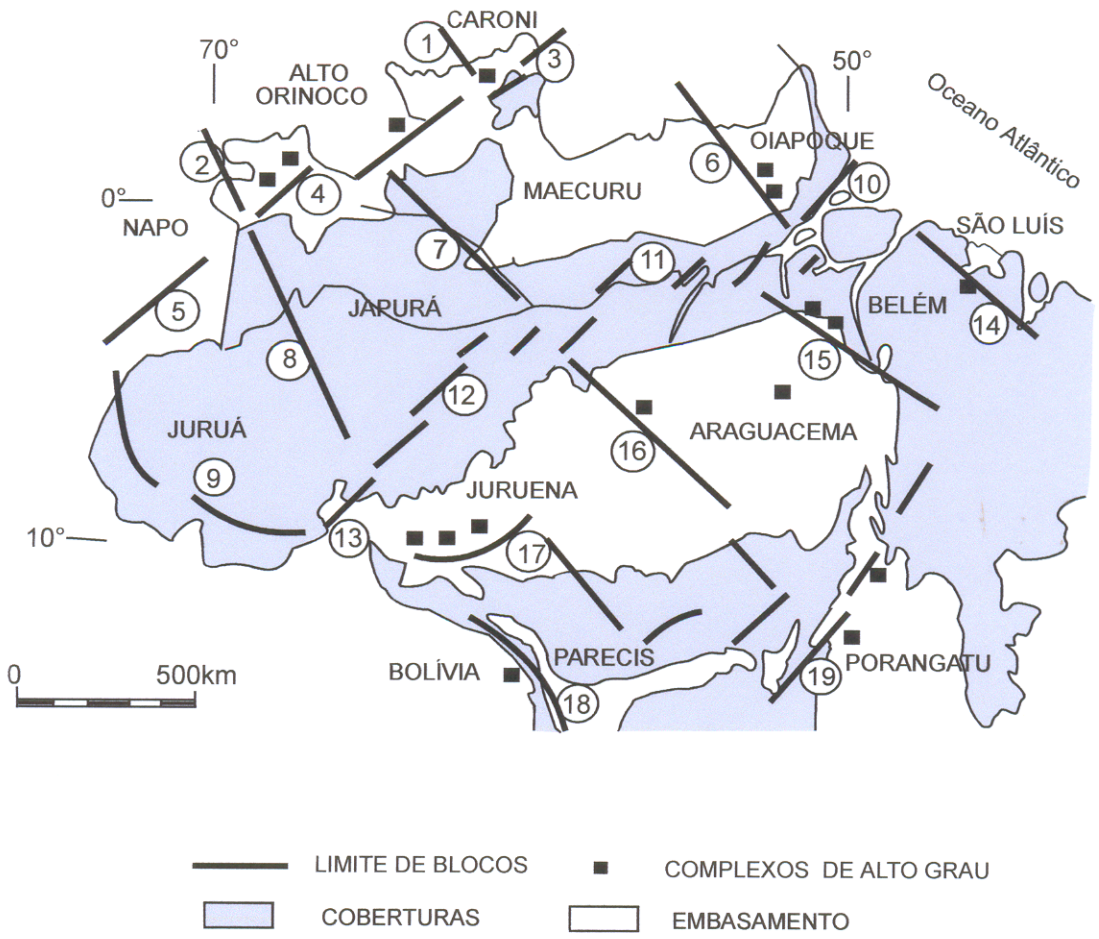
Costa & Hasui (1997) relatam para o escudo uma evolução arqueana / proterozóica inferior, que resultou na formação de blocos continentais, por processos ainda não elucidados, que se aglutinaram através de colisões, registradas em cinturões de alto grau metamórfico. A partir da formação desta grande massa continental, processos dominados por tafrogênese teriam operado. Hasui *et al.* (1984), já havia identificado a presença dos blocos crustais (paleoplacas) Alto Orinoco, Caroni, Maecuru

e Oiapoque, separados por cinturões granulíticos, Parima, Guiana Central e Jari, na porção brasileira do Cráton Amazônico (**Figura 2.7**). De acordo com Hasui *et al.* (*op. cit.*), os blocos são formados, internamente por terrenos tipo granito-*greenstone*, sendo que os cinturões representam zonas de suturas arqueanas.

O Cinturão Guiana Central é caracterizado segundo Hasui *et al.* (1984), por anomalias gravimétricas tipo I, implicando na justaposição de domínios crustais espessados e adelgaçados separados por importante descontinuidade, marcando a colisão entre blocos crustais (Caroni, Oiapoque e Maecuru).

2.7.3. Modelos regionais

Choudhuri (1980), Bosma *et al.* (1983), Gibbs *et al.* (1984), Ledru *et al.* (1994), Faraco & McReath (1998), Vanderhaeghe *et al.* (1998) dentre outros, propuseram que a sucessão de eventos ígneos, metamórficos e tectônicos do Transamazônico, identificados nos terrenos granito-*greenstones*, relacionam-se à subducção de placas, em ambiente de arcos insulares, na borda norte da porção meridional do escudo, e formação de um novo continente. O caráter juvenil, identificado, para os *greenstones* e granitóides e gnaisses associados, corrobora a proposta de intensa adição crustal durante o Evento Transamazônico (Gibbs & Olszewski 1982, Gibbs & Barron 1993, dentre outros). Na Güiana Francesa a evolução dos terrenos granito-*greenstone belts* (os mais bem estudados do escudo) tem sido relacionada por Ledru *et al.* (1994) e Vanderhaeghe *et al.* (1998) entre outros à convergência oblíqua, entre arcos magmáticos oceânicos, colisão e espessamento crustal, à semelhança de orógenos modernos. Após a formação inicial de crosta oceânica (2.174 Ma), seguiu-se a edificação de complexos vulcano-plutônicos calcialcalinos (2.144-2.114 Ma), com posterior acresção tectônica e reciclagem. Durante esta reciclagem sedimentos derivados dos cinturões granito-*greenstones* foram depositados em bacias marginais (sedimentos tipo Formação Armina), posteriormente deformadas durante a convergência entre blocos crustais juvenis. A continuidade desta convergência de caráter oblíquo culminou com a instalação e posterior deformação de bacias *pull-apart*



1 PARIMA
2 UAUPÉS
3 GUIANA CENTRAL
4 NOROESTE DO AMAZONAS
5 LETÍCIA
6 JARI
7 RIO NEGRO
8 BAIXO JURUÁ
9 ACRE
10 AMAPÁ
11 BAIXO AMAZONAS
12 MADEIRA
13 ABUNÃ
14 GURUPI
15 CENTRAL DO PARÁ
16 MÉDIO TAPAJÓS
17 RONDÔNIA
18 GUAPORÉ
19 PORTO NACIONAL

Figura 2.7 - Modelo esquemático de blocos crustais e faixas limítrofes para a região amazônica segundo Hasui *et al.* (1984), modificado de Costa & Hasui (1997).

ao longo de cinturões transcorrentes sinistrais, espessamento crustal e geração de granitóides crustais, sintectônicos datados em 2.093 Ma e 2.083 Ma.

Bosma *et al.* (1983) relacionaram as rochas supracrustais dos grupos Coeroene e Falawatra à evolução de bacias intracratônicas (as rochas charnockíticas são interpretadas como mais antigas), cuja disposição NE-SW (Cinturão Güiana Central) quase ortogonal à direção dos *greenstone belts* Barama-Mazzaruni na Güiana e Paramaca-Marowijne no Suriname caracterizaria uma estrutura tipo aulacógeno. O metamorfismo principal, de alto grau, sob condições de baixa pressão, relatado para os grupos Falawatra, Coeroene e Kanuku (De Roever & Bosma 1975, Berrangé 1977) reflete, segundo Bosma *et al.* (1983), fluxo térmico elevado em bacias intracratônicas, que teriam sido fechadas durante a colisão de blocos no setor norte do escudo, registrada nos terrenos granito-*greenstones*. A deformação e metamorfismo intracratônico é, de acordo com Bosma *et al.* (*op. cit.*), de difícil explicação, sendo que os autores fazem referência ao modelo proposto por Kröner (1977). A presença de corpos gabróicos e anortosíticos, metamorfismo de *Ultra High Temperatures* e caminhos P-T-t anti-horários nas montanhas Bakhuis registram segundo Delor *et al.* (2001) uma elevação do manto, em regime transcorrente sinistral, ligado aos últimos estágios de convergência oblíqua entre placas tectônicas. Registros de espessamento crustal e caminhos P-T-t horários, típicos de cinturões colisionais não são mencionados.

Berrangé (1977) considera as feições do CGC, na Guiana, como típicas de um cinturão hercínico. Segundo este autor, o metamorfismo de baixa pressão e alta temperatura, verificado no Complexo Kanuku, implicam no seu desenvolvimento em níveis crustais poucos profundos, com gradientes geotermais acentuados, sendo que a quantidade de soerguimento e erosão foram relativamente pequenos. Para a porção brasileira do CGC, Fraga *et al.* (1998) acreditam que a instalação do cinturão processou-se ao final do processo colisional transamazônico provavelmente relacionada à obliqüidade dos colidentes. As supracrustais (Cauarane) foram então reorganizadas segundo NE-SW e capturadas como xenólitos (previamente deformados) pelos "granitóides" Rio Urubu, posteriormente deformados no fácies anfibolito.

2.7.4. Modelos geotectônicos x dados geológicos – considerações finais

No modelo de províncias geocronológicas de Tassinari (1996) e Tassinari & Macambira (1999) o CGC foi incluído na Província Maroni-Itacaiúnas (PMI) que engloba ainda os cinturões de alto grau metamórfico Imataca e Jari e as seqüências *greenstones* da borda nordeste do escudo (**figuras 2.2 e 2.5**). A faixa foi concebida para representar os domínios de rochas formadas e ou retrabalhadas entre 1,95 e 2,2 Ga, e sua caracterização representou um importante avanço no conhecimento geológico do Escudo das Güianas. Todavia, ela agrega segmentos crustais com significados geotectônicos distintos. O CGC exibe condicionamento estrutural NE-SW, quase ortogonal a disposição dos cinturões de *greenstones* na borda nordeste do escudo, além de apresentar constituição litológica e metamorfismo diferentes do observado nos *greenstone belts*, apontando para a necessidade de uma compartimentação tectônica que privilegie mais as diferenças geológicas entre os diversos terrenos. Observe-se ainda, que o intervalo de 250 Ma, proposto para a PMI, acaba por abarcar tempo suficiente para mais de uma orogenia. No caso do CGC, os gnaisses presentes na sua porção brasileira exibem idades entre 1,91 e 1,96 Ga (excluindo-se dados de isócronas, construídas com rochas não comagmáticas por Gaudette *et al.* 1996) contrastando com as idades entre 2,08 Ga e 2,25 Ga obtidas para os granito-*greenstones* na borda nordeste do escudo (Priem *et al.* 1978, Gibbs & Olszewski 1982, Gruau *et al.*1985, Teixeira *et al.* 1985, Ledru *et al.* 1994, Gaudette *et al.*1996, Vanderhaeghe *et al.* 1998), sendo ainda sistematicamente mais jovens que as obtidas para os granulitos das unidades Falawatra e Kanuku (2,02 Ga a 2,06 Ga, Priem *et al.* 1978, Ben Othman *et al.* 1984, Delor *et al.* 2001). Considere-se ainda, que os metagranitóides relacionados a Suíte Metamórfica Rio Urubu (em Roraima) encerram xenólitos previamente dobrados das seqüências supracrustais (Cauarane) mais antigas, indicando como relatado por Fraga (2000) que a intrusão dos granitóides Rio Urubu processou-se após o fechamento das bacias supracrustais representadas pelas supracrustais de alto grau metamórfico. A Província Maroni- Itacaiúnas inclui então, terrenos com diferentes padrões estruturais e metamórficos, além de constituição litológica distinta, e idades que variam em até 250 Ma. Em especial, as idades dos gnaisses do CGC, entre 1,91 Ga e 1,96 Ga (Santos & Olsewski 1988, Fraga

et al. 1996, Gaudette *et al.* 1996) são algo mais jovens que aquelas recentemente mencionadas para o vulcano-plutonismo calcialcalino do norte do estado, a noroeste do cinturão (**Figura 2.3**), representado pelos vulcanitos Surumu e granitóides Pedra Pintada. Idades entre 1,96 Ga a 1,98 Ga tem sido reportadas para este magmatismo calcialcalino (Schobbenhaus *et al.* 1994, Costa *et al.* 2001, Santos *et al.* 2001b). Ou seja, se considerarmos apenas o critério idade, as mencionada rochas vulcânicas e granitóides (não afetadas pela deformação e intenso metamorfismo transamazônico) deveriam ser incluídos na PMI (?). Por outro lado, Tassinari & Macambira (1999) sugerem que estas vulcânicas apresentam a mesma idade, citada como 1,95 Ga pelos autores, dos terrenos de alto grau da PMI, e que deveriam então representar uma área estável, marginal ao cinturão orogênico PMI. No entanto, os terrenos de alto grau metamórfico (fácies anfibolito superior a granulito) a que aparentemente Tassinari & Macambira (1999) se referem, são mais antigos que o vulcanismo representado pelo Grupo Surumu no norte de Roraima.

O CGC foi interpretado, no contexto da Província Maroni-Itacaiúnas, como uma faixa móvel ensiálica (Cordani & Brito Neves 1982) ou ensimática (Tassinari 1996). A proposta de Cordani & Brito Neves (1982) baseou-se, em especial, na suposição de idades arqueanas para as rochas granulíticas do CGC, o que não foi confirmado. Todavia a sugestão de uma evolução intracontinental está em concordância com a não identificação (até o momento), de elementos que possam sugerir a atuação de subducção de crosta oceânica no CGC. Um posicionamento intracontinental, também é defendido por Bosma *et al.*(1983). Por outro lado, os dados Sm-Nd disponíveis para as rochas do CGC sugerem, segundo Tassinari (1996), uma evolução ensimática, ou juvenil (Tassinari & Macambira 1999). Tassinari *et al.* (1996) defende a geração dos magmas precursores dos granulitos a partir do manto ou de um protólito com pequena residência crustal, situação comumente observada em arcos magmáticos modernos. O marcante desconhecimento petrológico das rochas analisadas e o limitado acervo de informações isotópicos disponíveis indicam que os dados Sm/Nd devem ser interpretados com cautela. Considere-se ainda, que, como mencionado anteriormente, magmatismo característico de arco ou outros elementos que registrem subducção de crosta oceânica não foram, até o momento, identificados no CGC.

No modelo geocronológico/geotectônico de Santos *et al.* (2000), o CGC é incluído na Província K'Mudku. Nesta concepção, não são consideradas as importantes unidades rochosas desde 2,06 Ga na porção nordeste até 1,80 Ga no segmento sudoeste do CGC, bem como as feições deformacionais penetrativas pré-K'Mudku. Os milonitos K'Mudku, em faixas restritas, embora tenham reativado o CGC, e realçado um padrão linear, certamente não obliteraram as feições NE-SW prévias, que não são mencionadas no modelo de Santos *et al.* (2000). Desta forma, este modelo não representa convenientemente a geologia do CGC e apesar de contribuir para a divulgação da importância do Episódio K'Mudku no Escudo das Guianas, reconhecida por diversos autores, não contribui para o esclarecimento do significado tectônico do CGC em seus diversos segmentos.

Na concepção do modelo dos blocos crustais de Hasui *et al.* (1984) o CGC é interpretado como resultante da colisão entre blocos continentais (Caroni, Maecuru e Oiapoque) tidos como arqueanos. Todavia, idades mais antigas que o Paleoproterozóico não foram encontradas. Por outro lado, observação do esboço geológico do escudo, revela que os blocos a sudeste e a noroeste do CGC, no seu segmento nordeste, exibem um quadro geológico bastante similar, o que sugere que se estes blocos constituíram "paleoplacas" distintas quando da evolução do CGC, elas tiveram história (arqueana) a paleoproterozóica idêntica, o que é improvável. A identificação nas unidades Falawatra e Kanuku de um metamorfismo principal, sincinemático (Transamazônico), no fácies anfibolito a granulito, tipo baixa pressão / alta temperatura sugere, como registram Berrangé (1977), Bosma *et al.* (1983) e Delor *et al.* (2001), que a região foi submetida a situação de alto fluxo térmico em uma situação de crosta não significantemente espessada, em quadro de difícil conciliação com o modelo envolvendo espessamento crustal por colisão continental.

O modelo de Bosma *et al.* (1983) sugere para as porções supracrustais das unidades Kanuku e Falawatra uma evolução em bacias tipo aulacógeno que foram fechadas durante a colagem de terrenos na porção nordeste do escudo (registrada nos cinturões de *greenstone*). Este modelo parece conciliar várias características verificadas na porção nordeste do CGC como: metamorfismo sincinemático tipo pressão baixa; e não identificação de magmatismo de arco (ou de ofiolitos) que registrassem um estágio pré-colisional.

De acordo com Shackleton (1986), para a aplicação de esquemas atualísticos que assumem a atuação de subducção tipo B e a convergência entre placas, relacionada ao *slab pull*, *ridge push*, *convenctional drag* ou uma combinação destes fatores, os elementos diagnósticos relacionados a três estágios evolutivos precisam ser identificados (ou sua ausência explicada): estágio pré-colisional de consumo de assoalho oceânico; um estágio de colisão entre dois segmentos de crosta siálica; e um estágio pós-colisional com intensa movimentação longitudinal. Os dados geológicos disponíveis para o CGC são ainda bastante incompletos e não conclusivos. De uma forma geral os modelos geotectônicos propostos para a evolução paleoproterozóica do escudo das Güianas envolvem elementos da tectônica global, no entanto, o papel do CGC no âmbito destes modelos nem sempre é claramente exposto e os elementos diagnósticos dos três estágios mencionados por Shackleton (1986) não são discutidos.

Finalmente, a evolução meso- a neoproterozóica do CGC, e o desenvolvimento de feições deformacionais K'Mudku registram a história pós-transamazônica do CGC, ainda pouco elucidada. É possível que esta deformação esteja relacionada a movimentações tectônicas na bordas da placa em torno de 1,24 Ga.

3. FEIÇÕES ESTRUTURAIS EM ROCHAS GRANITÓIDES

Rochas granitóides estão presentes em todas as etapas de evolução geotectônica dos continentes (Pitcher 1983, Harris *et al.* 1986, Sylvester 1989, Eby 1992), desde os estágios de riftes até aqueles pós-colisionais. Ao longo destes diferentes estágios os corpos granitóides podem ser colocados em uma grande variedade de contextos estruturais (Hutton 1988, Paterson *et al.*1989), resultando em petrotramas que podem ter sido geradas antes, durante e após sua cristalização e/ou resfriamento.

O presente capítulo resume algumas importantes contribuições ao tema da caracterização e interpretação das petrotramas em rochas granitóides com o intuito de subsidiar as discussões que constam dos capítulos seguintes.

3.1. PETROTRAMAS X CONDIÇÕES REOLÓGICAS

As feições estruturais em rochas granitóides desenvolvem-se em um amplo intervalo de condições reológicas, controladas pelo aumento da viscosidade à medida que o magma se cristaliza, em resposta ao resfriamento (*e.g.* Hutton 1988, Paterson *et al.*1989, Miller & Paterson 1994). Após a completa cristalização, a reologia dos granitóides continua, em grande parte, controlado pela temperatura que influencia a forma como estas rochas acomodam a deformação.

A **figura 3.1** resume de acordo com Paterson *et al.*(1998), as relações entre viscosidade, temperatura, porcentagem de cristais e mecanismos deformacionais para magmas graníticos e basálticos e as drásticas mudanças na reologia do magma durante a transição de condições *hipersolidus* até *solidus*, à medida que a percentagem de cristais aumenta desde aproximadamente 50% até 100%. Com menos de 50% de cristais, domina o fluxo em suspensão (*suspension flow*), os cristais giram e deslizam livremente, sendo o *strain* acomodado pelo magma. As petrotramas formadas neste estágio, em geral, não são preservadas. Com o aumento progressivo da quantidade de material cristalizado, entre 40% e 20% passa a dominar o fluxo suportado por grãos (*grain supported flow*). Alguma interação entre os cristais já é possível, com evolução

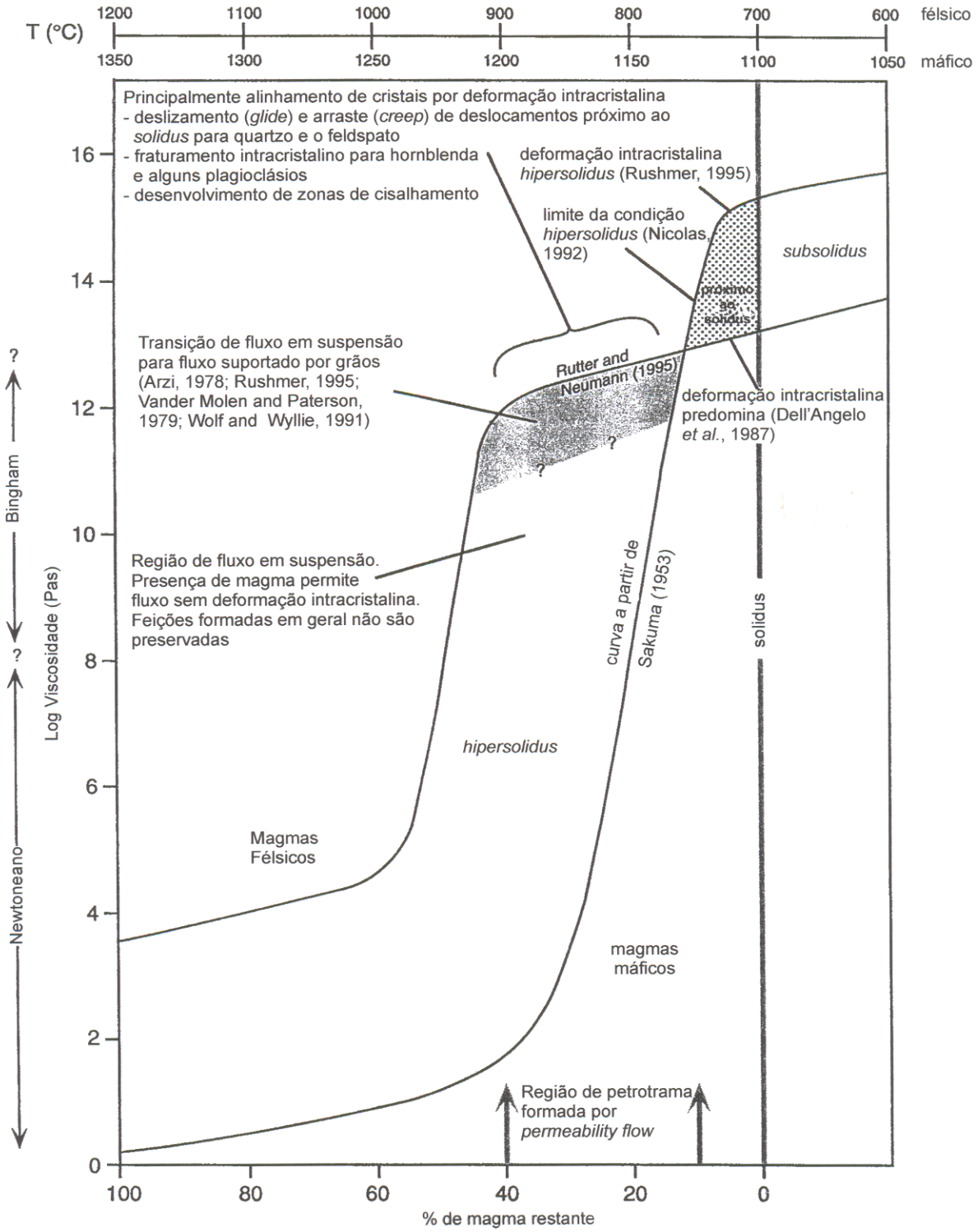


Figura 3.1 - Relações entre viscosidade, temperatura, porcentagem de cristais e mecanismos deformacionais para magmas graníticos e basálticos e as drásticas mudanças na reologia do magma durante a transição de condições de *hipersolidus* até o *solidus*, à medida que a porcentagem de cristais aumenta desde 50% até 100% (Paterson *et al.* 1998, pag. 66).

de feições deformacionais intracristalinas. Neste estágio (correspondente ao sub-magmático de Paterson *et al.* 1989) são geradas as feições magmáticas (foliações, lineações etc), que são comumente identificadas em vários plutões. Finalmente, com o avanço da cristalização, a deformação plástica em estado sólido passa a atuar de forma marcante.

No domínio da deformação em estado sólido, as petrotramas podem ser geradas em dois caminhos distintos, resultando em diferentes padrões estruturais (Gapais 1989): sob temperaturas decrescentes, durante o resfriamento, a partir dos estágios finais de cristalização do corpo; ou após a total cristalização e resfriamento do granitóide durante um episódio tectono-termal posterior, neste caso sob temperaturas crescentes.

A identificação e caracterização das diversas petrotramas geradas sob diferentes condições reológicas é essencial para compreensão da história evolutiva dos corpos granitóides.

3.2. FEIÇÕES GERADAS NO ESTÁGIO MAGMÁTICO

Foliações e lineações geradas em corpos granitóides, antes da sua completa cristalização, foram denominadas feições primárias por Cloos (1925 *apud* Hutton 1988, p. 248), e interpretadas como produto de fluxo magmático inteiramente ligado a processos internos à câmara magmática, sem relacionamento com campos de esforços externos. O termo deformação era reservado para feições tectônicas, posteriormente impostas.

Em oposição as idéias iniciais de Cloos (1925 *apud* Hutton 1988, p. 248), Berger & Pitcher (1970 *apud* Paterson *et al.* 1998, p. 54) interpretam a orientação preferencial de cristais magmáticos em rochas granitóides como registro do *strain* imposto a um *crystal-melt mush*, enfatizando a importância da deformação regional.

Pesquisas mais recentes, como a apresentada por Hutton (1988), avaliam que a vasta maioria de foliações e lineações observadas em granitóides refletem a deformação resultante da interação entre um campo de esforços tectônicos regionais e forças de flutuabilidade (*buoyancy*) internas ao plutão. Hutton (1988) propõe a

denominação de *pré full crystallization fabrics* para feições relacionadas à deformação do corpo, ainda na presença de material fundido; e *cristal plastic strain fabrics*, para as petrotramas geradas por deformação após a cristalização de todas as fases minerais, mas enquanto ainda existe no sistema calor suficiente para gerar deformação plástica em estado sólido, ou seja, registrando um caminho de temperaturas decrescentes.

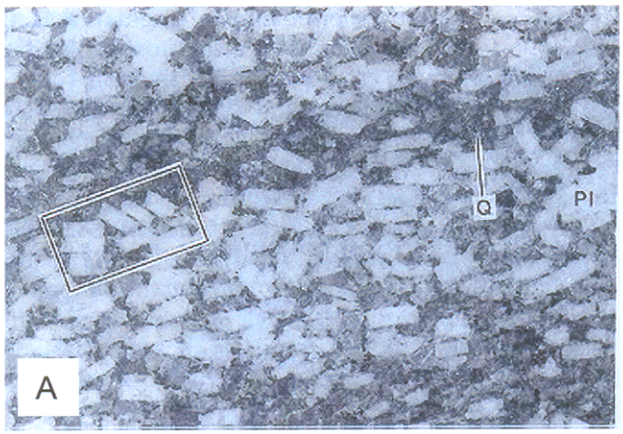
Paterson *et al.* (1998), avaliando a dificuldade de se estabelecer a origem do campo de esforços responsável pela evolução de feições em rochas granitóides, utiliza o termo petrotrama magmática para foliações, lineações, dobras etc... formados na presença de material fundido, sem nenhuma implicação sobre as forças que causaram tal alinhamento. De acordo com Paterson *et al.* (1998), as forças responsáveis pela geração de feições magmáticas têm sido relacionadas a diversos fatores: ascensão do magma; colocação do plutão; *strain* tectônico regional; e processos internos à câmara magmática.

Os critérios para a identificação de feições relacionadas ao estágio magmático (**Figura 3.1**) têm sido amplamente abordados, sendo algumas resumidas a seguir:

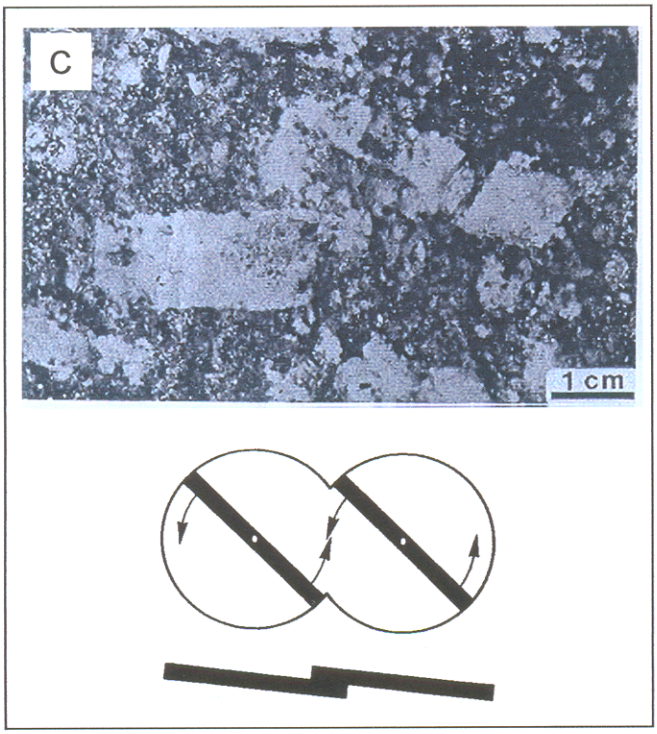
a) A orientação preferencial de minerais ígneos primários sem evidência de deformação plástica ou recristalização nestes minerais ou naqueles integrantes da matriz (*e.g.* Hutton 1988, Paterson *et al.* 1989, Vernon *et al.* 1989, Pons *et al.* 1995). Este critério é especialmente válido quando os minerais alinhados são cristais euédricos de feldspatos (**Figura 3.2a**), que não se cristalizam desta forma em rochas metamórficas.

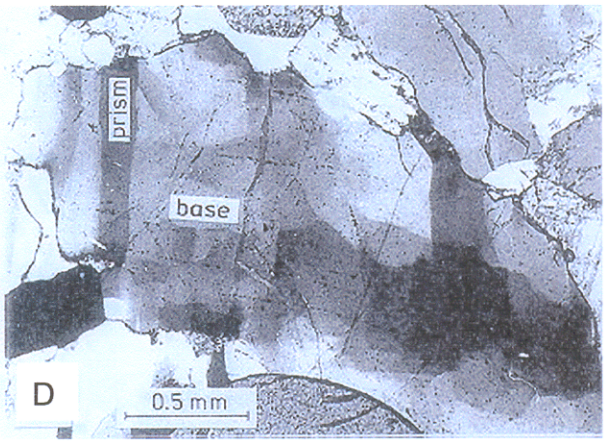
b) Presença de aleitamento definido pela variação na proporção e tamanho dos minerais magmáticos (**Figura 3.2b**) sem sinais de deformação em estado sólido, sendo variável a espessura das sucessivas camadas (Marre 1986, Pons *et al.* 1995, Barros *et al.* 2001). Este acamamento é reminiscente de estruturas formadas na borda de plútons durante lenta cristalização de magmas em convecção (McBirney & Noyes 1979 *apud* Pons *et al.* 1995, p.287);

c) Imbricação ou entelhamento de cristais (**Figura 3.2c**), o que evidencia fluxo magmático não-coaxial, com rotação de cristais em um fluido viscoso (Blumenfeld & Bouchez 1988, Pons *et al.* 1995)









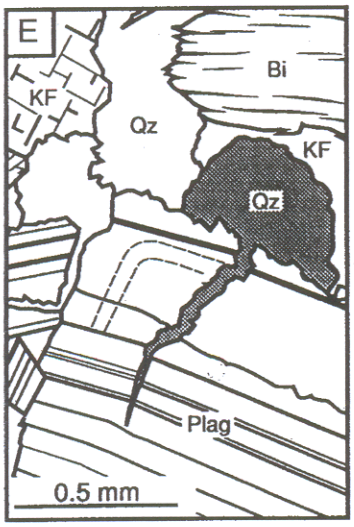


Figura 3.2 - **a)** Foliação magmática conferida pela orientação preferencial de fenocristais euédricos de feldspato. Entelhamento de cristais evidencia fluxo magmático (Pons *et al.* 1995, pág. 290); **b)** Bandamento magmático (Pons *et al.* 1995, pág. 295); **c)** Entelhamento de cristais euédricos de feldspatos indicando fluxo magmático não-coaxial, sinistral (Blumenfeld & Bouchez 1988, pág. 367); **d)** Quartzo com subgrãos mostrando limites paralelos a seções prismáticas e basais (Kruhl 1996, pág. 583); **e)** Fratura submagmática preenchida por quartzo em continuidade ótica com a matriz não deformada (Bouchez *et al.* 1992, pág. 36).

d) Anisotropia magnética nos corpos graníticos pode ser utilizada para se definir feições de fluxo magmático, desde que se possa ter certeza de que os minerais magnéticos não tenham sido ressetados termalmente ou sofrido deformação em estado sólido (Paterson *et al.*1989);
e) Orientação preferencial de enclaves microgranitóides alongados, interpretados como glóbulos magmáticos solidificados (Vernon *et al.* 1988);
f) Foliações de fluxo magmático e enclaves microgranitóides defletidos ao redor de xenólitos (Hurlbut 1935 *apud* Paterson *et al.*1989, p. 350);
g) Enclaves máficos subangulares ou subcirculares, desviando a foliação magmática, sugerindo que a encaixante se comportava como líquido durante a colocação do corpo, evitando a deformação do enclave durante o fluxo magmático (Pons *et al.* 1995).

3.3. A TRANSIÇÃO PARA PETROTRAMAS FORMADAS NO ESTADO SÓLIDO

A identificação de feições que documentem a transição entre processos de fluxo magmático e de deformação em estado sólido, constitui uma tarefa mais difícil. Várias das evidências baseiam-se na caracterização de feições que tenham sido geradas em estado sólido, sob condições de temperaturas muito altas, próximas ao *solidus* granítico, sugerindo a continuidade entre processos magmáticos e em estado sólido. Este tipo de abordagem só é valida, no entanto, quando se pode descartar a hipótese de que tais feições estejam relacionadas a um evento tectono-metamórfico de alto grau, posterior.

Algumas evidências são resumidas a seguir:

a) C-*slip*, deslizamento paralelo ao eixo C do quartzo, indicando deformação plástica sob temperaturas a partir de 700°C, próximas ao *solidus* granítico (Blumenfeld *et al.* 1986, Gapais & Barbarin, 1986). O deslizamento paralelo ao eixo C permite a evolução de subgrãos com limites paralelos à seção basal. Estes limites, articulados àqueles paralelos à seção prismática (que registram deslizamento na direção do eixo a levam à formação de subgrãos com o

padrão de tabuleiro de xadrez (*chess-board*), que de acordo com Kruhl (1996) representam um indicador geotermobarométrico (**Figura 3.2d**);

b) Lamelas de exsolução de albita em feldspatos alcalinos, que evidenciam recristalização sob temperaturas muito altas, acima do *solvus* do feldspato alcalino (Vernon *et al.* 1983);

c) Mudança de deformação relativamente homogênea envolvendo migração rápida entre as fronteiras dos grãos a temperaturas altas, para deformação heterogênea, envolvendo a-*slip* em quartzo e recristalização dinâmica por rotação de subgrãos, a temperaturas mais baixas (Gapais & Barbarin 1986);

d) Foliações S-C, em estado sólido, indicando o mesmo sentido de cisalhamento inferido a partir de feições geradas no estágio magmático (por exemplo da imbricação de feldspatos euédricos) na mesma rocha (Blumenfeld & Bouchez 1988).

e) Cristais fraturados, sendo as fraturas preenchidas por fases minerais magmáticas em continuidade ótica com a matriz (**Figura 3.2e**), envolvidos por grãos anédricos, não deformados e sem orientação preferencial, indicando que as fraturas (deformação em estado sólido) foram geradas na presença de magma (Bouchez *et al.* 1992), registrando um ambiente transicional;

f) Veios e diques sin-plutônicos com colocação controlada pela deformação sin-colocação do plutão, indicando que as feições em estado sólido evoluíram sob temperaturas próximas ao *solidus*, ainda na presença de líquidos magmáticos tardios. A deformação atuando em um magma parcialmente cristalizado pode afetar a segregação e transferência de líquidos residuais enquanto a condição do magma ainda permitir fluxo de fluidos (Vigneresse *et al.*1996). A distribuição do líquido residual segregado será estruturalmente controlada. Desta forma desenvolvem-se diques e veios sin-plutônicos, com colocação controlada pela deformação e concentrados em *dilatant sites*, associados ao desenvolvimento de foliação em estado sólido (Barros *et al.* 2001).

Foliações formadas em estado sólido sob temperaturas próximas ao *solidus* granítico, geradas sob o calor da própria intrusão, tem sido descritas em quadros

geológicos distintos. Em alguns plutões tendendo a circulares ou elípticos, estas foliações estão restrita às bordas dos corpos, tendo sido interpretadas por alguns autores (*e.g.* Ramsay 1989, Bateman 1985) como resultado da expansão (*ballooning*) durante os estágios finais da colocação dos corpos. John & Blundy (1993) descrevem plutões zonados, nos quais as fácies externas exibem foliações geradas sob condições de temperatura próximas às do *solidus* granítico. Estas foliações relacionam-se, segundo os autores, ao achatamento das carapaças externas (em grande parte já cristalizadas), durante a injeção das fácies graníticas mais jovens nas porções centrais do corpo. Finalmente, a documentação de feições de estado solido geradas sob temperaturas muito altas, relacionadas ao calor da intrusão, tem sido interpretados, em conjunto com outras evidências, no contexto da colocação sin-cinemática dos corpos.

O estudo da relação entre a colocação dos corpos e a deformação constitui uma das questões centrais para o esclarecimento da evolução estrutural das suítes mapeadas na área-alvo desta tese e, desta forma, será abordada com maior detalhe no próximo item.

3.4. A COLOCAÇÃO SIN-CINEMÁTICA DE CORPOS GRANITÓIDES

A caracterização da relação temporal entre a colocação dos plútons graníticos e a deformação regional ou a movimentação ao longo de uma zona de cisalhamento, constitui um grande avanço na compreensão da evolução geológica dos segmentos crustais, contribuindo para o esclarecimento dos mecanismos de colocação e, em alguns casos, para a identificação da idade dos eventos deformacionais.

A identificação de plútons sin-cinemáticos envolve a aplicação conjunta de diferentes critérios (Hutton 1988, Paterson *et al.*1989, Miller & Paterson 1994, Ingran & Hutton 1994, Pons 1995). De acordo com Gapais (1989), para granitóides que sofreram deformação sob temperaturas decrescentes durante o resfriamento do corpo, o quadro esperado é uma distribuição homogênea de feições dúcteis penetrativas, indicando que o *strain* começou a ser acumulado a temperaturas altas, acima da transição rúptil-dúctil, podendo ser distribuído em grandes volumes de rocha.

Paterson *et al.*(1989) e Miller & Paterson (1994) mencionam as principais evidências para a caracterização de plutões sin-cinemáticos:

a) Feições que registrem a transição de deformação em estado magmático a submagmático até deformação em estado sólido sob temperaturas próximas ao *solidus* granítico (ver **item 3.5**);
b) Paralelismo entre a foliação em estado sólido no plutão e a foliação regional desenvolvida nas encaixantes;
c) Continuidade entre foliações de deformação em estado sólido sob condições de temperatura muito altas nos plutões e foliações regionais geradas sob condições de temperatura mais baixa;
d) Identificação na auréola de contato, de porfiroblastos sin-cinemáticos paralelos à foliação regional;
e) Idades de cristalização e de deformação em estado sólido similares;
f) Feições S-C registrando toda a variação desde fluxo submagmático até fluxo em estado sólido sob condições de temperatura muito altas (acima de pelo menos 550°C);
g) Dobras afetando foliações de estado sólido e foliações magmáticas, exibindo eixos paralelos a lineações de estado sólido e lineações magmáticas, compatíveis com a orientação das feições deformacionais regionais;
h) Diques cogenéticos registrando deformação sob uma grande variedade de condições reológicas, variando de fluxo em estado magmático até fluxo em estado sólido sob temperaturas altas, por exemplo: diques dobrados com foliação magmática paralela ao plano axial das dobras indicando que o dique foi colocado e dobrado antes de sua total cristalização; diques budinados, com a zona surréica ocupada por granitóides tardios ligados à intrusão.

O mais forte destes critérios corresponde, de acordo com Miller & Paterson (1994), à documentação de feições que registrem a transição contínua de deformação em estado magmático a submagmático até deformação em estado sólido, estando comprovadamente relacionadas a um campo de esforços externos ao plutão, ligado à tectônica regional.

A intrusão e o resfriamento de plutões graníticos se processa em intervalos de tempo de 100.000 anos até em torno de 10Ma, pelo menos uma ordem de grandeza menores que aqueles relacionados à deformação durante os eventos tectônicos regionais (Paterson & Tobish 1992). Desta forma, Paterson & Tobish (1992) e Miller & Paterson (1994) ressaltam que as condições mais favoráveis para a evolução de feições, que registrem a transição contínua de deformação em estado magmático a submagmático até deformação em estado sólido, ocorrem em plutões sin-tectônicos colocados em zonas de cisalhamento onde a taxa de *strain* é muito alta ou naqueles colocados em níveis crustais profundos onde a cristalização é lenta. As taxas de resfriamento ideais para a preservação de petrotramas sin-tectônicas ocorrem aparentemente em plutões colocados na crosta média. Miller & Paterson (1994) mencionam que no caso de plutões colocados em níveis crustais profundos, feições sintectônicas podem se formar sob taxas de *strain* bem menores do que aquelas necessárias para evolução de tais feições em intrusões mais rasos. Nas condições de crosta média a inferior, com taxas de resfriamento muito lentas, as petrotramas registrando a transição do estágio submagmático para estado sólido podem ser completamente apagadas pela deformação em estado sólido com intensa recristalização (Miller & Paterson 1994).

A diferença de pelo menos uma ordem de grandeza entre os processos de colocação e resfriamento dos plutões e a evolução das petrotramas deformacionais (Paterson & Tobish 1992) tem ainda outras implicações. É possível que plutões com idade de cristalização dentro do intervalo de atuação de um evento tectônico regional registrem apenas uma pequena parte do espectro estrutural relacionado a este evento. Tribe & D'Lemos (1996) descrevem, por exemplo, a presença, nas encaixantes, de petrotramas pré- sin e pós-colocação de um corpo sin-cinemático, sendo todas estas feições relacionadas a um mesmo evento tectônico regional.

Durante o resfriamento dos plutões graníticos sin-cinemáticos, em função da temperaturas das encaixantes (nível crustal da intrusão), feições estruturais podem ser geradas até sob temperaturas moderadas a baixas, concentrando-se cada vez mais em zonas restritas de alta magnitude de deformação (*e.g.* Tribe & D'Lemos 1996, Schofield & D'Lemos 1998, Barros *et al.* 2001). A deformação em estado sólido sob temperaturas

muito altas em plutões sin-cinemáticos reflete o calor do próprio corpo e não deve ser utilizada para balizar o grau metamórfico de um possível envento tectono-metamórfico regional, concomitante à intrusão.

Finalmente, deve-se ressaltar que em alguns exemplos de plutões sin-cinemáticos bem estudados (Pawley & Colins 2002, Barros *et al.* 2001) o paralelismo entre as feições magmáticas e aquelas em estado sólido não ocorre ou está restrito a algumas porções dos plútons. Pawley & Colins (2002) e Barros *et al.* (2001) descrevem a obliqüidade entre as foliações magmáticas e aquelas formadas em estado sólido, desenvolvidas em corpos colocados sin-cinematicamente em zonas com componente transcorrente.

3.5. DEFORMAÇÃO EM ESTADO SÓLIDO – AS FEIÇÕES MICROTECTÔNICAS COMO REGISTROS DO AMBIENTE DEFORMACIONAL

As feições microtectônicas geradas por deformação em estado sólido constituem bons indicadores das condições deformacionais, em especial, da temperatura. O tipo de microfeição desenvolvida independe do caminho termal seguido durante a deformação do corpo granitóide. Microestruturas registrando temperaturas muito altas (acima de 600°C) até moderadas a baixas podem ser geradas, tanto sob o efeito termal do resfriamento do corpo granítico (**itens 3.3** e **3.4**) quanto em episódios tectono-termais superimpostos. Nos itens que se seguem serão discutidos as feições formadas sob diferentes condições de temperatura, utilizando-se exemplos da literatura onde estas feições foram impostas aos corpos após seu total resfriamento.

Sob as condições de temperatura e pressão reinantes na maior parte da crosta, a deformação em estado sólido, imposta aos granitóides após sua total cristalização, produz um padrão de *strain* heterogêneo, com a concentração do *strain* em zonas de cisalhamento (Gapais 1989). A anatomia destas zonas resulta da atuação de distintos regimes de *strain softening*, como descreve White *et al.* (1980), controlados, por sua vez, pela reologia e abundância dos diferentes constituintes minerais, bem como pelo arranjo espacial destes constituintes nas rochas granitóides (*e.g.* Gapais 1989, Schulmann *et al.* 1996).

O comportamento reológico dos minerais está, em grande parte, relacionado às condições de temperatura (**Figura 3.3**). A temperatura controla fortemente a capacidade do mineral de sofrer deformação intracristalina por processos rúpteis, através da cataclase; ou plásticos, através da ativação dos diferentes sistemas de deslizamento (Hobbs *et al.* 1976, Davis & Reynolds 1996, Passchier & Trouw 1996).

A atividade química (presença de fluídos) durante a deformação constitui outro elemento importante na determinação dos mecanismos atuantes (Gapais 1989, Vernon & Flood 1988, Passchier & Trouw 1996), especialmente a baixas temperaturas.

A magnitude do *strain* também influencia de forma marcante a reologia das rochas granitóides (Gapais 1989, Passchier & Trouw 1996). O aumento na magnitude de *strain* tem efeito comparável a um aumento na temperatura. De forma inversa, um aumento na taxa ou velocidade de *strain*, tem efeito contrário ao causado pelo aumento da temperatura.

Dessa forma, é vital que se tenha em mente que outros fatores, além das condições de temperatura, podem influenciar a resposta das rochas granitóides à deformação, e que a contribuição de cada um destes fatores deve ser considerada.

Os granitóides são compostos essencialmente por quartzo e feldspatos, com micas e anfibólios, em geral, em quantidades muito subordinadas. Grande parte dos pesquisadores consideram-nos, para efeito do estudo de seu comportamento mecânico, uma mistura biminerálica de quartzo e feldspatos (Fitz Gerald & Stünitz 1993).

As **figuras 3.4** e **3.5** ilustram as diversas alterações sofridas por um granitóide em resposta à deformação sob condições de diferentes níveis crustais, e servem como guia para as discussões que se seguem, sintetizando o tema abordado neste item.

3.5.1. Algumas considerações sobre os mecanismos deformacionais

A diversidade de mecanismos deformacionais e sua relação com a temperatura e o esforço diferencial estão ilustradas na **figura 3.5**. Cada mecanismo, ou associação mecanismos, tem sua forma própria de acomodar o *strain,* através das diferentes feições microestruturais.

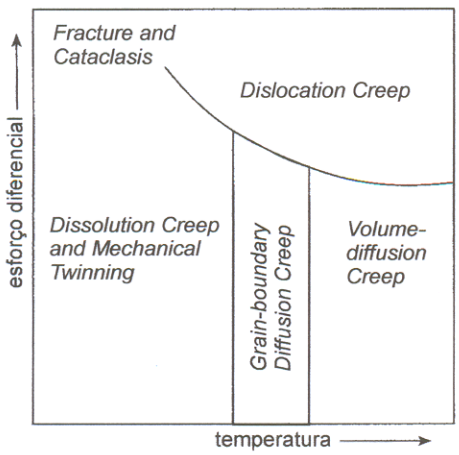


Figura 3.3 - Esquema simplificado das condições de temperatura e esforço diferencial, nas quais os diversos mecanismos deformacionais atuam (Davis & Reynolds 1996, pag. 162).

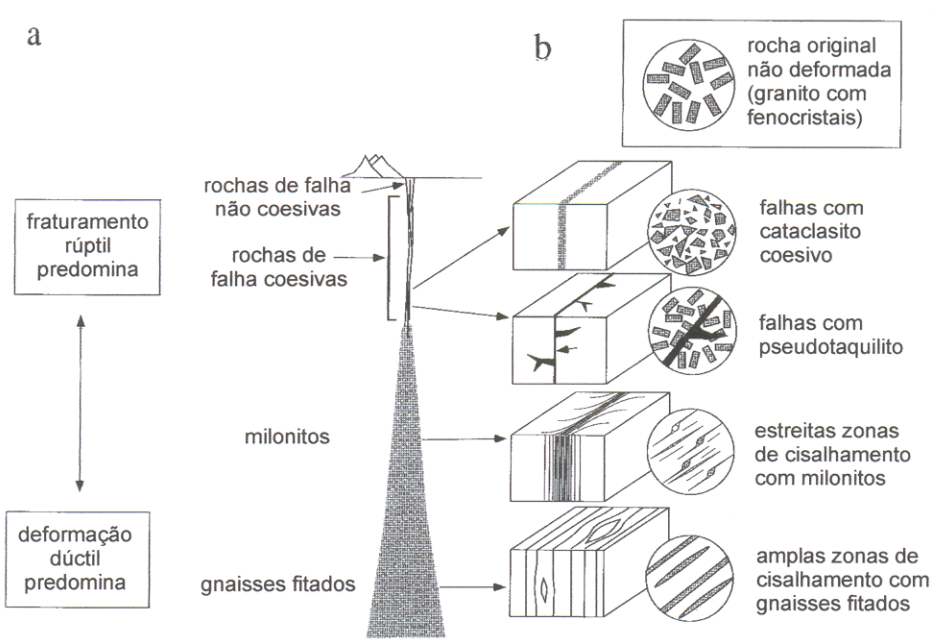


Figura 3.4 - Distribuição dos principais tipos de rochas de falha em relação a profundidade. a) Seção esquemática através de uma zona de cisalhamento transcorrente. A zona se torna mais ampla com o aumento da profundidade, sendo caracterizada por diferentes rochas de falha, em função da variação da profundidade e grau metamórfico. b) Representação esquemática dos quatro tipos de rochas de falha e zonas de cisalhamento associadas, que se desenvolvem em uma rocha granítica inicialmente isotrópica. (Passchier & Trouw 1996, pag.97).

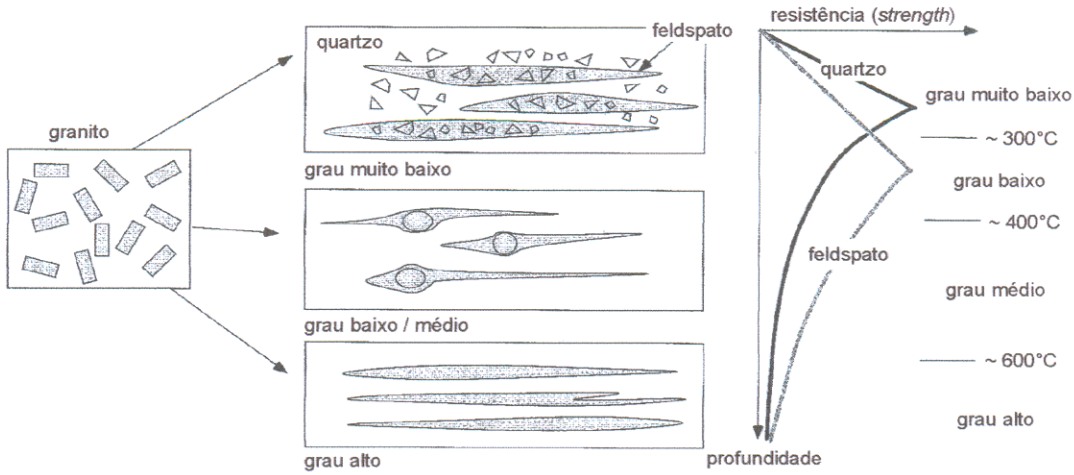


Figura 3.5 - Alterações no comportamento mecânico do quartzo e feldspato durante a deformação de uma rocha granítica sob condições de diferentes graus metamórficos. À direita, um gráfico profundidade X resistência (*strength*) ilustra o comportamento rúptil (linha reta) e dúctil (linha curva) do quartzo e do feldspato. Em condições de grau metamórfico muito baixo, tanto o quartzo como o feldspato comportam-se de maneira rúptil, mas o feldspato é menos resistente à deformação. Sob condições de baixo a médio graus, o quartzo se deforma de forma dúctil por *dislocation creep* , e o feldspato é o mineral mais resistente à deformação, desenvolvendo estruturas tipo núcleo-manto. A alto grau metamórfico, feldspato e quartzo se deformam por *dislocation creep*, e apresentam resistência similar (Passchier & Trouw 1996 pag. 52).

No campo dúctil, uma variada gama de mecanismos permite que os diferentes minerais "absorvam" a deformação imposta, a recristalização dinâmica constitui um dos mais importantes e será brevemente comentada a seguir.

Dois processos principais, ou a combinação deles, são comumente descritos (*e.g.* Tullis & Yund 1985, Drury & Urai 1990, Shaocheng & Mainprice 1990, Yund & Tullis 1991, Passchier & Trouw 1996). Quando a rede cristalina dos diferentes minerais é submetida a um esforço diferencial, em condições de sofrer deformação dúctil, são gerados defeitos lineares (deslocamentos) e pontuais. Na *recristalização por migração da fronteira entre os grãos* (*e.g.* Drury & Urai 1990, Passchier & Trouw 1996) atua o mecanismo de *recrystallization accommodated dislocation creep*, através do qual cristais com maior densidade de defeitos são consumidos em detrimento daqueles com menor densidade de defeitos. Átomos do cristal com maior número de defeitos são discretamente deslocados para se encaixarem à rede cristalina do grão com menor densidade de defeitos, à medida que a fronteira entre os grãos (que representa um

limite de alto ângulo entre as duas redes cristalinas) migra. O resultado é a presença de contatos irregulares, lobados (Passchier & Trouw 1996), com muitas protuberâncias (**Figura 3.6a**). A *recristalização por rotação de subgrãos* ocorre quando os defeitos pontuais ou lineares estão suficientemente livres para saltar (*climb*) através da rede cristalina e se organizar em superfícies separando subgrãos, denominadas de limites de baixo ângulo (*e.g.* Hobbs, Means & Williams 1976, Pryer 1993, Passchier & Trouw 1996). O mecanismo atuante é o de *climb accommodated dislocation creep*. A continuidade do processo leva a rotação do subgrão e geração de limites de alto ângulo. Este mecanismo de recristalização é indicado quando se observam cristais parcialmente recristalizados, com novos grãos e subgrãos de tamanhos similares (**Figura 3.6b**), e a transição entre limites de baixo ângulo entre subgrãos e limites de alto ângulo entre novos grãos (Passchier & Trouw 1996).

A migração de fronteiras (*bulging*) constitui o mecanismo de recristalização dominante em cristais de quartzo e plagioclásio em um intervalo de temperatura inferior aquele onde predomina a rotação de subgrãos (Yund & Tullis 1991). A descrição das feições microestruturais desenvolvidas em rochas graníticas em diversos intervalos de temperatura, que consta dos próximos itens, ilustra esta observação.

Alguns autores descrevem a *migração rápida de fronteiras entre grãos* como um terceiro mecanismo, importante na recristalização de grãos minerais a temperaturas muito altas, acima daquelas onde a rotação de subgrãos predomina (Guilloppé & Poirier 1979, Schmid *et al.*1987, Yund & Tullis 1991). Lafrance *et al.* (1996) citam como evidências da migração rápida da fronteira entre grãos de plagioclásio (em anortositos deformados), a presença de grãos com limites muito irregulares, contatos interdigitados e grãos dissecados.

3.5.2. Feições desenvolvidas sob condições de temperatura < 280°- 300°C

A baixas temperaturas as rochas de composição granítica são deformadas por processos eminentemente rúpteis, com a evolução de brechas, cataclasitos e farinha de falha, em zonas ou superfície de falhas (**Figura 3.7a**). Sob condições de altas

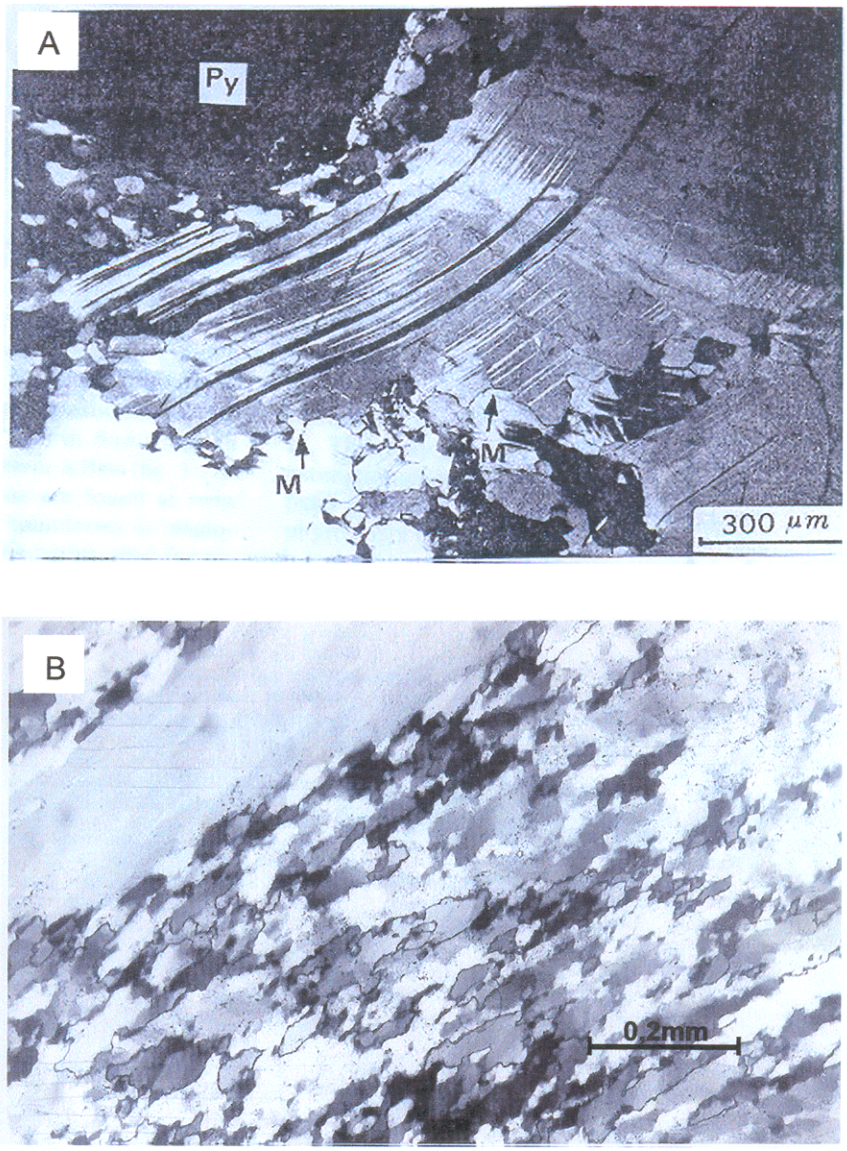


Figura 3.6 - Evidências microtectônicas dos mecanismos de recristalização. a) Contatos irregulares entre grãos de plagioclásio (seta com a letra M) evidenciando recristalização por migração da fronteira entre grãos (Shaocheng & Mainprice 1990, pag. 71); b) Quartzo em parte recristalizado para subgrãos de tamanhos similares, sendo que limites entre subgrãos gradam a limites entre novos grãos (Passchier & Trouw 1996, pag. 39).

velocidades de *strain* pseudotaquilitos se desenvolvem ao longo destas zonas de cisalhamento rúptil (Passchier & Trouw 1996).

A **figura 3.5** ilustra no gráfico resistência x profundidade o comportamento rúptil do quartzo e feldspato, sob temperaturas menores que 300°C. Sob tais condições, os sistemas de deslizamento do feldspato e do quartzo não estão ativos, impedindo a atuação marcante de mecanismos cristaloplásticos de deformação (Passchier & Trouw 1996). Por outro lado, os feldspatos são menos resistentes do que o quartzo (Tullis & Yund 1977), o que irá influenciar profundamente a resposta das rochas granitóides à deformação.

As feições microestruturais desenvolvidas em gnaisses graníticos sob condições de nível crustal raso, descritas por Evans (1988), serão usadas como exemplo, estando resumidas a seguir. O autor documenta o intenso fraturamento inicial dos feldspatos, em grande parte controlado pelas clivagens (001) e (010). Como resultado tem-se uma forte diminuição da granulometria e um aumento na superfície dos grãos de feldspatos, facilitando sua alteração, na presença de fluidos e transformação para kaolinita e sericita, que compõem a matriz das rochas. O aumento da proporção de filossilicatos, promove um "enfraquecimento" da zona de falha, já que diminui a resistência ao cisalhamento. O quartzo sofre fraturamento e alguma deformação cristaloplástica, acomodando menor magnitude de deformação em relação aos feldspatos, e restando como porfiroclastos em matriz fina representada pela farinha de falha. A concentração de fraturas e a intensidade da fragmentação no quartzo é inferior àquela observada nos feldspatos. Fraturas intracristalinas podem apresentar-se seladas nos grãos de quartzo, provavelmente resultando da deposição de material dissolvido ao longo das próprias fraturas ou no limite dos grãos. A foliação na matriz que envolve os porfiroclastos de quartzo e feldspatos é conferida pelo alinhamento dos filossilicatos, elongação dos fragmentos minerais e o paralelismo de superfícies de falha e fraturas à zona de falha principal. Uma temperatura máxima entre 300° a 325° C foi defendida por Evans (1988) para o desenvolvimento das microestruturas descritas, baseando-se, em grande, parte na presença de kaolinita sintectônica.

Passchier & Trouw (1996), entre outros, confirmam as observações de Evans (1988), e descrevem, para condições de temperaturas menores que 300°C uma

deformação por fraturamento e fluxo cataclástico nos feldspatos, e por fraturamento e solução por pressão e transferência por solução, no quartzo

3.5.3. Feições desenvolvidas no intervalo de 300°C a 450°C

A temperaturas entre 300°C e 450°C, compatíveis com o fácies xisto-verde (e/ou baixa magnitude de *strain*) a deformação em escala de mapa ou afloramento é extremamente heterogênea com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento discretas (**Figura 3.4**), envolvendo formas amendoadas a losangulares de rocha pouco deformada (Gapais 1989).

Sob condições do fácies xisto-verde os sistemas de deslizamento do quartzo já podem ser ativados, marcando o começo da deformação cristaloplástica nos granitóides (**Figura 3.5**). Uma temperatura de aproximadamente 300°C é defendida como limite inferior do começo da deformação dúctil no quartzo (Simpson 1985, Gapais 1989).

Quanto ao comportamento dos feldspatos, existe certo consenso de que deformação intracristalina por processos cristaloplásticos só começa a partir de 450°C (Voll 1976). Sob condições de temperatura entre 300°C a 450°C, do fácies xisto-verde, os feldspatos mostram comportamento rúptil e, ao contrário do que ocorre à temperaturas menores que 300°C, constituem a fase mineral mais resistente à deformação.

Milonitos desenvolvidos a baixas temperaturas registram, desta forma, um ambiente transicional, onde processos rúpteis e dúcteis coexistem - o ambiente rúptil-dúctil (*e.g.* White *et al.* 1980, Simpson 1985, Gapais 1989) evidenciando na microescala, a mesma heterogeneidade verificada nas escalas de afloramento e de mapa.

A deformação neste intervalo de temperatura é em grande parte controlada pela deformação plástica e recristalização no quartzo, e rúptil nos feldspatos. Outros mecanismos importantes são a dissolução por pressão e *strain softening* por reações metamórficas (White *et al.* 1980, Bailey *et al.* 1994), e a atuação de fluxo granular não cataclástico, controlado pela presença de agregados de albita em grãos muito finos (Stünitz & Fitz Gerald 1993, Fitz Gerald & Stünitz 1993)

3.5.3.1. Feições microestruturais

Sob condições de temperatura do fácies xisto-verde inferior (< 359°-400°C), o quartzo apresenta extinção ondulante com freqüência atravessando o grão como faixas de extinção semelhante, e lamelas de deformação (Passchier & Trouw 1996). As fitas de quartzo são comuns nas rochas miloníticas (**Figura 3.7b**), estando em geral muito bem desenvolvidas, com bandas de deformação a altos ângulos do limite das fitas. Os feldspatos (plagioclásio e feldspato alcalino) apresentam-se microfraturados e microfalhados sendo os fragmentos apartados ao longo da foliação (Simpson 1985, Pryer 1993) (**Figura 3.7b**). São comuns porfiroclastos de feldspatos arredondados e isolados na matriz fina, nos milonitos e ultramilonitos (Simpson 1985, Pryer 1993). Alguns porfiroclastos podem registrar deformação interna, evidenciada pela presença de extinção ondulante no feldspato alcalino ou maclas deformacionais e extinção ondulante no plagioclásio (Pryer 1993, Srivastava & Mitra 1996). A extinção ondulante verificada nos feldspatos nestas condições de temperatura baixa, relaciona-se, segundo Pryer (1993), à presença de *microkinking* e microfraturas, que resultam em um padrão de extinção muito irregular, lembrando uma colcha de retalhos (Tullis & Yund 1987). Pertitas em chama são comuns (Simpson 1985). Os Feldspatos encontram-se, com certa freqüência, transformado para uma assembléia de quartzo, mica branca, epídoto e albita (White *et al.* 1980, Gapais 1989, Bailey *et al.* 1994) promovendo o *strain softening* da zona de cisalhamento.

Com o aumento da temperatura a partir de 350°-400°C, compatíveis com o fácies xisto-verde superior, algumas modificações ocorrem nas feições deformacionais desenvolvidas. O quartzo em rochas miloníticas ainda guarda uma feição residual em fitas que nestas condições de mais alta temperatura encontram-se, no entanto, recristalizadas, com novos grãos alongados perpendicularmente à direção instantânea de encurtamento (Simpson 1985). De acordo com Passchier & Trouw (1996), o mecanismo dominante na recristalização do quartzo muda à medida que a temperatura aumenta. A temperaturas mais baixas predomina a recristalização por migração da fronteira entre grãos, e a temperaturas mais elevada, ainda no fácies xisto-verde, desenvolvem-se subgrãos ou agregados de grãos poligonais, por recuperação, *grain boundary area reduction* e recristalização por rotação de subgrãos. O plagioclásio

mostra evidências de alguma plasticidade, com a formação de *kink bands* com limites brusco, e maclas deformacionais, com subordinada recristalização ao longo de microfraturas (Simpson 1985, Pryer 1993). Desenvolvem-se ainda estruturas tipo núcleo-manto, através da neocristalização de minúsculos grãos na borda dos feldspatos (Pryer 1993). Enquanto Vernon & Flood (1988) e Pryer (*op. cit.*) descrevem a presença de mirmequitas adornando os grãos de feldspato alcalino (nas faces opostas a direção de maior encurtamento do elipsóide de *strain*) no fácies xisto-verde, Simpson (1985) defende seu desenvolvimento apenas a partir do fácies epídoto anfibolito. O intercrescimento de quartzo e plagioclásio, é progressivamente recristalizado e somado a matriz (Vernon & Flood 1988 , Pryer 1993).

Alguns pesquisadores defendem a possibilidade da atuação de recristalização dinâmica de feldspato albítico, a temperaturas abaixo de 450ºC (*e.g.* Allison *et al.* 1979, Fitz Gerald & Stünitz 1993), o que influenciaria o comportamento das rochas quartzo-feldspáticas deformadas sob condições do fácies xisto-verde. Segundo Fitz Gerald & Stünitz (1993), se um fluido de composição adequada estiver disponível, o fraturamento inicial dos feldspatos permite o acesso desta fase fluida ao interior dos grãos, e sua progressiva fragmentação e formação de grãos de albita por mecanismos clássicos de nucleação ao longo das fraturas e dos limites dos porfiroclastos de feldspatos (**Figura 3.7c**). O processo culmina com a evolução de uma matriz dominada por agregados de finos grãos de albita (e quartzo). Nesta matriz o mecanismo de deformação dominante passa a ser o de fluxo granular, controlado pela granulação de seus constituintes.

3.5.4. Feições desenvolvidas no intervalo de 450°C a 500°C

A temperaturas em torno de 450°C, na passagem do fácies xisto-verde para epídoto anfibolito, ocorre uma importante transição microestrutural, em rochas quartzo-feldspáticas (Voll 1976), marcando mudanças sérias no comportamento dos feldspatos (*e.g.* Mitra 1978, Simpson 1985, Gapais 1989).

Sob condições do fácies epídoto anfibolito, altas magnitudes de *strain* podem ser distribuídas através de volumes maiores de rocha, e as zonas de cisalhamento podem ser mais amplas e com transição gradual para rocha não-deformada (Gapais 1989),

contrastando com aquelas desenvolvidas sob condições de temperatura do fácies xisto-verde. Estas mudanças macroestruturais resultam, em última análise, da mudança do mecanismo deformacional dominante nos feldspatos. Enquanto no fácies xisto-verde, no regime rúptil-dúctil, a redução do tamanho dos feldspato ocorre, em especial, por processos rúpteis, no fácies epídoto anfibolito, no regime dúctil-rúptil, a deformação plástica intracristalina começa a ser importante, embora feições rúpteis ainda sejam comuns nos feldspatos, contribuindo de forma marcante para *o strain softening* da zona de cisalhamento (Gapais 1989).

Sob condições de temperatura desta ordem Passchier & Trouw (1996) descrevem para os feldspatos as seguintes feições: recristalização principalmente por nucleação de minúsculos grãos que podem formar mantos na borda dos porfiroclastos; fraturamento menos proeminente, mas ainda presente; *kink-bands* com limites amplos (**Figura 3.7d**); mirmequitas e pertitas em chama mais freqüentes (em relação a rochas deformadas a temperaturas mais baixas); maclas deformacionais tornam-se menos abundantes nos plagioclásios à medida que se aproximam as temperaturas do fácies anfibolito. Gapais (1989) relata que com o aumento da temperatura o contraste de ductibilidade entre quartzo e feldspato se reduz e ambos podem, ocasionalmente, constituir porfiroclastos .

A presença de mirmequita, controlada pela distribuição de *strain* na rocha, ocorrendo ao longo das bordas dispostas perpendicularmente ao eixo de maior encurtamento do elipsóide de *strain*, passa a ser comum, de acordo com Simpson (1985).

3.5.5. Feições desenvolvidas no intervalo de 500° a 650°C

A transição de um comportamento dúctil-rúptil para eminentemente dúctil ocorre a aproximadamente 500°C, (início do fácies anfibolito) na presença de fluidos aquosos, enquanto em condições "secas" esta transição pode ocorrer a temperaturas maiores (Gapais 1989). A partir desta transição a deformação se processa dominantemente por mecanismos cristaloplásticos nos feldspatos e no quartzo, embora feições rúpteis ainda possam ocorrer nos feldspatos (Voll 1976, Yund & Tullis 1991).

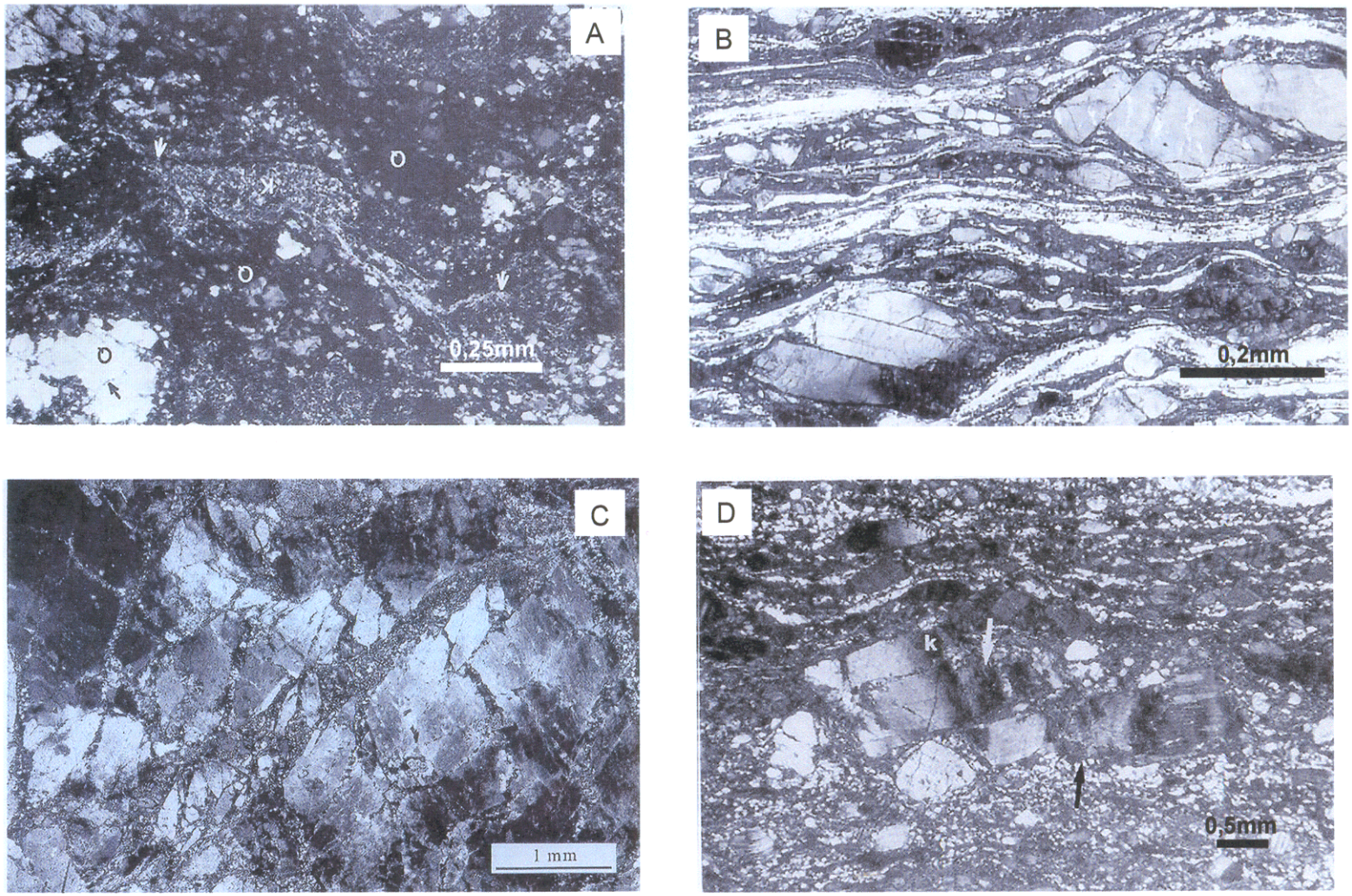


Figura 3.7 - a) Cataclasito com fragmentos de quartzo em matriz dominada por kaolinita. Luz polarizada, nicóis cruzados (Evans 1988, pág. 439); b) Granito milonítico contendo porfiroclastos fraturados de feldspato. Observam-se falhas sintéticas e antitéticas, respectivamente, a baixos e a altos ângulos da foliação (Passchier & Trouw 1996, pag. 126); c) Porfiroclasto de feldspato alcalino cortado por bandas de albita finamente granulada, ao longo de inúmeras fraturas (Fitz Gerald & Stünitz 1996, pag. 278); d) Grão de plagioclásio fragmentado por microfraturas, sendo que cada fragmento exibe *kink bands* e *microkinks* (Pryer 1993, pag. 30).

A temperaturas desta ordem a deformação é mais homogênea e desde seus estágios iniciais e a baixas magnitudes de *strain* evoluem zonas de cisalhamento ainda mais amplas (Gapais 1989, Passchier *et al.* 1993) (**Figura 3.4**).

3.5.5.1. Feições Microtectônicas e Mecanismos Deformacionais

Sob temperaturas a partir de 500°-550°C a recristalização dinâmica passa a ser dominante na deformação dos feldspatos (Hanmer 1982, Pryer 1993, Passchier & Trouw 1996, Srivastava & Mitra 1996). De acordo com Tullis & Yund (1985) e Yund & Tullis (1991), a recristalização por migração da fronteira entre grãos predomina em um intervalo de temperatura inferior aquele onde a rotação de subgrãos torna-se importante na recristalização dos feldspatos. Os autores sugerem que rotação de subgrãos passa a atuar de forma marcante apenas a temperaturas do fácies anfibolito superior a granulito, (a partir de 650°C). Deve-se ressaltar, no entanto, que sob condições de baixa taxa de *strain*, este limite de temperatura pode ser inferior.

O quartzo deformado sob condições de temperatura a partir de 500°-550°C comporta-se ductilmente, sendo recristalizado com a atuação de migração da fronteira entre grãos e rotação de subgrãos (Fitz Gerald & Stünitz 1993).

A seguir, estão resumidas as feições microtectônicas observadas em granitóides deformados ao longo de duas zonas de cisalhamento sob temperaturas acima de 500°C.

Srivastava & Mitra (1996) descrevem para os protomilonitos e milonitos de Almora, a presença de porfiroclastos de K-feldspato e plagioclásio em matriz composta por agregados de K-feldspato, plagioclásio e quartzo recristalizados. Os porfiroclastos mais finos evidenciam deformação interna por processos plásticos, enquanto os mais grossos mostram-se fraturados. Alguns porfiroclastos exibem recristalização de borda, podendo evoluir para estruturas tipo núcleo-manto, outros encontram-se completamente recristalizados. A maior parte dos grãos recristalizados apresenta geminação *tartan* ou polissintética. O K-feldspato exibe limites retos ou curvos, e formam junção tríplice. O quartzo não forma porfiroclastos, ocorrendo como fitas lensoidais internamente recristalizadas. Srivastava & Mitra (1996) sugerem condições de temperatura entre 500°C e 600°C durante a evolução das feições descritas.

Na *Grenville Thrust Zone*, Pryer (1993) descreve granitóides miloníticos e ultramiloníticos, desenvolvidos sob temperaturas acima de 550°C. A autora relata a variação no mecanismo de recristalização atuante nos feldspatos relacionada a variações na taxa de *strain*. Nos milonitos S-C, o limite dos porfiroclastos de feldspatos apresenta-se serrilhado, sendo comum a presença de um arranjo de grãos mais finos, recristalizados, formando um manto. Este quadro indica a recristalização dinâmica por rotação de subgrãos, como mecanismo dominante na deformação dos feldspatos. As maclas deformacionais, finas acunhando em direção ao interior do grão, estão, com freqüência, arqueadas. *Kink bands* com limites graduais estão presentes e atravessam todo o grão (**Figura 3.8a**). Fraturas curtas e descontínuas ocorrem nos feldspatos. Os grãos de K- feldspato podem estar adornados por de mirmequita nas bordas paralelas à foliação S. A hornblenda, embora com algum fraturamento, também pode apresentar-se recristalizada. Nos ultramilonitos, muitos porfiroclastos têm limites irregulares, serrilhados em contato com a matriz, sugerindo, da mesma forma que nos milonitos S-C, a atuação de recristalização dinâmica por migração da fronteira entre grãos. No entanto, também ocorrem porfiroclastos com mantos de subgrãos e novos grãos (com contatos tendendo a retilíneos) que gradam até a matriz recristalizada (e mostram a transição entre fronteiras de baixo e alto ângulo), registrando recristalização por rotação de subgrãos. A atuação deste mecanismo está relacionada a menores taxas de *strain*, em porções deste ultramilonitos dentro de um campo de velocidades muito heterogêneo.

Além das microestruturas mencionadas, Passchier & Trouw (1996) descrevem ainda para os feldspatos deformados sob temperaturas a partir de 500°C, a ausência de pertitas em chama e a abundância de mirmequitas.

3.5.6. Feições desenvolvidas a temperaturas acima de 650°C

Granitóides deformados sob condições de temperatura tão alta, geralmente denominados gnaisses de alto grau metamórfico (fácies anfibolito superior a granulito) apresentam, freqüentemente, petrotrama granoblástica, onde os grãos minerais se dispõem em um padrão poligonal regular, e estão em geral livres de *strain* (Passchier *et*

al. 1993). Esta petrotrama contrasta com aquela apresentada por rochas deformadas a temperaturas mais baixas, compostas por grãos minerais com contatos irregulares e retículo cristalino deformado (Passchier *et al.* 1993). Outra característica de gnaisses de alto grau é sua granulação grossa, o que implica que poucos detalhes estruturais serão visíveis em lâminas delgadas.

Milonitos formados sob temperaturas tão altas desenvolvem aspecto bandado (**Foto 3.8b**), conferido pela alternância de fitas policristalinas de quartzo, e agregados poligonais de grãos de plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino, e bandas monominerálicas de feldspato alcalino (*e.g.* Bell & Johnson 1989, Pryer 1993, Passchier & Trouw 1996, Schulmann *et al* 1996).

Vários pesquisadores defendem a preponderância da recristalização dinâmica na deformação dos diversos minerais, quadro que resulta na evolução da típica trama granoblástica (*e.g.* Gower & Simpson 1992). No caso dos feldspatos, a rotação de subgrãos passa a ser o mecanismo mais importante (*e.g.* Yund & Tullis 1991).

Vernon *et al.* (1983) descrevem a presença de lamelas de exsolução de albita, em novos grãos recristalizados, na borda de porfiroclastos de feldspato alcalino micropertítico. De acordo com Vernon *et al.* (1983), esta situação indica que a recristalização ocorreu em um feldspato alcalino homogêneo a temperaturas do hipersolvus. Os autores admitem a possibilidade de que tais feições possam ter se desenvolvido durante o resfriamento do corpo granitóide ou em um evento metamórfico superimposto. Ainda de acordo com Vernon *et al.* (1983), a presença de feldspato alcalino recristalizado, opticamente homogêneo, indica que a recristalização ocorreu após a exsolução do feldspato alcalino original ou que a exsolução nos grãos recristalizados envolveu a remoção do componente albita até o limite dos grãos.

A presença de contatos lobados entre grãos de quartzo e feldspato (**Foto 3.8c**), exibindo formas cúspides em direção aos domínios ricos em quartzo, são, segundo Gower & Simpson (1992), consistentes com a atuação de *diffusional accommodated grain boundary sliding*. Este mecanismo envolvendo difusão (em detrimento de *dislocation creep*) pode ser importante na deformação de rochas quartzo-feldspáticas deformadas a temperaturas de 650-750°C, na ausência de fusão parcial (Gower & Simpson 1992)

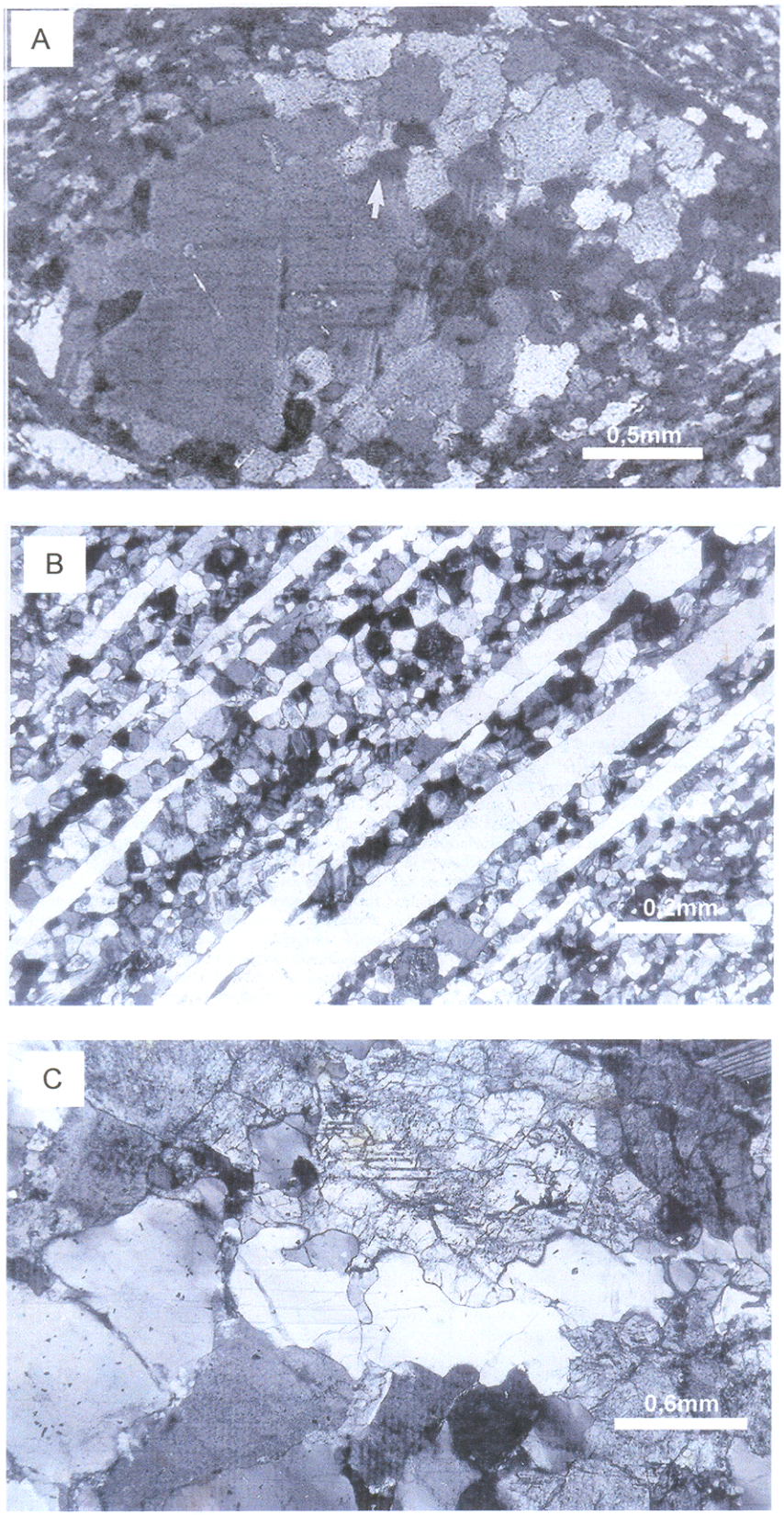


Foto 3.8 - a) Porfiroclasto de oligoclásio com bordas recristalizadas por rotação de subgrãos (seta indica um subgrão) (Pryer 1993, pag. 28) ; b) Gnaisse fitado, composto pela alternância de fitas de quartzo e feldspatosrecristalizados. Seção paralela a lineação de estiramento mineral e normal a foliação milonítica. (Passchier & Trouw 19996 pag. 107) ; c) Gnaisse com grãos minerais exibindo contatos lobados, especialmente entre quartzo e feldspato (Passchier & Trouw, pag. 42).

Quanto ao comportamento do quartzo, Kruhl (1996) descreve que para pressões litostáticas em torno de 6 kbar, a aproximadamente 24km de profundidade, compatível com a crosta média, o sistema de deslizamento paralelo ao eixo c passa a ser ativo a temperaturas a partir de 700°C, o que permite o desenvolvimento de subgrãos com limites às seções basais. De acordo com Kruhl (1996), a articulação de limites de subgrãos paralelos às seções basais com aquelas paralelas às seções prismáticas gera um padrão retangular, facilmente identificável ao microscópio petrográfico, denominados tipo *chess-board* (**Figura 3.2d**), que pode ser utilizado como indicador de temperaturas muito altas.

3.5.7. Considerações Finais

Os exemplos relatados da literatura geológica sobre a deformação em granitóides ilustram, muito bem, a importância da temperatura na evolução das microestruturas em rochas quartzo-feldspáticas. No entanto, como mencionado anteriormente, outros fatores como a magnitude e a taxa de *strain* e a presença ou não de fluídos, podem influenciar a forma como estas rochas absorvem a deformação imposta.

A análise dos exemplos geológicos citados revela, em especial, o papel marcante do comportamento dos feldspatos na deformação dos granitóides. Aliada as informações sobre o comportamento das outras fases minerais, a identificação dos mecanismos deformacionais atuantes nos feldspatos, evidenciados pelas diferentes microestruturas desenvolvidas, constitui ótima ferramenta na caracterização do ambiente deformacional. Deve-se ressaltar que nos feldspatos os diversos mecanismos operam em intervalos de temperatura que, em parte, se sobrepõe, sendo importante a identificação do mecanismo dominante. Um bom exemplo é a descrição de fraturas intracristalinas em feldspatos deformados sob temperaturas altas, acima de 550°C, como descrito nos itens anteriores, onde a recristalização dinâmica corresponde ao mecanismo dominante.

Nos capítulos que se seguem, a petrotrama das várias unidades litológicas mapeadas serão caracterizadas, levando em consideração os pontos discutidos neste item.

4. CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS – ASPECTOS DE CAMPO, PETROGRAFIA, MICROTECTÔNICA E AMBIENTE DEFORMACIONAL

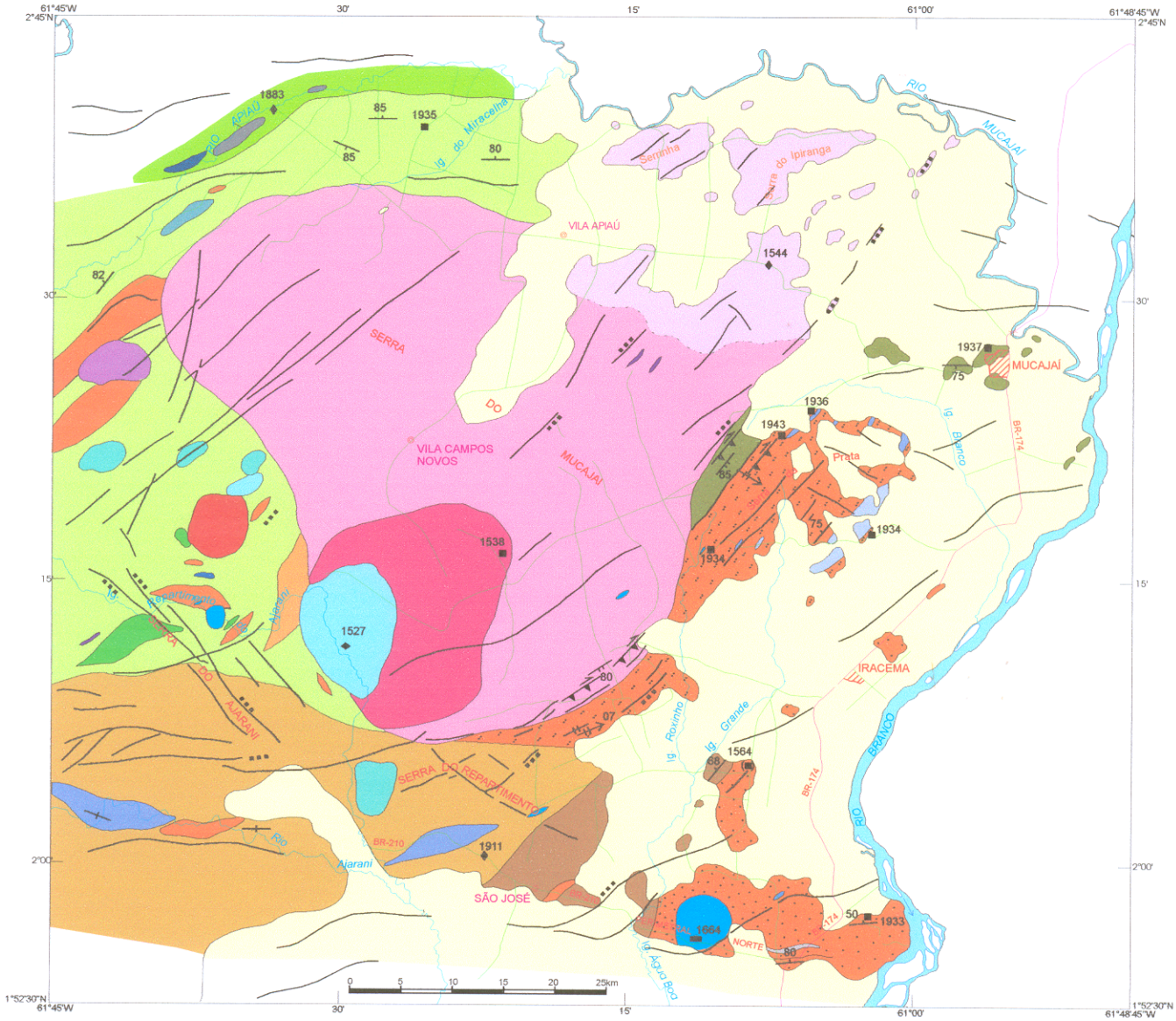
4.1. INTRODUÇÃO – A GEOLOGIA DA REGIÃO DE MUCAJAÍ

Na região estudada foram individualizadas unidades litológicas paleo e mesoproterozóicas, além de uma extensa cobertura detrito-laterítica cenozóica (**Figura 4.1**).

As unidades paleoproterozóicas correspondem a diversos tipos de ortognaisses e granitóides foliados; rochas charnockíticas e granitóides associados, englobados na Suíte Intrusiva Serra da Prata; e rochas noríticas e gabronoríticas identificadas em três corpos principais. As idades Pb-Pb, por evaporação, em monozircão (ver **capítulo 6**) obtidas para os ortognaisses e para as rochas charnockíticas são muito semelhantes e situam o magmatismo representado por estas unidades litológicas em torno de 1,94 Ga. Esta idade é inferida para os noritos e gabronoritos que integram o embasamento, como discutido no **capítulo 7**.

As unidades paleoproterozóicas distribuem-se segundo a estruturação regional NE-SW a E-W, e constituem o embasamento das suítes ígneas mesoproteozóicas, que compreendem os anortositos da unidade Anortosito Repartimento e gabronoritos associados, as rochas mangeríticas e granitos rapakivi da Suíte Intrusiva Mucajaí, e os charnockitos porfiríticos na forma de diques (**Figura 4.1**). Os corpos ígneos mesoproterozóicos formam uma associação com idades entre 1,53 Ga e 1,54 Ga (ver **capítulo 6**).

As observações de campo dos cerca de 180 afloramentos visitados, integradas às descrições provenientes do Projeto Mucajaí (Brandão & Freitas 1994), possibilitaram a documentação das principais feições magmáticas e estruturais das diversas unidades litológicas. Foram identificadas, por exemplo, foliações magmáticas e feições indicativas da coexistência entre magmas ácidos e básicos, tanto nas rochas paleo- como nas mesoproterozóicas. Por outro lado, como discutido no **capítulo 5**, verificou-se que as unidades paleoproterozóicas registram um acervo de feições deformacionais (D_1) mais antigo, que não foi identificado nas suítes mesoproterozóicas, estas, apenas localmente



CENOZÓICO
Cobertura detrito-laterítica

MESOZÓICO
Complexo Alcalino Apiaú, Sienitos, nefelina-sienitos e traquitos

MESOPROTEROZÓICO
Charnockitos finos, porfiríticos, na forma de diques

Suíte Intrusiva Mucajaí

Fácies Principal, piterlitos e viborgitos (biotita)-hornblenda-granitos a quartzo-monzonitos
Fácies Sudoeste (faialita)-mangeritos a (faialita)-hiperstênio-sienitos
Fácies Nordeste (hornblenda)-biotita-granitos porfiríticos
(biotita)-(hornblenda)-granitos a (faialita)-quartzo-mangeritos
Hornblenda-(clinopiroxênio)-sienitos

Rochas Máficas

Anortosito Repartimento
Olivina-Gabro Caracaraí, e gabronoritos da região do Igarapé Repartimento do Ajarani

PALEOPROTEROZÓICO

Suíte Intrusiva Serra da Prata

Charnockitos com subordinados hiperstênio-quartzo-sienitos; quartzo-mangeritos; quartzo-jotunitos.
Corpo do Igarapé Grande Corpo da Serra da Prata
(Clinopiroxênio)-(hornblenda)-biotita-granitos do corpo do igarapé Roxinho

Ortognaisses e Granitóides Foliados

Gnaisse Igarapé Branco - biotita-hornblenda-gnaisses a allanita
Gnaisse Igarapé Miracelha - hornblenda-biotita-gnaisses a titanita , grossos, ocelares ( ) e finos a médios ( )
Sienogranitos foliados
Hornblenda-biotita-gnaisses tonalíticos
(Hornblenda)-biotita-gnaisses
Gnaisses sienograníticos
Biotita-(hornblenda)-gnaisses finos a titanita

Rochas Máficas

Hornblenda-noritos e Hornblenda-gabronoritos
(Biotita)-gabros e (biotita)-gabronorito
Dioritos

Lineamentos estruturais (falhas, fraturas ou zonas de cisalhamento)
Cataclasitos
Zona de cisalhamento D_2, transpressiva, dextral
Foliação S_1
Foliação milonítica S_2 e lineação L_2

Informações geocronológicas em Ma

Método Pb-Pb (este trabalho)
Método Pb-Pb (Fraga *et al.* 1997a, provavelmente um dique)
Método U-Pb convencional (Gaudette *et al.* 1996)
Método U-Pb por SHRIMP (Santos *et al.* 1999)
Método K-Ar (Montalvão *et al.* 1975)

Figura 4.1 - Mapa geológico esquemático da região estudada.

foliadas, ao longo de zonas de cisalhamento (D_2), que também afetam as unidades paleoproterozóicas.

O estudo petrográfico e microtectônico de aproximadamente 500 lâminas delgadas permitiu a caracterização textural e mineralógica das unidades mapeadas, bem como a identificação de três acervos de microestruturas registrando diferentes ambientes deformacionais. Feições evidenciando deformação em estado sólido sob condições de temperaturas muito altas (600°-650°C), nas unidades paleoproterozóicas, foram relacionadas ao evento D_1 e feições deformacionais registrando condições de temperaturas moderadas a baixas (400°-450°C), identificadas nas unidades paleo e mesoproterozóicas, foram relacionadas ao evento D_2. Finalmente feições cataclásticas forma relacionadas à etapa extensional que culminou com a instalação mesozóica do *Graben* Tacutu (ver **capítulo 5**).

A seguir serão apresentadas os principais aspectos de campo e as descrições petrográfica e microtectônica das diversas unidades litológicas individualizadas, bem como as discussões sobre o ambiente deformacional e seu relacionamento com a colocação dos corpos ígneos precursores.

4.2. O USO DOS TERMOS GNAISSE, GRANITÓIDE FOLIADO E METAGRANITO

Como discutido no **capítulo 3**, rochas granitóides podem exibir feições desenvolvidas por fluxo magmático ou por deformação em estado sólido. As feições de estado sólido podem ser geradas sob campos de esforços ligados a processos internos ao plúton, durante sua colocação, e/ou, relacionados a um campo de esforços tectônicos regionais. Considerando-se aquelas foliações relacionadas a um campo de esforços tectônicos regionais, pode-se pensar ainda em dois quadros geológicos distintos: em granitóides sin-cinemáticos as foliações em estado sólido são geradas sob um amplo intervalo de temperaturas, sendo o calor cedido pela própria intrusão, neste caso, as temperaturas registradas pelas petrotramas, podem não refletir as condições de temperaturas regionais; em granitóides pré-cinemáticos envolvidos em um evento tectono-metamórfico posterior as petrotramas refletem um ambiente metamórfico de aquecimento regional.

A caracterização de cada uma destas possibilidades envolve um estudo detalhado e a busca de um conjunto de evidências (ver **capítulo 3**).

Na região estudada foram mapeados diversos tipos de rochas granitóides registrando variadas intensidades de deformação em estado sólido. Em algumas destas rochas, apesar da foliação desenvolvida em estado sólido, foi possível a identificação de feições ígneas, preservadas, sendo indicada a aplicação do termo granitóide foliado. Em outras, no entanto, observa-se apenas uma foliação marcante, que confere ao granitóide aspecto de gnaisse. No presente trabalho optou-se por aplicar o termo gnaisse de forma descritiva para referir-se a tais granitóides com foliação marcante. Desta forma, o termo é aqui utilizado em uma conotação textural/estrutural, e não em seu significado *sensu strictu*, de uma rocha quartzo-feldspática foliada formada por metamorfismo regional.

Como veremos a seguir, parte destes litótipos ortoderivados com foliação marcante, referidos no presente trabalho como gnaisses, não devem ser considerados rochas metamórficas, já que sua petrotrama deformacional desenvolveu-se sob temperaturas altas condicionadas pelo próprio calor da intrusão, e não durante um metamorfismo superimposto. Neste contexto, evitou-se a utilização do termo metagranitóide já que este, envolve um conceito genético, estando implícito que a petrotrama deformacional reflete um ambiente metamórfico.

4.3. ORTOGNAISSES E GRANITÓIDES FOLIADOS DO EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO

Com base nas suas características meso e microscópicas, foram individualizados sete tipos de ortognaisses e granitóides foliados (**Figura 4.1**, **Tabela 4.1**). Dois destes tipos, com excelentes afloramentos e/ou grandes áreas de exposição, receberam denominações informais e serão abordados inicialmente e com maior detalhe. As outras variedades de ortognaisses e granitóides foliados afloram em corpos pequenos e/ou em áreas remotas com densa floresta, dispondo de um reduzido acervo de informações de campo. Estas unidades serão descritas individualmente, sendo suas feições microtectônicas discutidas conjuntamente ao final do item.

Tabela 4.1 - Principais feições petrográficas e microtectônicas dos ortognaisses e granitóides foliados.

Tipos de ortognaisses e granitóides foliados	*Mineralogia máfica e acessória*	*Feições Microtectônicas de temperaturas altas - D_1*	*Feições Microtectônicas de temperaturas moderadas a baixas- D_2*
Gnaisse Igarapé Branco Bi-Hb-Gnaisses a all	Bi – avermelhada Hb – verde-azulado Al;Il; (Mt); Zr; Ap	Fk e Pg c/ ext. ond., intensamente recristalizados; Fk recristalizado pertítico; Qz c/ padrão tabuleiro de xadrez	Fk, Pg e fraturados c/ finos agregados de feldspatos nas bordas e fraturas; Pertitas em chama; Hb fraturada e biotitizada
Gnaisse Igarapé Miracelha (Hb)-Bi-Gnaisses e granitóides foliados a Ti	Bi – verde Hb – verde-oliva Ti; Mt; Zr; Ap; (Al)	Fk e Pg c/ ext. ond., localmente recristalizados; Qz c/ padrão tabuleiro de xadrez; mirmequitas abundantes	Fk, Pg e fraturados c/ finos agregados de feldspatos nas bordas e fraturas; Pertitas em chama; Hb fraturada e biotitizada
Sienogranitos foliados (região noroeste)	(Bi) – marrom Op;Ap;Zr;(Al)	Fk e Pg c/ ext. ond., recristalizados; Qz c/ padrão tabuleiro de xadrez; mirmequitas abundantes	Pertitas em chama
Hb-Bi-gnaisses tonalíticos (região noroeste)	Bi – marrom Hb – verde-oliva Op;Ap;Zr;All	Fk e Pg c/ ext. ond., localmente recristalizados; Pg com maclas deformacionais;	
Bi-(Hb)-gnaisse (região sudoeste)	Bi – avermelhada Hb – verde-azulado Op;Ap;Zr;Al	Fk e Pg c/ ext. ond., recristalizados; Qz localmente c/ padrão tabuleiro de xadrez	Fk e Pg e Hb fraturados e fragmentados em matriz fina cominuída (Felds.+Qz+Ep); fitas de Qz; pertitas em chama
Gnaisses sienograníticos (região sudoeste)	Hb – verde-azulado Op;Ap;Zr; (Al)	Fk e Pg c/ ext. ond.; intensamente recristalizados; Fk recristalizado pertítico;	
Hb-Gnaisses finos a Ti (região sudeste)	Hb – verde-azulado Op;Ti;Ap;Zr	Fk e Pg intensamente recristalizados; Fk recristalizado, pertítico	

Qz – Quartzo; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Il – Ilmenita; Mt – Magnetita; Ap – Apatita; Zr – Zircão; Al – Allanita ;Ti – Titanita; Ep – Epídoto.

4.3.1. Gnaisse Igarapé Branco (GIB) – Biotita- hornblenda- gnaisses a allanita

Afloram nas proximidades de Mucajaí, sendo informalmente denominados Gnaisses Igarapé Branco. Excelentes exposições existem nas diversas pedreiras dos arredores da cidade, que ocorrem em morros, isolados pela cobertura sedimentar cenozóica, que encobre o contato dos gnaisses com as unidades vizinhas.

Apresentam coloração cinza claro, levemente rosado e uma foliação S_1, definida pela orientação preferencial da forma de porfiroclastos e agregados de feldspatos e de agregados máficos (**Figura 4.2a**).

As frentes de trabalho nas diversas pedreiras com paredões de rocha sã, permitiram a observação privilegiada de diques, veios, enclaves, etc descritos a seguir.

Nos grandes paredões, observam-se porções lenticulares com até 30cm na sua maior dimensão, que chamam atenção por sua coloração esverdeada. Em alguns blocos verificou-se tratar-se de granitóide mais pobre em minerais máficos que o gnaisse encaixante, com o qual exibe contatos difusos, incluindo agregados de minerais máficos alterados, ao redor dos quais observam-se manchas esverdeadas (**Figura 4.2b**). *No afloramento LF-06, estas porções graníticas lenticulares ocorrem em grande* quantidade.

Os gnaisses são cortados por veios quartzo-feldspáticos, finos a médios, de espessura máxima em torno de 3cm, com contatos nítidos com a encaixante e por um conjunto de veios quartzo-feldspáticos grossos, pegmatóides, róseos, de espessura decimétrica que, em geral, se situam nas proximidades de enclaves de hornblendito.

Duas gerações de diques graníticos foram observadas: pós-cinemáticos, com espessuras de aproximadamente 20cm, isentos de foliação interna, cortando S_1 a alto ângulo; e sin- a tardi-cinemáticos, com espessuras em torno de 1m, e exibindo bordas centimétricas, pobres em minerais máficos, sendo que localmente incluem fragmentos lenticulares do gnaisse foliado (**Figura 4.2c**).

Ocorrem enclaves decimétricos, de composição gabróica, finos a médios, exibindo contato nítido com o gnaisse, envolvendo megacristais de feldspato possivelmente "pingados" (Vernon *et al.* 1988, Gourgaud 1991, Hibbard 1995) da encaixante (**Figura 4.2d**), sugerindo neste caso a coexistência de magmas ácidos e básicos (*mingling*) .

Uma das mais belas feições exibidas pelos gnaisses são enclaves métricos de hornblendito (**Figura 4.2e**), que se encontram fragmentados e injetados pelos veios quartzo-feldspáticos grossos, róseos, que, por sua vez, incluem pequenos fragmentos da rocha máfica. Nas proximidades do contato o hornblendito foi parcialmente assimilado levando a um forte enriquecimento da encaixante em hornblenda (**Figura 4.2f**), e sugerindo temperaturas muito altas (compatíveis com o campo de estabilidade

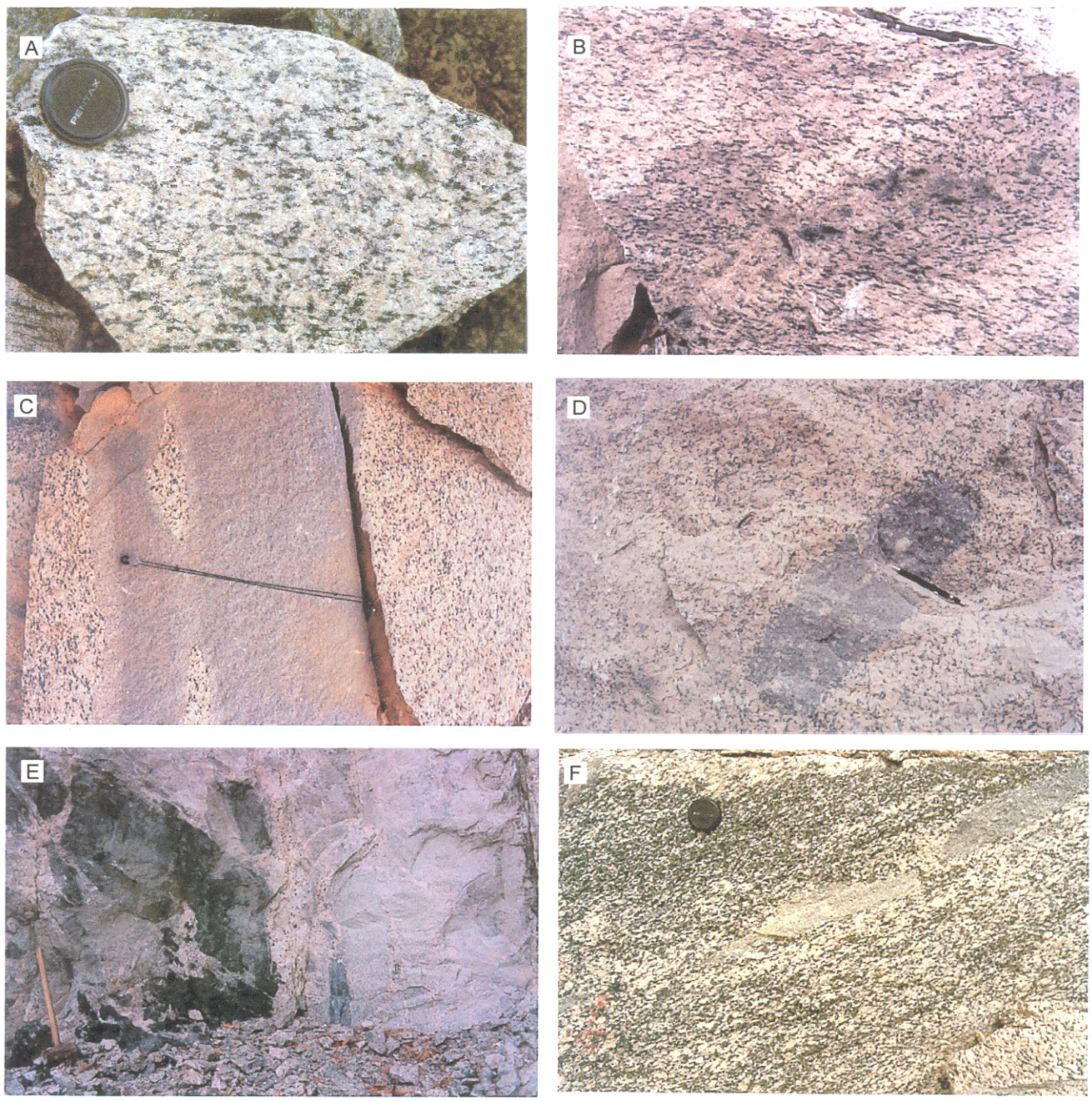


Figura 4.2 - Aspectos macroscópicos dos biotita-hornblenda-gnaisses a allanita. **a)** Foliação S_1 conferida pela orientação preferencial de forma dos agregados máficos e félsicos. Afloramento LF-06; **b)** Porção lenticular de granito com manchas esverdeadas em torno dos agregados máficos, cortando S_1. Afloramento LF-06; **c)** Dique granítico sin- a tardi-cinemático, subconcordante com S_1. Exibe bordas mais pobres em máficos e inclui fragmentos do gnaisse encaixante. Afloramento LF-07; **d)** Enclave gabróico fino a médio, incluindo megacristais de feldspato, possivelmente pingados da encaixante. Afloramento LF-77; **e)** Enclave de hornblendito, fragmentado e injetado por veios pegmatóides róseos. Afloramento LF-77; **f)** Gnaisse enriquecido em hornblenda nas proximidades dos enclaves de hornblendito. Afloramento LF-77.

da hornblenda) para a evolução de S_1. Porções máficas compostas por hornblenda e biotita dispõe-se ainda como farrapos métricos, estirados paralelamente a S_1.

4.3.1.1. Petrografia e Microtectônica

Correspondem a gnaisses graníticos com hornblenda e biotita como minerais máficos mais abundantes e allanita como importante mineral acessório. Minerais opacos, apatita e zircão também ocorrem em quantidades acessórias (**Tabela 4.2**). Na lâmina polida da amostra LF-06, dentre os opacos, ilmenita predomina sobre magnetita e raros grãos de sulfetos foram identificados.

Tabela 4.2 - Composições modais estimadas dos biotita-hornblenda-gnaisses a allanita.

Amostra	*Classificação*	*(%máf.)*	*Qz*	*Pg*	*Fk*	*Hb*	*Bi*	*Op*	*Ap*	*Zr*	*Al*	*Ti*	*Cl*	*Se*	*Ca*	*Ep*
LF-05A*	Gnaisse granítico	(11,3)	x	x	x	x	(x)	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	-
LF-06A*	Gnaisse granítico	(7,8)	x	x	x	x	(x)	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	-
LF-77A*	Gnaisse granítico	(6,7)	x	x	x	x	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	-
LF-90A	Gnaisse granítico	(5,7)	x	x	x	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	-
NN-176*	Gnaisse granítico	(4,8)	x	x	x	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	tr
NR-199B*	Gnaisse granítico	(5,2)	x	x	x	(x)	(tr)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	tr
LM-159B*	Gnaisse granítico	(4,3)	x	x	x	(x)	(tr)	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	tr
NN-209A	Gnaisse granítico	(4,4)	x	x	x	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr	-
LF-07A*	Dique granítico	(3,5)	x	x	x	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	tr	tr
LF-07D*	Dique granítico	(3,7)	x	x	x	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr
LF-77E*	Dique granítico	(3,6)	x	x	x	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	-
LF-90B*	Dique granítico	(3,3)	x	x	x	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	-
LF-06D	Granito c/ manchas esverd.		x	x	x	(x)	(x)	(x)	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	-
LF-06F	Granito c/ manchas esverd.		x	x	x	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	-
LF-77D	Granito c/ manchas esverd.		x	x	x	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr	-

x >5%; 1%< (x) <5%; tr<1% ; Qz – Quartzo; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Zr – Zircão; Al – Allanita ;Ti – Titanita; Cl – Clorita; Se – Sericita; Ca – Carbonatos; Ep – Epídoto. * Amostras com análise química discutida no Capítulo 7.

O feldspato alcalino é micropertítico, apresentando-se, como porfiroclastos, com extinção ondulante, em geral internamente subdividido em subgrãos e novos grãos de tamanhos similares, em torno de 0,5mm, poligonais, com contatos retilíneos a curvos ou em novos grãos com limites irregulares. Localmente, observa-se a transição entre limites de baixo ângulo entre subgrãos e de alto ângulo entre novos grãos; geminação em grade ocorre ocasionalmente. Em várias amostras a matriz é dominada por agregados de grãos poligonais (**Figura 4.3a**), com finas lamelas de exsolução de albita e finíssimas coroas de albita, dispostas entre os grãos poligonais (**Figura 4.3b**).

O plagioclásio exibe maclas na lei da Albita muito apagadas ou não apresenta maclas. Tem extinção ondulante e encontra-se, com freqüência, recristalizado,

mostrando subgrãos e novos grãos com limites retilíneos a levemente curvos, ou novos grãos irregulares com limites serrilhados.

O quartzo ocorre em grãos anédricos geralmente alongados paralelamente à foliação da rocha, exibindo formas ameboidais (**Figura 4.3a**). Alguns grãos exibem subgrãos em padrão de tabuleiro de xadrez (*chess-board*, Kruhl 1996), com limites paralelos a seções prismáticas e basais (**Figura 4.3c**).

A biotita com pleocroísmo castanho claro a marrom avermelhado, sugerindo composições ricas em Ti, constitui agregados com a hornblenda, allanita, zircão e minerais opacos.

A hornblenda, verde-acastanhado a verde-azulado, está localmente subdividida em subgrãos e novos grãos com contatos retilíneos e junções tríplices.

A allanita ocorre em cristais euédricos, zonados, de coloração castanha, em geral metamíctica, as vezes com produto de alteração amorfo, isotrópico. Ilmenita aparece em cristais (0,1-1mm) anédricos a euédricos, por vezes com bordas de magnetita, esta em cristais subédricos a anédricos (0,1-0,8mm), que podem apresentar esparsas lamelas de ilmenita dispostas paralelamente, sem formar o padrão em treliça.

♦ *Lentes graníticas com manchas esverdeadas*

Nestas lentes (**Figura 4.2b**) a hornblenda e a biotita são os minerais máficos importantes (**Tabela 4.2**). Ocorrem ainda pseudomorfos bastante oxidados, correspondendo provavelmente à hornblenda, talvez oxi-hornblenda (?). Zircão, allanita, apatita e minerais opacos são os principais acessórios. A proporção de minerais máficos é extremamente variável na escala de lâmina delgada e, desta forma, não foi apresentada na **tabela 4.2**.

O quartzo e os feldspatos apresentam-se de forma bastante similar ao descrito para a encaixante gnáissica. O quartzo dispõe-se em grandes grãos ameboidais, sendo comum a presença de subgrãos com padrão de tabuleiro de xadrez (Kruhl 1996) e os feldspatos encontram-se em grande parte recristalizados.

A hornblenda verde-oliva ocorre em cristais tendendo a prismáticos ou anédricos, em geral associada à biotita avermelhada, que se apresenta em palhetas ou anédrica,

parecendo intersticial. Ocorre em grãos bastante alterados, em parte substituídos por minerais opacos e material ocre por vezes associados a carbonatos.

♦ *Diques graníticos tardi-cinemáticos*

São rochas finas, de composição granítica e feições petrográficas muito parecidas com as encaixantes. Biotita marrom-avermelhada, por vezes em simplectitos com quartzo, e hornblenda verde oliva são os principais minerais máficos (**Tabela 4.2**). Allanita, zircão, apatita e opacos ocorrem como minerais acessórios primários enquanto que sericita, carbonatos e epídoto são minerais de alteração. Titanita ocorre na lâmina LF-07D.

A foliação é conferida pela orientação preferencial de palhetas de biotita e cristais inequidimensionais de hornblenda, estes localmente dispostos em posição oblíqua à foliação.

O feldspato alcalino é pertítico e contém inclusões de quartzo e apatita. Apresenta, assim como o plagioclásio, extinção ondulante, e encontra-se em grande parte recristalizado. O quartzo, em grão ameboidais, mostra subgrãos com padrões de tabuleiro de xadrez. As texturas deformacionais são muito similares às descritas para a encaixante gnáissica (**Figura 4.3d**). Localmente, desenvolveram-se intercrescimentos mirmequíticos nos grãos de plagioclásio em contato com feldspato alcalino.

4.3.1.2. Evidências microtectônicas da deformação sob temperaturas altas (D_1)

As feições microtectônicas observadas nos gnaisses da unidade informal GIB, nos diques graníticos tardi-cinemáticos e nas porções graníticas lenticulares são similares e, como discutido a seguir, indicam temperaturas muito altas (600°-650°C), próximas do *solidus* granítico.

A avançada recristalização e recuperação de feldspato alcalino e plagioclásio observada, registra uma deformação em estado sólido, sob condições de temperaturas altas (Voll 1976, Yund & Tullis 1991). Por outro lado, a presença comum de subgrãos e novos grãos de tamanhos similares na borda dos porfiroclastos de feldspatos e a gradação entre limites de baixo e alto ângulos sugere a atuação

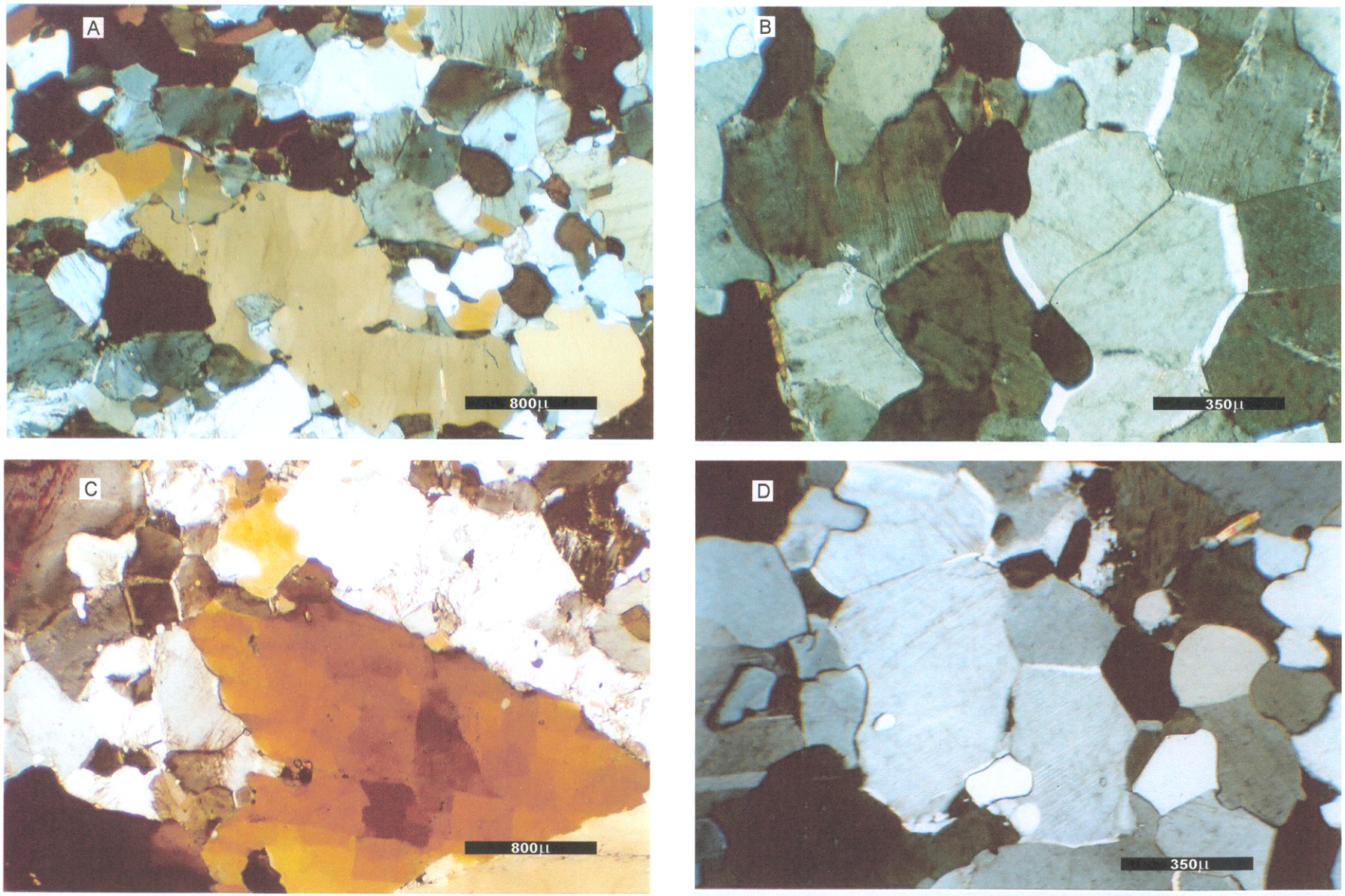


Figura 4.3 - Aspectos microscópicos dos biotita-hornblenda-gnaisses a allanita. **a)** Feldspatos em agregados tendendo a poligonais. Quartzo em grãos ameboidais alongados segundo S_1. Afloramento LF-77 ; **b)** Feldspato alcalino recristalizado, com finas lamelas de exsolução de albita. Afloramento LF-77 ; **c)** Quartzo com subgrãos em padrão de tabuleiro de xadrez . Afloramento LF-06 ; **d)** Feldspato alcalino recristalizado, com finas lamelas de exsolução de albita, no dique sin- a tardi-cinemático. Afloramento LF-77.

preponderante de recristalização por rotação de subgrãos, mecanismo que começa a ser importante na deformação dos feldspatos, a temperaturas em torno de 600°C (Tullis & Yund 1985, Yund & Tullis 1991). Estas temperaturas são compatíveis com a presença de feldspato alcalino recristalizado, com lamelas de exsolução de albita, que indicam', de acordo com Vernon *et al.* (1988), deformação em estado sólido a temperaturas acima do *solvus* do feldspato alcalino em torno de 600°C. A observação de grãos de quartzo com subgrãos em padrão de tabuleiro de xadrez, exibindo limites paralelos a seções basais indicam deslizamento paralelo ao eixo c e registra de acordo com Kruhl (1996) temperaturas apartir de 650°-700°C, para pressões em torno de 5kbar compatíveis com profundidades da crosta média, confirmando as condições deformacionais indicadas para a deformação D_1.

A presença de grãos poligonais, isentos de deformação interna, caracteriza a recristalização estática, evidenciando a manutenção de temperaturas altas após o término do campo de *stress* direcional.

4.3.1.3. Evidências microtectônicas da deformação sob temperaturas moderadas a baixas (D_2)

Superposta à trama de alta temperatura nos gnaisses, ocorrem, localmente, feições microtectônicas sugestivas de deformação sob condições de temperatura moderada a baixa (400°-450°C). Feldspatos intensamente fraturados, pertitas em chama, finas bordas de minúsculos grãos em torno de 0,02mm em torno dos feldspatos ou ao longo das fraturas, e hornblenda em grande parte biotitizada são feições provavelmente, relacionadas a zonas de cisalhamento D_2.

4.3.1.4. Feições Meso- e Microscópicas x Deformação Sin-Colocação do Corpo Granitóide Precursor

Os gnaisses descritos registram avançada recristalização com microestruturas indicativas de deformação em estado sólido sob temperaturas muito altas, próximas ao *solidus* graníticos. Por outro lado, os diques graníticos tardi-cinemáticos exibem feições

deformacionais muito similares aquelas descritas para os gnaisses. Estes diques são petrograficamente similares às encaixantes e, como discutido no **capítulo 7,** são co-genéticos às suítes magmáticas granitóides precursoras dos gnaisses encaixantes GIB e GIM, descritos no próximo item.

As observações indicam que a deformação (D_1) na unidade GIB processou-se ainda na presença de líquidos magmáticos tardios, que foram colocados na forma de diques, e posteriormente envolvidos nos estágios finais desta deformação (ver **capítulo 5**).

4.3.2. Gnaisse Igarapé Miracelha (GIM) – (Hornblenda)-biotita-gnaisses a titanita

A noroeste do corpo granítico da serra do Mucajaí afloram gnaisses e granitóides foliados, agrupados na unidade informal Gnaisse Igarapé Miracelha, caracterizados por uma mesma assembléia máfica e acessória, mas constituindo dois tipos texturais bem distintos, descritos a seguir.

A sul do rio Apiaú ocorrem gnaisses e granitóides foliados, cinza-róseos, com megacristais e/ ou agregados de feldspatos, ocelares, entre 1cm e 3cm, em matriz média a grossa. A foliação S_1 é conferida pela orientação preferencial de agregados máficos alongados, que contornam megacristais e agregados de quartzo e/ou feldspatos dispostos segundo S_1, sendo localmente realçada pela presença de enclaves muito alongados. S_1 varia de moderada a muito bem desenvolvida (**figuras 4.4a,b**).

Nas proximidades do rio Apiaú afloram gnaisses finos a médios, texturalmente bem distintos dos gnaisses e granitóides foliados ocelares observados mais a sul. Nestes tipos mais finos a foliação é marcante, sendo conferida pela orientação preferencial de domímios félsicos muito estirados e filmes descontínuos de minerais máficos (**Figura 4.4c**).

Nos gnaisses e granitóides foliados, mais grossos, ocelares, aflorantes a sul do rio Apiaú, veios quartzo-feldspáticos foram localmente observados. Estes veios podem exibir um posicionamento subconcordante a S_1 ou cortar esta foliação a alto ângulo. Ocorrem ainda, porções de granito médio, mais pobre em minerais máficos, com contatos difusos com a encaixante, em corpos irregulares (**Figura 4.4d**) ou tendendo a lenticulares (**Figura 4.4b**), neste caso, por vezes, ocupando pequenas zonas de cisalhamento. No afloramento LF-106, três tipos de enclaves foram identificados:

enclaves máficos, finos, negros, ricos em biotita, com formas bastante irregulares e contatos nítidos com a encaixante, medindo até 1,5m na sua maior dimensão; enclaves de granitóide cinza, fino a médio, bastante alongados paralelamente a S_1, possivelmente representando diques rompidos (**Figura 4.4a**); e enclaves quartzo-dioríticos (até 50cm), de cor cinza, finos a médios, ricos em minerais máficos, envolvendo megacristais tendendo a arredondados de feldspato alcalino, similares em forma e tamanho aos megacristais da encaixante nesta porção do afloramento, podendo corresponder a cristais "pingados" (**Figura 4.4e**). A presença de tais cristais é sugestiva da coexistência de magmas ácidos, representados pelas encaixantes, e básicos, representados pelos enclaves (Vernon *et al.* 1988, Gourgaud 1991, Hibbard 1995).

Nos gnaisses finos a médios com foliação marcante, que afloram nas proximidades do rio Apiaú, os veios quartzo-feldspáticos, por vezes pegmatóides, são muito abundantes, apresentando espessuras centimétricas a decimétricas (**Figura 4.4f**). De acordo com suas relações com S_1, variam de pré a cedo-D_1 até tardi- a pós D_1 (ver **capítulo 5**). A continuidade destes gnaisses para sudoeste foi inferida a partir das descrições de campo referentes ao Projeto Mucajaí (Brandão & Freitas 1994), que mencionam gnaisses com muitos veios quartzo-feldspáticos, por vezes concordantes. Uma variedade mais fina, algo diferente dos tipos predominantes nas proximidades do rio Apiaú, ocorre no afloramento LF-69, onde a rocha exibe aspecto de laminação ou bandamento descontínuo. Neste ponto foram observados enclaves métricos de biotita-gnaisse a titanita e allanita médio a grosso. O contato com a encaixante, mais fina, é nítido e em alguns locais mostra-se muito irregular, sendo que a foliação da encaixante contorna o enclave.

4.3.2.1. Petrografia e microtectônica

As duas variedades texturais identificadas no âmbito da unidade GIM exibem composições monzo a sienograníticas. A biotita corresponde ao principal mineral máfico, seguido pela hornblenda, que é ocasional nos gnaisses finos a médios das proximidades do rio Apiaú (**Tabela 4.3**). Dentre os minerais acessórios, titanita e minerais opacos predominam sobre allanita, apatita e zircão. Epídoto, sericita, muscovita e clorita são minerais de alteração. Magnetita é o principal opaco em ambos

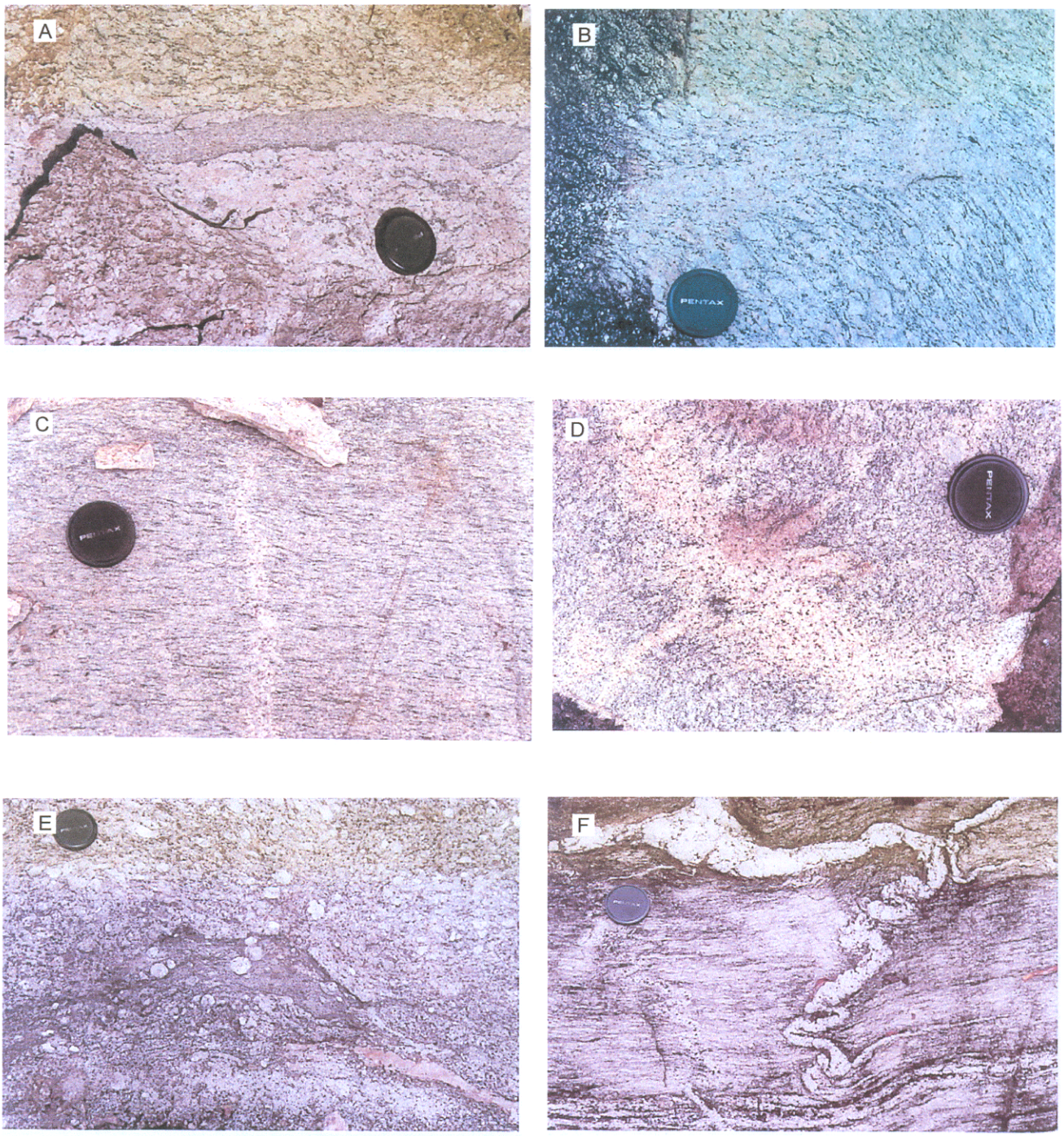


Figura 4.4 - Aspectos macroscópicos dos hornblenda-biotita-gnaisses e granitóides foliados a titanita. **a)** Megacristais amendoados de feldspatos (até 5cm) desviando agregados máficos alongados. Observa-se enclave de granitóide mais fino, cinza, bastante alongado. Afloramento LF-106 ; **b)** Foliação bem desenvolvida nos gnaisses mais grossos, afetada por discreta zona de cisalhamento, ocupada por granito mais fino e mais pobre em minerais máficos. Afloramento LF-08; **c)** Gnaisse mais fino, com foliação marcante, nas proximidades do rio Apiaú; **d)** Porções irregulares de granito cortando a foliação S_1; **e)** Enclave quartzo-diorítico com cristais de feldspato alcalino provavelmente pingados do granitóide encaixante. Afloramento LF-106; **f)** Aspecto típico dos gnaisses mais finos, com foliação marcante, cortado por veios quartzo-feldspáticos. Afloramento LF- 103.

tipos texturais, sendo que a ilmenita ocorre em raros grãos nos gnaisses mais grossos ocelares, conforme se verifica nas lâminas polidas das amostras LF-08 e LF-103. Fluorita aparece, em algumas lâminas em raros grãos, associados a biotita, nos gnaisses finos a médios.

Tabela 4.3 - Composições modais estimadas dos hornblenda-biotita-gnaisses e granitóides foliados a titanita.

	Amostra	Classificação	(%máf.)	Qz	Pg	Fk	Hb	Bi	Op	Ap	Zr	Al	Ti	Flu	Cl	Se	Mu	Ep
Gnaisses e granitóides foliados grossos	LF-08A*	Gnaisse granítico	(4,9)	x	x	x	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	tr
	LF-67*	Gnaisse granítico	(6,2)	x	x	x	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	(x)	-	tr	tr	-	tr
	LF-68	Gnaisse granítico	(3,4)	x	x	x	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	tr
	LF-76D	Gnaisse granítico	(4,5)	x	x	x	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	tr
	LF-81A	Gnaisse granítico	(4,8)	x	x	x	-	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	tr
	LF-105A*	Gnaisse granítico	(3,5)	x	x	x	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	tr
	LF-107B*	Gnaisse granítico	(2,7)	x	x	x	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	tr
	FF-17A	Gnaisse granítico	(2,3)	x	x	x	-	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	-
	RB-150	Gnaisse granítico	(2,7)	x	x	x	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	tr
	LF-76B	Enclave Gnaisse Qz-monzonítico	(6,0)	x	x	x	(x)	(x)	tr	tr	tr	-	tr	-	tr	tr	-	tr
	LF-76C	Enclave Gnaisse granítico	(3,7)	x	x	x	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	tr
	LF-106C	Enclave Gnaisse Qz-diorítico	(29,0)	(x)	x	tr	x	x	-	tr	tr	-	tr		tr	tr	-	tr
Gnaisses médios com foliação marcante	LF-69A*	Gnaisse granítico	(4,3)	x	x	x	-	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr
	LF-81B	Gnaisse granítico	(3,5)	x	x	x	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	tr
	LF-103C	Gnaisse granítico	(2,8)	x	x	x	-	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	tr
	LF-104*	Gnaisse granítico	(2,9)	x	x	x	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	tr
	NN-108	Gnaisse granítico	(3,7)	x	x	x	-	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	tr
	NN-162	Gnaisse granítico	(3,4)	x	x	x	-	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	tr
	NR-233*	Gnaisse granítico	(3,7)	x	x	x	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	tr
	NR-235B*	Gnaisse granítico	(2,4)	x	x	x	-	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	tr
	NR-236B	Gnaisse granítico	(2,1)	x	x	x	-	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	tr
	LF-69B*	Enclave de Gnaisse granítico	(4,3)	x	x	x	-	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr
	LF-101G	Xenólito de Gnaisse granítico na SIM	(2,9)	x	x	x	-	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr		-	tr	tr	tr

x >5%; 1%< (x) <5%; tr<1% ; Qz – Quartzo; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Zr – Zircão; Al – Allanita ;Ti – Titanita; Flu – Fluorita; Cl – Clorita; Se – Sericita; Mu – Muscovita; Ep – Epídoto.
*Amostras com análise química discutida no Capítulo 7.

A foliação S_1 nos gnaisses mais grossos ocelares (**Figura 4.5a**) é conferida pela orientação preferencial planar dos cristais ameboidais de quartzo e de domínios feldspáticos amendoados, tendendo a ocelares, bem como pela orientação de biotitas e hornblendas em cristais isolados ou em agregados que desviam dos domínios félsicos. Esta foliação está presente em todas as lâminas observadas, variando de discreta a muito bem desesenvolvida. O feldspato alcalino é pertítico, apresenta geminação em grade de aspecto difuso e inclusões de biotita, quartzo, plagioclásio e minerais opacos. Ocorre em: a) Domínios policristalinos, alongados segundo S_1, e muitas vezes limitados

por agregados de quartzo, formados por grãos e subgrãos pertíticos de tamanhos muito variados (0,5mm a 3mm), com extinção ondulante e contatos retilíneos a levemente curvos (**Figura 4.5b**), ou bastante irregulares, serrilhados, sendo comum a presença de finas faixas de albita entre os grãos. Estes domínios mostram contornos tendendo a lenticulares, amendoados, com razões dimensionais em torno de 1/2 ou 1/3 e podem ser monominerálicos ou incluir grãos de plagioclásio, com similares feições deformacionais; b) raros megacristais de até 1,5cm ocorrem no âmbito dos domínios policristalinos amendoados e são ladeados por agregados de grãos de feldspato alcalino similares aos descritos no item a. Muito localmente apresentam porções ocupadas por subgrãos entre 0,3mm e 2mm, com limites retilíneos; c) Domínios policristalinos irregulares em contato com grãos e agregados ameboidais de quartzo, onde plagioclásio também comparece, constituídos por grãos com extinção ondulante que podem mostrar subgrãos locais. De uma forma geral, fraturas são incomuns.

O plagioclásio inclui cristais de biotita e quartzo e, por vezes, mostra bordas adornadas por intercrescimentos mirmequíticos nos contatos com feldspato alcalino. Contatos extremamente irregulares com feldspato alcalino (**Figura 4.5c**) são sugestivos de dissolução com substituição por este último mineral, no estágio subsolidus. Exibe extinção ondulante, maclas na lei albita com aspecto difuso, ocasionalmente arqueadas, formando *kink bands* com limites amplos sendo que maclas deformacionais ocorrem localmente.

O quartzo é anédrico e dispõe-se, em geral, como grãos ameboidais (**Figura 4.5a**) alongados paralelamente a S_1. São comuns subgrãos com limites subparalelos a seção prismática, sendo que subgrãos retangulares em padrão chess-board (Kruhl 1996), e limites paralelos à seção basal foram observados localmente (**Figura 4.5d**). Em amostras menos deformadas, vários grãos ameboidais mostram extinção ondulante discreta.

Nos gnaisses finos a médios com foliação marcante, aflorantes nas proximidades do rio Apiaú, o feldspato alcalino dispõe-se, da mesma forma, em domínios policristalinos, monominerálicos, ou juntamente com quartzo e plagioclásio paralelos a S_1, no entanto, estes domínios exibem razões dimensionais em torno de 1/5 a 1/8 (**Figura 4.4c**). São constituídos por grãos com contatos muito irregulares, extinção

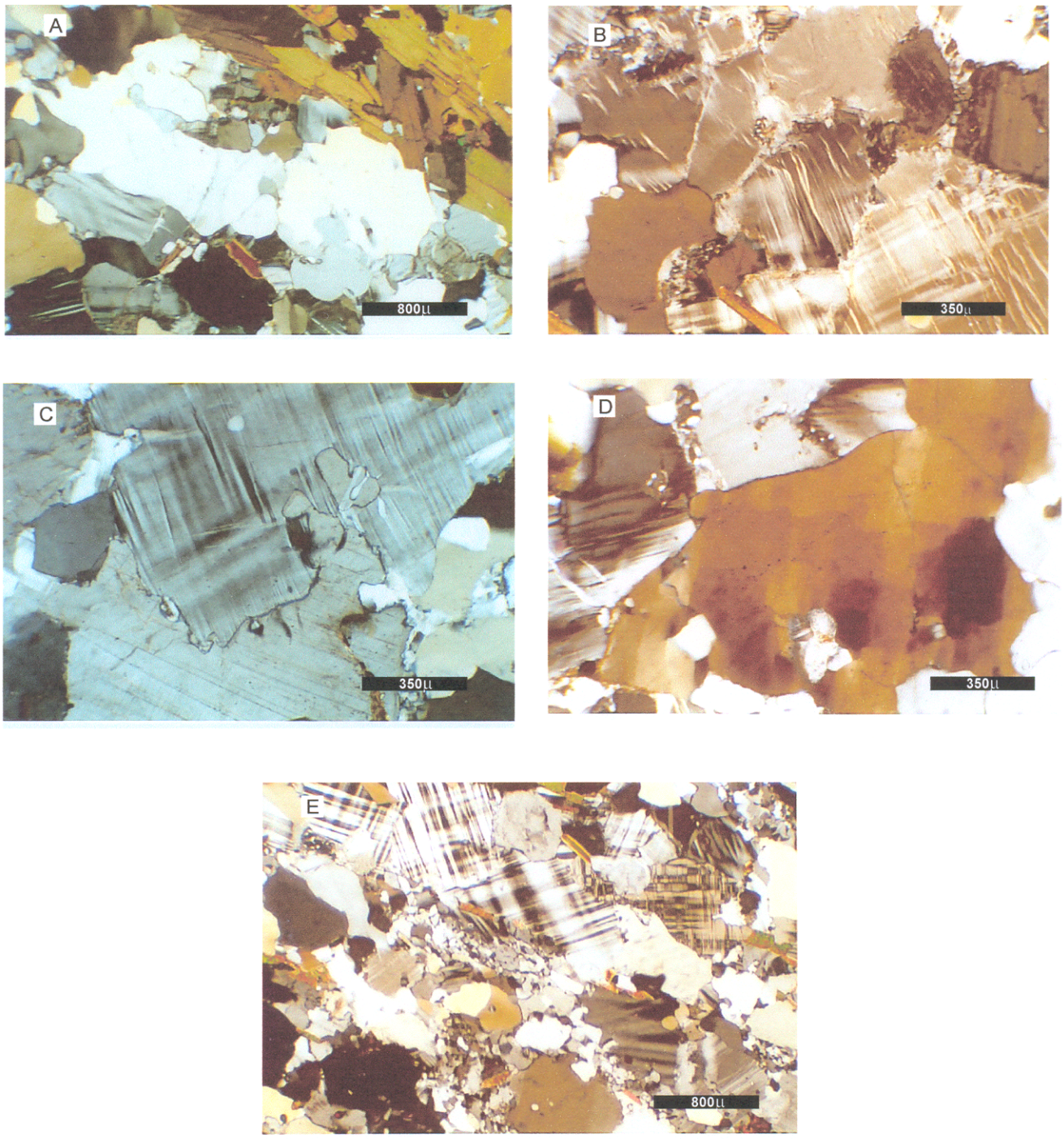


Figura 4.5 - Aspectos microscópicos dos hornblenda-biotita-gnaisses e granitóides foliados a titanita. **a)** Foliação S_1 marcada pela orientação preferencial de agregados de biotita, de grãos de quartzo ameboidais, alongados e de grãos e agregados de feldspatos. Afloramento LF-68 ; **b)** Agregados de grãos e subgrãos de feldspato alcalino em domínios policristalinos feldspáticos. Afloramento LF-08 ; **c)** Plagioclásio mostrando contato extremamente irregular, "embaiando" feldspato alcalino. Afloramento LF-105 ; **d)** Quartzo com subgrãos retangulares em padrão de tabuleiro de xadrez (*chess-board*, Kruhl 1996). Afloramento LF-08. ; **e)** S_1 nos gnaisses mais finos com foliação marcante, conferida pela orientação preferencial de grãos e agregados de feldspato alcalino muito alongados, por vezes, com mirmequitas nas faces paralelas a S_1. Afloramento LF-103.

ondulante e localmente subgrãos com formas e tamanhos variados, sendo comuns cristais muito alongados (**Figura 4.5e**). As mirmequitas são abundantes, em contraste com o verificado nos tipos mais grossos, ocelares, e ocorrem dominantemente nas faces paralelas a S_1, realçando esta foliação. Finas porções lenticulares de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, em grãos em torno de 0,05mm e com extinção ondulante, devem corresponder a intercrescimento mirmequítico recristalizado. O plagioclásio com maclas muito apagadas ou ausentes está, por vezes, saussuritizado; mostra feições microtectônicas similares ao descrito para o feldspato alcalino. O quartzo ocorre em grãos alongados em geral com contatos irregulares com os feldspatos, pode exibir discreta extinção ondulante ou estar subdividido em subgrãos com limites paralelos as seções prismáticas, sugrãos basais não foram observados, dispostos paralelamente ou a alto ângulo com S_1. Esta situação se verifica mesmo em afloramentos onde a rocha constitui um L-tectonito, indicando que, de uma forma geral, o eixo c do quartzo não adquiriu orientação preferencial segundo a lineação na rocha. Nestes tipos gnáissicos fortemente foliados das proximidades do rio Apiaú, por vezes um bandamento discontínuo é fornecido pela alternância de domínios lenticulares policristalinos, muito ricos em quartzo com outros muito ricos em feldspatos ou com proporções similares de ambos minerais. Este bandamento é realçado pela orientação preferencial de minerais máficos e grãos alongados de quartzo e de feldspatos.

Nos dois tipos texturais descritos a biotita exibe pleocroísmo castanho claro a verde, bastante diferente das tonalidades avermelhadas observadas no GIB (**item 4.2**). Está localmente cloritizada e ocorre isolada ou em agregados com a hornblenda verde azulada e minerais opacos. A hornblenda está localmente desestabilizada com transformação parcial para biotita, minerais opacos, epídoto e titanita. A titanita dispõe-se em cristais isolados euédricos ou, mais comumente, em cristais anédricos a subédricos associada aos minerais máficos, por vezes formando coroas em torno de minerais opacos, e deve corresponder, em grande parte a uma fase mineral secundária. A allanita, com freqüência metamítica, pode formar grandes (até 1mm) cristais zonados e ocorre, comumente associada aos minerais máficos. O zircão aparece em prismas curtos, zonados. A magnetita ocorre em cristais subédricos a anédricos nos gnaisses

mais grossos ocelares, onde localmente está associada a pequenos grãos de ilmenita, e tende a formar cristais euédricos nos gnaisses mais finos.

Na estação LF-69, no âmbito dos gnaisses finos a médios fortemente foliado, a mineralogia difere um pouco: hornblenda está ausente e fluorita, em cristais intersticiais, aparece com importante mineral acessório.

♦ *Enclaves*

No afloramento LF-106, ocorrem enclaves de quartzo-diorito fino, com hornblenda parcialmente biotitizada. A rocha mostra foliação bem desenvolvida, delineada pela orientação preferencial dos minerais máficos. O plagioclásio em geral com maclas muito apagadas ou sem maclas, encontra-se muito pouco fraturado, em grãos inequidimensionais e com suas maiores dimensões segundo S_1. Faces cristalinas estão raramente presentes. Os grãos mostram extinção ondulante, maclas arqueadas e, por vezes, subgrãos e novos grãos.

No afloramento LF-76, observou-se enclave de composição quartzo-monzodiorítica. As feições deformacionais nos plagioclásios, localmente com manchas de feldspato alcalino, são semelhantes ao descrito acima e o quartzo aparece em agregados de grãos recristalizados. Neste afloramento ocorrem ainda enclaves de gnaisse granitóide similares à encaixante.

4.3.2.2. Evidências microtectônicas da deformação sob temperaturas altas (D_1)

O quadro microtectônico revelado para os gnaisses e granitóides foliados relacionados ao GIM difere bastante do observado nos biotita-hornblenda-gnaisses a allanita da unidade GIB.

As feições microtectônicas dos feldspatos nos gnaisses ocelares, mais grosso indicam que, apesar de não ser homogênea, a deformação intracristalina foi dominada por processos plásticos, sendo que fraturas são incomuns. A forma e o relacionamento entre os grãos observados nos domínios policristalinos amendoados (**Figura 4.5b**) não permite um indicação conclusiva sobre a origem desta petrotrama e sobre a contribuição de processos intracristalinos em estado sólido para sua evolução. É

provável que esta organização resulte da recristalização sob temperaturas muito altas, a partir de 600°C. Deformação em estado sólido sob temperaturas desta ordem são indicadas ainda, pela presença local de cristais de quartzo com subgrãos com limites basais (**Figura 4.5d**), evidenciando deslisamento paralelo ao eixo c (Kruhl 1996). Este sistema de deslizamento passa a atuar no quartzo, sob temperaturas muito altas próximas ao *solidus* granítico sendo comum em granitóides colocados sin-cinematicamente (ver **capítulo 4**).

Nos gnaisses finos a médios com foliação marcante, aflorantes nas proximidades do rio Apiaú, a petrotrama registra maior magnitude de *strain*, sendo que as feições microtectônicas sugerem temperaturas altas, provavelmente da mesma ordem daquelas defendidas para os tipos ocelares, mais grossos aflorantes a sul do rio Apiaú, que são compatíveis com a abundância de mirmequitas observada nestes tipos litológicos.

4.3.2.3. Evidências microtectônicas da deformação sob temperaturas moderadas a baixas (D_2)

Em algumas amostras, dispostas ao longo de zonas de cisalhamento D_2 (LF-81 B1 e LF-81B2, LF-08B, LF-08C), superpostas às feições de alta temperatura, observou-se um conjunto de feições deformacionais compatíveis com temperaturas moderadas a baixas (400°-450°C), representadas por: feldspatos intensamente fraturados; pertitas em chama no feldspato alcalino; maclas em cunha nos plagioclásios; finas bordas de minúsculos grãos em torno de 0,03mm ao redor dos feldspatos ou ao longo das fraturas; e intensa transformação da hornblenda, bastante fraturada, para uma associação de biotita, epídoto e minerais opacos.

4.3.2.4. Feições meso- e microscópicas x deformação sin-colocação do corpo granitóide precursor

As feições microtectônicas descritas caracterizam temperaturas muito altas, próximas ao *solidus* granítico. Considerando o quadro geológico discutido para os

HBGA, de idade semelhante aos granitóides descritos neste item, é possível sugerir que as altas temperaturas registradas estejam relacionadas ao resfriamento do corpo granitóide precursor. Dentro deste contexto as porções graníticas (**figuras 4.4b,d**) e os veios quartzo-feldspáticos devem representar líquidos tardios relacionados à própria intrusão, e envolvidos em diferentes estágios cinemáticos (ver **Capítulo 6**).

4.3.3. Sienogranitos foliados (SNG)

Na região do rio Apiaú, ocorrem vários afloramentos de granitóides róseos finos a médios e foliados, que devem corresponder a pequenos corpos alojados nos (hornblenda)-biotita-gnaisses a titanita bandados, ricos em veios pegmatóides.

Correspondem a sienogranitos hololeucocráticos, com uma foliação S_1 bem desenvolvida (**Tabela 4.4**).

Tabela 4.4 - Composições modais estimadas dos granitóides hololeucocráticos foliados.

Amostra	*Classificação*	*(%máf.)*	*Qz*	*Pg*	*Fk*	*Bi*	*Op*	*Ap*	*Zr*	*Al*	*Se*	*Ep*
LF-83A	Sienogranito foliado	(1,4)	x	x	x	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
NN-163	Sienogranito foliado	(<1)	x	x	x	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
RB-001	Sienogranito foliado	(2,3)	x	x	x	-	tr	tr	tr	-	tr	tr
RB-004	Sienogranito foliado	(<1)	x	x	x	-	tr	tr	tr	-	tr	tr
RB-006	Sienogranito deformado	(<1)	x	x	x	tr	tr	tr	tr	-	tr	-
FF-005	Sienogranito deformado	(<1)	x	x	x	tr	tr	tr	tr	-	tr	-

x >5%; 1%< (x) <5%; tr<1% ; Qz – Quartzo; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Zr – Zircão; Al – Allanita ; Se – Sericita; Ep – Epídoto.

Os minerais não exibem faces cristalográficas bem formadas e os contatos variam de retilíneos a bastante irregulares. O quartzo ocorre em grãos inequidimensionais, em geral alongados paralelamente a S_1, mostrando extinção ondulante e subgrãos, que localmente caracterizam o padrão de tabuleiro de xadrez. Feldspato alcalino ocorre como cristais ou domínios policristalinos, monominerálicos, bastante alongados paralelamente à foliação, em geral, limitados por lentes de quartzo, dispostas segundo S_1. Exibe caráter pertítico e geminação em grade, com extinção ondulante, sendo que fraturas são incomuns. Ocorrem agregados de grãos com contatos muito irregulares, sugerindo recristalização por migração da fronteira entre grãos, bem como, localmente, agregados poligonais. Mirmequitas são abundantes nas faces paralelas à foliação, em contato com plagioclásio, e gradam a

agregados de minúsculos (~0,05mm) grãos recristalizados que se dispõem em lentes paralelas a S_1. Pertitas em chama foram observadas em algumas lâminas e devem corresponder a feição relacionada à D_2, sob temperaturas moderadas a baixas.

4.3.4. Hornblenda-biotita-gnaisses tonalíticos (HBGT)

Na porção noroeste da área ao longo do rio Apiaú afloram gnaisses escuros, finos, com esparsos megacristais de feldspato atingindo até 1cm.

Sua composição é tonalítica (**Tabela 4.5**). Biotita com pleocroismo marrom e hornblenda, verde oliva são os principais minerais máficos. Apatita, allanita, zircão, minerais opacos (e titanita e epídoto secundários) ocorrem como minerais acessórios. Na amostra FF-06, epídoto chega a perfazer 2,3% da rocha, e titanita também é mais abundante, sendo que não há traços de hornblenda, provavelmente transformada para agregados de biotita, epídoto, minerais opacos e titanita.

Tabela 4.5 - Composições modais estimadas dos hornblenda-biotita-gnaisses tonalíticos.

Amostra	*Classificação*	*(%máf.)*	*Qz*	*Pg*	*Fk*	*Hb*	*Bi*	*Op*	*Ap*	*Zr*	*Al*	*Ti*	*Cl*	*Se*	*Ep*
FF-06	Gnaisse granodior. / tonalítico	(8,7)	x	x	x	-	x	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	(x)
RB-07A	Gnaisse tonalítico	(15,5)	x	x	x	x	x	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
RB-07B	Gnaisse tonalítico	(14,4)	x	x	x	x	x	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr

x >5%; 1%< (x) <5%; tr<1% ; Qz – Quartzo; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Zr – Zircão; Al – Allanita ;Ti – Titanita; Cl – Clorita; Se – Sericita; Ep – Epídoto.

A foliação S_1 é conferida pela orientação preferencial de agregados máficos, palhetas isoladas de biotita, grãos de quartzo alongados e domínios feldspáticos policristalinos alongados, por vezes, com sinais de recristalização.

Em todas as amostras o plagioclásio ocorre em megacristais, muito pouco fraturados, por vezes tabulares, mas sem faces cristalinas bem formadas, com zonamento simples, difuso e maclas na lei albita, em alguns casos, arqueadas. Podem apresentar manchas de feldspato alcalino e muitas inclusões arredondadas de quartzo. Maclas deformacionais também ocorrem. Vários megacristais mostram orientação preferencial de suas maiores dimensões paralelas às maclas ígneas fazendo ângulo com S_1, sugerindo a preservação de uma feição magmática. Exibem extinção ondulante e subgrãos, e novos grãos podem estar presentes em porções dos megacristais. Na

matriz o plagioclásio ocorre em grãos anédricos, com as mesmas características deformacionais dos megacristais.

O feldspato alcalino, mais abundante na amostra RB-06, dispõe-se em agregados monominerálicos de grãos e subgrãos, que podem exibir contatos retilíneos ou irregulares. Localmente fronteiras de baixo ângulo gradam a fronteira entre novos grãos.

4.3.5. (Hornblenda)-biotita-gnaisses (HBG)

Na região do rio Ajarani afloram rochas de composição sieno a monzogranítica, variando texturalmente para gnaisses ocelares (**Figura 4.6a**) por vezes protomiloníticos a miloníticos. Foram identificados rochas miloníticas relacionadas à D_1, registrando deformação sob condições de temperaturas altas, dispostas ao longo do rio Ajarani, e rochas miloníticas relacionadas à D_2, registrando deformação sob temperaturas moderadas a baixas, aflorantes a norte do mencionado rio, sendo que estas últimas, serão descritas no final deste item.

De uma forma geral, os biotita-hornblenda-gnaisses são pobres em minerais máficos (**Tabela 4.6**), com índice de cor, em geral, inferior a 2,5%, coloração cinza-claro a creme rosado e granulação fina a média. A biotita é o mineral máfico principal, ocorrendo em quase todas as lâminas; a hornblenda é ocasional. Minerais opacos, apatita, zircão e (allanita) são os acessórios mais comuns, enquanto clorita, sericita e epídoto são os minerais de alteração.

Nos gnaisses ocelares a foliação S_1 é conferida pela orientação preferencial de agregados máficos e de grãos alongados de quartzo que desviam em torno de porfiroclastos de até 1 cm, e de feldspato alcalino e plagioclásio, parcialmente recristalizados (**Figura 4.6b**). Nas rochas mais fortemente deformadas, miloníticas, ao longo do rio Ajarani, o quartzo ocorre em fitas ou grãos lenticulares muito alongados dispostas segundo S_1, e os feldspatos encontram-se mais intensamente recristalizados (**figuras 4.6c,d**).

O feldspato alcalino é pertítico, em geral com geminação em grade, e inclui biotita, plagioclásio e glóbulos de quartzo. Encontra-se muito pouco fraturado, com

extinção ondulante e subgrãos, e novos grãos em torno de 0,3mm que podem apresentar tamanhos similares, contatos retilíneos (**Figura 4.6c**) e junções tríplices, gradando localmente para agregados poligonais dispostos em porções lenticulares, paralelamente à foliação. Ocorrem também novos grãos com contatos irregulares, serrilhados e tamanhos variados (**Figura 4.6d**). Os grãos recristalizados podem mostrar lamelas de exsolução de albita.

Tabela 4.6 - Composições modais estimadas dos (hornblenda)-biotita-gnaisses.

Amostra	*Classificação*	*(%máf.)*	*Qz*	*Pg*	*Fk*	*Hb*	*Bi*	*Op*	*Ap*	*Zr*	*All*	*Ti*	*Cl*	*Se*	*Ep*
RB-162	Gnaisse	(<2)	x	x	x	tr	tr	tr	tr	-	-	-	tr	tr	tr
RB-164	Gnaisse milonítico	(2,2)	x	x	x	-	tr	tr	-	tr	-	-	tr	tr	tr
RB-166	Gnaisse milonítico	(2,6)	x	x	x	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr	tr
FF-230	Gnanito-gnaisse	(<2)	x	x	x	-	-	tr	-	tr	-	-	tr	tr	-
FF-256	Gnaisse	(3,0)	x	x	x	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr
FF-257	Gnaisse granítico	(1,6)	x	x	x	-	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	-
FF-259	Gnaisse granítico	(??)	x	x	x	-	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	-
FF-260	Gnaisse granítico	(1,9)	x	x	x	-	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	-
FF-265	Gnaisse granítico	(2,2)	x	x	x	-	(x)	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	-

X >5%; 1%< (x) <5%; tr<1% ; Qz – Quartzo; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Zr – Zircão; Al – Allanita ; Ti – Titanita; Cl – Clorita; Se – Sericita; Ep – Epídoto.

O plagioclásio, comumente sericitizado, inclui raros grãos de biotita e minerais opacos e exibe as mesmas feições deformacionais dúcteis do feldspato alcalino, sendo que, em geral, encontra-se menos recristalizado.

Na lâmina FF-256, nas proximidades de uma zona de falha, é conspícuo o contraste entre os grãos de plagioclásio, intensamente fraturados, e os feldspatos alcalinos, muito pouco fraturados.

O quartzo ocorre em grandes grãos, alongados paralelamente à foliação, ocasionalmente com contatos irregulares, côncavos ou convexos com os feldspatos, ou em fitas nas amostras mais deformadas. Exibe extinção ondulante e, na amostra FF-230, ocorrem subgrãos retangulares, em padrão de tabuleiro de xadrez.

A biotita mostra pleocroísmo marrom-avermelhado. A hornblenda é verde a verde-azulado e encontra-se parcialmente transformada em uma associação de biotita, minerais opacos (e epídoto). A apatita ocorre em cristais boudinados e fragmentados. O zircão, de coloração castanha, pode incluir diminutos cristais de biotita, e a allanita é rara.

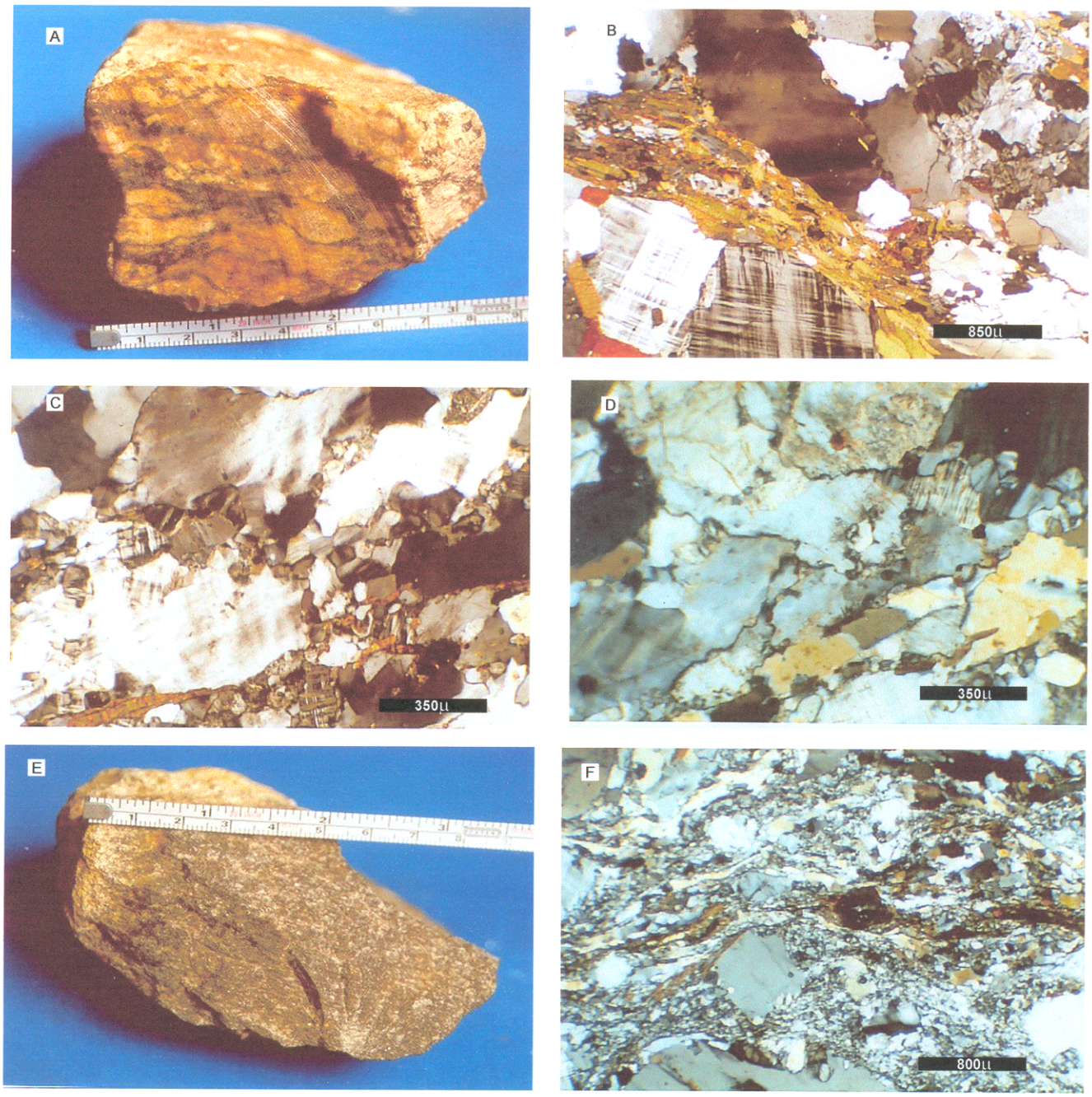


Figura 4.6 - **a)** Foliação S_1 em biotita-(hornblenda)-gnaisse. Afloramento FF-256; **b)** S_1 conferida pela orientação preferencial de minerais máficos e grãos e agregados de quartzo e de feldspatos em biotita-(hornblenda)-gnaisse. Afloramento FF-256 ; **c)** Recristalização mais intensa em biotita-(hornblenda)-gnaisse milonítico. Agregados de subgrãos e novos grãos com tamanhos similares e limites tendendo a retilíneos ocorrem na borda de porfiroclastos de feldspatos sugerindo recristalização por rotação de subgrãos (relacionada à D_1). Afloramento FF-265 ; **d)** Grãos de feldspato alcalino com limites irregulares, sugerindo recristalização por migração da fronteira entre os grãos (relacionada à D_1), em biotita-(hornblenda)-gnaisse milonítico. Afloramento FF-265 ; **e)** Biotita-(hornblenda)-gnaisse milonítico (relacionado a D_2) ; **f)** Aspecto da foliação S_2, milonítica, em biotita-(hornblenda)-gnaisse, marcada por fitas de quartzo, e "rios" de material cominuído, (quartzo, feldspato, epídoto e sericita em grãos de 0,03mm), com feições microtectônicas indicando temperatura moderadas a baixas. Afloramento RB-164.

Nos milonitos relacionados à D_2 (**Figura 4.6e**), o feldspato alcalino e o plagioclásio formam porfiroclastos de 1mm a 3mm, fraturados, dispostos entre fitas de quartzo em uma matriz cominuída (**Figura 4.6f**). Esta matriz é constituída por quartzo, feldspatos e epídoto, em grãos irregulares, muito finos variando entre 0,01mm e 0,03mm, em geral com limites marcados por faixa de extinção ondulante. Pertitas em chama são muito comuns e mirmequitas estão ausentes. Biotita orienta-se segundo a foliação assim como raros porfiroclastos de hornblenda que se encontram parcialmente biotitizados e associados a epídoto e titanitas, ausentes nos gnaisses descritos anteriormente que formam trilhas unindo estes porfiroclastos. As feições deformacionais nos milonitos indicam condições de temperatura moderadas a baixas em torno de 400°-450°C.

4.3.6. Gnaisses sienograníticos (GSN)

No extremo-oeste da área, ao longo do igarapé Repartimento do Ajarani, foram identificadas (Brandão & Freitas 1994) rochas hololeucocráticas de composição sienogranítica (**Tabela 4.7**), cor creme-rosado, com foliação muito bem desenvolvida (**Figura 4.7a**) e avançada recristalização de seus constituintes minerais. Lembram os sienogranitos foliados da região do rio Apiaú mas afloram a aproximadamente 50km destes, e exibem algumas diferenças texturais e na mineralogia acessória.

Tabela 4.7 - Composições modais estimadas dos gnaisses sienograníticos.

Amostra	*Classificação (%máf.)*	*Qz*	*Pg*	*Fk*	*Hb*	*Bi*	*Op*	*Ap*	*Zr*	*Cl*	*Se*
RB-134A*	Gnaisse sienogranítico (<1,5)	x	x	x	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr
RB-134B	Gnaisse sienogranítico (<1,5)	x	x	x	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
RB-136	Gnaisse sienogranítico (<1,5)	x	x	x	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
RB-138	Gnaisse sienogranítico (<1,5)	x	x	x	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr
RB-155	Sienogranito foliado (<1,5)	x	x	x	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr

x >5%; 1%< (x) <5%; tr<1% ; Qz – Quartzo; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Zr – Zircão; Cl – Clorita; Se – Sericita. * Amostras com análise química discutida no Capítulo 7.

São rochas onde feldspato alcalino pertítico e plagioclásio constituem porfiroclastos, em grande parte recristalizados para subgrãos e novos grãos, geralmente com contatos retilíneos, que gradam a agregados poligonais na matriz (**Figura 4.7b**) dispostos segundo a foliação S_1. Os subgrãos e novos grãos na borda dos porfiroclastos mostram tamanhos similares e, por vezes, limites entre subgrãos

gradando a limites entre novos grãos. O feldspato alcalino recristalizado exibe finas lamelas de exsolução de albita. O quartzo realça a foliação S_1, formando grãos muito alongados, com contatos irregulares côncavos e convexos em relação aos feldspatos, ou como fitas nas amostras mais deformadas.

A hornblenda ocorre em raros relictos intensamente transformados para biotita. Em uma das lâminas ocorrem relictos de mineral incolor a levemente esverdeado, parcialmente biotitizado e intensamente alterado, que pode corresponder a piroxênio.

4.3.7. Hornblenda-gnaisses finos a titanita (HG)

Formam uma estreita lente no extremo-sudeste do corpo charnockítico do Igarapé Grande, encaixada entre charnockitos grossos a muito grosso, a norte, e hornblenda (clinopiroxênio) granitóides finos porfiríticos, a sul.

Foram observados apenas dois afloramentos. Mostram coloração cinza clara, granulação fina a média e uma foliação S_1, definida pela orientação preferencial de minerais máficos, por vezes em agregados. São comuns veios de granito pobre em minerais máficos, subconcordantes à foliação, variando de centimétricos a decimétricos, que por vezes conferem aspecto bandado ao gnaisse (**Figura 4.7c**). Estes veios subconcordantes desenham, ocasionalmente, dobras fechadas com superfícies axiais paralelas a S_1.

Mostram composição granítica, sendo a hornblenda o principal mineral máfico, seguido por biotita, que não ultrapassa 1% da rocha, em algumas lâminas. Dentre os minerais acessórios, os minerais opacos e a titanita são os mais abundantes, seguidos por apatita e zircão. Sericita é o mineral de alteração mais comum.

A textura e as feições deformacionais intracristalinas observadas nestes gnaisses são muito similares às descritas para os gnaisses aflorantes nas pedreiras de Mucajaí (biotita-hornblenda-gnaisses a allanita).

O feldspato alcalino encontra-se em grande parte recristalizado (**Figura 4.7d**). Mostra maclas em grade, de aspecto difuso. Alguns megacristais, localmente preservados, podem incluir glóbulos de quartzo e exibem extinção ondulante e porções recristalizadas com subgrãos e novos grãos que gradam à matriz da rocha.

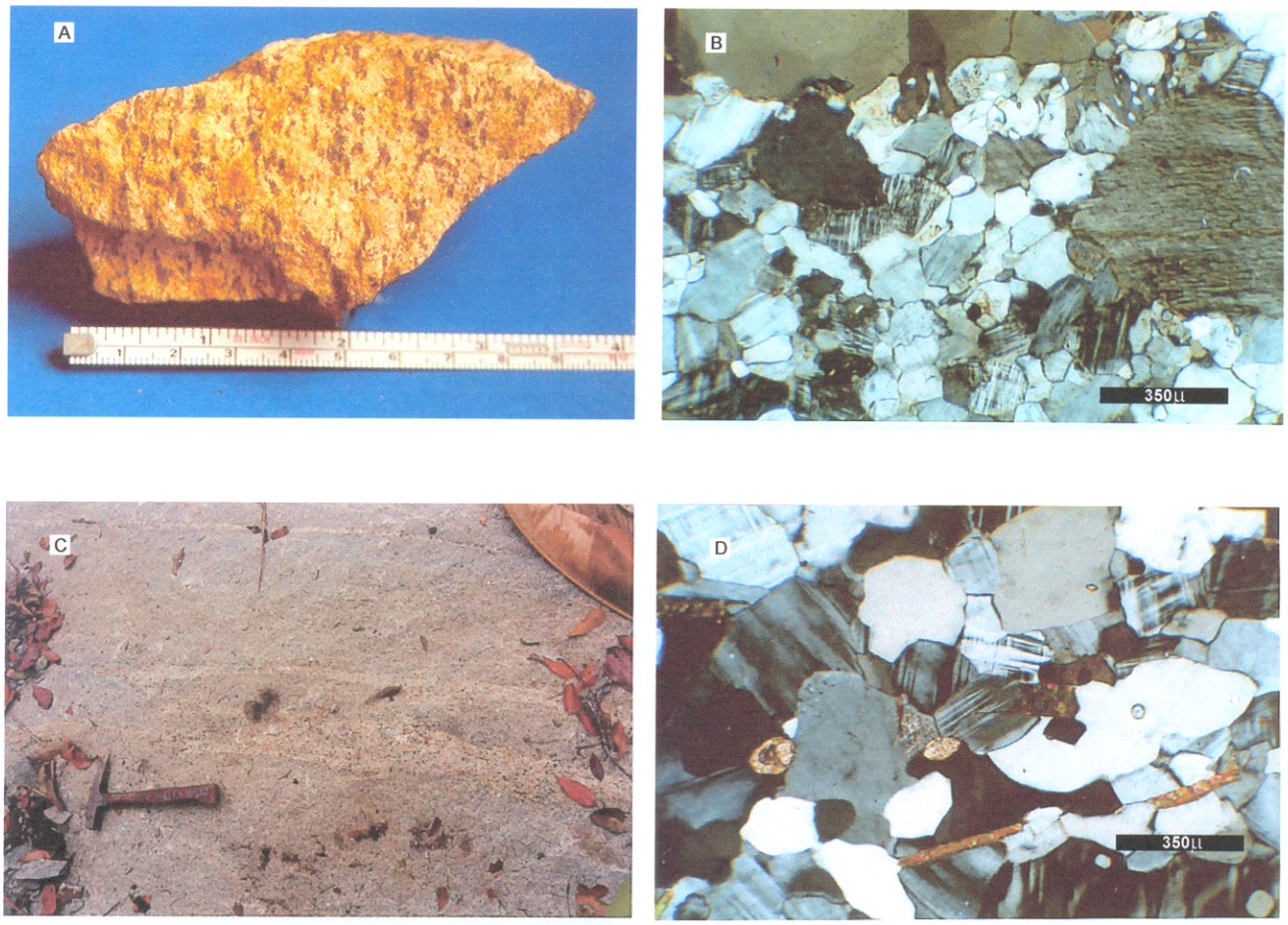


Figura 4.7 - **a)** Aspecto macroscópico do gnaisse sienogranítico; **b)** Feldspato alcalino recristalizado, registrando as altas temperaturas durante a deformação D_1, no gnaisse sienogranítico. Afloramento RB-134A. ; **c)** Aspecto macroscópico do hornblenda-gnaisse fino a titanita, com veios graníticos, mais grossos, subconcordantes a S_1, dobrados. Afloramento LF- 37A; **d)** Feldspato alcalino recristalizado no hornblenda-gnaisse fino a titanita. Afloramento LF-37A.

Os subgrãos e novos grãos podem mostrar limites retilíneos e, por vezes, limites de alto ângulo transicionando a limites de baixo ângulo, sugerindo a atuação de recristalização por rotação de subgrãos; ocorrem também novos grãos com limites muito irregulares, serrilhados, sugerindo recristalização por migração de fronteira. Em algumas lâminas os grãos recristalizados são micropertíticos. O plagioclásio apresenta maclas ígneas na lei da Albita e maclas deformacionais, ambas ocasionalmente arqueadas. Mostra extinção ondulante e encontra-se em grande parte recristalizado, com as mesmas feições microtectônicas observadas no feldspato alcalino.

O quartzo ocorre em cristais com formas irregulares, por vezes ameboidais, em geral com extinção ondulante fraca ou ausente, sugerindo a atuação de algum tipo de recuperação. As maiores dimensões dos grãos dispõem-se de acordo com a foliação.

A hornblenda, verde-oliva a verde levemente azulado, apresenta-se em pequenos cristais de até 0,5 mm, subédricos, orientados segundo S_1, ou em grandes cristais de até 1,5 mm, anédricos, intersticiais, com suas maiores dimensões paralelas a S_1. Estes grandes cristais mostram-se fraturados e, localmente, exibem extinção ondulante e subgrãos com limites retilíneos. A biotita forma finas palhetas marcando a foliação.

A titanita ocorre em cristais euédricos a subédricos, isolados na massa félsica, com feições texturais sugestivas de uma origem primária, ou formando coroas em torno de minerais opacos, neste caso correspondendo à fase mineral secundária.

4.3.8. Evidências microtectônicas da deformação sob temperaturas altas (D_1), e seu significado geológico nos SNG, HBGT, HBG, GSN, HG

As petrotramas que definem S_1 e L_1 descritas nos sienogranitos foliados (SNG), hornblenda-biotita-gnaisses tonalíticos (HBGT), (hornblenda)-biotita-gnaisses (HBG), gnaisses sienograníticos (GSN) e hornblenda-gnaisses finos a titanita (HG) registram uma deformação em estado sólido sob condições eminentemente dúcteis, sendo prováveis temperaturas em torno de 600°-650°C. Estas altas temperaturas são indicadas, conforme discussões apresentadas no **Capítulo 3** e nos **itens 4.3.1** e **4.3.2**, pela presença, nesses diversos tipos de gnaisses e granitóides foliados, de algumas ou

todas as seguintes feições: domínio de feições dúcteis nos feldspatos, em muitos casos com recristalização por rotação de subgrãos como mecanismo importante; feldspato alcalino recristalizado com lamelas de exsolução de albita; quartzo com subgrãos mostrando padrão em tabuleiro de xadrez; abundância de mirmequitas.

Nestes tipos ortognáissicos não foram observadas evidências conclusivas sobre o significado geológico destas petrotramas de alta temperatura (ver discussão no **Capítulo 5**).

4.3.9. Evidências microtectônicas da deformação sob temperaturas moderadas a baixas (D_2) nos SNG, HBG, BHG e BHGT

Em várias das unidades individualizadas, superpostas à trama de alta temperatura relacionada à D_1, foram identificadas feições microtectônicas indicativas do ambiente rúptil-dúctil sob condições de temperaturas moderadas a baixas (400°-450°C). Ocorrem feldspatos intensamente fraturados e por vezes segmentados e apartados, com extinção ondulante em colcha de retalhos, bordas ou fraturas ocupadas por agregados de minúsculos grãos, provavelmente necristalizados, ou por uma assembléia de albita, epídoto e sericita, finamente granulada. A hornblenda mostra-se fraturada e parcialmente biotitizada. Quartzo ocorre em fitas nas amostras miloníticas.

4.4. ROCHAS CHARNOCKÍTICAS DO EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO – A SUÍTE INTRUSIVA SERRA DA PRATA

As rochas reunidas na Suíte Intrusiva Serra da Prata (SISP) afloram em vários corpos distribuídos nas porções leste e oeste da área estudada, grosso modo, separadas pelo corpo granítico Mucajaí.

Na porção leste da área, em meio a extensa cobertura cenozóica ocorrem várias exposições de rochas relacionadas à SISP, não sendo possível determinar se constituem pequenos corpos isolados ou se integram um ou mais corpos maiores. Com base em algumas feições características, no entanto, foram tentativamente descritos os corpos da serra da Prata, do igarapé Grande e do igarapé Roxinho.

Na porção oeste da área estudada, vários corpos se distribuem, respectivamente, na região do igarapé Repartimento do Ajarani, do rio Ajarani e nas proximidades do rio Apiaú.

De uma forma geral, predominam na SISP rochas médias a grossas, com freqüência porfiríticas, sendo que diferentes intervalos composicionais caracterizam os diversos corpos. A deformação varia de discreta a intensa, não sendo incomuns os tipos foliados. Registram uma deformação em estado sólido sob condições de temperaturas altas (D_1), bem como texturas deformacionais refletindo temperaturas moderadas a baixas (D_2). Ocorrem charnockitos (sienograníticos a monzograníticos), alcalifeldspato-charnockitos, hiperstênio-quartzo-sienitos, quartzo-mangeritos e quartzo-jotunitos. Apresentam coloração cinza-amarronzada, em geral com tonalidades muito escuras nos quartzo-mangeritos e quartzo-jotunitos. Exibem, comumente, megacristais de feldspatos entre 5mm e 30mm, por vezes arredondados, distribuídos em matriz composta por quartzo, feldspatos e minerais máficos, em geral entre 0,5mm e 5mm. É grande a variação nas porcentagens relativas de matriz e megacristais, e na granulação de ambos. Esta variação, aliada à granulação grossa de muitas amostras, torna as análises modais estimadas a partir das lâminas delgadas, discrepantes em relação às classificações baseadas nas análises químicas, que se referem a um volume mais representativo da amostra.

Subordinadamente ocorrem na SISP tipos porfiríticos com matriz fina e esparsos megacristais de feldspatos, tendo sido individualizados em três fácies, apresentando diferentes assembléias de minerais máficos, que devem representar diques ou possivelmente bordas de resfriamento. Finalmente, alguns granitóides desprovidos de ortopiroxênio, foram relacionados à SISP, com base nas similaridades químicas (ver **Capítulo 7**) e petrográficas com as rochas charnockíticas.

Desta forma, serão descritas, a seguir, as principais características petrográficas, assim como as feições microtectônicas das fácies litológicas mapeadas nos diversos corpos, sendo apresentada no final do capítulo uma discussão integrada sobre o ambiente deformacional para as rochas da SISP.

4.4.1. O corpo charnockítico da serra da Prata

Na região da serra da Prata foram individualizadas rochas charnockíticas médias a grossas, porfiríticas, isotrópicas a foliadas (**figuras 4.8a,b**), que constituem a fácies principal e dão lugar a charnockitos hidratados, protomiloníticos a miloníticos, em direção ao contato com o corpo granítico Mucajaí. Duas fácies porfiríticas finas foram delimitadas.

Uma feição característica na região da serra da Prata é a presença de vários corpos máficos, representados por hornblenda-noritos e gabronoritos, paleoproterozóicos, registrando deformação sob condições de temperatura alta (D_1), alguns provavelmente representando diques.

4.4.1.1. Fácies Principal

- *Petrografia e Microtectônica*

Predominam charnockitos com hiperstênio-quartzo-sienitos e quartzo-mangeritos subordinados (**Tabela 4.8**).

Tabela 4.8 - Classificação petrográfica das rochas do corpo da Serra da Prata, a partir das composições modais estimadas.

	Amostra	*Classificação*	*(%máf.)*	*Qz*	*Pg*	*Fk*	*Opx*	*Cpx*	*Hb*	*Bi*	*Op*	*Ap*	*Zr*	*Al*	*Cl*	*Se*
fácies principal	LF-60A	Charnockito (SNG)	(6,1)	x	x	x	(x)	-	tr	tr	tr	tr	Tr	-	-	
	LF-61*	Charnockito (MZG-SNG)	(5,6)	x	x	x	x	(x)	tr	-	tr	tr	Tr	-	-	-
	LF-62A*	Charnockito (MZG)	(2,3)	x	x	x	tr	-	tr	(x)	tr	tr	Tr	tr	-	-
	LF-63A*	Hp-Qz-sienito	(6,0)	x	x	x	(x)	-	(x)	tr	(x)	tr	Tr	-	-	tr
	LF-62D	Qz-mangerito	(10,5)	x	x	x	(x)	tr	x	-	tr	tr	tr	-	-	-
	LF-66C	Qz-mangerito	(4,5)	x	x	x	x	(x)	-	-	tr	tr	tr	-	-	-
	NN-212A	Hb-Qz-sienito	(8,8)	x	x	x	-	-	(x)	x	tr	tr	tr	-	-	-
	LF-64B*	Charnockito hidratado	(2,6)	x	x	x	-	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
	NN-205*	Charnockito hidratado	(2,3)	x	x	x	tr	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	tr
fácies porfirítica fina	NN-207A	Qz-mangerito	(5,7)	x	x	x	(x)	tr	-	-	(x)	tr	tr	-	-	-
	NN-208A	Qz-mangerito	(6,0)	x	x	x	(x)	(x)	-	-	(x)	tr	tr	-	-	tr
	LF-58A	Charnockito	(5,2)	x	x	x	(x)	(x)	-	tr	(x)	tr	tr	-	-	-
	LF-58B	Charnockito	(3,5)	x	x	x	tr	(x)	-	(x)	tr	tr	tr	-	-	-
	LF-58D*	Charnockito	(3,0)	x	x	x	tr	(x)	tr	(x)	tr	tr	tr	-	-	-
	LF-59A*	Charnockito	(4,2)	x	x	x	-	(x)	tr	tr	(x)	tr	tr	tr	-	-
	LF-62C*	Charnockito	(4,3)	x	x	x	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr
	LF-65A*	Charnockito	(3,2)	x	x	x	tr	(x)	-	x	tr	tr	tr	-	-	-
	NN-213*	Charnockito	(4,8)	x	x	x	(x)	-	-	tr	tr	tr	tr	-	-	tr

x >5%; 1%< (x) <5%; tr<1% ; Qz – Quartzo; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino; Opx – ortopiroxênio; Cpx – Clinopiroxênio; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Zr – Zircão; Al – Allanita; Cl – Clorita; Se – Sericita. * Amostras com análise química discutida no Capítulo 7.

As composições modais estimadas para os charnockitos revelam conteúdos de quartzo inferiores a 25%. O índice de cor varia de 2,3% a 6,1% nos charnockitos, de

6,0% a 8,8% nos hiperstênio-quartzo-sienitos, e de 5% a 10,5%, nos quartzo-mangeritos. O ortopiroxênio corresponde ao mineral máfico mais abundante, seguido por (clinopiroxênio) e hornblenda, que ocasionalmente ultrapassam 1% da rocha. A biotita, em geral muito subordinada, corresponde, em duas amostras, ao mineral máfico mais importante, com piroxênio ocorrendo em raros relictos (LF-62A) ou ausente (NN-212A). Apatita, zircão e minerais opacos (ilmenita e magnetita, lâmina polida da amostra LF-63) são os minerais acessórios mais comuns, sendo que a allanita foi observada em três lâminas.

A textura nas rochas pouco deformadas varia de hipidiomórfica granular / inequigranular a alotriomórfica granular / inequigranular, com megacristais de plagioclásio e feldspato alcalino em proporções variadas (**Figura 4.8c**). Nas amostras mais deformadas, a foliação S_1 é definida pela orientação preferencial de porfiroclastos e agregados recristalizados de feldspato, agregados de minerais máficos e fitas e agregados lenticulares de quartzo (**Figura 4.8d**).

O feldspato alcalino dispõe-se em megacristais subédricos a anédricos, tabulares a arredondados, por vezes micropertíticos e/ou exibindo manchas de albita. Inclui piroxênios, minerais opacos, hornblenda, biotita e quartzo. É comum a presença de mirmequitas no contato com plagioclásio, e intercrescimento granofírico, também foi observado. Nos hiperstênio-quartzo-sienitos e em uma lâmina de charnockito é conspícua a quantidade de inclusões de quartzo em cristais ameboidais ou tendendo a gráficos. Textura rapakivi ocorre localmente. São comuns contatos irregulares e cristais embaiados por quartzo. Na matriz, o feldspato alcalino é anédrico, pode apresentar caráter micropertítico e geminação em grade, tendo sido observadas inclusões arredondadas de quartzo e hornblenda e de prismas curtos de apatita. Nos megacristais ou na matriz o feldspato alcalino exibe extinção ondulante e porções recristalizadas. Nas amostras onde S_1 está mais desenvolvida a recristalização é intensa. As bordas dos megacristais são ocupados por subgrãos e novos grãos com tamanhos similares, limites tendendo a retilíneos, sendo por vezes observados limites entre subgrãos gradando para limites° entre novos grãos (**Figura 4.8e**). Novos grãos com limites serrilhados também são comuns. Os cristais recristalizados exibem por vezes finas lamelas de exsolução de albita, sendo que também foram observados porfiroclastos

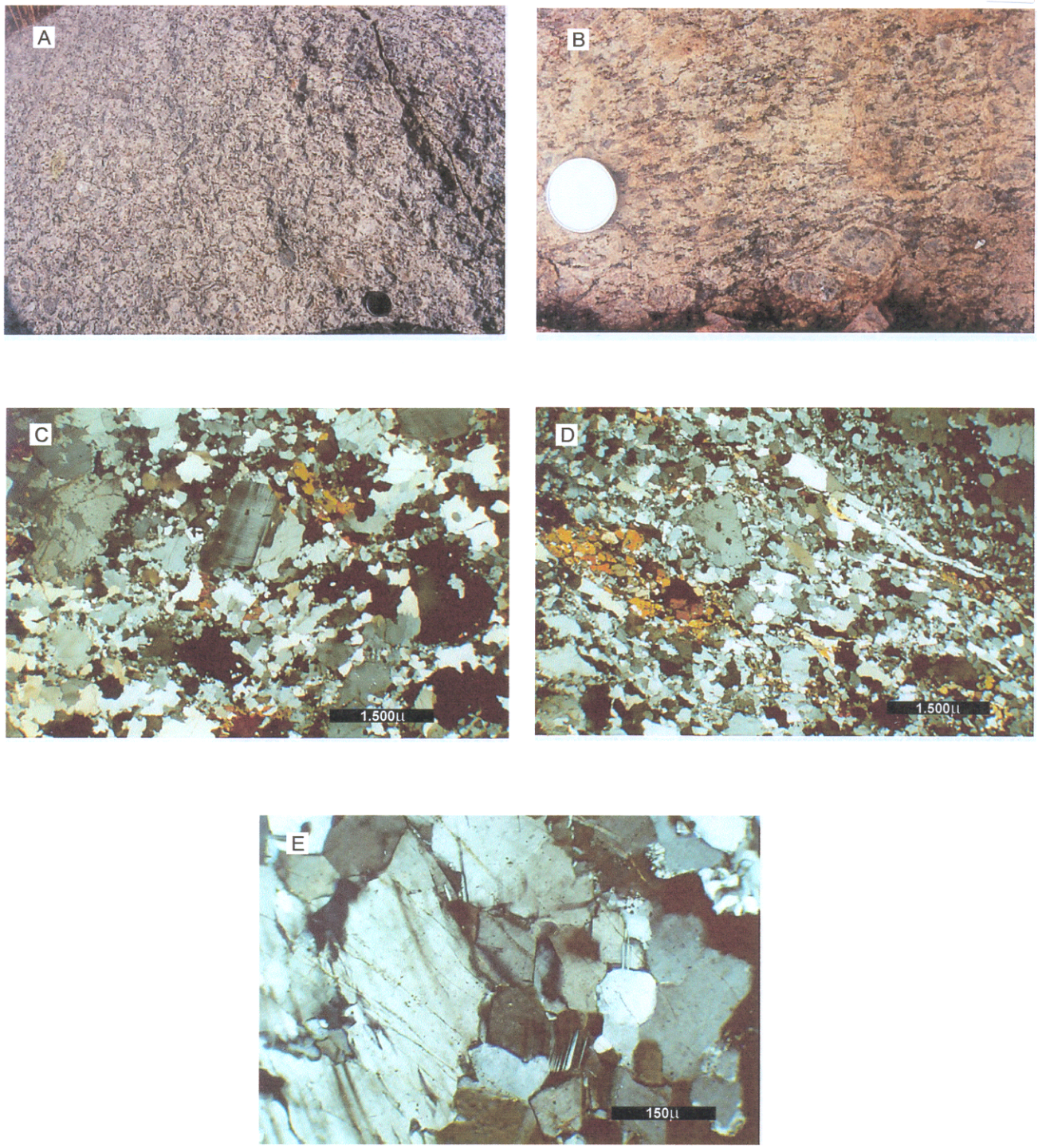


Figura 4.8 - Aspectos macro e microscópicos das rochas charnockíticas da SISP, no corpo da serra da Prata. **a)** Hiperstênio-quartzo-sienito isotrópico. Afloramento LF-63 ; **b)** Charnockito com foliação S_1 bem desenvolvida. Afloramento LF-60 ; **c)** Textura hipidiomórfica inequigranular no hiperstênio-quartzo-sienito. Afloramento LF-63 ; **d)** Aspecto da foliação S_1 em charnockito intensamente deformado. Afloramento LF-60 ; **e)** Charnockito com feldspatos em parte recristalizados, exibindo bordas de subgrãos e novos grãos com tamanhos similares e limites tendendo a retilíneos. Afloramento LF-66C.

com pertitas em pequenas gotas, com porções recistalizadas para novos grãos homogêneos, tendo o componente albita se concentrado na borda dos novos grãos.

O plagioclásio é freqüentemente antipertítico e ocorre em megacristais subédricos a anédricos, com maclas em geral difusas ou sem maclas, o que dificultou a determinação de sua composição por métodos petrográficos. Esta determinação só foi possível em uma amostra de quartzo-mangerito (LF-62D) onde o plagioclásio se situa no limite oligoclásio-andesina. Inclui cristais de apatita, minerais opacos e piroxênios e localmente encontra-se em avançado estagio de saussuritização. Em algumas amostras são comuns grãos formados por dois ou três cristais e grãos com integridade moderada (Hibbard, 1995, sua fig. 7.6). Na matriz da rocha o plagioclásio é anédrico, com maclas em geral difusas e ocupando apenas parte dos cristais, e em várias amostras exibe caráter antipertítico.

De uma forma geral o plagioclásio exibe extinção ondulante, maclas deformacionais e maclas ígneas arqueadas em *kinks* com limites amplos. Mirmequitas tendem a se concentrar nas faces paralelas à foliação, em contato com feldspato alcalino. Encontra-se recristalizado nas amostras mais deformadas exibindo as mesmas feições descritas para o feldspato alcalino.

O quartzo ocupa uma posição intersticial e aparece embaiando cristais de plagioclásio e de feldspato alcalino. Mostra extinção ondulante, sendo que uma padrão de subgrãos retangulares, em tabuleiro de xadrez está presente tanto nas amostras com foliação bem desenvolvida como naquelas registrando menores magnitudes de *strain*. Nas amostras foliadas o quartzo aparece em grãos alongados ou fitas orientadas segundo S_1.

O ortopiroxênio, com o típico pleocroísmo de rosa salmão a verde claro, mostra aspecto límpido. Lamelas de exsolução de clinopiroxênio não foram observadas. Inclui grãos de quartzo (globulares) e apatita. Ocorre em cristais anédricos a subédricos que podem integrar glomérulos máficos. Encontra-se fraturado e mostra-se parcialmente desestabilizado para hornblenda, verde-oliva, e minerais opacos e alteração para material ocre, amorfo ou para clorita. Nas amostras foliadas, registrando as maiores magntudes de *strain*, pode ocorrer em cristais arqueados e/ ou com extinção ondulante. O clinopiroxênio, com coloração verde muito pálido, está menos fraturado e exibe da

mesma forma, transformação parcial para hornblenda, verde-oliva, e minerais opacos. Os cristais de clinopiroxênio não exibem maclas ou lamelas de exsolução. A hornblenda e a biotita, geralmente associadas aos piroxênios, ocorrem em raros cristais isolados e, de uma forma geral, correspondem a fases magmáticas secundárias.

Minerais opacos são anédricos e concentram-se nos glomérulos máficos. Na lâmina polida estudada (LF-63), magnetita e ilmenita ocorrem em quantidades similares, e podem preencher fraturas nos feldspatos. A magnetita mostra, por vezes, lamelas de exolução de ilmenita em faixas paralelas, sendo que o padrão de trelissa não foi observado.

Apatita ocorre em cristais aciculares ou em prismas curtos e o zircão mostra-se com freqüência zonado com sobrecrescimentos.

Em algumas amostras, além do conjunto de feições microestruturais registrando temperaturas altas, relacionados à foliação S_1, como a recristalização nos feldspatos e a presença de padrão em tabuleiro de xadrez no quartzo, observam-se feições relacionadas à D_2, registrando temperaturas moderadas a baixas: porfiroclastos de feldspatos bastante fraturados com extinção ondulante do tipo colcha de retalhos e borda de agregados de minúsculos grãos (~0,02mm) preferencialmente dispostos paralelamente à foliação, sugerindo neocristalização.

♦ *Ordem de Cristalização*

A características petrográficas do conjunto charnockítico da fácies principal do corpo da serra da Prata permitem a sugestão de uma ordem de cristalização.

Zircão, apatita e minerais opacos ocorrem como inclusões em quase todos os outros minerais e devem representar o início da cristalização. Ortopiroxênio e clinopiroxênio devem ter se cristalizado em intervalo, em parte superposto e em parte posterior ao intervalo de cristalização daquelas fases acessórias. O plagioclásio dos megacristais e dos cristais da matriz, com inclusões de piroxênios vieram em seguida, e em um estágio mais tardio formaram-se localmente os mantos em torno de cristais de feldspato alcalino. O feldspato alcalino exibe inclusões de piroxênios, hornblenda, biotita e quartzo, e deve ter cristalizado em intervalo amplo, inciado após o começo da cristalização dos plagioclásios. Hornblenda e biotita ocorrem, com raras exceções,

associadas aos piroxênios e devem corresponder a fases magmáticas tardias geradas, a partir da desestabilização dos mesmos. O quartzo, incluso em feldspatos e formando cristais intersticiais a estes, também cristalizou-se ao longo de um amplo intervalo.

4.4.1.2. Fácies porfiríticas finas

Duas fácies porfiríticas, com matriz fina, foram identificadas: clinopiroxênio-charnockitos, aflorando na parte leste da serra, e quartzo-mangeritos na sua porção noroeste.

- *Clinopiroxênio-charnockitos finos, porfiríticos*

São rochas de coloração acinzentada, exibindo uma foliação S_1 conferida pela orientação preferencial de agregados lenticulares de quartzo e de minerais máficos, que desviam ao redor de porfiroclastos de feldspato alcalino e subordinadamente plagioclásio de até 4cm (**Figura 4.9a**). Variedades finas sem porfiroclastos ocorrem na porção noroeste da serra da Prata (**Figura 4.9b**).

Restringem-se a termos charnockíticos (**Tabela 4.10**).

O feldspato alcalino é pertítico e ocorre em grãos anédricos, por vezes muito alongados e dispostos em porções lenticulares paralelas à foliação, mostrando por vezes sinais de recristalização. Os megacristais incluem grãos ameboidais de quartzo. Na matriz apresentam reentrâncias ocupadas por quartzo e mostram limite bastante irregular com muitas reentrâncias nos contatos com o plagioclásio. Ocorrem grãos recristalizados, pertíticos.

O plagioclásio aparece em raros megacristais, antipertíticos, incluindo biotita e quartzo. Forma intercrescimentos mirmequíticos nos contatos com feldspato alcalino.

O quartzo constitui agregados alongados, dispostos segundo a foliação, com limites muito irregulares, ou aparece em grãos menores, isolados, sendo comum a presença de subgrãos com formas retangulares, em padrão de tabuleiro de xadrez.

Clinopiroxênio, incolor a verde-pálido, em quantidades inferiores a 2,5%, corresponde ao mineral máfico mais abundante, seguido por ortopiroxênio, biotita (avermelhada), (hornblenda) e minerais opacos. Dispõe-se em grãos anédricos a

subédricos, por vezes poiquilíticos. Encontra-se fraturado com avançada transformação para biotita, minerais opacos e, muito localmente, hornblenda.

Apatita, zircão e ocasionalmente allanita metamíctica são os minerais acessórios.

Na escala de lâmina petrográfica, a foliação S_1 é conferida pela orientação preferencial de: minerais máficos (**Figura 4.9c**) concentrados em lâminas descontínuas, que se alternam com outras muito pobres em máficos; e grãos muito alongados, com até 5mm x 2mm, de feldspato, e agregados lenticulares e lâminas muito ricas em grãos e agregados de quartzo. O feldspato alcalino ocorre, por vezes, como megacristais boudinados, com mirmequitas ocupando preferencialmente as zonas surréicas.

♦ *Quartzo-mangeritos porfiríticos*

Ocorrem nas proximidades do contato com gabronoritos e apresentam megacristais subédricos de plagioclásio e, subordinadamente, de feldspato alcalino, distribuídos em matriz fina (**Tabela 4.10**), e exibem uma foliação S_1 bem desenvolvida. O plagioclásio, intensamente antipertítico, corresponde à andesina (40% An), e inclui com freqüência pequenos grãos de piroxênio, por vezes arredondados. A presença de piroxênio com arestas arredondadas sugere a atuação de episódio de *dissolution melting* (Hibbard 1995) provavelmente relacionada a instabilidades térmicas durante a cristalização do corpo. Ortopiroxênio constitui o principal mineral máfico, sendo que clinopiroxênio ocorre subordinadamente, e biotita e hornblenda estão ausentes. Minerais opacos, apatita e zircão são os acessórios primários.

Os porfiroclastos exibem extinção ondulante e alguns mostram porções recristalizadas (**Figura 4.9d**), com subgrãos e novos grãos de tamanhos similares, contatos em geral retilíneos e junções tríplices. Na matriz, plagioclásio e feldspato alcalino estão em parte recristalizados, formando agregados poligonais dispostos em porções alongadas segundo S_1, que é realçada pela orientação preferencial dos porfiroclastos de feldspatos e de grãos e agregados alongados de quartzo.

O quartzo mostra subgrãos em padrão retangular típico do padrão em tabuleiro de xadrez..

Alguns porfiroclastos apresentam extinção ondulante em colcha de retalhos e muitas fraturas, feições que devem estar relacionadas à deformação D_2.

4.4.1.3. Charnockitos hidratados, protomiloníticos a miloníticos

Rochas com aspecto gnáissico afloram em direção ao corpo da serra do Mucajaí (NN-205; LF-64; LF-93). Correspondem a protomilonitos e milonitos de composição granítica, localmente preservando relictos de piroxênio (NN-205), outros contendo apenas máficos hidratados.

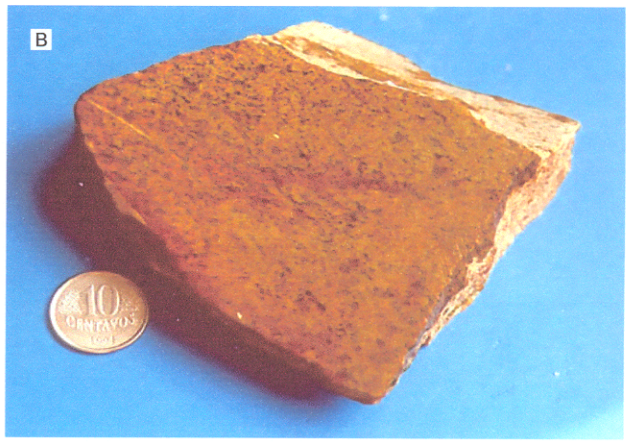
Os minerais máficos mais abundantes são a hornblenda, a biotita e os minerais opacos. Como acessórios ocorrem apatita, zircão e allanita (**Tabela 4.10**).

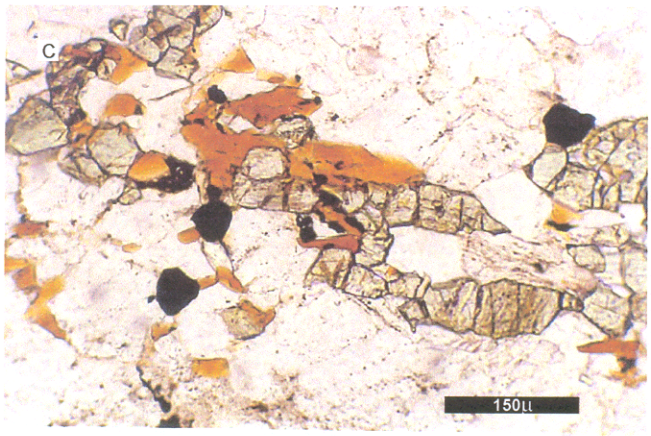
O feldspato alcalino forma porfiroclastos de até 15mm, micropertíticos, que apresentam manchas de albita e muitas inclusões ameboidais de quartzo. Encontram-se fraturados, com extinção ondulante tipo colcha de retalhos, podem mostrar porções recristalizadas, com subgrãos e novos grãos de tamanho similar e limites retilíneos ou com limites e formas irregulares. Feições similares caracterizam os grãos da matriz. Mais conspícua, no entanto, é a presença de bordas ou fraturas ocupadas por fino agregados de feldspato e quartzo em grãos em torno de 0,05mm, que também formam filmes ou faixas anastomosadas na matriz da rocha, envolvendo grãos de feldspatos. O plagioclásio, que só aparece na matriz, pode apresentar maclas deformacionais e exibe as mesmas feições deformacionais descritas para o feldspato alcalino.

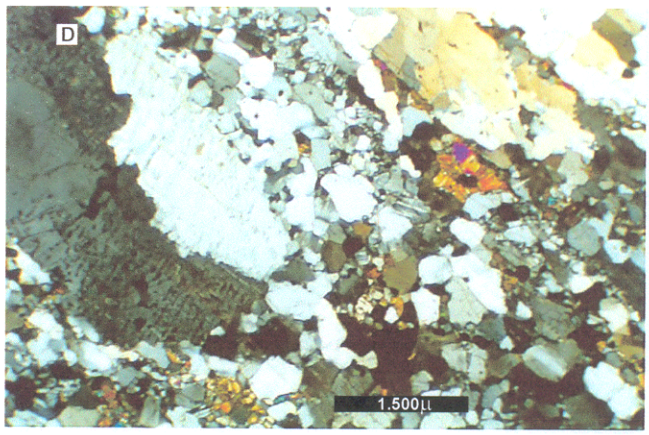
A hornblenda é verde-oliva, encontra-se fraturada e, em alguns casos, forma porfiroclastos apartados e ligados por trilhas de material cominuído para epídoto + biotita + minerais opacos. A biotita ocorre tanto em palhetas isoladas como associada a hornblenda e minerais opacos. Em ambos os casos mostra pleocroísmo castanho a marrom-avermelhado típico das rochas charnockíticas.

A foliação nos protomilonitos e milonitos é fornecida pela orientação preferencial de porfiroclastos de feldspato e de hornblendas, fraturados, lentes e fitas de quartzo, palhetas de biotita e filmes de material muito fino com grãos de quartzo, feldspatos (e epídoto), com dimensões em torno de 0,05mm (**Figura 4.9e**). Estas feições, aliadas ao intenso fraturamento nos feldspatos, sugerem que a foliação milonítica tenha sido gerada em ambiente de temperatura moderada a baixa durante D_2. A recristalização verificada nos feldspatos registra alguma deformação plástica em estado sólido, provavelmente, relacionada à trama mais antiga da rocha, S_1, formada em condições de temperaturas mais altas.









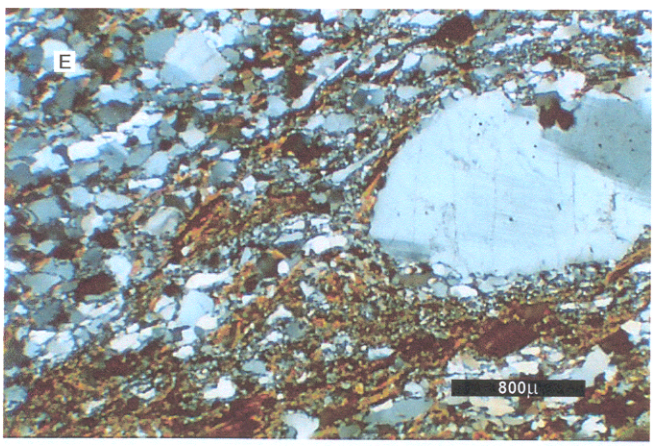


Figura 4.9 - **a)** Foliação S_1 no clinopiroxênio-charnockito, fino, porfirítico da borda leste do corpo da serra da Prata. Afloramento LF-58D ; **b)** Clinopiroxênio-charnockito fino sem os porfiroclastos de feldspato. Afloramento LF-65 ; **c)** Cristais de piroxênios, parcialmente biotitizados marcando S_1 no clinopiroxênio-charnockito fino, porfirítico. Afloramento LF-58D ; **d)** Quartzo-mangerito porfirítico com forte foliação S_1, na borda nordeste do corpo da serra da Prata. Megacristais de plagioclásio, antipertíticos, parcialmente recristalizados distribuem-se em matriz recristalizada. Afloramento NN-207C ; **e)** Foliação S_2, em charnockito hidratado do corpo da serra da Prata, ao longo da zona de cisalhamento D_2 que caracteriza o contato como batólito granítico da serra do Mucajaí. Afloramento LF-64C.

4.4.2. O corpo charnockítico do igarapé Grande

Predominam charnockitos médios a grossos, porfiríticos (**Figura 4.10a**) exibindo cores cinza-escuras levemente amarronzadas, quando sãos (**Figura 4.10b**). Subordinadamente ocorrem granitos desprovidos de piroxênio, clinopiroxênio-monzogranito e tipos porfiríticos finos, sendo que, um afloramento de quartzo-jotunito, foi identificado na porção sudeste do corpo. Variam de isótropos até tipos com a foliação S_1 bem desenvolvida (**Figura 4.10c**).

Enclaves e veios são incomuns e não foram observados nas litologias charnockíticas. Um xenólito de gabronorito relacionado aos hornblenda-gabronoritos paleoproterozóicos, foi identificado no clinopiroxênio-granito do afloramento LF-39B.

Na região do Igarapé Grande apenas uma pequena lente de hornblenda-gabronorito, correlacionável aos tipos paleoproterozóicos, foi identificada. Este quadro contrasta com o observado na serra da Prata onde corpos máficos são muito comuns. Por outro lado, o Gabro Caracaraí, de idade mesoproterozóica, forma um corpo circular, intrusivo nas rochas da SISP, no extremo sul da região do Igarapé Grande.

4.4.2.1. Fácies Principal

- Petrografia e Microtectônica

No corpo do Igarapé Grande, charnockitos sienograníticos e monzograníticos predominam sobre feldspato-alcalino-charnockitos (**Tabela 4.9**). Termos mais pobres em quartzo, correspondendo a hiperstênio-quartzo-sienito e quartzo-mangerito, ocorrem localmente na parte sul do corpo. O quartzo-jotunito da porção sudeste do corpo exibe características petrográficas distintas e será descrito ao final deste item.

Os charnockitos sienograníticos, feldspato-alcalino-charnockitos e hiperstênio-quartzo-sienitos exibem feições petrográficas bastante similares. Sua textura é alotriomórfica granular/ inequigranular, a hipidiomórfica granular, com megacristais de feldspato alcalino predominando sobre os de plagioclásio (**Figura 4.10d**) e índice de cor variando de 2% a 5%. Nos charnockitos monzograníticos e quartzo-mangeritos a textura é hipidiomórfica granular/inequigranular (**Figura 4.10e**) e o índice de cor pode

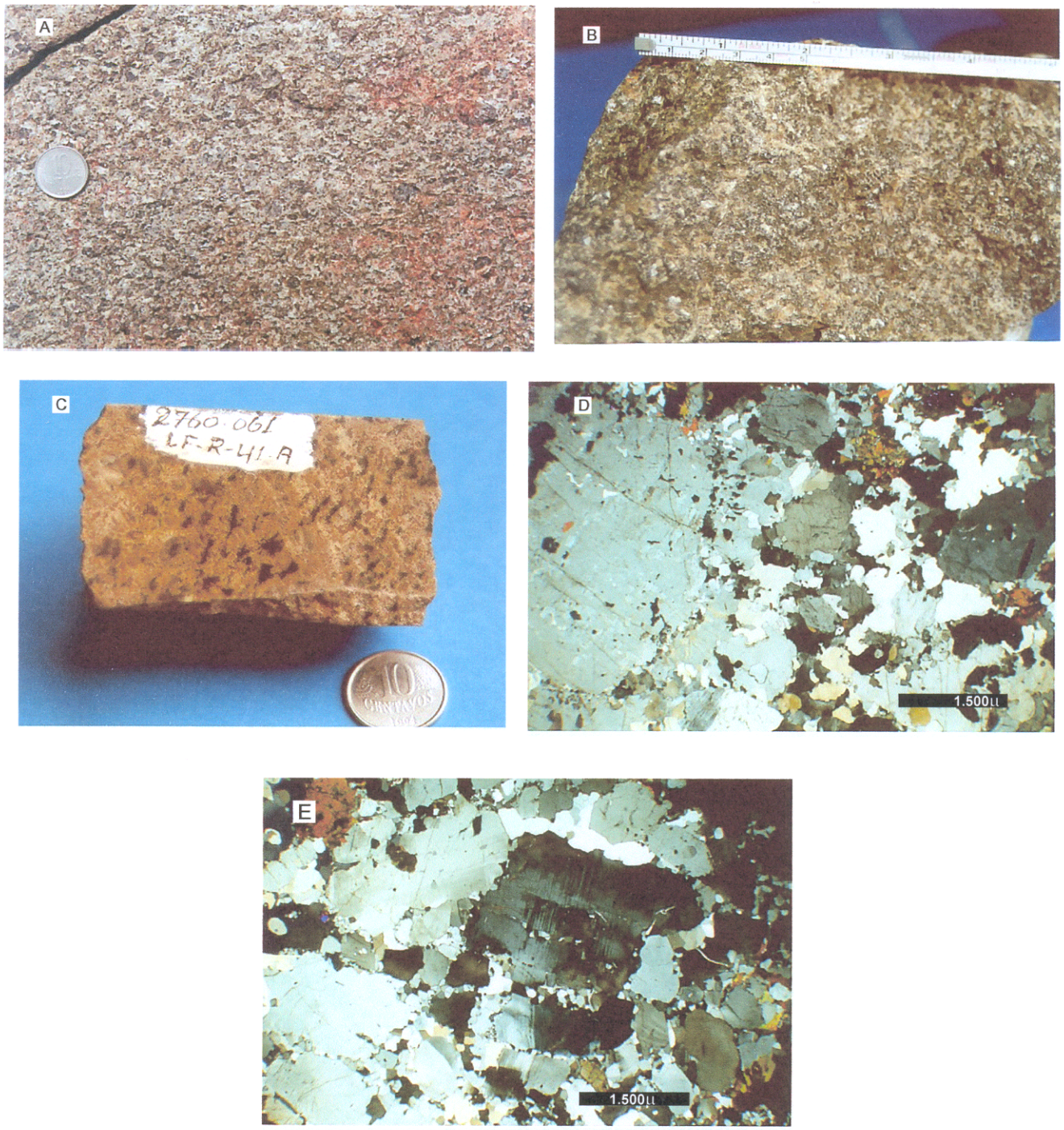


Figura 4.10 - Aspectos macro e microscópicos das rochas do corpo do igarapé Grande. **a)** Charnockito com deformação discreta. Afloramento LF-113 ; **b)** Quartzo-mangerito isotrópico com típica coloração cinza-amarronzado Afloramento LF-10 ; **c)** Charnockito com foliação S_1 bem desenvolvida. Afloramento LF-41 ; **d)** Charnockito com textura alotriomórfica inequigranular. Afloramento LF-113 ; **e)** Quartzo-mangerito com textura hipidiomórfica inequigranular. Afloramento LF-10C.

chegar, respectivamente, a 8,5% e a 15% sendo que megacristais de plagioclásio e feldspato alcalino ocorrem em proporções variadas.

Tabela 4.9 - Classificação petrográfica das rochas do corpo do Igarapé Grande, a partir das composições modais estimadas.

	Amostra	Classificação	(%máf.)	Qz	Pg	Fk	Opx	Cpx	Hb	Bi	Op	Ap	Zr	Cl	Se	Ep
fácies principal	LF-44	Fk-Charnockito	(2,0)	x	x	x	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	-
	LF-113A	Fk-Charnockito	(4,1)	x	x	x	tr	-	(x)	tr	(x)	tr	tr	-	tr	-
	LF-40	Charnockito (SNG-FkG)	(2,4)	x	x	x	(x)	Tr	tr	-	tr	tr	tr	-	-	-
	LF-26*	Charnockito (SNG)	(4,5)	x	x	x	(x)	-	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-
	LF-46A	Charnockito (SNG)	(4,5)	x	x	x	(x)	-	(x)	(x)	tr	tr	tr	-	-	-
	LF-97B*	Charnockito (SNG)	(2,2)	x	x	x	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	-
	LF-41A	Charnockito	(5,4)	x	x	x	(x)	tr	(x)	-	tr	tr	tr	-	tr	-
	LF-41B	Charnockito	(3,0)	x	x	x	(x)	-	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-
	LM-278	Charnockito	(4,9)	x	x	x	(x)	-	(x)	(x)	tr	tr	tr	-	tr	-
	LF-14A	Charnockito (SNG)	(2,0)	x	x	x	(x)	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-
	LF-14B	Charnockito (SNG-MZG)	(2,5)	x	x	x	tr	-	(x)	(x)	tr	tr	tr	-	tr	-
	LF-112C	Charnockito (MZG-SNG)	(3,5)	x	x	x	(x)	-	tr	(x)	(x)	tr	tr	-	-	-
	LF-45*	Charnockito (MZG-SNG)	(2,0)	x	x	x	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	-
	LF-10E*	Charnockito (MZG)	(8,7)	x	x	x	(x)	-	(x)	(x)	tr	tr	tr	-	tr	-
	LF-111B2	Charnockito (MZG)	(6,3)	x	x	x	(x)	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-
	LF-114B*	Charnockito (MZG)	(6,4)	x	x	x	(x)	tr	(x)	(x)	(x)	tr	tr	-	-	-
	LF-10C	Qz-mangerito	(6,0)	x	x	x	x	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-
	LF-114A*	Cpx-Qz-mangerito	(9,8)	x	x	x	x	x	-	tr	tr	tr	tr	-	-	-
	LF-37D	Hp-Qz-sienito	(5,0)	x	x	x	(x)	-	tr	(x)	tr	tr	tr	-	-	-
	LF-53*	Qz-Jotunito	(9,2)	x	x	x	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr
granitos	LF-39B	Cpx-granito	(6,5)	x	x	x	-	(x)	x	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	tr
	LF-111B1	Cpx-sienogranito	(5,5)	x	x	x	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	-
	LF-111A	Sienogranito	(2,0)	x	x	x	-	-	x	x	tr	tr	tr	-	-	-
	LF-110C	Sienogranito	(1,8)	x	x	x	-	-	x	x	tr	tr	tr	tr	tr	-

x >5% ; 1%<x) <5%; tr<1% ; Qz – Quartzo ; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino; Opx – ortopiroxênio; Cpx – Clinopiroxênio; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Zr – Zircão; Cl – Clorita; Se – Sericita; Ep – Epídoto. * Amostras com análise química discutida no Capítulo 7.

O ortopiroxênio corresponde ao mineral máfico mais abundante. Chega a 6% nos quartzo-mangeritos, onde o clinopiroxênio também pode aparecer em proporções expressivas. Nos charnockitos sienograníticos, varia de quantidades inferiores a 1%, até 2% da rocha, com clinopiroxênio, em geral, ausente. Hornblenda, biotita, ocorrem em quantidades subordinadas. Minerais opacos, apatita e zircão são os minerais acessórios. Sericita e clorita são minerais de alteração. Na lâmina polida estudada (amostra LF-26) ilmenita e magnetita ocorrem em proporções similares.

Os megacristais de feldspato alcalino são micropertíticos e podem exibir manchas de albita. É comum a presença de bordas marcadas por pequenos grãos de quartzo, provavelmente incorporados da matriz da rocha em episódio de crescimento epitaxial. Cristais com integridade moderada a baixa (Hibbard, 1995, sua fig. 7.6) são freqüentes, por vezes, exibindo grande quantidade de inclusões globulares de quartzo. Geminação em grade ocorre localmente. Textura rapakivi, com manto parcial de

oligoclásio (**Figura 4.11a**), e antirapakivi foram observadas (LF-41A; LF-45). Na matriz, é comum a presença de contatos bastante irregulares, lobados em direção ao plagioclásio. Intercrescimento granofírico ocorre localmente e quartzo (em grãos ameboidais ou globulares), piroxênios, minerais opacos, apatita e biotita foram observados como inclusões nos megacristais e, ocasionalmente, nos grãos da matriz. Inclusões arredondadas de plagioclásio, mostrando continuidade ótica, ocorrem em alguns megacristais.

Em geral, o feldspato alcalino mostra extinção ondulante e em grande parte das amostras encontra-se parcialmente recristalizado (**Figura 4.11b**), apesar da presença de megacristais com suas formas originais perfeitamente preservadas, alguns inclusive com mantos de oligoclásio, indicando uma situação de baixo *strain* (**Figura 4.11a**). Nas rochas mais deformadas, com a foliação S_1 , bem desenvolvida, porfiroclastos de feldspato alcalino evidenciam recristalização mais acentuada, com bordas adornadas por subgrãos e novos grãos entre 0,3mm e 0,7mm, com limites retilíneos a irregulares e lobados, que gradam a agregados poligonais na matriz da rocha. Os grãos recristalizados mostram por vezes lamelas de esxolução de albita, e podem apresentar geminação em grade, com aspecto difuso. Pertitas em chama foram localmente observadas. Mirmequitas são muito mais freqüentes do que nas rochas pouco deformadas e dispõem-se tanto nas faces paralelas à foliação como naquelas dispostas em outras orientações, em contato com cristais de plagioclásio.

Os megacristais de plagioclásio são subédricos, tendendo a tabulares, ou anédricos. Exibem maclas em geral com limites difusos, ou ocorrem como cristais sem maclas que podem apresentar zonamento simples. Antipertitas estão ausentes ou aparecem de forma extremamente localizada como pequenas manchas de feldspato alcalino, contrastando com o descrito para o corpo da serra da Prata. Localmente apresentam contato interdigitado com cristais de biotita. As composições medidas através do método Michel Levi nas poucas amostras que apresentaram as características necessárias indicaram: conteúdos de 27% em An (oligoclásio cálcico), em charnockitos sienograníticos; e 36% em An (andesina), em um quartzo-mangerito. Não foi possível reconhecer se existem diferenças composicionais entre os megacristais e os cristais da matriz, os quais são anédricos, em geral, com maclas

difusas. O plagioclásio encontra-se localmente intercrescido com quartzo, formando mirmequitas nos contatos com feldspato alcalino e, com freqüência, exibem integridade moderada (Hibbard, 1995, sua fig. 7.6). Ocorrem inclusões ocasionais de ortopiroxênio (em parte transformado em hornblenda, biotita e minerais opacos), apatita, zircão, biotita e quartzo (em grãos arredondados).

O plagioclásio exibe extinção ondulante, e maclas ígneas e deformacionais, por vezes, fortemente arqueadas (**Figura 4.11c**).

O quartzo mostra contatos bastante irregulares, embaiando cristais de plagioclásio e feldspato alcalino, sugerindo a atuação de *dissolution melting*. Dispõe-se em fitas nas amostras com foliação S_1 bem desenvolvida. Exibe com certa freqüência subgrãos retangulares (**Figura 4.11d**) em padrão de tabuleiro de xadrez, mesmo nas rochas registrando baixas magnitudes de *strain*.

O piroxênio forma grãos subédricos a anédricos, por vezes com limites côncavos ou convexos, especialmente quando em contato com quartzo, mais uma vez sugerindo que oscilações térmicas no corpo tenham provocado desestabilização e dissolução parcial (*dissolution melting*, Hibbard 1995). Mostram aspecto sujo, pulverulento, conferido por inúmeras inclusões diminutas de palhetas de minerais opacos e biotita orientadas paralelamente à clivagem principal. Pode exbir extinção ondulante e cristais arqueados. Incluem grãos globulares de quartzo, apatita em cristais euédricos e minerais opacos anédricos. Um aspecto lamelar, que pode estar relacionado à presença de exsoluções de clinopiroxênio, caracteriza vários grãos. É comum exibirem bordas, ou porções próximas a fraturas, parcialmente transformadas para: biotita, marrom avermelhada, e/ou hornblenda, verde-oliva, e minerais opacos (**Figura 4.11e**), evidenciando a desestabilização dos piroxênios, provavelmente durante estágios magmáticos tardios. A hornblenda, localmente biotitizada ou alterada para clorita e sericita, ocorre também como cristais isolados, anédricos, intersticiais (LF-10C), representando fase primária tardia. A biotita castanho-pálido a marrom-avermelhado, encontra-se por vezes intercrescida com quartzo, formando simplectitos na borda de cristais de ortopiroxênio resultando de reação de hidratação e substituição deste mineral. Alguns cristais isolados de mica correspondem à fase primária tardia. Bordas de clinopiroxênio também ocorrem em torno do ortopiroxênio. O clinopiroxênio,

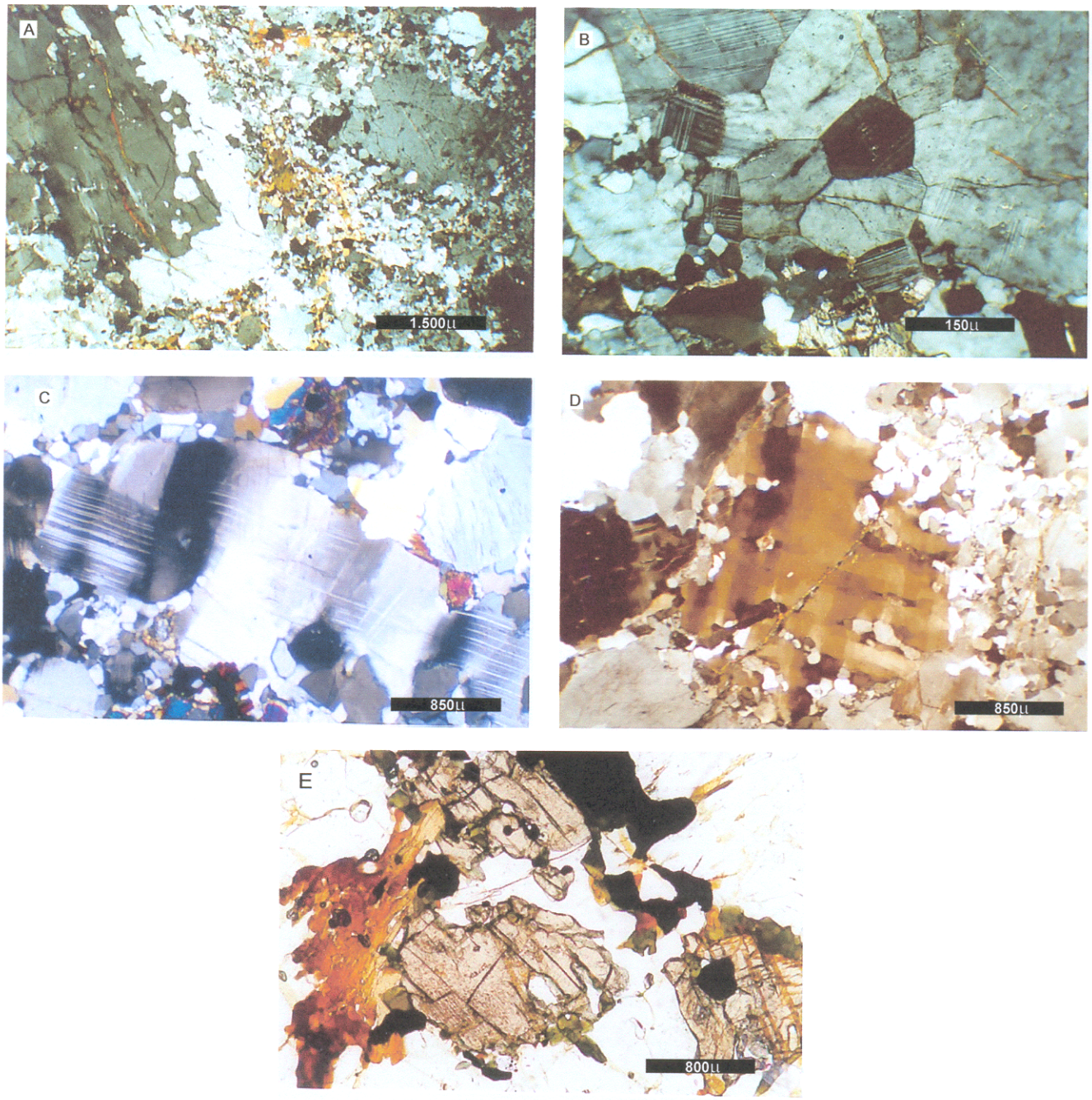


Figura 4.11 - Aspectos microscópicos das rochas do corpo do igarapé Grande. **a)** Charnockito com textura rapakivi. Afloramento LF-41A ;**b)** Plagioclásio com bordas de grãos e subgrãos poligonais, no charnockito do afloramento LF- 41A ; **c)** Cristal de plagioclásio com maclas arqueadas no quartzo-mangerito do afloramento LF-10C ; **d)** Quartzo com subgrãos retangulares em padrão de tabuleiro de xadrez (*chess-board*, Kruhl 1996) no charnockito do afloramento LF-45 ;**e)** Cristal de ortopiroxênio com transformação parcial para biotita, minerais opacos e hornblenda em quartzo- mangerito do corpo do igarapé Grande. Afloramento LF-10C.

verde muito pálido encontra-se em parte transformado para uma associação de hornblenda, biotita e minerais opacos.

Ilmenitas e magnetitas (comumente com lamelas de exsolução de ilmenita em padrão de treliça) variam de anédricas a localmente subédricas e podem incluir grãos de quartzo, feldspatos e biotitas. Concentram-se nos glomérulos máficos, assim como apatita, zircão.

Quartzo-jotunito com características petrográficas peculiares foi identificado, em apenas um afloramento, nas proximidades do Rio Branco. Corresponde a uma rocha de coloração cinza muito escura, inequigranular fina a média, com grãos minerais em média entre 0,2mm e 3mm, provavelmente representando um dique. É característica a presença de clino e ortopiroxênios com muitas maclas e lamelas de exsolução, o que não se observou em outras lâminas do corpo da igarapé Grande. Em relação às demais do conjunto, esta rocha é mais enriquecida em apatita. Plagioclásio, anédrico a subédrico, pode mostrar manchas de feldspato alcalino. O feldspato alcalino (anédrico) é micropertítico.

♦ *Ordem de Cristalização*

As observações petrográficas permitem a sugestão de uma ordem de cristalização para os charnockitos, predominantes da fácies principal do corpo do igarapé Grande:

O zircão, a apatita e os minerais opacos, representados pelas pequenas inclusões, foram muito provavelmente as primeiras fases minerais a se cristalizar. Orto e clinopiroxênio vieram em seguida, incluindo os acessórios já cristalizados, e aparecendo como inclusões (por vezes em parte substituídas por biotita, hornblenda e minerais opacos) nos feldspatos. O clinopiroxênio forma coroas em torno do ortopiroxênio em algumas lâminas, sugerindo ter se mantido estável até mais baixas temperaturas. O plagioclásio ocorre localmente como inclusões arredondadas nos feldspatos alcalinos, sugerindo que começou a se cristalizar primeiro, tendo sido corroído e parcialmente substituído pelo feldspato alcalino. Hornblendas e biotitas anédricas a subédricas em grãos isolados correspondem a fases primárias, tardias, sendo que ocorrem também substituindo piroxênios. O quartzo também exibe um longo

intervalo de cristalização, pois ocorre como inclusões arredondadas em megacristais de feldspatos, bem como em cristais da matriz, e ocupa, por outro lado, os espaços intersticiais entre os outros constituintes minerais da rocha, registrando sua cristalização tardia.

4.4.2.2. Clinopiroxênio-granito e granitóides desprovidos de piroxênio

Na porção sul do corpo do igarapé Grande ocorre variedade isenta de ortopiroxênio observada no afloramento LF-39. Exibe coloração cinza-claro a creme e em escala de afloramento mostra alinhamento de forma dos megacristais tabulares de feldspatos entre 1cm e 2cm que deve correponder a uma feição magmática, distribuídos em matriz mais fina. Inclui xenólito métrico de hornblenda-gabronorito relacionado aos gabronoritos paleoproterozóicos (**Figura 4.12a**).

Corresponde a sienogranitos a quartzo-sienito, com biotita e hornblenda como minerais máficos mais abundantes, seguidos de clinopiroxênio que não ultrapassa 1% da rocha (**Tabela 4.9**).

O feldspato alcalino ocorre como megacristais subédricos a anédricos, tendendo a tabulares ou elipsoidais, pertíticos com inclusões de quartzo, clinopiroxênio, biotita e hornblenda. Na matriz, é anédrico e pertítico. O plagioclásio ocorre, na matriz, em grãos subédricos a anédricos com maclas difusas ou ausentes, zonamento simples com aspecto difuso e mirmequitas nos contatos com feldspato alcalino. O quartzo é intersticial, exibe muitas inclusões aciculares de apatita, e ocorre em grãos inequidimensionais, com extinção ondulante e por vezes subgrãos em padrão de tabuleiro de xadrez (Kruhl 1996). O clinopiroxênio é anédrico e apresenta, em alguns grãos, formas cúspides ou com protuberâncias de feldspato alcalino se projetando para o interior do grão, sugerindo *dissolution melting.* Exibe bordas ou porções disformes, parcialmente transformadas para hornblenda verde-oliva e, localmente actinolita, e biotita avermelhada que podem estar intercrescidas com quartzo.

Na escala de lâmina delgada observa-se que uma foliação discreta é definida pela orientação preferencial da forma de megacristais de feldspatos, grãos de quartzo inequidimensionais e agregados máficos. Esta foliação deve corresponder à S_0, magmática observada na escala mesoscópica, sendo que alguma deformação em

estado sólido está registrada pela presença de extinção ondulante nos feldspatos e padrão em tabuleiro de xadrez registrando deslizamento paralelo ao eixo c no quartzo, sob temperaturas muito altas.

Localmente ocorrem granitóides isentos de piroxênios (LF-110C e LF-111A), mas portadores da mesma associação de biotita avermelhada, hornblenda e minerais opacos, observada como resultante da desestabilização dos piroxênios nas rochas da SISP.

4.4.2.3. Fácies porfiríticas finas – (Clinopiroxênio)-hornblenda-granitóides e charnockitos finos porfiríticos

(Clinopiroxênio)-hornblenda-granitóides afloram em uma estreita faixa no extremo-sudeste da área exibindo contato gradacional com as rochas charnockíticas médias a grossas, e a sudeste do corpo granítico Mucajaí, com o qual mantém contato tectônico. Charnockitos finos porfiríticos (**Figura 4.12b**) foram identificados nas proximidades do rio Branco.

Tabela 4.10 - Classificação petrográfica das rochas porfiríticas finas do corpo do igarapé Grande, a partir das composições modais estimadas.

	Amostra	*Classificação*	*(%máf.)*	*Qz*	*Pg*	*Fk*	*Opx*	*Cpx*	*Hb*	*Bi*	*Op*	*Ap*	*Zr*	*Ti*	*Ca*	*Cl*	*Se*	*Ep*
	LF-55	Charnockito	(3,0)	x	x	x	tr	-	Tr	(x)	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	-
	MJ-189A*	Charnockito	(6,6)	x	x	x	(x)	-	Tr	-	(x)	tr	tr	-	-	tr	tr	-
granitóides porf. a hb e ti	LF-10A	tonalito	(3,0)	x	x	x	-	-	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-
	LF-10B	granodiorito	(4,0)	x	x	x	-	-	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	-
	LF-11	monzogranito	(3,0)	x	x	x	-	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	tr
	LF-12B*	sienogranito	(3,5)	x	x	x	-	-	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-
	LF-146B	granito	(2,0)	x	x	x	-	-	(x)	-	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	-
	LF-151	Fk granito	(2,0)	x	x	x	-	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-
	MJ-188A*	monzogranito	(7,7)	x	x	x	-	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	-
	MJ-188B*	monzogranito	(3,0)	x	x	x	-	-	(x)	(x)	(x)	tr	tr	tr	-	-	tr	-
	MJ-194B*	sienogranito	(3,8)	x	x	x	-	-	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	tr	-

x >5%; 1% <(x) <5%; tr<1% ; Qz – Quartzo; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino; Opx – ortopiroxênio; Cpx – Clinopiroxênio; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Zr – Zircão; Ti – Titanita; Ca – Carbonato; Cl – Clorita; Se – Sericita; Ep – Epídoto. * Amostras com análise química discutida no Capítulo 7.

Em alguns afloramentos estas rochas porfiríticas, de coloração cinza-claro, exibem foliação marcada pela orientação preferencial das maiores dimensões dos megacristais de até 5mm e de agregados máficos alongados de até 3mm, que deve corresponder a uma feição magmática.

Variam de tonalitos a granitos, sendo que estes últimos predominam largamente no conjunto analisado (**Tabela 4.10**). Apresentam matriz localmente granofírica e megacristais de plagioclásio, por vezes antipertítico, e feldspato alcalino pertítico. A hornblenda, que não chega a ultrapassar 3% da rocha, corresponde ao principal mineral máfico na maioria das lâminas. Biotita e (clinopiroxênio) ocorrem como acessórios, assim como minerais opacos, titanita, apatita e zircão. Ortopiroxênio aparece nos tipos porfiríticos aflorantes nas proximidades do rio Branco. Epídoto, carbonato, sericita e clorita são os minerais de alteração.

Os megacristais de feldspato alcalino (micropertítico) e de plagioclásio são anédricos a subédricos e, comumente, preservam seus limites ígneos. Mostram, com freqüência, zonas externas com pequenas inclusões arredondadas de quartzo (**Figura 4.12b**), marcando provavelmente o limite do cristal antes do crescimento irregular e incorporação dos grãos de quartzo, nucleados na matriz da rocha. Estas zonas estão por vezes interrompidas pelos limites dos grãos que exibem contornos irregulares com reentrâncias, ocupadas pela matriz granular evidenciando episódios de *dissolution melting* (Hibbard 1995). O plagioclásio pode apresentar zonamento simples e por vezes núcleos saussuritizados, e integridade moderada (Hibbard, 1995, sua fig. 7.6).

Os feldspatos mostram extinção ondulante, sendo que nos megacristais muito localmente ocorrem subgrãos com limites irregulares. Na matriz da rocha, os feldspatos mostram subgrãos com limites bastante irregulares (**Figura 4.12c**), sugerindo alguma deformação plástica em estado sólido, com atuação de mecanismo de migração da fronteiras entre subgrãos. A deformação intracristalina exibida pelos megacristais é da mesma forma, muito discreta.

A hornblenda verde-oliva pode apresentar muitas inclusões de quartzo, minerais opacos e apatita. Encontra-se localmente transformada para biotita, clorita e epídoto. Clinopiroxênio ocorre em geral com bordas parcialmente transformadas para hornblenda e minerais opacos com finas bordas de titanita (**Figura 4.12d**).

Os megacristais que mostram uma orientação de forma definindo uma foliação em alguns afloramentos exibem muito pouca deformação interna, mantendo seus limites ígneos preservados, mesmos em cristais dispostos obliquamente à foliação. A deformação em estado sólido registrada pelos megacristais parece não ser compatível

com a evolução da feição planar observada sugerindo que a feição planar descrita tenha se desenvolvido antes da completa cristalização da rocha, correspondendo a uma foliação magmática S_0. Por outro lado, apesar das evidências de baixo *strain* os feldspatos na matriz registram alguma deformação plástica em estado sólido esta, deve ter sido potencializada pelas temperaturas altas reinantes durante D_1.

Nas proximidades do contato tectônico destas rochas porfiríticas com o Granito Mucajaí, desenvolveu-se marcante foliação S_2, com feições compatíveis com temperatturas moderadas a baixas. A foliação é conferida pela orientação preferencial de fitas de quartzo e minerais máficos bastante alterados em agregados com titanita e minerais opacos. Os feldspatos exibem extinção ondulante e encontram-se em parte cominuídos para massa de diminutos (~0,02mm) grãos e subgrãos com contatos irregulares. Porfiroclastos de feldspatos e hornblenda encontram-se fraturados, segmentados e apartados. A ausência de minerais micáceos sugere a pobreza em fases fluidas durante a deformação.

4.4.2.4. Hornblenda-charnockitos das proximidades da vila São José

Foram observados em dois afloramentos ao longo da Perimetral Norte, próximo a vila São José e formam um corpo lenticular em contato a leste e a oeste com alcali-feldspato-granitos hololeucocráticos, não individualizados em mapa.

São rochas cinza escuro, porfiríticas, sendo que na estação LF-35 exibe foliação marcante e aspecto milonítico (**Figura 4.12e**). Ocorrem enclaves de rocha máfica, fina variando de 10cm e 20cm, podendo alcançar dimensões métricas. Os enclaves incluem com freqüência cristais de feldspato, provavelmente "pingados", sugerindo a coexistência de magmas ácidos e básicos (Vernon *et al.*1988, Gourgaud 1991, Hibbard 1995).

Correspondem a hornblenda-charnockitos (**Tabela 4.11**) e hornblenda-granitos, correspondendo, provavelmente, a charnockitos hidratados. Mostram matriz fina, envolvendo megacristais de plagioclásio, em geral sericitizado. Os plagioclásios incluem hornblenda, clinopiroxênio, minerais opacos e apatita. Clino e ortopiroxênio estão em avançado estagio de transformação e ocorrem como relictos no núcleo de cristais de hornblenda, que chegam a constituir 8,5% da rocha.

Nas rochas deformadas, do afloramento LF-35, que correspondem a L-S tectonitos, porfiroclastos de plagioclásio de 7mm a 15mm, encontram-se localmente

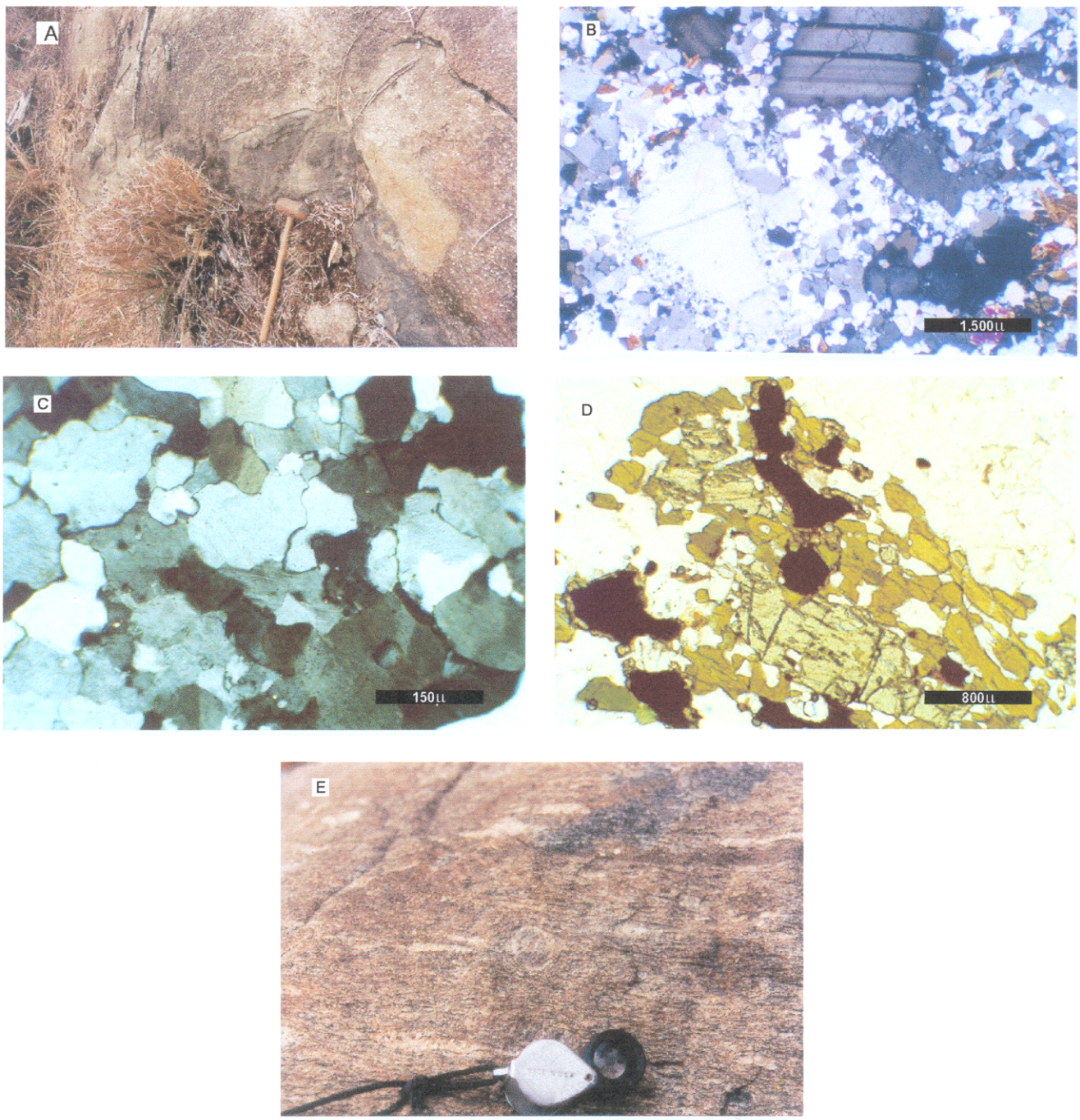


Figura 4.12 - Aspectos macro e microscópicos das rochas do corpo do igarapé Grande. **a)** Xenólito de hornblenda-gabronorito, em clinopiroxênio-granito, no afloramento LF-39 ; **b)** Charnockito com textura porfirítica. Afloramento LF-55 ; **c)** Contatos muito irregulares, lobados entre subgrãos e novos grãos de feldspato alcalino na matriz de um hornblenda-(clinopiroxênio)-granito fino porfirítico. Afloramento LF-11 ; **d)** Cristal de clinopiroxênio com transformação parcial hornblenda e minerais opacos em hornblenda-(clinopiroxênio)-granito fino porfirítico. Afloramento LF-11 ; **e)** Hornblenda-charnockitos miloníticos, ao longo da Perimetral Norte. Afloramento LF-35.

fraturados, exibem extinção ondulante e maclas arqueadas. Ao longo das fraturas e bandas deformacionais, o plagioclásio encontra-se substituído por massa de minúsculos grãos ~0,02mm. A hornblenda apresenta-se fraturada, fragmentada e apartada ao longo de trilhas, onde se encontra cominuída. Em algumas lâminas está parcialmente transformada para associação de biotita, sin-cinemática, e minerais opacos. A matriz dos milonitos é integrada por fitas de quartzo e grãos e subgrãos de feldspatos (0,5-1mm) com extinção ondulante e bordas de minúsculos grãos (0,02mm), que chegam a formar porções lenticulares na matriz.

Tabela 4.11 - Classificação petrográfica das rochas porfiríticas finas do corpo próximo a vila São José a partir das composições modais estimadas.

Amostra	*Classificação*	*(%máf.)*	*Qz*	*Pg*	*Fk*	*Opx*	*Cpx*	*Hb*	*Bi*	*Op*	*Ap*	*Zr*	*Al*	*Cl*	*Se*
LF-35A*	Hb-charnockito	(11,0)	x	x	x	(x)	tr	x	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr
LF-35B*	Hb-granito	(10,0)	x	x	x	-	-	x	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	tr
LF-35C	Hb-granito	(7,3)	x	x	x	-	-	x	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
MJ-199B*	Hb-charnockito	(12,0)	x	x	x	tr	tr	x	-	(x)	tr	tr	-	tr	tr

x >5%; 1%< (x) <5%; tr<1% ; Qz – Quartzo; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino; Opx – ortopiroxênio; Cpx – Clinopiroxênio; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Zr – Zircão; Al – Allanita; Cl – Clorita; Se – Sericita. * Amostras com análise química discutida no Capítulo 7.

A ausência de deformação intracristalina dúctil importante nos feldspatos sugere condições de temperaturas moderadas a baixas relacionadas à D_2, compatíveis com a evolução de agregados de grãos muito diminutos na borda de porfiroclastos de feldspatos, comum a temperaturas do fácies xisto-verde a epídoto anfibolito (entre 400°C e 500°C, Passchier & Trouw, 1996).

4.4.3. Corpo granítico do igarapé Roxinho

Nas proximidades do igarapé Roxinho, a oeste do corpo do Igarapé Grande aflora um conjunto de granitóides, desprovidos de ortopiroxênio. Apresentam coloração clara, creme a cinza, por vezes rosada com megacristais de feldspatos tendendo a tabulares ou elipsoidais, entre 1,5cm e 7cm, em matriz média a grossa (**Figura 4.13a**). Textura rapakivi, com mantos de plagioclásio envolvendo os megacristais de feldspato alcalino, ocorre na parte norte do corpo, onde se observa uma orientação preferencial de fenocristais alongados, alguns tabulares (**Figura 4.13b**).Tipos mais finos, com

esparsos megacristais de feldspato (até 1cm) em matriz fina a média, ocorrem ao longo da Perimetral Norte.

Os granitóides incluem inúmeros enclaves de rocha máfica, cinza-escuro, fina, em boas exposições nos afloramentos LF-47, LF-51 e LF52. Os enclaves variam de alguns centímetros até 1m com formas arredondadas a angulosas (**Figura 4.13c**), e, no contato com os granitóides, exibem com freqüência, uma faixa milimétrica a centimétrica de coloração cinza mais claro, registrando a interação com as encaixantes. Quando observado em detalhe, este contato tem aspecto irregular. Os enclaves maiores estão fragmentados e cortados por uma rede de veios de granitóide. Estes veios ocasionalmente cortam as bordas de interação dos enclaves com as encaixantes (**Figura 4.13d**). É comum a presença de megacristais de feldspato alcalino, ora manteados por plagioclásio, ora desprovidos de manto, além de megacristais arredondados de quartzo, total ou parcialmente envolvidos pela rocha máfica (**figuras 4.13e,f**) que podem ocorrer em grande quantidade, tornando a rocha um produto híbrido. Este quadro sugere que os megacristais inicialmente formados no magma granítico foram englobados por porções de magmas básicos representados pelos enclaves. As feições de interação entre as encaixantes e os enclaves registram a coexistência entre magmas ácido e básico (Vernon *et al.* 1988, Gourgaud 1991, Hibbard 1995).

Feições deformacionais, compatíveis com temperaturas altas, foram identificadas nos granitóides, deformados ao longo de faixas decimétricas entre os enclaves. Contrastando com este quadro ao longo da perimetral norte os granitóides mostram foliação com feições microestruturais compatíveis com temperaturas moderadas a baixas, relacionadas à D_2.

4.4.3.1. Petrografia

Correspondem a monzo e sienogranitos, com textura hipidiomórfica inequigranular, sendo que tipos porfiríticos predominam (**Tabela 4.12**). Biotita, (hornblenda) e minerais opacos são os minerais máficos mais abundantes e não ultrapassam 1,5% da rocha. A única exceção corresponde à amostra LF-33A, onde clinopiroxênio é o principal máfico presente. Apatita, zircão (titanita secundária) e

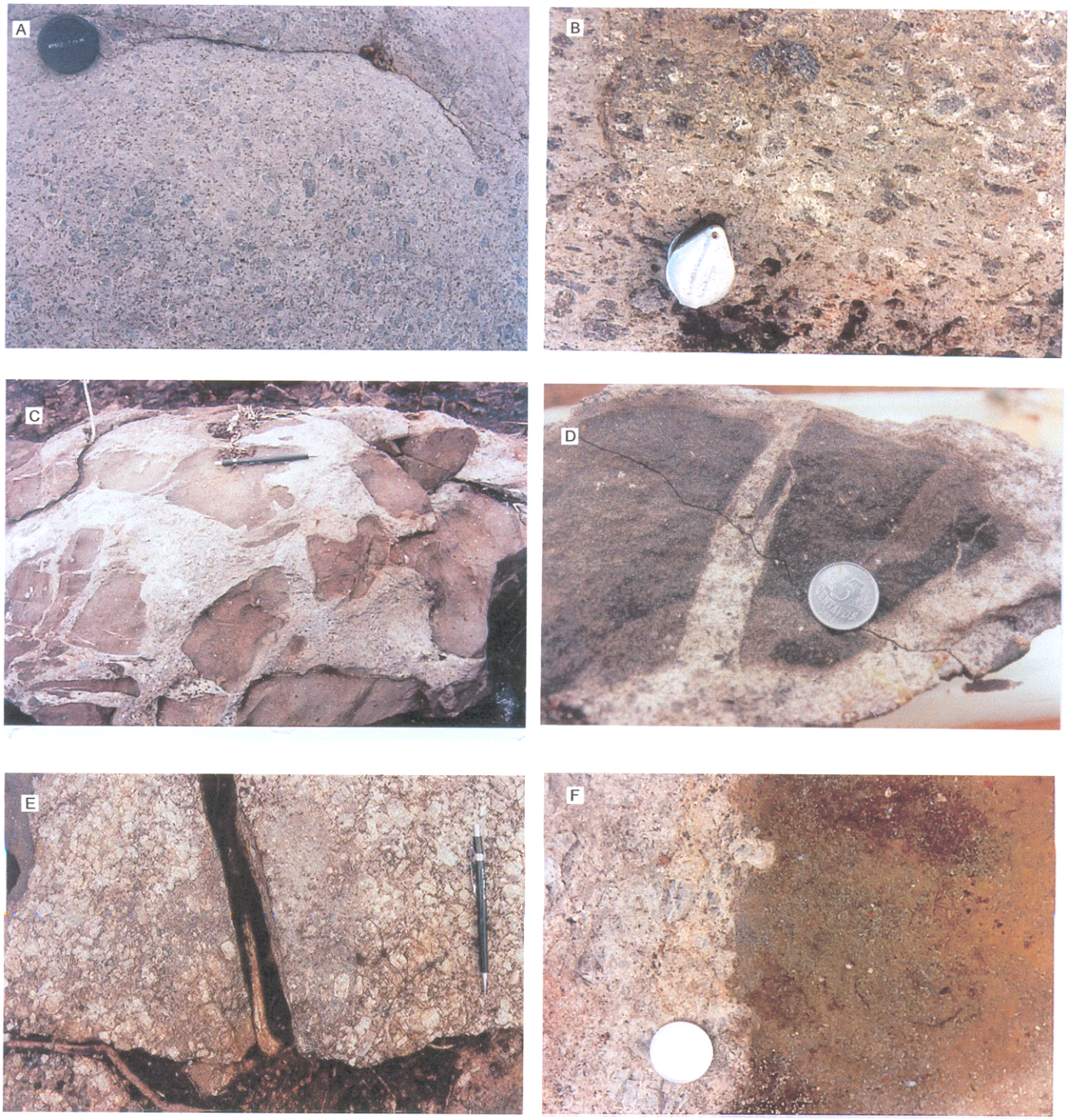


Figura 4.13 - Aspectos macroscópicos das rochas do corpo granitóide do igarapé Roxinho. **a)** Granitóide porfirítico com megacristais de feldspato alcalino, por vezes, manteados por plagioclásio. Afloramento LF-25; **b)** Cristais de feldspatos com orientação preferencial nos granitóides porfiríticos. Afloramento LF-25 ; **c)** Inúmeros enclaves máficos, com formas irregulares e, em geral, arestas arredondadas. Veios graníticos cortam os enclaves maiores. Afloramento LF-47; **d)** Detalhe de um enclave máfico cortado por veio do granitóide. Afloramento LF-51; **e)** Cristais de feldspato alcalino com mantos de plagioclásio no enclave máfico, provavelmente "pingados" do granitóide encaixante. Afloramento LF-47; **f)** Cristal de feldspato alcalino parcialmente envolvido pelo enclave máfico. Afloramento LF-47.

(allanita), ocorrem como acessórios. Sericita, clorita e epídoto são os minerais de alteração de ocorrência localizada.

Os megacristais de feldspato alcalino incluem grãos de quartzo e minerais opacos e podem exibir caráter pertítico a micropertítico e, por vezes, manchas de albita. Alguns grãos apresentam textura rapakivi, com mantos parciais ou completos de plagioclásio. Na matriz dispõem-se em grãos anédricos e inúmeras inclusões ameboidais de quartzo.

Tabela 4.12 - Classificação petrográfica das rochas do corpo do igarapé Roxinho, a partir das composições modais estimadas.

Amostra	*Classificação*	*(%máf.)*	*Qz*	*Pg*	*Fk*	*Cpx*	*Hb*	*Bi*	*Op*	*Ap*	*Zr*	*Al*	*Ti*	*Cl*	*Se*	*ep*
LF-16*	Monzogranito	(2,8)	x	x	x	-	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-
LF-18*	Sienogranito	(2,8)	x	x	x	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr
LF-25A*	Fk Granito	(2,7)	x	x	x	-	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	-
LF-33A	Sienogranito	(2,4)	x	x	x	tr	-	tr	(x)	tr	tr	-	-	tr	tr	-
LF-36*	Sienogranito	(2,0)	x	x	x	-	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	-
LF-42B	Fk granito	(3,0)	x	x	x	-	(x)	tr	tr	tr	tr	-	tr	-	tr	-
LF-42C1	Sienogranito	(3,7)	x	x	x	-	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr
LF-47B1	Monzogranito	(2,6)	x	x	x	-	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr
LF-47C2	Monzogranito	(3,9)	x	x	x	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	-
LF-52A*	Monzogranito	(2,2)	x	x	x	-	-	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr

x >5%; 1%<x) <5%; tr<1% ; Qz – Quartzo; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino; Cpx – Clinopiroxênio; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Zr – Zircão; Al – Allanita; Cl – Clorita; Se – Sericita; Ep – Epídoto. * Amostras com análise química discutida no Capítulo 7.

O plagioclásio aparece como megacristais com inclusões ameboidais de quartzo e minerais opacos, e ocasionalmente núcleos sericitizados. A integridade é, por vezes, moderada a baixa (Hibbard, 1995, sua fig. 7.6) e, em algumas lâminas (LF-33A e LF-52A), exibe caráter antipertítico. Pela composição estimada na lâmina LF-42B2, corresponde à andesina sódica, com alguns xenocristais de labradorita. Pode compor arranjos formados por pela coalescência de dois cristais. Na proximidades do contato com os enclaves (LF-47 e LF-52), os granitóides apresentam muitos intercrescimentos mirmequíticos e plagioclásio rico em antipertitas.

O quartzo, em geral recristalizado, ocupa posição intersticial, e, em algumas amostras (LF-16, LF-25, LF-33A, LF-18), apresenta contatos irregulares com protuberâncias em direção a feldspato alcalino e plagioclásio.

A biotita tem pleocroísmo castanho a marrom-avermelhado, similar ao observado nas rochas charnockíticas, e ocorre em agregados com minerais opacos anédricos,

zircão (allanita) e (titanita). A hornblenda verde-oliva está parcialmente transformada em biotita e, pode incluir minerais opacos.

O clinopiroxênio, observado apenas na lâmina LF-33A, é verde muito pálido, anédrico com contatos côncavos ou convexos, por vezes, com reentrâncias ocupadas por feldspato alcalino, ou com arestas arredondadas, sugerindo a atuação de *dissolution melting* (Hibbard °1995). Está localmente biotitizado e com freqüência associa-se a minerais opacos. Em amostras de afloramentos próximos (LF-33 e LF-18), foi provavelmente completamente hidratado, restando uma íntima associação de biotita avermelhada e minerais opacos.

O zircão ocorre em grãos euédricos em geral zonados e com tonalidades rosadas ou castanha, e aspecto sujo, por vezes metamíctico. Podem estar inclusos nos minerais opacos e, ocasionalmente, incluem biotita. As allanitas aparecem em belos cristais primários anédricos a subédricos de até 3mm, podendo exibir maclas. A titanita, secundária, forma coroas em torno de minerais opacos (ilmenita), ou cordões de pequenos grãos, provavelmente sin-cinemáticos, dispostos segundo a foliação, nos agregados máficos.

4.4.3.2. Microtectônica

Nas amostras deformadas, em faixas entre os enclaves máficos, nos afloramentos LF-47 e LF-52, os grãos minerais registram intensa deformação por processos plásticos, sob temperaturas muito altas.

O quartzo ocorre em agregados lenticulares formados por grãos com extinção ondulante e contatos bastante irregulares. Não ocorrem agregados poligonais, sendo comum a preseça de subgrãos retangulares em padrão de tabuleiro de xadrez (*chess-board*, Kruhl 1996). O feldspato alcalino e o plagioclásio formam porfiroclastos de 4mm a 6mm, exibindo extinção ondulante e mantos de grãos e subgrãos de 0,2mm a 0,3mm, com limites retilíneos a levemente curvos, e contatos tríplices (**Figura 4.14a**). Na matriz da rocha estes minerais formam agregados poligonais com grãos em geral livres de extinção ondulante. O plagioclásio apresenta maclas, por vezes arqueadas, e a hornblenda constitui em algumas lâminas, agregados de grãos poligonais.

A foliação da rocha é definida pela orientação preferencial de agregados lenticulares de quartzo, palhetas de biotita avermelhada (**Figura 4.14b**), isoladas ou em agregados com hornblenda verde oliva e minerais opacos.

A intensa recristalização dos feldspatos, com subgrãos e grãos poligonizados, de mesmo tamanho, sugere atuação de recuperação e recristalização por rotação de subgrãos, temperaturas a partir de 600°C (ver **capítulo 4**). Este quadro é compatível com a presença de hornblenda recristalizada.

A observação de grãos poligonizados isentos de deformação registra a recristalização estática, com a manutenção de temperaturas altas após o declínio do campo de esforços direcionais.

Em algumas amostras, no sul do corpo, observou-se uma foliação que se encontra bem desenvolvida na amostra LF-16. É definida pela orientação preferencial de megacristais por vezes porfiroclásticos de feldspatos, agregados lenticulares de quartzo e agregados alongados de minerais máficos. Os megacristais de feldspatos exibem extinção ondulante e alguns estão fraturados e/ou mostram bordas ou porções próximas a fraturas, ocupadas por agregados de diminutos subgrãos e novos grãos irregulares, medindo em torno de 0,05mm. Pertitas em chama adornam vários grãos de feldspato alcalino. A hornblenda encontra-se desestabilizada com transformações para biotita, titanita e minerais opacos, que se orientam segundo a foliação da rocha e devem corresponder em grande parte a fases sin-cinemáticas. A ausência de deformação dúctil importante nos feldspatos sugere que temperaturas acima de 500°C não foram atingidas. Este quadro se confirma pela presença de feições deformacionais compatíveis com temperaturas moderadas a baixas como: agregados de grãos e subgrãos diminutos na borda dos porfiroclastos, fraturas e pertitas em chamas. A desestabilização da hornblenda sugere da mesma forma, temperaturas moderadas a baixas, relacionadas à D_2.

4.4.3.3. Os enclaves máficos

Os enclaves máficos verificados nos afloramentos LF-47 e LF-52 mostram composições gabronoríticas e quartzo-monzodioríticas a quartzo-monzoníticas exibindo grande variação textural (**Tabela 4.13**).

Tabela 4.13 - Classificação petrográfica dos enclaves máficos nos granitóides do corpo do igarapé Roxinho, a partir das composições modais estimadas.

Amostra	*Classificação*	*(%máf.)*	*Qz*	*Pg*	*Fk*	*Opx*	*Cpx*	*Hb*	*Bi*	*Op*	*Ap*	*Cl*	*Se*	*Ep*
LF-47A*	Leucogabronorito	(24,5)	-	x	-	x	x	-	(x)	tr	tr	tr	tr	tr
LF-47B2	Gabronorito	(32,0)	-	x	-	x	x	x	x	(x)	tr	tr	tr	-
LF-52D	Qz monzodiorito	(22,2)	(x)	x	(x)	-	-	x	x	tr	tr	-	tr	-

x >5%; 1% <(x) <5%; tr<1% ; Qz – Quartzo; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino; Opx – ortopiroxênio; Cpx – Clinopiroxênio; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Cl – Clorita; Se – Sericita; Ep – Epidoto. * Amostras com análise química discutida no Capítulo 7.

Enclaves gabronoríticos são compostos por labradorita, orto e clinopiroxênios, com textura intergranular. Minerais opacos, apatita, biotita e (hornblenda) ocorrem em quantidades acessórias, assim como sericita, clorita e epídoto, que correspondem aos minerais de alteração. Nestas rochas, o plagioclásio aparece em ripas subédricas, por vezes zonados, com núcleos saussuritizados, exibindo maclas na lei da Albita que podem apresentar caráter difuso ou estar ausentes. Intersticialmente às ripas dispõem-se: plagioclásio, por vezes recristalizado em subgrãos e novos grãos de 0,3mm a 0,5mm, com limites retilíneos e junções tríplices; e piroxênios, que podem ocorrer em agregados de grãos e subgrãos (0,3mm) poligonais ou em cristais maiores (0,5mm-0,8mm) anédricos, com transformação parcial para biotita e/ou hornblenda. Em algumas lâminas a recristalização de plagioclásio e piroxênios alcançou estágios mais avançados, mesmo assim, os porfiroclastos de plagioclásio não exibem orientação preferencial. As microfeições descritas registram a recristalização sob condições de temperaturas altas, provavelmente acima de 600°C.

Alguns enclaves são compostos por uma matriz fina de composição quartzo monzodiorítica a quartzo monzonítica envolvendo: glóbulos de quartzo (**Figura 4.14c**); fragmentos de rocha granítica; e megacristais (xenocristais?) de plagioclásio antipertítico (**Figura 4.14d**). Na matriz o plagioclásio exibe extinção ondulante e por vezes está recristalizado com novos grãos e subgrãos em torno de 0,2mm; o feldspato alcalino está em geral poligonizado, comumente intercrescido com quartzo. Os glóbulos de quartzo, esféricos a elipsoidais, são envolvidos por manto descontínuo formado por pequenos cristais de hornblenda, biotita e titanita (**Figura 4.14c**). Feições similares são interpretadas por Hibbard (1991 e 1995) como sugestivas da interação entre magmas ácidos e básicos com coexistência (*mingling*) e mistura. Os fragmentos de rocha são

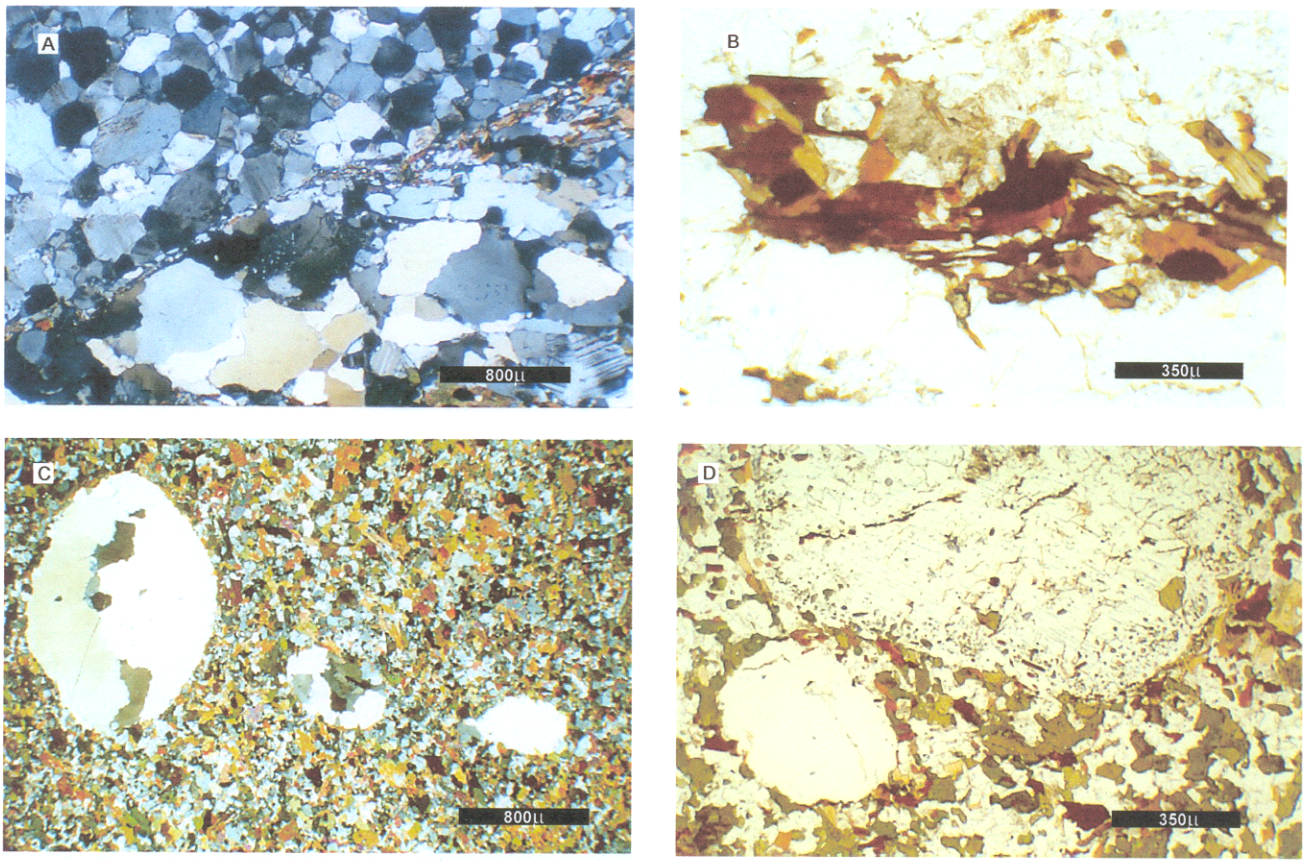


Figura 4.14 - Aspectos microscópicos dos granitóides e enclaves do corpo do igarapé Roxinho. **a)** Feldspatos recristalizados exibindo grãos e subgrãos, em geral com limites retilíneos e junções tríplices, integrando agregados dispostos segundo a foliação. Afloramento LF-47 ; **b)** Biotitas com pleocroísmo avermelhado marcando a foliação, em granitóide deformado. Afloramento LF-47 ; **c)** Enclave quartzo-monzodiorítico incluindo glóbulos de quartzo. Afloramento LF-52D ; **d)** Mantos incompletos de minerais máficos em torno dos glóbulos de quartzo e megacristais de plagioclásio. Afloramento LF-52.

arredondados e de composição granítica. São constituídos por quartzo, plagioclásio antipertítico e feldspato alcalino sendo que biotita, apatita e allanita ocorrem em quantidades acessórias. Os megacristais de plagioclásio, por vezes constituídos por dois cristais, incluem grãos globulares de quartzo. A borda de alguns megacristais é caracterizada pela presença de minúsculas inclusões de hornblenda, registrando o crescimento epitaxial do plagioclásio e inclusão de minerais máficos da matriz.

4.4.4. Corpos charnockíticos da região do igarapé Repartimento do Ajarani e rio Ajarani

Na região do igarapé Repartimento do Ajarani, um corpo maior aflora a oeste do Anortosito Repartimento. O contato entre as duas unidades não foi observado. Corpos menores distribuem-se na região.

Os vários corpos exibem feições petrográficas distintas e registram variadas magnitudes deformacionais.

4.4.4.1. O corpo maior

♦ *Petrografia e microtectônica*

É constituído por quartzo-mangeritos, charnockitos (monzograníticos), hiperstênio-quartzo-sienitos e quartzo-jotunitos, médios a grossos (**Tabela 4.14**). Em alguns afloramentos (RB-125B e FF-242) as rochas estão associados a sienogranitos hololeucocráticos, desprovidos de piroxênio, que devem corresponder a veios.

A textura é alotriomórfica granular / inequigranular (hipidiomórfica granular / inequigranular), por vezes porfirítica, com megacristais de plagioclásio (**Figura 4.15a**) e, no caso dos charnockitos e de uma mostra de hiperstênio-quartzo-sienito, também de feldspato alcalino em matriz com grãos em parte recristalizados. São bastante diferentes das rochas charnockíticas descritas nas regiões da serra da Prata e igarapé Grande, em especial pela conspícua presença de grandes cristais ameboidais de quartzo.

Nos quartzo-mangeritos, charnockitos e hiperstênio-quartzo-sienitos, o índice de cor varia de 3% a 8% enquanto nos quartzo-jotunitos, com o maior conteúdo em

minerais máficos de todo o grupo, chega a 16%. Ortopiroxênio é o mineral máfico mais abundante, seguido pela biotita (e hornblenda). Clinopiroxênio está ausente na maior parte das amostras. Minerais opacos, zircão e apatita aparecem como acessórios. O plagioclásio ocorre em raros megacristais anédricos a subédricos de até 4mm, com maclas nítidas ou ausentes, ou na matriz, em grãos anédricos. Exibe caráter antipertítico e inclui ocasionalmente, grãos de apatita, biotita e minerais opacos. Em algumas amostras encontra-se intensamente sericitizado.

Tabela 4.14 - Classificação petrográfica das rochas da SISP aflorantes na região do igarapé Repartimento, a partir das composições modais estimadas.

	Amostra	*Classificação*	*(%máf.)*	*Qz*	*Pg*	*Fk*	*Opx*	*Cpx*	*Hb*	*Bi*	*Op*	*Ap*	*Zr*	*Cl*	*Se*	*Ep*
CORPO MAIOR	RB-121	Qz-mangerito	(3,3)	x	x	x	(x)	-	-	tr	tr	tr	tr	-	-	-
	RB-122	Hp-Qz-sienito	(6,4)	x	x	x	(x)	-	-	(x)	tr	tr	tr	-	-	-
	RB-125A*	Qz-Jotunito	(16,0)	x	x	x	x	tr	(x)	(x)	(x)	tr	tr	-	-	-
	RB-127	Hp-Qz-sienito	(3,0)	x	x	x	(x)	-	-	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-
	FF-190A*	Charnockito MZG	(8,0)	x	x	x	x	-	-	(x)	(x)	tr	tr	-		-
CORPOS MENORES	FF-246	Charnockito	(<1,5)	x	x	x	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-
	RB-214A	Qz-mangerito	(4,9)	x	x	x	(x)	-	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-
	RB-129*	Charnockito	(6,5)	x	x	x	(x)	tr	(x)	tr	(x)	tr	tr	-	tr	-
	FF-204	Charnockito	(2,6)	x	x	x	tr	-	-	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-
	FF-205	Charnockito porf. fino	(3,3)	x	x	x	tr	tr	-	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	-
	FF-200B	Sienogranito	(<1,5)	x	x	x	-	-	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-
	FF-201	Sienogranito	(<1,5)	x	x	x	-	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-
	RB-157	Charnockito alterado	(??)	x	x	x	(x)	-	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
	RB-158	Qz-mangerito	(13,5)	x	x	x	(x)	(x)	(x)	-	(x)	tr	tr	tr	tr	tr

X >5%; 1%<(x) <5%; tr<1% ; Qz – Quartzo; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino; Opx – ortopiroxênio; Cpx – Clinopiroxênio; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Zr – Zircão; Cl – Clorita; Se – Sericita; Ep – Epídoto; Ca – Carbonato; Ac – Actinolita. * Amostras com análise química discutida no Capítulo 7.

Os megacristais de plagioclásio e os cristais na matriz mostram extinção ondulante e porções recristalizadas, ocupadas por subgrãos e novos grãos com limites retilíneos a curvos e junções tríplices. Também ocorrem grãos e subgrãos com contatos e formas irregulares.

O feldspato alcalino ocorre em cristais anédricos que podem ser pertíticos. Mirmequitas estão localmente presentes nos contatos com plagioclásio, sendo que inclusões de apatita e minerais opacos foram observadas. Em algumas amostras forma grandes cristais anédricos com contatos lobados em direção a cristais de plagioclásio, parecendo "corroer" este último mineral. A mesma relação foi observada entre o feldspato alcalino e cristais de piroxênio.

O feldspato alcalino mostra extinção ondulante e está em parte recristalizados, com subgrãos e novos grãos com limites retilíneos a levemente curvos (ou

subordinadamente lobados), e junções tríplices. Os grãos recristalizados mostram lamelas de exsolução de albita, sendo comum que as pertitas sejam nucleadas a partir de fronteiras de alto ângulo.

O quartzo ocorre, via de regra, como grandes grãos anédricos, ameboidais, com contatos irregulares, lobados em direção a plagioclásio, feldspato alcalino e piroxênio, parecendo "corroer" estes minerais (**Figura 4.15b**). Estes grãos ameboidais dispõem-se por vezes segundo a foliação S_1 e exibem, em algumas lâminas, subgrãos retangulares em padrão de tabuleiro de xadrez (Kruhl 1996).

O ortopiroxênio, com o típico pleocroísmo rosa-salmão a verde-pálido, aparece em grãos anédricos, alguns com arestas arredondadas sugerindo a atuação de processos de *dissolution melting* (Hibbard 1995). Encontra-se fraturado e alterado para material amorfo de coloração ocre. Localmente exibe transformação parcial para biotita (avermelhada) e minerais opacos. Em apenas uma amostra, de quartzo-jotunito com traços de clinopiroxênio, observou-se evidências de transformações para hornblenda.

Uma foliação definida pela orientação preferencial de grãos alongados de quartzo, megacristais de feldspatos e glomérulos de minerais máficos caracteriza a amostra FF-190.

4.4.4.2. Os corpos menores

Seis corpos menores localizados nas cabeceiras do igarapé Sucurijú, ao longo do igarapé Repartimento do Ajarani e finalmente ao longo do rio Ajarani serão brevemente descritos.

Nas cabeceiras do igarapé Sucuriju aflora charnockito, com feições petrográficas e microtectônicas bastante similares ao descrito para o corpo principal (FF-214). Uma característica peculiar é a presença de piroxênio em agregados de grãos poligonais, com contatos retilíneos a levemente curvos e junções tríplices sendo comum a presença de minerais opacos entre os grãos.

Ao longo e a norte do igarapé Repartimento do Ajarani, a oeste do corpo principal foram identificados três corpos de charnockitos representados, respectivamente, pelas amostras RB-129, FF-200 B, FF-201, FF-204, FF-205, e FF-207. Apresentam

características petrográficas similares às do corpo do igarapé Grande (**Tabela 4.14**). As amostras FF-200B, FF-201 e FF-207, encontram-se bastante alteradas, e, nas lâminas estudadas, não foi identificado piroxênio. No entanto, com base em similaridades petrográficas, elas foram, tentativamente, incluídas neste grupo. Considere-se ainda, que J. O. Santos (dados inéditos) apresenta análises minerais de clino e ortopiroxênio da amostra FF-200B (ver **Capítulo 7**).

De uma forma geral, as rochas estudadas nos dois corpos correspondem a charnockitos, com textura hipidiomórfica inequigranular a alotriomórfica inequigranular (grãos variando de 0,2mm a 1,5mm), por vezes porfiríticas, exibindo megacristais (5mm-12mm) anédricos a subédricos de plagioclásio e/ou de feldspato alcalino, incluindo tipos foliados e não foliados. Megacristais de plagioclásio mostram por vezes integridade moderada e bordas parciais de feldspato alcalino. São comuns cristais com núcleos saussuritizados. Incluem clinopiroxênio, ocasionalmente em grãos arredondados, apatita, zircão e minerais opacos. Feldspato alcalino, nos megacristais ou na matriz, é anédrico, pertítico a micropertítico, e, na amostra RB-129, exibe textura em peneira, com muitas inclusões de clinopiroxênio e, subordinadamente, ortopiroxênio em grãos arredondados, sugerindo *dissolution melting* (Hibbard 1995), minerais opacos, apatita e quartzo. Na amostra FF-204, o feldspato alcalino mostra mantos incompletos de plagioclásio. O ortopiroxênio aparece em grãos subédricos a anédricos, com transformação parcial para hornblenda e inclusões de apatita, minerais opacos e plagioclásio em grãos euédricos.

O quartzo ocupa, via de regra, uma posição intersticial e na maioria das amostras dos dois corpos descritos encontra-se recristalizado e recuperado, e pode mostrar subgrãos em padrão de tabuleiro de xadrez .

Uma variedade porfirítica com matriz fina e esparsos megacristais de plagioclásio ocorre em um dos corpos (FF-205 e FF-207).

Algumas amostras apresentam uma foliação S_1, não muito marcante, conferida pela orientação preferencial das maiores dimensões dos feldspatos e de minerais máficos. O plagioclásio mostra extinção ondulante e alguns cristais exibem maclas arqueadas formando *kinks*. Porções recristaizadas, com subgrãos e novos grãos, de tamanhos similares e limites retilíneos, ocorrem ao longo das *kink bands*. Nestas

porções observam-se limites de baixo ângulo entre subgrãos gradarem até limites de alto ângulo, entre novos grãos. O feldspato alcalino também exibe extinção ondulante e o mesmo tipo de subgrãos e novos grãos ocorrem na borda de vários cristais.

Ao longo do rio Ajarani, extremo-sudoeste da área estudada, foram identificados duas pequenas lentes correspondendo a um quartzo-mangerito (RB-158), e um charnockito (RB-157) (**Tabela 4.14**), ambos com uma forte foliação S_1, contrastando com o quadro observado nos outros corpos localizados nas cabeceiras do igarapé Sucurijú e ao longo do igarapé Repartimento do Ajarani, onde apesar dos registros de recristalização de feldspatos e quartzo, a foliação não constitui uma feição marcante sugerindo uma grande variação na magnitude de *strain*.

No quartzo-mangerito, com conteúdo de minerais máficos em torno de 13,5%, raros megacristais de plagioclásio e feldspato alcalino entre 1mm e 2mm, distribuem-se em uma matriz fina onde feldspatos e quartzo dispõem-se em cristais e agregados máficos alongados, paralelamente à foliação. O feldspato alcalino é ocasionalmente pertítico e, assim como plagioclásio e quartzo, pode incluir muitos grãos de apatita. Os feldspatos, na matriz e nos megacristais, mostram extinção ondulante e encontram-se parcialmente recristalizados com subgrãos e novos grãos de tamanhos e formas variados. Clino e ortopiroxênio estão associados a hornblenda e minerais opacos. Zircão e apatita ocorrem como acessórios, assim como alguns minerais de alteração (clorita, epídoto, sericita, carbonato e actinolita).

O charnockito, bastante alterado, exibe uma foliação conferida pela orientação preferencial de agregados lenticulares de quartzo, das maiores dimensões de cristais de feldspato alcalino e plagioclásio, bem como de agregados máficos. Os piroxênios (clino e orto), parcialmente biotitizados, encontram-se em avançado estágio de alteração para assembléia de actinolita e clorita. Os plagioclásios estão em grande parte saussuritizados.

4.4.5. Corpos charnockíticos da região do rio Apiaú

A sul do rio Apiaú foram identificados dois corpos lenticulares relacionados à SISP (**Tabela 4.15**). São rochas médias com tonalidades cinza escura (**Figura 4.15c**).

O biotita quartzo-jotunito da estação LF-70, com IC~18% exibe textura hipidiomórfica inequigranular, e granulação grossa. Hornblenda e minerais opacos ocorrem em quantidades inferiores a 3% e zircão e apatita aparecem como acessórios. O plagioclásio, em grãos anédricos a subédricos, mostra maclas difusas, por vezes núcleos saussuritizados, integridade moderada, e, localmente, manchas de feldspato alcalino. Mirmequitas ocorrem na borda de alguns cristais e raras inclusões de apatita e minerais opacos foram observadas. O feldspato alcalino é anédrico e ocupa junto com o quartzo uma posição intersticial. O ortopiroxênio, por vezes maclado, mostra transformação parcial para biotita e hornblenda. Clino e ortopiroxênio exibem aspecto límpido e incluem grãos globulares de mineral biaxial de baixa birrefringência, provavelmente plagioclásio e minerais opacos.

Tabela 4.15 - Classificação petrográfica das rochas da SISP aflorantes na região do rio Apiaú, a partir das composições modais estimadas.

Amostra	*Classificação*	*(%máf.)*	*Qz*	*Pg*	*Fk*	*Opx*	*Cpx*	*Hb*	*Bi*	*Op*	*Ap*	*Zr*	*Ti*	*Al*	*Cl*	*Se*	*Ep*
LF-70*	Bt-Qz-jotunito	(18,0)	x	x	x	(x)	(x)	(x)	x	(x)	tr	tr	-	-	tr	tr	-
PV-23	Charnockito porf. fino	(<1)	x	x	x	tr	-	tr	-	-	tr	tr	-	tr	tr	tr	-
PV-24	Qz-jotunito	(18,0)	x	x	x	x	(x)	(x)	tr	(x)	tr	tr	-	-	-	-	-
PV-25	Charnockito	(5,4)	x	x	x	tr	tr	(x)	tr	(x)	tr	tr	-	-	tr	tr	-
RB-174	Qz-mangerito	(6,1)	x	x	x	tr	-	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	tr
RB-175	Hb-Qz-jotunito	(19,7)	x	x	x	tr	tr	x	tr	(x)	tr	tr	-	-	tr	tr	tr
RB-66	Qz-monzogabronorito	(7,7)	x	x	x	(x)	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	tr
RB-58	Sienogranito	(1,5)	x	x	x	-	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-
RB-59*	Bt-Qz-mangerito	(7,5)	x	x	x	tr	-	tr	x	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	-
JO-11	Charnockito porf. fino	(6,4)	x	x	x	(x)	(x)	(x)	-	(x)	tr	tr	-	-	tr	tr	-
JO-12	Sienogranito	(1,4)	x	x	x	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr	-
JO-13	Bt-Qz-monzonito	(13,0)	x	x	x	-	-	(x)	x	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	tr

x >5%; 1%< (x) <5%; tr<1% ; Qz – Quartzo; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino; Opx – ortopiroxênio; Cpx – Clinopiroxênio; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Zr – Zircão; Ti – Titanita; Al – Allanita; Cl – Clorita; Se – Sericita; Ep – Epidoto. * Amostras com análise química discutida no Capítulo 7.

O quartzo-jotunito da estação PV-24 exibe textura hipidiomórfico inequigranular, fina a média. O feldspato alcalino forma, freqüentemente, grãos grossos incluindo muitos grãos, por vezes arredondados, de piroxênios e de quartzo (**Figura 4.15d**) sugerindo dissolução na presença de fase fundida (*dissolution melting* , Hibbard 1995). Estes cristais de feldspato alcalino mostram contatos irregulares e reentrâncias em direção aos megacristais de plagioclásio. No mesmo corpo ocorrem charnockitos e quartzo-mangeritos, médios, sendo que uma fácies porfirítica com megacristais de feldspatos esparsos distribuídos em matriz fina aflora na borda norte. Na borda sul do corpo ocorre um quartzo-jotunito fino, milonítico, com foliação realçada por fitas de

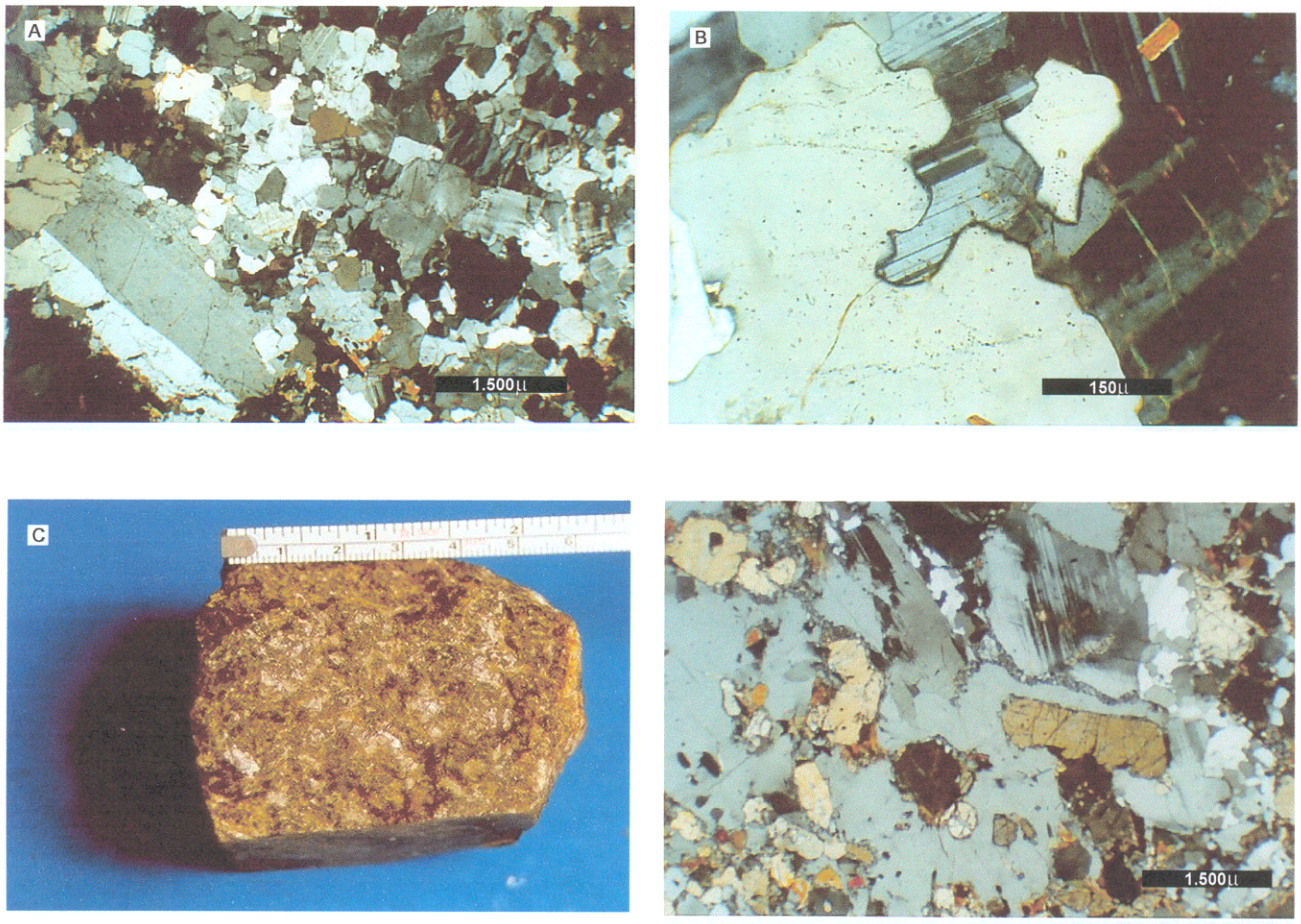


Figura 4.15 - **a)** Quartzo-mangerito, porfirítico, do corpo principal da região do igarapé Repartimento do Ajarani. Megacristal de plagioclásio em matriz mais fina. Afloramento RB-121 ; **b)** Quartzo com contatos muito irregulares parecendo "corroer" cristais de plagioclásio. Quartzo-mangerito do corpo principal da região do igarapé Repartimento do Ajarani. Afloramento RB-121 ; **c)** Aspecto macroscópico do quartzo-mangerito. Afloramento RB-24 ; **d)** Feldspato alcalino anédrico, parecendo "corroer" cristais de plagioclásio e incluindo cristais de piroxênio com arestas arredondas. Quartzo-jotunito de um corpo da região do rio Apiaú. Afloramento

quartzo, bem como pela orientação preferencial de agregados máficos, porfiroclastos de feldspatos e megacristais de hornblenda. Neste milonito, os feldspatos, nos porfiroclastos e na matriz, mostram extinção ondulante e encontram-se em parte recristalizados com subgrãos e novos grãos que podem apresentar tamanhos similares e limites retilíneos ou formas, e tamanhos irregulares, e variáveis. Fraturas são incomuns. As feições nos feldspatos sugerem o predomínio de processos deformacionais dúcteis sob temperaturas altas relacionadas à D_1. A hornblenda forma megacristais alongados, raramente fraturados, sem extinção ondulante, localmente biotitizados. Os megacristais mostram contatos bastante irregulares, sendo comum englobarem, total ou parcialmente grãos menores da matriz, ao longo de sua borda. Ocasionalmente em seu núcleo, ocorrem relictos de piroxênio. A hornblenda deve corresponder em geral a fase mineral magmática tardia resultante da hidratação do piroxênio.

No corpo mais a sul afloram biotita quartzo-mangerito hipidiomórfico inequigranular (RB-58), com megacristais de feldspato entre 3 e 8mm, em matriz fina a média. Clinopiroxênio está ausente e ortopiroxênio encontra-se em parte transformado para biotita avermelhada que forma simplectitos com quartzo. Em uma das lâminas, ortopiroxênio está ausente, tendo sido provavelmente substituido inteiramente por biotita. No mesmo corpo ocorre uma fácies porfirítica, com matriz fina envolvendo megacristais de feldspatos (JO-11), bem como sienogranitos hipidiomórficos granulares, hololeucocráticos (RB-58 e JO-12). Nestes sienogranitos, clinopiroxênio aparece em raros relictos, muito alterados (ortopiroxênio não foi observado) e allanita e titanita se somam aos minerais acessórios típicos da SISP, zircão e apatita.

4.4.6. Evidências microtectônicas x ambiente deformacional nos corpos da Suíte Intrusiva Serra da Prata

Nos vários corpos relacionados à Suíte Intrusiva Serra da Prata as petrotramas evidenciam a atuação de mecanismos eminentemente dúcteis como indica a ausência ou limitada presença de fraturas, e a recristalização, discreta a avançada nos feldspatos.

A presença de lamelas de exsolução de albita em grãos recristalizados de feldspato alcalino, feição descrita em vários corpos, registra deformação em estado sólido sob temperaturas acima do *solvus* do feldspato alcalino (600°C). Estas altas temperaturas são confirmadas pela presença indiscriminada de quartzo com subgrão em padrão de tabuleiro de xadrez indicando, de acordo com Kruhl (1996), deslizamento paralelo ao eixo do quartzo a temperaturas muito altas, a partir de 650°-700°C, para pressões de 5kbar, da crosta média. Mirmequitas também são comuns nas rochas onde S_1 está bem desenvolvida, indicando da mesma forma temperaturas altas durante D_1.

O relacionamento destas tramas de altas temperaturas com a colocação dos corpos charnockíticos não pode ser conclusivamente demonstrado através dos aspectos de campo e microtectônicos observados para os corpos da Suíte Serra da Prata. No entanto, como discutido no **capítulo 5**, dentro do contexto geológico da região estudada é provável que estas tramas estejam relacionadas à deformação sin-colocação dos corpos ígneos charnockíticos.

Superimpostas a feições deformacionais de temperaturas altas foram identificadas, em grande parte dos corpos estudados, petrotramas deformacionais indicativas de temperaturas moderadas a baixas, relacionadas à D_2.

4.5. ROCHAS MÁFICAS DO EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO

Serão descritos neste item gabronoritos, noritos, dioritos e hornblenditos, relacionados ao Paleoproterozóico (ver **capítulo 7**), aflorantes a oeste do rio Branco, nas regiões da serra da Prata, da Colônia, do rio Ajarani e do rio Apiaú.

4.5.1. Hornblenda-noritos e hornblenda-gabronoritos

Os hornblenda-noritos predominam sobre os hornblenda-gabronoritos, sendo que ambos registram intensa recristalização sob condições de temperatura muito alta.

Afloram na região da serra da Prata em um corpo principal (30km^2), alongado na direção NE-SW e em duas exposições menores. Suas relações de contato com as rochas charnockíticas da serra da Prata não puderam ser esclarecidas no campo.

Um gabronorito com menos de 5% de hornblenda e feições deformacionais similares às descritas para hornblenda-gabronoritos, ocorre como xenólito métrico (LF-39D) nas rochas charnockíticas da Suíte Intrusiva Serra da Prata, e foi tentativamente relacionado a esta unidade.

Em amostra de mão os hornblenda-noritos e hornblenda-gabronoritos são cinza escuro, médios, tipos finos e grossos também ocorrem, e mostram uma foliação conferida pela orientação preferencial de agregados lenticulares de minerais máficos e de plagioclásio (**Figura 4.16a**).

4.5.1.1. Petrografia e microtectônica

São compostos por labradorita, (An 55-66), ortopiroxênio, (clinopiroxênio) e hornblenda (**Tabela 4.16**). Olivina está presente na amostra LF-58E. Minerais opacos, apatita, zircão e quartzo, ocorrem em quantidades acessórias, assim como espinélio, biotita e serpentina, que correspondem a minerais secundários.

Tabela 4.16 - Classificação petrográfica dos hornblenda-noritos e gabronoritos, a partir das composições modais estimadas.

Amostra	*Classificação*	*(%máf.)*	*Pg (%an)*	*Opx*	*Cpx*	*Hb*	*Bi*	*Ol*	*Op*	*Ap*	*Qz*	*Zr*	*Es*	*Se*
LF-38	Hb leuconorito	(24)	58	14	-	10	tr	-	tr	tr	-	-	-	-
LF-58C*	Hb norito	(43)	65	23	tr	20	-	-	tr	tr	tr	-	-	-
LF-58E	Hb norito	(40)	60	17	tr	23	-	tr	tr	tr	-	-	tr	tr
LF-59E	Hb gabronorito	(37)	65	10	15	12	-	-	tr	tr	-	tr	-	-
NN-210*	Hb norito	(48)	60	15	-	33	tr	-	tr	tr	-	-	-	-
NN-244	Hb norito	(50)	50	12	-	38	-	-	tr	tr	-	-	-	-
LF-61	Hb gabronorito	(35)	55	17	10	8	-	-	tr	tr	-	-	-	-

x >5%; 1%<(x) <5%; tr<1% ; Pg – Plagioclásio; Opx – ortopiroxênio; Cpx – Clinopiroxênio; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Ol – Olivina; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Qz – Quartzo; Es – espinélio; Zr – Zircão; Se – Serpentina. * Amostras com análise química discutida no Capítulo 7.

São, em geral, inequigranulares e algumas variedades porfiríticas exibem grandes cristais porfiroclásticos de plagioclásio, entre 3mm e 9mm, em matriz inequigranular fina a média, com intensa recristalização.

O plagioclásio (labradorita) pode incluir grãos de ortopiroxênio, minerais opacos, apatita e hornblenda. Apresenta-se em grande parte recristalizado (**Figura 4.16b**), embora ocorram grãos tabulares, com forma ígnea preservada. Exibem maclas ígneas nas leis da Albita, Periclina e subordinadamente Carlsbad, e maclas deformacionais (leis da Albita e Periclina) em cunha. As maclas ígneas e deformacionais estão

comumente arqueadas, com bandas de deformação de limites amplos, desenvolvidas perpendicularmente às maclas na lei albita. O plagioclásio apresenta forte extinção ondulante, sendo comum a presença de subgrãos com tamanhos variados entre 0,2mm e 1,5mm e limites irregulares. Os limites são por vezes interdigitados, com protuberâncias invadindo os grãos vizinhos. Ocorrem também subgrãos e novos grãos com limites retilíneos, junções tríplices e tamanhos similares de 0,2mm a 0,5mm, por vezes dispostos na borda de cristais maiores. Os subgrãos e novos grãos ainda registram deformação intracristalina como evidencia a presença de extinção ondulante. Em algumas lâminas ocorrem microfraturas intra e intercristalinas.

O ortopiroxênio, com pleocroísmo de verde-claro a rosa-salmão, ocorre em cristais anédricos, com inclusões ameboidais de minerais opacos e com freqüência, bordas de hornblenda. Nas seções prismáticas, por vezes, inúmeras palhetas de biotita e minerais opacos estão dispostas a alto ângulo da clivagem. Encontram-se fraturados, com extinção ondulante moderada a intensa, sendo comum a presença de subgrãos e novos grãos de tamanhos similares de 0,3mm a 0,7mm, que evoluem para agregados tendendo a mosaicos poligonais.

O clinopiroxênio, verde-pálido, mostra inclusões de palhetas de biotita e minerais opacos orientadas paralelamente ou a alto ângulo da clivagem principal. Está sempre adornada por coroas de hornblenda, sendo que, por vezes, ocorre como pequenos relictos no núcleo deste último mineral. Exibe as mesmas feições deformacionais descritas para os ortopiroxênios.

A hornblenda verde oliva, em geral resultante de reações de hidratação e substituição parcial dos piroxênios, exibe bordas de reação com o plagioclásio, caracterizadas pela presença de minúsculos grãos de minerais opacos e intercrescimento entre plagioclásio e piroxênio (LF-58C, LF-58E, LF-59, NN-210). Pode apresentar fraturas intracristalinas, extinção ondulante e subgrãos e novos grãos com limites irregulares e tamanhos variados ou com contatos retilíneos e junções tríplices.

A olivina, identificada apenas na amostra LF-58E, exibe coroas de ortopiroxênio. Seu contato como plagioclásio é marcado pela presença de uma "franja" de minerais opacos e espinélio verde-azulado. A alteração para serpentina e minerais opacos é comum.

A apatita ocorre em prismas longos por vezes arqueados. A biotita ocorre na borda de alguns grãos de hornblenda e de piroxênio.

4.5.1.2. Ambiente deformacional

No conjunto de hornblenda-gabros e gabronoritos descritos foram observados grãos e subgrãos de plagioclásio, piroxênios e hornblenda, com tamanhos similares e limites retilíneos, nas bordas de grãos maiores sugerindo recristalização por rotação de subgrãos, sob condições de temperatura a partir de 600°-650°C (Yund & Tullis 1991). Nos plagioclásios são comuns, no entanto, grãos com limites irregulares, por vezes com contatos interdigitados, que devem estar relacionados à migração da fronteira entre os grãos. Dois tipos de migração foram descritos (Drury *et al.* 1985) : a migração lenta de fronteiras (*bulging*) constitui o mecanismo de recristalização dominante em cristais de quartzo e plagioclásio em um intervalo de temperatura inferior aquele onde predomina a rotação de subgrãos (Yund & Tullis 1991); e a migração rápida da fronteira entre os grãos foi reconhecida em cristais de quartzo e calcita (Guillope & Poirier 1979, Urai *et al.* 1986, Schmid *et al.*1987) como mecanismo importante, atuando, no entanto, a temperaturas muito altas, acima daquelas onde a rotação de subgrãos predomina.

Lafrance *et al.* (1996) propõem a migração rápida da fronteira entre os grãos como mecanismo dominante na recristalização de plagioclásios a temperaturas em torno de 1000°C, nos anortositos de Poe Mountain (EUA). Os anortositos teriam sido deformados durante a colocação dos corpos, como indica a presença de xenólitos de anortosito recristalizado, em diques cogenéticos, sem deformação. Lafrance *et al.* (1996) citam como evidências da migração rápida da fronteira entre os grãos, a presença de grãos com limites irregulares, contatos interdigitados e grãos dissecados. As temperaturas muito elevadas teriam permitido a grande mobilidade das fronteiras e a intensa recristalização, mesmo sob condições de baixa intensidade de deformação.

Nos gabronoritos estudados, que em muitos casos não parecem registrar grande magnitude de deformação, como sugerem a presença de cristais de plagioclásio e piroxênios com limites ígneos preservados e a ausência de orientação cristalográfica preferencial, mesmo nas amostras com intensa recristalização, é possível que a

freqüência de contatos interdigitados entre cristais recristalizados de feldspatos esteja relacionado à atuação de migração rápida das fronteiras entre os grãos, sob condições de temperaturas muito altas, propiciadas pelo calor da própria intrusão, a exemplo do proposto por Lafrance *et al.* (1996) para os anortositos de Poe Mountain.

4.5.2. (Biotita)-leucogabros e (biotita)-leucogabronoritos

Neste conjunto foram tentativamente agrupados leucogabros e leucogabronoritos finos, desprovidos de hornblenda, aflorantes nas regiões da serra da Prata, e do rio Ajarani. Apesar de terem sido constatadas algumas diferenças petrográficas entre as rochas aflorantes nas duas regiões, optou-se por descrevê-las em um mesmo conjunto, por serem rochas finas de difícil separação macroscópica e de mineralogia similar.

Na região da serra da Prata ocorrem vários pequenos corpos, enquanto na região do rio Ajarani ocorrem duas lentes maiores. A continuidade dos corpos e suas relações de contato (diques?, megaenclaves?, bordas de resfriamento) não puderam ser verificadas no campo. Uma exceção corresponde à amostra LF-62B (**Figura 4.16c**) que parece corresponder a um dique cortando charnockitos na porção sudoeste da serra. No entanto, esta amostra apresenta algumas diferenças petrográficas em relação ao conjunto, como descrito a seguir. Na borda norte da serra da Prata, ocorre corpo com variedades algo mais grossas (LF-91C).

Correspondem a leucogabronoritos e leucogabros, cinza escuros, isotrópicos a foliados. As amostras da região do rio Ajarani, exibem em média, menores conteúdos em minerais máficos, quando comparadas com os corpos aflorantes na serra da Prata. São inequigranulares, alotriomórficos, e apresentam como minerais essenciais, plagioclásio (andesina cálcica a labradorita), ortopiroxênio (ausente nas amostra LF-62B e LF-63B) e clinopiroxênio (**Tabela 4.17**). Biotita ocorre em quantidades importantes em algumas amostras da região do rio Ajarani. Apatita, zircão, (quartzo), (feldspato alcalino) e minerais opacos ocorrem em quantidades acessórias, da mesma forma os minerais de alteração (sericita clorita e epídoto).

Uma feição conspícua do conjunto de rochas aflorantes na região do rio Ajarani é a presença de quartzo, em agregados elípticos a lenticulares, adornados por minerais

máficos, que formam uma espécie de coroa bem desenvolvida na amostra RB-160. Feições semelhantes foram descritas por Hibbard (1995) como indicativas da coexistência de magmas ácidos e básicos.

Tabela 4.17 - Classificação petrográfica das rochas máficas paleoproterozóicas, a partir das composições modais estimadas.

	Amostra	Classificação	(%máf.)	Pg (%an)	Opx	Cpx	Hb	Bi	Op	Ap	Qz	Fk	Zr	Cl	Se	Ep
SERRA DA PRATA	LF-62B	Leucogabronorito	(21,5)	43	x	x	-	(x)	tr	tr	-	-	tr	-	-	-
	LF-63B*	Leucogabronorito	(30,5)	47	x	x	-	(x)	tr	tr	-	-	tr	-	-	-
	LF-65B	Leuconorito	(17)	58	x	-	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	-	-
	LF-66B	Leucogabro	(22)	?	(x)	x	-	tr	tr	tr	-	-	-	-	-	-
	LF-91C*	Leucogabronorito	(22,6)	58	x	x	-	(x)	tr	tr	tr	Tr	tr	-	-	-
	LF-91A	Leucogabro	(21)	49	(x)	x	-	-	tr	tr	-	-	-	-	-	-
	NN-207B	Leucogabronorito	(23,4)	55	x	x	-	tr	tr	tr	(x)	tr	tr	-	-	-
	NN-208B*	Leucogabronorito	(23)	?	x	x	-	-	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	-
	NN-212B*	Leucogabronorito	(14)	48	x	x	-	tr	tr	tr	-	-	tr	-	-	-
RIO AJARANI	LF-21A	Bi-leucogabro	(14,4)	?	(x)	x	-	x	tr	tr	tr	-	-	-	tr	-
	LF-21B	Bi-leucogabronorito	(28,3)	?	X	x	-	(x)	tr	tr	-	-	-	-	tr	-
	LF-22B	Leucogabronorito	(15,5)	?	X	x	tr	tr	(x)	tr	-	-	tr	-	tr	-
	RB-160*	Qz-Bi-gabronorito	(17,5)	?	X	x	-	(x)	tr	tr	(x)	(x)	tr	-	-	-
	FF-262*	Qz-Bi-gabronorito	(17,8)	54	X	x	-	(x)	tr	tr	tr	-	tr	-	tr	-
	FF-270*	Bi-gabronorito	(25,6)	?	X	x	tr	x	tr	tr	-	-	tr	-	tr	tr
	FF-271A*	Bi-gabro	(15,5)	?	(x)	x	-	x	tr	tr	-	-	-	tr	tr	-

x >5%; 1%< (x) <5%; tr<1% ; Pg – Plagioclásio; Opx – ortopiroxênio; Cpx – Clinopiroxênio; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Qz – Quartzo; Zr – Zircão; Cl – Clorita; Se – Sericita; Ep – Epídoto. * Amostras com análise química discutida no Capítulo 7.

Na serra da Prata apresentam em geral textura porfiroclástica onde plagioclásio, feldspato alcalino, ortopiroxênio e clinopiroxênio, se dispõem em raros porfiroclastos, medindo entre 1mm e 2,5mm, em uma matriz composta por plagioclásio e piroxênios em grãos em média entre 0,2mm e 0,6mm. Na matriz, os constituintes minerais estão em grande parte recristalizados, em arranjos tendendo a poligonais (**Figura 4.16d**). Em algumas amostras, agregados lenticulares de plagioclásio e de minerais máficos conferem foliação à rocha. Na variedade mais grossa os porfiroclastos são bem mais freqüentes: plagioclásio, incluindo pequenos grãos de piroxênio, clinopiroxênio e ortopiroxênios, subédricos, entre 1,5mm e 3mm, distribuem-se em matriz, parcialmente recristalizada, com grãos entre 0,4mm e 1,2mm. Este quadro contrasta com o observado na rochas da região do rio Ajarani onde as feições deformacionais dúcteis nos plagioclásios e piroxênios são muito restritas, e a foliação é conferida essencialmente pela orientação preferencial de biotita, sin-cinemática, e filmes de diminutos grãos de plagioclásio e piroxênios (**Figura 4.16d**).

Na região da serra da Prata o plagioclásio inclui apatita e minerais opacos e localmente exibe grãos antipertíticos. Registra deformação plástica intensa, em especial

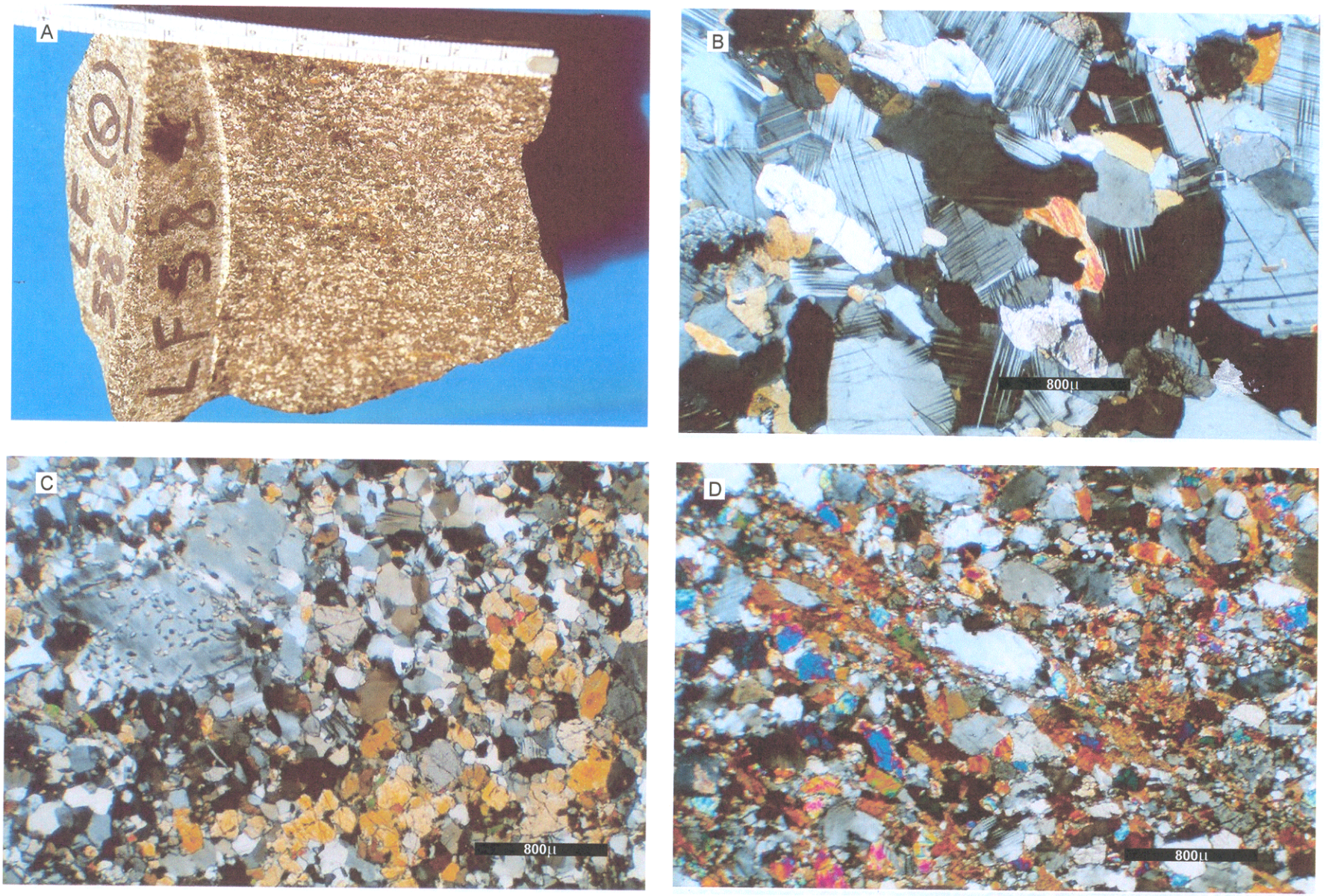


Figura 4.16 - **a)** Hornblenda-gabronorito foliado. Afloramento LF-61; **b)** Hornblenda-norito foliado, com plagioclásio intensamente recristalizado. Afloramento LF-58C ; **c)** Biotita gabronorito da região da serra da Prata, registrando avançada recristalização de plagioclásio e piroxênio. Afloramento LF-65B ; **d)** Aspecto da foliação em um biotita gabronorito da região do rio Ajarani. Afloramento FF-262.

nas amostras NN-207B e NN-208A, mais recristalizadas. Exibe forte extinção ondulante, maclas na lei albita e periclina e maclas deformacionais. Ocorrem subgrãos e novos grãos que podem exibir: contatos retilíneos e tamanhos similares e junções tríplices por vezes evoluindo para agregados poligonais que integram a matriz da rocha; e grãos com limites irregulares, tamanhos variados e protuberâncias em direção aos grãos vizinhos. É comum a presença de limites de baixo ângulo, varrendo o interior dos grãos e separando-os em subgrãos. O feldspato alcalino, pertítico, encontra-se recristalizado em agregados poligonais e, localmente, mostra contatos irregulares.

Na região do rio Ajarani, o plagioclásio ocorre em grãos anédricos, com muitas inclusões arredondadas de piroxênios, apatita e minerais opacos. Pode apresentar-se intensamente saussuritizado, e mostra extinção ondulante moderada, maclas nas leis albita e periclina, difusas e por vezes arqueadas, sendo que maclas deformacionais ocorrem localmente. Subgrãos e novos grãos, de tamanho variando entre 0,3mm e 0,9mm, com formas irregulares e limites marcados por estreitas faixas de extinção ondulante, são comuns em algumas lâminas. Bandas de deformação exibem limites amplos. Nas amostras com foliação bem desenvolvida, o plagioclásio apresenta microfraturas ao longo das quais desenvolveram-se minúsculos (~0,05mm) subgrãos e novos grãos com limites difusos.

Nas duas áreas o ortopiroxênio pode exibir lamelas de exsolução de clinopiroxênio. Clinopiroxênio, levemente esverdeado e ortopiroxênio mostram inclusões de finos grãos de minerais opacos e transformação parcial para biotita marrom avermelhada e podem apresentar caráter poiquilítico. Na região do rio Ajarani, as feições microestruturais observadas resumem-se a fraturas intracristalinas, menos freqüentes nos clinopiroxênios e, localmente, extinção ondulante discreta. Por outro lado, na serra da Prata, clino e ortopiroxênio encontram-se parcialmente recristalizados e apresentam forte extinção ondulante, e subgrãos e novos grãos em geral com tamanhos similares e com contatos retilíneos e junções tríplices, formando agregados.

Na amostra NN-212B (serra da Prata), a mais pobre do grupo em minerais máficos, plagioclásio encontra-se em grande parte recristalizado, formando agregados poligonais, no entanto, os piroxênios estão em geral bem preservados. São anédricos, por vezes com formas em cúspide, intersticiais em relação ao plagioclásio, sendo que o

clinopiroxênio pode apresentar geminação polissintética. Os piroxênios mostram fraturas intracristalinas, moderada extinção ondulante, e localmente subgrãos.

Também na região da serra da Prata, a amostra LF-62B, relacionada a um dique, exibe algumas diferenças em relação ao conjunto: a maioria dos grãos de plagioclásio são antipertíticos; ocorrem fenocristais de até 2mm, de plagioclásio zonado, com limites ígneos bem preservados; a deformação nos plagioclásios e piroxênios é bem menos pronunciada e não se observam registros da intensa recristalização verificada em amostras da serra da Prata.

4.5.2.1. Ambiente Deformacional

Dois conjuntos de feições microtectônicas foram verificadas, indicando condições de temperatura distintas.

De acordo com o discutido no item anterior, a intensa recristalização de plagioclásio e piroxênios, registrada pelo conjunto rochoso aflorante na serra da Prata, indica temperaturas a partir de 650°C. Nas rochas da região do rio Ajarani, apesar de não se observar o mesmo grau de recristalização, a presença de extinção ondulante e subgrãos, e localmente novos grãos, bandas de deformação com limites amplos e maclas deformacionais, indica a atuação de processos plásticos de deformação intracristalina, sugerindo igualmente temperaturas altas.

Um segundo grupo de feições deformacionais, relacionadas a um ambiente de temperatura baixa, foi observado nas rochas gabróicas da região do rio Ajarani. A foliação, neste conjunto rochoso é definida pela orientação preferencial de biotita, sin-cinemática, em filmes onde também se concentram pequenos grãos (~0,1mm) de plagioclásio e piroxênios, por vezes dispostos ao longo de fraturas nestes minerais. A redução de tamanho foi promovida provavelmente por microfraturamento, aliado a transformações mineralógicas parciais, especialmente piroxênios para biotita e minerais opacos, que contribuíram para o *strain softening* da rocha. Estas feições microtectônicas, aliadas ao desenvolvimento de biotita sin-cinemática, registra ambiente de temperatura moderada a baixa (D_2). Em algumas lâminas, agregados lenticulares de quartzo ressaltam a foliação S_2.

4.5.3. Dioritos da região do rio Apiaú

Dioritos de coloração cinza-escuro, esverdeado, variando de médios a grossos, foram observados em blocos no afloramento LF-75 e cercanias.

O plagioclásio (andesina), em cristais subédricos está, em geral, saussuritizado e mostra zonamento simples. Alguns grãos exibem extinção ondulante e subgranulação muito restrita. A hornblenda é o mineral máfico mais abundante atingindo 25% da rocha. Biotita é subordinada e ocorre sempre associada a hornblenda. Quartzo é intersticial. Zircão, apatita e minerais opacos ocorrem como acessórios. Nas rochas mais alteradas sericita, clorita e epídoto são abundantes.

4.6. UNIDADES MESOPROTEROZÓICAS

4.6.1. Suíte Intrusiva Mucajaí – batólito da serra do Mucajaí

A Suíte Intrusiva Mucajaí (SIM) aflora no Batólito da serra do Mucajaí, que ocupa toda a porção central da área enfocada e um pequeno corpo na região do igarapé Repartimento do Ajarani. A leste do rio Branco, fora da área pesquisada, foram identificados (CPRM 2000a) alguns corpos relacionados à SIM, sendo o da igarapé Grande o mais importante.

O Batólito da serra do Mucajaí ocupa uma área em torno de 3.000km^2, onde os granitóides sustentam serranias com encostas íngremes, e afloram também nas regiões mais baixas. Parte da área do batólito está encoberta por uma capa detrito-laterítica cenozóica, que nem sempre pode ser individualizada.

Os contatos dos granitóides rapakivi com as unidades paleoproterozóicas não foram observados no campo. No entanto, como discutido no **Capítulo 6**, nas proximidades dos limites leste, sul, norte e nordeste ocorrem granitóides rapakivi miloníticos. Em especial, todo o limite leste e sul do batólito é marcado por uma extensa faixa de milonitos e cataclasitos, indicando um contato tectônico com as encaixantes.

O batólito exibe granitóides com texturas diversas e composições que variam de (biotita)-hornblenda-granitóides e (hornblenda)-biotita-granitóides até (fayalita)-piroxênio granitóides (charnockitos). Estas variedades caracterizam as três fácies litológicas.

- Fácies Principal – engloba (biotita)-hornblenda-granitóides, correspondendo a piterlitos e viborgitos:
  - Piterlitos – granitóides cinza, róseos, com cristais esféricos de feldspato alcalino de até 12cm, em uma matriz grossa. A matriz é integrada por grãos tabulares de feldspato alcalino, além de quartzo e plagioclásio, em cristais menores e anédricos, e agregados de biotita e hornblenda (**Figura 4.17a**).
  - Viborgitos – granitóides similares aos piterlitos, mas caracterizados pela presença de cristais esféricos de feldspato alcalino manteados por plagioclásio (textura rapakivi) (**Figura 4.17b**).
- Fácies Nordeste – (hornblenda)-biotita-granitóides porfiríticos com predomínio de cristais tabulares de feldspato alcalino. Os megacristais podem variar de 1 a 6cm em matriz média a grossa (**Figura 4.17c**), sendo comuns variedades com cristais entre 5 e 12cm, ocasionalmente com mantos de plagioclásio (**Figura 4.17d**). Ocupam toda a porção nordeste do corpo.
- Fácies Sudoeste – (fayalita)-piroxênio-granitóides, (hiperstênio-sienitos a mangeritos) que podem ser texturalmente similares aos piterlitos, ou isentos dos megacristais esféricos. Exibem coloração cinza muito mais escura em relação às outras variedades e maior conteúdo em máficos. Afloram na porção sudoeste do corpo (**figuras 4.17e,f**).

Nas três fácies predominam tipos porfiríticos, com megacristais que atingem até 12cm em algumas rochas, em matriz em geral grossa, o que torna a contagem modal em lâminas delgadas muito pouco representativa. Some-se a isto, a variação verificada na proporção entre matriz e megacristais, em todas as fácies mapeadas. Para tentar minimizar o problema, foram feitas, para grande parte das amostras coletadas durante os trabalhos de campo da autora, três lâminas delgadas contíguas cobrindo uma área mais ampla da amostra. Mesmo assim, a classificação a partir da contagem modal mostrou-se menos representativa que a classificação dos granitóides a partir das análises químicas que abrangem um volume de rocha bem maior. Desta forma, as

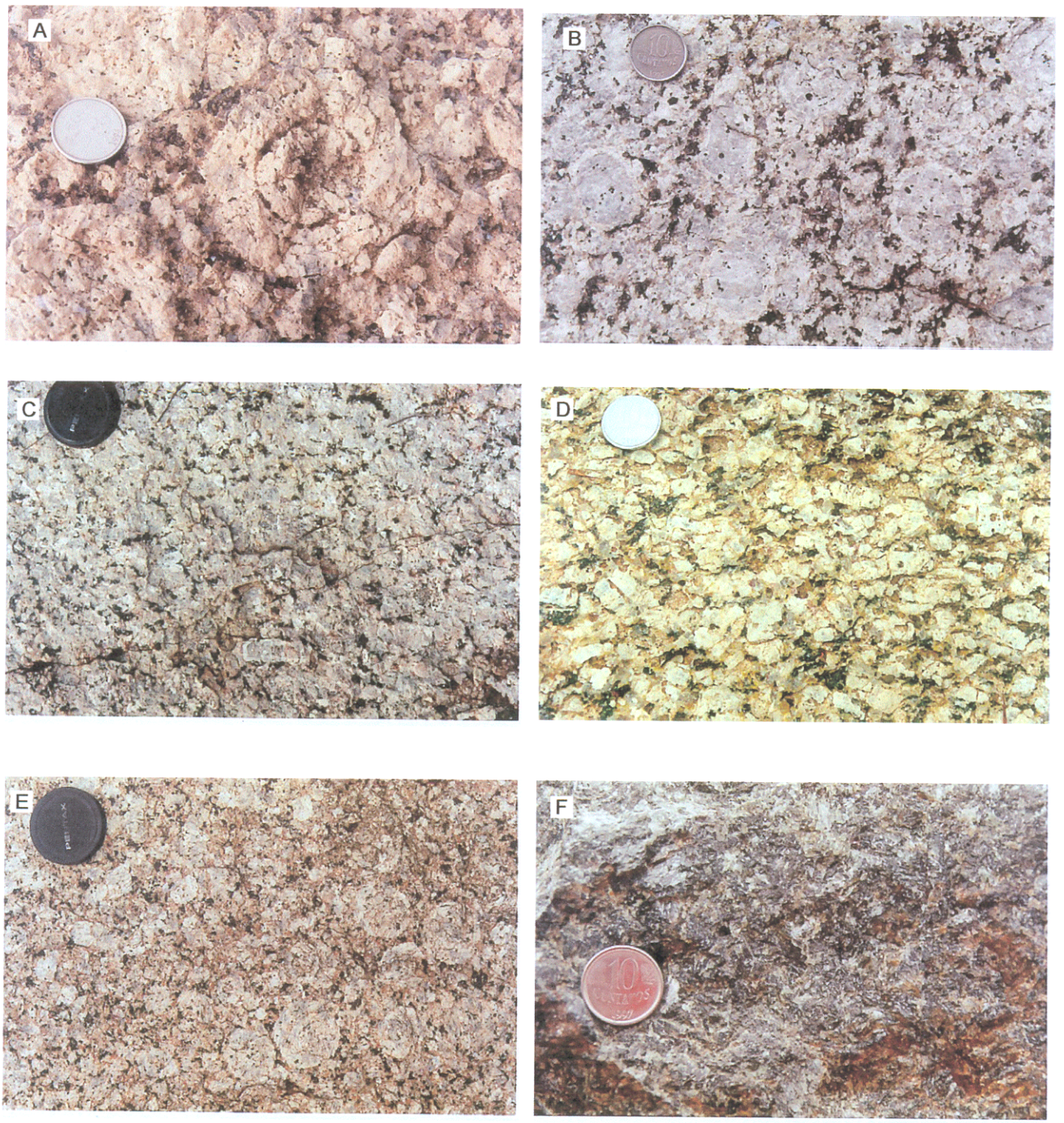


Figura 4.17 - Aspectos macroscópicos da Suíte Intrusiva Serra Mucajaí (SIM). **a)** Piterlito com megacristais esféricos de feldspato alcalino em matriz muito grossa. Afloramento LF-27 ; **b)** Viborgito com megacristais esféricos de feldspato alcalino manteados por plagioclásio, em matriz grossa. Afloramento LF-136 ; **c)** Granito porfirítico com megacristais tabulares de feldspato alcalino, sendo alguns manteados por plagioclásio. Afloramento LF-143C ;**d)** Granito porfirítico com predomínio de megacristais tabulares de feldspato alcalino, mostrando orientação preferencial. Afloramento LF-101 ; **c)** Granito porfirítico com megacristais tabulares de feldspato alcalino, sendo alguns manteados por plagioclásio. Afloramento LF-143C ; **e)** Mangerito (fayalita-piroxênio-monzonito) da fácies sudoeste do Batólito Mucajaí, com megacristais esféricos de feldspato alcalino. Afloramento LF-122; **f)** Aspecto do mesmo afloramento da foto anterior, sem a capa de alteração. Afloramento LF-122.

classificações baseadas nas estimativas modais para cada amostra não serão apresentadas nas tabelas, sendo apenas mencionadas no texto.

4.6.1.1. Fácies principal

Os piterlitos e viborgitos (**figuras 4.17a,b**) ocupam toda a porção central do corpo, tendo a maior distribuição areal dentre todas as fácies. Excelentes exposições podem ser visitadas ao longo das diversas vicinais que rasgam a mata nativa na porção sudeste do corpo, e no extremo norte do batólito, a oeste da vila Apiaú.

As informações de campo sugerem que o conteúdo de cristais esféricos de feldspato alcalino da fácies principal diminua nas proximidades do contato com a fácies nordeste (**Figura 4.18a**). O traçado deste contato foi interpretado a partir do mapa radiométrico, que indica maiores concentrações em Th na fácies nordeste. O contato entre a fácies principal e a sudoeste foi inferido.

Quanto à distribuição dos tipos piterlíticos e viborgíticos, nenhum padrão de predomínio por áreas pôde ser identificado.No entanto, os viborgitos parecem ser mais abundantes no sul do batólito.

Em alguns afloramentos verificou-se uma grande variação no conteúdo de megacristais esféricos de feldspato alcalino, que parecem "entulhar" algumas porções dos afloramentos e quase desaparecem em outras.

Localmente, foram identificados diques de granito médio, róseo equigranular (**Figura 4.18b**), com espessuras que não costumam ultrapassar 1m (**Figura 4.18c**).

Dois tipos principais de enclaves foram observados: enclaves máficos finos, que variam de alguns centímetros até 1m na sua maior dimensão, comumente com formas tendendo a elípticas; e enclaves de granitóide, médio, equigranulares, cinza claro com geometrias arredondadas e dimensões decimétricas (**Figura 4.18d**). Os dois tipos incluem, com certa freqüência, cristais de feldspato alcalino (que podem apresentar mantos de plagioclásio), provavelmente "pingados" da encaixante registrando a coexistência entre magmas ácidos e básicos (Vernon *et al.*1988; Gougard 1991; Hibbard 1995) verificados em muitos outros complexos (Rämo & Haapala 1995; Salonsaari 1995).

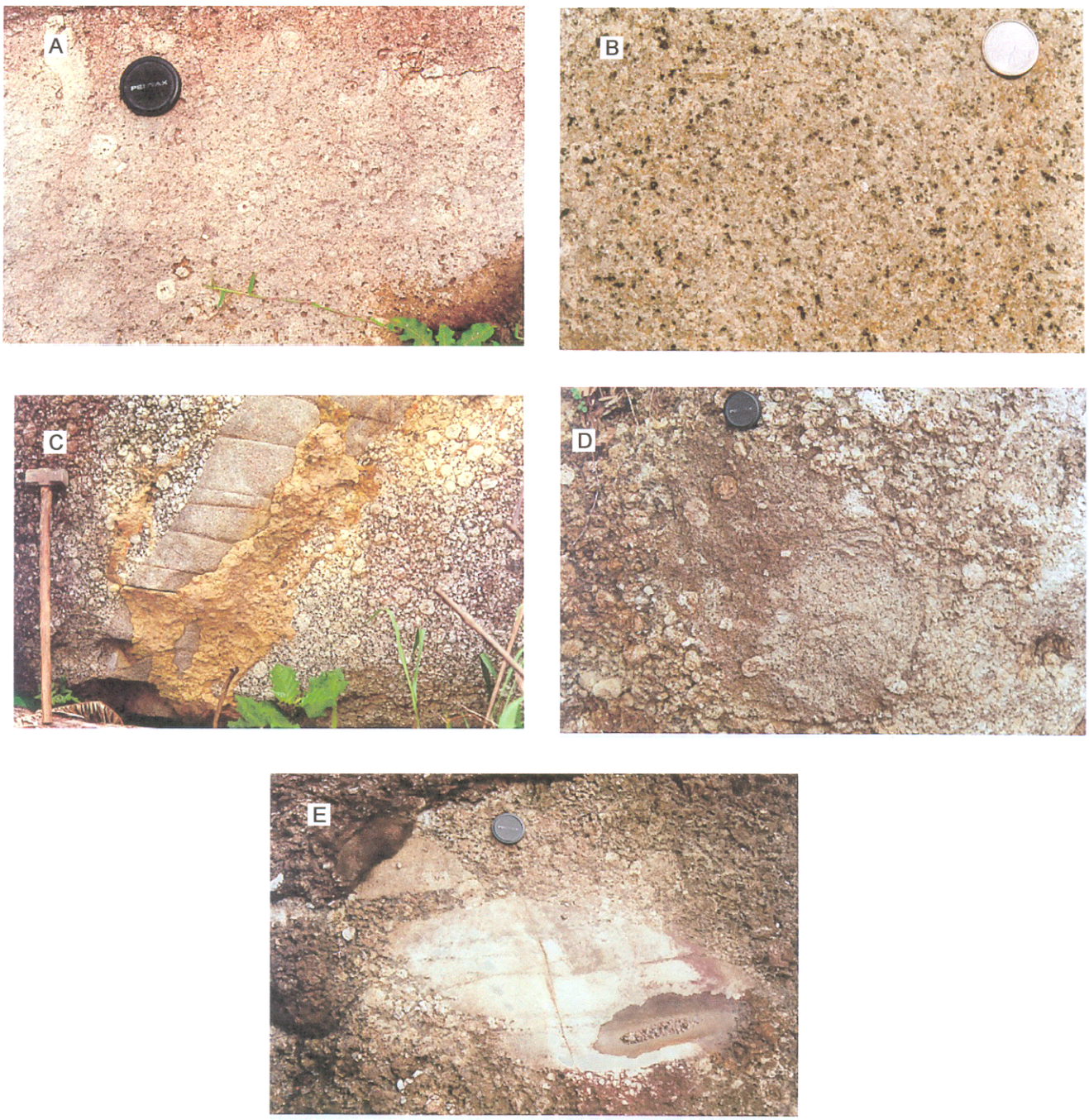


Figura 4.18 - **a)** Piterlito da fácies principal, muito pobre em cristais esféricos de feldspato alcalino nas proximidades do contato com a fácies nordeste. Afloramento LF-87 ; **b)** Granito médio róseo de um dique cortando piterlito. Afloramento LF-72 ; **c)** Dique granítico cortando viborgito. Afloramento LF-129 ; **d)** Enclave de granito médio cinza, em piterlito. Ocorrem cristais de feldspato alcalino, provavelmente " pingados" da encaixante ; **e)** Enclave de granitóide fino foliado em viborgito. Afloramento LF-118.

No afloramento LF-118, foram observados enclaves de rocha granítica, em alguns casos, foliada, (**Figura 4.18e**). Exibem dimensões decimétricas podendo atingir até 1,5m na sua maior dimensão, arestas por vezes angulosas e contatos nítidos e retilíneos com a encaixante, indicando alto contraste de viscosidade com o magma quando da sua "captura". Ao contrário do verificado nos enclaves mais comumente observados na SIM, descritos no parágrafo anterior, não ocorrem cristais de feldspatos alcalino "pingados "da encaixante. Estes enclaves podem corresponder a xenólitos de granitóides foliados paleoproterozóicos ou alternativamente, a autólitos representando fácies mais precocemente cristalizadas, também relacionadas à SIM. As duas hipóteses serão abordadas a partir das características petrográficas descritas no próximo item.

Foliações ou lineações magmáticas são bastante incomuns. Em apenas dois afloramentos observou-se uma tendência ao alinhamento de cristais tabulares de feldspatos nos granitóides da fácies principal do batólito da serra do Mucajaí.

♦ *Petrografia*

Ocorrem monzo- e sienogranitos com subordinados quartzo-monzonitos e quartzo-sienitos, sendo o anfibólio o mineral máfico mais abundante, seguido pela biotita, que em muitos casos não ultrapassa 1% da rocha (**tabela 4.18**). Como minerais acessórios, ocorrem apatita, zircão, minerais opacos, (allanita), (fluorita), e (titanita), além de minerais de alteração (epídoto, clorita, sericita e carbonatos). Dentre os opacos (lâminas polidas das amostras LF-09 e LF-115), ilmenita predomina sobre magnetita. Anfibólio verde-azulado, actinolita e cumingtonita aparecem em algumas lâminas.

O feldspato alcalino, comumente com geminação em grade, constitui os grandes megacristais esféricos. É caracteristicamente rico em pertitas que formam pequenas lentes, se organizam em porções interconectadas ou em manchas (**Figura 4.19a**). Incluem plagioclásio em cristais euédricos (a subédricos), por vezes zonados, em geral com finas bordas de albita, hornblenda em cristais euédricos a subédricos, biotita, minerais opacos, zircão e quartzo em grãos ameboidais, ou globulares. As inclusões globulares de quartzo por vezes concentram-se na borda dos cristais de feldspato alcalino. Os megacristais esféricos e os cristais da matriz apresentam, com freqüência, um zonamento ressaltado pela presença de grãos de biotita dispostos em superfícies

concêntricas. Nos viborgitos vários cristais de feldspato alcalino encontram-se total ou parcialmente envolvidos por mantos de plagioclásio. Em algumas lâminas delgadas, é conspícuo o intercrescimento de feldspato alcalino e quartzo.

Tabela 4.18 - Mineralogia dos granitóides da fácies principal do Batólito Mucajaí.

Amostra	*Qz*	*Pg*	*Fk*	*Opx*	*Cpx*	*Hb*	*Bi*	*Op*	*Ap*	*Zr*	*Ti*	*Al*	*Flu*	*Act*	*Cm*	*Cl*	*Se*	*Ca*	*Ep*
LF-09A*	x	x	x	-	-	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	tr	tr
LF-50	x	x	x	-	-	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	tr	tr	tr	tr
LF-72B*	x	x	x	-	-	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	-	tr	tr	tr	tr
LF-79A	x	x	x	-	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	-	tr	tr	tr	tr
LF-88*	x	x	x	-	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	-	tr	tr	-	tr
LF-109B	x	x	x	-	-	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	tr	tr	tr
LF-115	x	x	x	-	??	(tr)	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	tr	tr	tr	tr	-
LF-117E	x	x	x	-	-	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	tr	tr	tr	-	tr
LF-118A	x	x	x	-	tr	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	-	tr	tr	tr	tr
LF-124	x	x	x	-	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	-	tr	tr	tr
LF-126	x	x	x	-	-	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	-	tr	tr	tr	-
LF-129	x	x	x	-	tr	(x)	(x)	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	tr
LF-131*	x	x	x	-	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	tr
LF-132	x	x	x	-	-	(x)	(x)	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	-	-	tr	tr	tr
LF-133A*	x	x	x	-	-	(x)	(x)	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	-	-	tr	tr	tr
NN-159A	x	x	x	?	-	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	tr	tr	tr	tr	tr
NN-190	x	x	x	-	??	(tr)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	tr	-	tr	tr	-	-
FF-312	x	x	x	-	-	-	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	tr	tr	-	tr
FF-315	x	x	x	-	-	(x)	(x)	tr	tr	tr	-	tr	-	-	-	-	tr	-	tr
FF-319	x	x	x	-	-	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	-	-	tr	-	-
FF-322	x	x	x	?	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	tr	-	tr	tr	-
FF-325	x	x	x	-	-	tr	(x)	tr	tr	tr	-	-	-	-	-	-	-		
FF-328	x	x	x	-	-	tr	(x)	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	-	tr	-	-	tr
FF-338	x	x	x	-	-	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	-	tr	-	tr
FF-340	x	x	x	-	-	tr	(x)	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	-	-	tr	-	-
RB-70	x	x	x	-	-	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	-	-	tr	-	-
RB-73	x	x	x	?	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	-	tr	-	-	tr	-	tr	-	-
RB-202	x	x	x	-	-	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	-	-	tr	tr	-
FF-209	x	x	x	-	-	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	-	tr	-	tr
FF-210	x	x	(x)	?	tr	x	(x)	tr	tr	tr	-	-	-	-	tr	tr	tr	-	tr
RB-211	x	x	x	-	-	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	-	-	tr	-	tr
Enclaves																			
FF-326 SN	tr	x	x	-	-	x	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	-	-	-	tr	
FF-329 SN	-	x	x	-	tr	x	-	tr	tr	tr	-	-		-	-	-	tr	-	tr
LF-118 C SN foliado	x	x	X	-	-														
LF-118D SN	x	x	x	-	-	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	-	tr	tr	tr	tr
Veios	x	x	x	-	-	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	tr	tr	tr	tr	tr
FF-209 SN	(x)	(x)	x	-	-	-	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	tr		-	-	-		-
RB-201 GN	x	x	x	-	-	-	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	-	tr	tr	tr	tr
FF-314 SNG.	x	x	x	?	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	tr		-	tr	tr	-	-	-
LF-72C* Qz-SN	x	x	x		-	(x)	tr	tr	tr	tr	-	tr	-	-		-	tr	tr	tr
LF-79C* SNG	x	x	x	?	-	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	-	-		tr	tr	tr	tr
LF-118D SNG	x	x	x	-	-	-	tr	tr	tr	-	-	tr	-	-	-	-	tr	-	tr
LF-128C*SNG	x	x	x	-	-	-	(x)	tr	tr	tr	-	-	-	tr	-	-	tr	tr	tr

x >5%; 1% < (x) <5%; tr<1% ; Qz – Quartzo; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino; Opx – ort-opiroxênio; Cpx – Clinopiroxênio; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Zr – Zircão; Ti – Titanita; Al – Allanita; Flu – Fluorita; Act – Actinolita; Cm – Cumingtonita; Cl – Clorita; Se – Sericita; Ca – Carbonato; Ep – Epídoto. GN – Granito; SNG – Sienogranitos; SN – Sienito. * Amostras com análise química discutida no Capítulo 7.

Entre os megacristais esféricos dispõem-se quartzo, plagioclásio e minerais máficos. O quartzo é intersticial em relação aos feldspatos e ocasionalmente mostra contatos muito irregulares, invadindo plagioclásio e feldspato alcalino. Pode mostrar extinção ondulante discreta a moderada.

Na matriz, o plagioclásio, freqüentemente saussuritizado, apresenta-se em cristais subédricos a anédricos, ocasionalmente incluindo biotita. Exibe maclas na lei albita e, por vezes, zoneamento simples, difuso.

A hornblenda, com pleocroísmo castanho a verde exibe formas inusitadas pois constitui, com freqüência, uma fase intersticial, anédrica, tardia em relação aos feldspatos e ao quartzo (**Figura 4.19b**). Inclui grãos de minerais opacos e zircão e, por vezes, também grãos arredondados de quartzo e feldspatos. Em algumas lâminas mostra núcleos intercrescidos com quartzo; carbonatos e epídoto são frequentes, representando possivelmente simplectitos substituindo clinopiroxênio. Encontra-se em parte desestabilizada para biotita (e titanita) ou clorita. Ocasionalmente mostra bordas ou porções do grão ocupadas por anfibólio com pleocroísmo verde a verde fortemente azulado (**Figura 4.19c**). Anfibólio azul-lilás foi observado na lâmina RB-70, substituindo porções da hornblenda.

A biotita exibe pleocroísmo castanho claro a marrom muito escuro, por vezes avermelhado, e aparece em grãos, anédricos, intersticiais, correspondendo à fase primária tardia (**Figura 4.19d**), ou em cristais associados à desestabilização da hornblenda (**Figura 4.19c**). Neste último caso pode incluir grãos de epídoto ao longo da clivagem principal. Em várias lâminas forma simplectitos com quartzo,e pode incluir zircão e allanita.

Ocasionalmente, relictos de clinopiroxênio, em geral bastante alterado para material oxidado, ocorrem no núcleo dos cristais de hornblenda, por vezes incluindo longos prismas de apatita (**Figura 4.20a**). São comuns cristais de hornblenda com o núcleo ocupado por minerais opacos, material amorfo, ocre, provavelmente resultante da alteração de clinopiroxênio. Foram também localmente identificados pseudomorfos compostos por coroas externas de (hornblenda), anfibólio verde-azulado, seguidas por bordas de minerais opacos, sendo o interior ocupado por anfibólio incolor, da série cumingtonita-grünerita e minerais opacos (**Figura 4.20b**). Estes pseudomorfos são

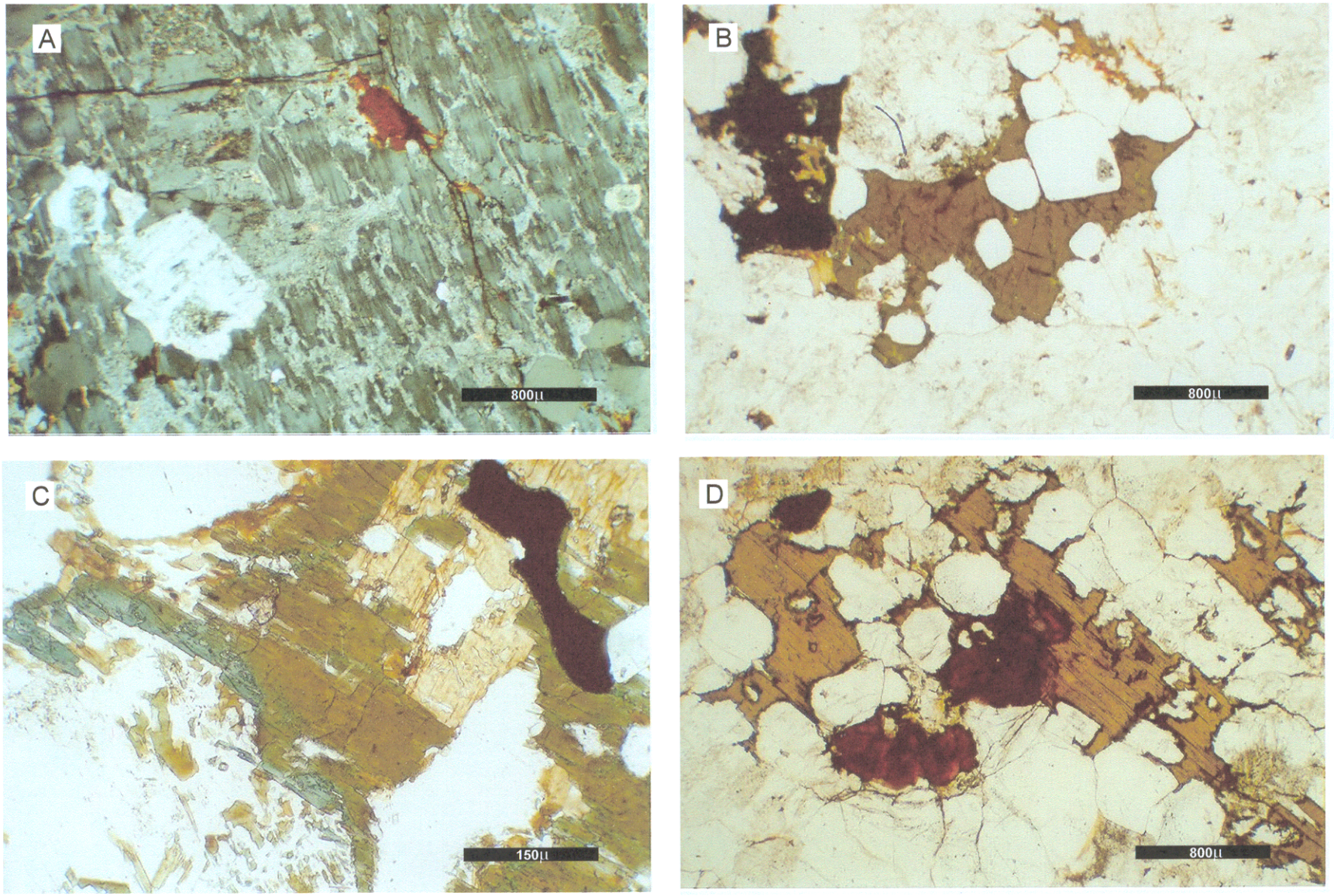


Figura 4.19 - Aspectos microscópicos dos granitóides da fácies principal do batólito da serra do Mucajaí. **a)** Feldspato alcalino pertítico incluindo cristal euédrico de plagioclásio e grão de biotita. Afloramento LF- 09A ; **b)** Hornblenda em cristais anédricos, intersticiais. Afloramento LF-72 ; **c)** Hornblenda verde-oliva parcialmente substituída por hornblenda verde-azulada, e biotita. Afloramento LF-09A ; **d)** Biotita anédrica, intersticial . Afloramento LF-72.

muito similares aos observados substituindo parcial ou totalmente cristais de fayalita em algumas lâminas da porção sudoeste do batólito.

Zircão ocorre em cristais prismáticos alongados, por vezes rosados ou castanhos, zonados. A apatita apresenta-se comumente em lápis ou prismas muito longos, por vezes inclusos na hornblenda. A allanita ocorre associada a biotita e hornblenda ou, ocasionalmente, em cristais euédricos isolados. Titanita secundária forma coroas em torno de cristais de ilmenita, que ocorre em grãos anédricos (0,3-0,8mm) preferencialmente nos agregados máficos. A magnetita, dispõe-se em intercrescimentos irregulares, em corpos vermiformes muito finos, com anfibólios nos agregados máficos e nos agregados que formam pseudomorfos de piroxênio, podendo exibir lamelas de ilmenita. Alguns grãos maiores ocorrem nas proximidades destes intercrescimentos. As texturas sugerem que a magnetita corresponda a uma fase secundária a partir da desestabilização de minerais máficos.

Em algumas lâminas ocorrem agregados de finos grãos de quartzo e feldspatos (?) (0,02mm) sendo que anfibólio, carbonatos, epídoto e apatita podem estar presentes (**Figura 4.20c**). Tais agregados acham-se em meio a cristais de minerais máficos (anfibólios, biotitas e minerais opacos) ou, por vezes, envoltos por anfibólio verde-azulado, em arranjo radial.

As observações petrográficas registram a presença de três gerações de feldspato alcalino em megacristais, na matriz e intercrescido com quartzo; de quartzo, incluso nos feldspatos, em intercrescimentos e intersticial na matriz; e de plagioclásio, como inclusões nos megacristais de feldspato alcalino, em grãos individualizados na matriz e em mantos em torno do feldspato alcalino; e três gerações de biotita e hornblenda (inclusas em feldspato alcalino e plagioclásio; na matriz, com caráter intersticial e tardio mais desenvolvido na hornblenda; e como produto da desestabilização de piroxênios).

- *Enclaves*

Os enclaves granitóides, incluindo cristais pingados (**Figura 4.18d**) não puderam ser amostrados.

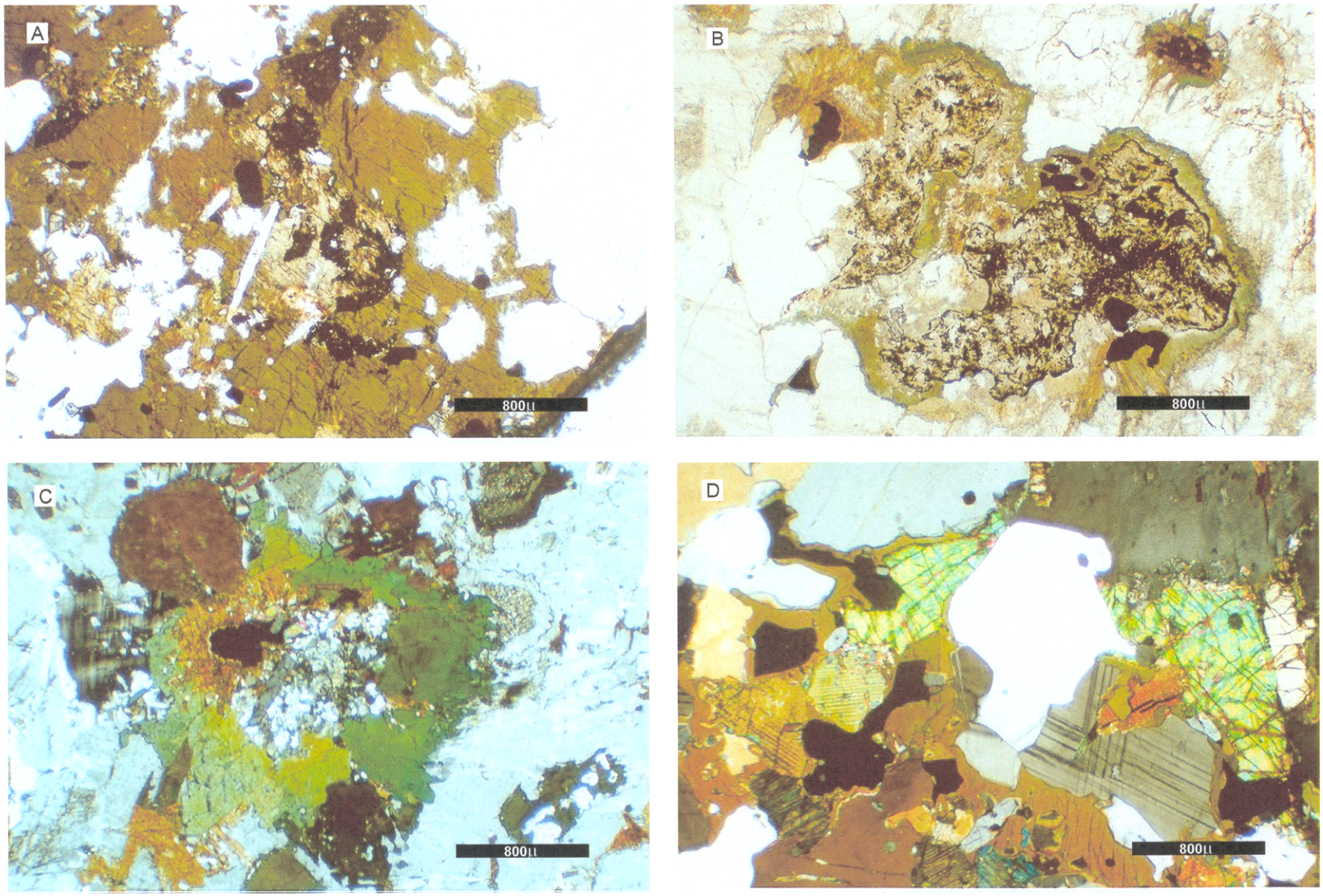


Figura 4.20 - Aspectos microscópicos dos granitóides da SIM. **a)** Relicto de clinopiroxênio (verde-claro) no núcleo de hornblenda, em granitóide da fácies principal. Afloramento RB-73 ; **b)** Pseudomorfo (provavelmente de olivina) composto por cumingtonita (incolor) e opacos, com coroa de minerais opacos e anfibólios, em granitóide da fácies principal. Afloramento NN-159A ; **c)** Fino agregado de quartzo associado a epídoto e apatita, envolvido por anfibólio em granitóide da fácies principal. Afloramento LF-124 ; **d)** Cristais de fayalita (ladeando o grão de quartzo do centro da foto) associados a piroxênios no mangerito da SIM. Afloramento LF-30.

Nas estações FF-326 e FF-329, foram observados enclaves finos ricos em minerais máficos. Trata-se de hornblenda-(clinopiroxênio)-sienitos (a monzonitos), com raros megacristais anédricos de plagioclásio, incluindo hornblenda e minerais opacos, distribuídos em matriz fina alotriomórfica granular. Na matriz, predomina feldspato alcalino, pertítico, com geminação em grade. Pode apresentar extinção ondulante e subgrãos e novos grãos com contatos retilíneos ou irregulares, registrando a atuação, mesmo que local, de deformação plástica. A hornblenda ocorre em cristais subédricos a anédricos, por vezes intersticiais, parcialmente substituídos por biotita. Em uma das amostras, cristais de clinopiroxênio ocupam o núcleo dos grãos de hornblenda, podendo ocorrer também em cristais isolados. Pseudomorfos, possivelmente de faialita ou ortopiroxênio, são compostos por anfibólio da série cumingtonita-grünerita e minerais opacos.

A apatita é muito abundante nestas rochas (até 1%) e ocorre via de regra em cristais muito longos na forma de lápis ou de agulhas, que podem cortar grãos de clinopiroxênio e hornblenda. A presença destes cristais evidencia crescimento rápido em um magma que sofreu resfriamento brusco, sendo comum, segundo Hibbard (1995), em um contexto geológico dominado por coexistência ou mistura de magmas ácidos e básicos. A fluorita é comum em uma das amostras onde ocorre associada a biotita e localmente isolada, incluindo lápis de apatita.

Os enclaves observados no afloramento LF-118 (**Figura 4.18e**) de interpretação duvidosa (xenólitos? autólitos?) mostram composição granítica e uma mineralogia máfica com características bastante similares às da encaixante. O mineral máfico principal é a hornblenda, verde levemente azulada, em cristais, em geral anédricos, parecendo intersticiais. Está comumente biotitizada e com frequência mostra núcleos simplectíticos (quartzo, epídoto, carbonato, anfibólio), por vezes com bordas parcias de anfibólio incolor (cumingtonita?). Núcleos ocupado por relictos de mineral completamente oxidado (piroxênio?) são comuns. A biotita, dominantemente relacionada à desestabilização da hornblenda, ocorre por vezes em simplectitos com o quartzo (relacionada à desestabilização de piroxênios?) e não ultrapassa 1% da rocha. Os acessórios são os minerais opacos, a apatita e o zircão, sendo que epídito, carbonato, sericita e clorita são minerais de alteração. Um dos enclaves estudados, (LF-

101C) mostra uma foliação definida pela orientação preferencial das maiores dimensões de grãos de feldspatos e de quartzo (ameboidais) inequidimensionais. A hornblenda ocorre em cristais anédricos em geral alongados segundo a foliação. O quartzo registra deformação intracristalina na forma de extinção ondulante e subgrãos. Quanto ao feldspato, alguma extinção ondulante também ocorre e contatos muito irregulares, por vezes sugerindo migração da fronteira entre os grãos foram observados. As marcantes similaridades petrográficas com os granitóides da SIM favorecem a interpretação destes enclaves como autólitos, no entanto, a foliação identificada em um dos enclaves, não foi observada nas encaixantes, e sua origem é incerta.

♦ *Diques*

São rochas de composição sienogranítica, com texturas alotriomórfica a hipidiomórfica granular e granulação fina a média. O feldspato alcalino é anédrico a subédrico, com padrão de pertitas similar ao observado nos granitóides da SIM. Pode incluir grãos de quartzo em geral arredondados, o que lhe dá um aspecto de peneira. O plagioclásio, subédrico a anédrico, está frequentemente saussuritizado, exibe maclas na lei da Albita, e alguns cristais mostram zoneamento simples. A hornblenda é verde-oliva, intersticial, tardia, e encontra-se parcialmente desestabilizada para biotita. Esta exibe pleocroísmo castanho a marrom muito escuro, também apresenta disposição intersticial e está comumente associada a allanita. Os acessórios são os mesmos exibidos pelos granitóides da fácies principal sendo que na amostra FF-209, foram observados raros grãos de granada.

4.6.1.2. Fácies Nordeste

Engloba granitóides porfiríticos, com matriz muito grossa e megacristais de feldspato alcalino dominantemente tabulares. Cristais esféricos, característicos dos piterlitos e viborgitos, são muito subordinados.

Rochas com megacristais entre 5cm e 12cm, ocasionalmente com mantos de plagioclásio (**Figura 4.17d**), predominam no extremo-nordeste da área, na região da

Serrinha e serra do Ipiranga, enquanto a sul destas serras, os megacristais variam, em geral, entre 1cm e 5cm (**Figura 4.17c**). A proporção entre matriz e megacristais também varia consideravelmente nesta fácies. É comum a presença de foliações e lineações magmáticas, no sentido de Miller & Paterson (1994) e Paterson *et al.* (1998).

Muito localmente ocorrem enclaves máficos, similares aos descritos para a fácies principal, que não foram amostrados. A norte da estrada para vila Apiaú, foram identificados dois afloramentos de gnáisse, tentativamente interpretados como megaxenólitos. No afloramento LF-101 foi observado enclave métrico de granitóide foliado, exibindo arestas angulares e contatos nítidos com a encaixante, que também deve corresponder a um xenólito. Ocorrem ainda enclaves de granitóides finos a médios, de coloração cinza, englobando total ou parcialmente cristais de feldspato alcalino do granitóide encaixante, exibindo contatos bastante irregulares, sugerindo baixo contraste de viscosidade com o magma circundante. São mais ricos em minerais máficos do que os granitóides da fácies nordeste, e devem corresponder a autólitos.

- *Petrografia*

Correspondem a sienogranitos e monzogranitos com textura hipidiomórfica inequigranular, sendo que feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo, apresentam as mesmas feições descritas para a fácies principal. A mineralogia máfica e acessória apresenta, no entanto, algumas diferenças (**tabela 4.19**).

Tabela 4.19 - Mineralogia dos granitos da fácies nordeste do Batólito Mucajaí.

Amostra	*Qz*	*Pg*	*Fk*	*Hb*	*Bi*	*Op*	*Ap*	*Zr*	*Ti*	*Al*	*Flu*	*Cl*	*Se*	*Ca*	*Ep*
NN-181	x	x	x	-	(x)	tr	tr	tr	-	-	tr	-	tr	-	tr
NN-186	x	x	x	tr	(x)	tr	tr	tr	-	-	tr	-	-	-	-
LF-140	x	x	x	tr	(x)	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	tr	-	tr
LF-143	x	x	x	-	(x)	tr	tr	tr	-	-	tr	-	tr	-	tr
LF-03C*	x	x	x	tr	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
LF-01*	x	x	x	tr	(x)	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	tr	-	tr
LF-04E*	x	x	x	tr	(x)	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	tr	-	tr
NN-174	x	x	x	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	tr	-	tr
NN-189	x	x	x	tr	(x)	tr	tr	tr	-	-	-	-	tr	-	tr
NN-173	x	x	x	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	-	tr
Enclaves															
LF-101C	x	x	x	-	(x)	tr	tr	tr	-	tr	-				tr
LF-101D	x	x	x	-	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	-	tr

x >5%; 1%< (x) <5%; tr<1% ; Qz – Quartzo; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Zr – Zircão; Ca – Carbonato; Cl – Clorita; Se – Sericita; Ep – Epídoto. * Amostras com análise química discutida no Capítulo 7.

A biotita, em geral com pleocroísmo castanho a verde, ou castanho-esverdeado, algo distinto daquele observado na fácies principal, é o mineral máfico principal na maioria das lâminas. Este quadro se altera nas proximidades do contato com a fácies principal (NN-174 e NN-189), a sul, e ainda no extremo-noroeste da área ocupada pela fácies nordeste, onde o anfibólio predomina. A hornblenda (com pleocroísmo castanho a verde-oliva) é subordinada. Ocorre no núcleo de cristais de anfibólio verde-azulado, similar ao observado nas bordas das hornblendas (com pleocroísmo castanho a verde-oliva) na fácies principal. Não foram observados indícios de piroxênios ou fayalita.

Quanto à mineralogia acessória, allanita e fluorita são mais abundantes do que o observado na fácies principal, e ilmenita e magnetita ocorrem em proporções similares ou com leve predomínio deste último mineral (lâminas polidas das amostras LF-03C e LF-140). A magnetita forma grãos anédricos (até 1,2mm) em meio aos agregados máficos e ou raros grãos euédricos, isolados, e a ilmenita ocorre em grãos anédricos (0,1-0,7mm) com bordas de titanita.

Algumas rochas mais deformadas mostram feldspatos muito fraturados e quartzo parcialmente recristalizado e recuperado. Rochas miloníticas observadas no limite leste do corpo serão descritas no item microtectônica.

♦ *Enclaves*

Os megaxenólitos são compostos por gnaisses graníticos (LF-101G) com muitos mobilizados quartzo-feldspáticos, em veios centimétricos paralelos à foliação, delineada pela orientação preferencial de minerais máficos. A rocha se encontra muito alterada. O principais minerais máficos são os minerais opacos e a biotita castanha. Titanita, secundária, em geral em torno de minerais opacos, apatita e zircão ocorrem como acessórios. Muscovita, sericita, clorita e epídoto são os minerais de alteração.

No xenólito métrico, amostra LF-101C, o granitóide foliado, exibe biotita castanha a verde como máfico principal, e registra deformação compatível com a observada no embasamento. Os enclaves interpretados como autólitos, representados pela amostra LF-101D, mostram mineralogia máfica e acessória similar aos granitóides encaixantes e encontram-se foliados.

- *Feições estruturais magmáticas*

Uma foliação magmática caracterizada pela orientação preferencial da forma de cristais de feldspato alcalinos euédricos medindo entre 3 e 12cm, é conspícua nos granitóides porfiríticos da fácies nordeste (**figuras 4.17c,d**), não tendo sido observada nas outras fácies do batólito. A foliação corresponde a *pre-full cristalization fabric* (Hutton 1988) e está especialmente bem desenvolvida na região da Serrinha e da serra do Ipiranga (**Figura 4.1**)

Em alguns afloramentos (**Figura 4.17d**) o entelhamento de cristais euédricos sugere atuação de fluxo magmático não-coaxial, em um estágio onde cristais tabulares de feldspato alcalino se distribuíam em menor proporção de líquido.

A foliação magmática exibe direções variando de E-W até NE-SW com mergulhos maiores que 70° para SE e devem refletir estruturas de fluxo nas proximidades do contato com as encaixantes (**Figura 4.1** e **anexo I**).

A colocação do corpo batolítico, nesta porção do CGC foi, provavelmente controlada pela presença de uma inflexão na estrutura das rochas do embasamento (ver **Capítulo 5**).

4.6.1.3. Fácies Sudoeste

Na porção sudoeste do batólito, nas proximidades do contato com o Anortosito Repartimento, ocorrem granitóides de coloração cinza-escura, amarronzada, distintos daqueles individualizados nas fácies principal e nordeste.

Foram identificadas duas variedades: granitóides texturalmente similares aos piterlitos da fácies principal, com grande quantidade de megacristais esféricos de feldspato alcalino, medindo até 7cm, distribuídos em matriz inequigranular, grossa; e ainda tipos inequigranulares grossos onde os megacristais não foram observados. Os megacristais esféricos ficam evidentes nas superfícies alteradas (**Figura 4.17e**), e quase imperceptíveis na rocha fresca (**Figura 4.17f**).

Enclaves e veios não foram identificados nos afloramentos estudados, assim como foliações ou lineações magmáticas.

♦ *Petrografia*

Nas áreas clássicas da Finlândia, estes granitóides portadores de fayalita recebem a denominação específica de tirilito (Rämo 1991). No entanto, seguindo as recomendações do IUGS (Le Maitre 1989) para rochas portadoras de faialita e quartzo, no presente trabalho será adotada a classificação da série charnockítica.

Correspondem a hiperstênio-sienitos e mangeritos, sendo que dois tipos petrográficos foram observados: granitóides portadores de fayalita, com clino e ortopiroxênios, e hornblenda como minerais máficos mais abundantes (**Figura 4.20d**); e granitóides com pigeonita invertida e minerais opacos como máficos principais, desprovidos de faialita (**Tabela 4.20**). Apatita e zircão e ilmenita (lâminas polidas das amostras LF-30 e LF-122) ocorrem como acessórios e biotita, cumingtonita, sericita, carbonato e epídoto (e magnetita) correspondem a minerais secundários ou de alteração.

Exibem, em geral, megacristais de feldspato alcalino de 1cm a 7cm, e subordinadamente de plagioclásio, em matriz alotriomórfica inequigranular, média a grossa. O feldspato alcalino é anédrico, micropertítico, pode exibir geminação em grade e forma os cristais esféricos típicos de alguns afloramentos. Os megacristais, esféricos ou não, as vezes correspondendo a um agregado de vários grãos, incluem cristais euédricos de plagioclásio maclado, envolvido por fina faixa de quartzo (ou albita), além de faialita, ortopiroxênio, minerais opacos, zircão, apatita (em prismas muito longos), e grãos globulares de quartzo. Cristais anédricos de plagioclásio, com intercrescimento mirmequítico ocorrem ocasionalmente como inclusões e exibem continuidade ótica com mantos parciais de plagioclásio que envolvem alguns cristais de feldspato alcalino.

Tabela 4.20 - Mineralogia dos granitóides da fácies sudoeste do batólito da serra do Mucajaí.

Amostra	*Qz*	*Pg*	*Fk*	*Ol*	*Opx*	*Cpx*	*Hb*	*Bi*	*Op*	*Ap*	*Zr*	*Cm*	*Se*	*Ca*	*Ep*
LF-28	(x)	x	x	tr	(x)	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	Tr	-	-
LF-30*	(x)	x	x	tr	(x)	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-
LF-31	(x)	x	x	tr	(x)	tr	tr	-	tr	tr	tr	-	Tr	-	-
LF-122*	(x)	x	x	tr	(x)	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	Tr	-	-
LF-125*	(x)	x	x	-	(x)	tr	tr	-	(x)	tr	tr	-	-	tr	tr
FF-236	(x)	x	x	-	(x)	tr	-	-	(x)	tr	tr	-	-	-	-
FF-237	(x)	x	x	-	(x)	tr	-	-	(x)	tr	tr	-	Tr	-	-

x >5%; 1% <(x) <5%; tr<1% ; Qz – Quartzo; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino; Opx – ortopiroxênio; Cpx – Clinopiroxênio; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Zr – Zircão; Cm – Cumingtonita; Se – Sericita; Ca – Carbonato; Ep – Epídoto. * Amostras com análise química discutida no Capítulo 7.

O plagioclásio é anédrico a subédrico, com manchas ocasionais de feldspato alcalino, e, por vezes, zonamento simples e/ou núcleos saussuritizados, sugerindo composições mais cálcicas. É comum a presença de grãos formados pela coalescência de mais de um cristal, marcados por maclas na lei albita, em diferentes direções. Alguns grãos mostram integridade moderada a baixa (Hibbard, 1995, sua fig. 7.6) e parecem a montagem de fragmentos de um cristal, com quartzo e/ou albita nos entremeios. Foram observadas inclusões de clinopiroxênio, apatita e minerais opacos.

O quartzo, em quantidades muito subordinadas, ocorre em grãos intersticiais. Pode apresentar contatos irregulares, côncavos e convexos com os feldspatos, parecendo "corroer" estes minerais. Localmente, nos contatos com feldspato alcalino, mostra faces cristalinas bem formadas (**Figura 4.20d**). Ocasionalmente exibe extinção ondulante discreta.

O ortopiroxênio predomina sobre os outros minerais máficos, em todas as lâminas estudadas. Aparece em cristais anédricos a subédricos, com formas que podem ser muito irregulares, sugerindo uma posição intersticial ao plagioclásio. Exibe o pleocroísmo típico, de rosa-salmão a verde-pálido, e pode apresentar maclas muito finas, assim como lamelas de exsolução de clinopiroxênio. As lamelas de exsolução estão especialmente evidentes e bem desenvolvidas, formando arranjos complexos, nas amostras amostras isentas de fayalita, e na amostra LF-31 (**Tabela 4.20**). Nestas amostras, ocasionalmente as lamelas formam arranjos em espinha-de-peixe, indicando a presença de pigeonitas invertidas. O ortopiroxênio ocorre isolado ou em glomérulos com fayalita e/ou clinopiroxênio estando comumente envolvido por finos mantos de minerais opacos e coroas externas de hornblenda. Localmente está desestabilizado para biotita e minerais opacos ou alterado para material avermelhado, amorfo.

O clinopiroxênio ocorre em grãos anédricos a subédricos isolados ou em glomérulos máficos onde também comparecem, minerais opacos e fayalita, em geral com coroas de minerais opacos e hornblenda. Inclui apatita em prismas longos e zircões. Nas amostras onde fayalita está ausente, o clinopiroxênio ocorre na forma de lamelas de exsolução no ortopiroxênio.

Nas rochas isentas de fayalita a hornblenda é muito subordinada e raramente envolve os cristais de piroxênio. Nestas rochas os minerais opacos são abundantes e formam grãos anédricos nos glomérulos com piroxênio.

A faialita ocorre em grãos anédricos isolada (**Figura 4.20d**) ou, mais comumente, em glomérulos com piroxênios e minerais opacos, com coroas de hornblenda. Mostra-se parcial ou totalmente substituída por cumingtonita e minerais opacos ou alterada para mineral avermelhado, com cor de interferência baixa, provavelmente iddingsita.

O zircão aparece em cristais muito bem formados sem núcleos ou sobrecrescimentos, atingindo 0,7mm, e a apatita dispõe-se, em geral, em prismas muito longos. A ilmenita corresponde à fase opaca dominate e ocorre em cristais anédricos a subédricos associados aos agregados máficos, ou em grãos isolados por vezes euédricos. A magnetita forma as coroas comum nos agregados máficos, ou ocorre em grãos anédricos no âmbito destes agregados ou inclusos nas fases máficas. A magnetita mostra lamelas de ilmenita, que localmente dispõe-se em duas ou três direções cristalográficas no mesmo grão.

4.6.1.4. Microtectônica

Em alguns afloramentos, em geral localizados nas proximidades dos contatos do batólito (ver **Capítulo 6**), os granitóides estão foliados (**figuras 4.21a,b**), exibindo petrotramas miloníticas compatíveis com temperaturas do fácies xisto-verde (**figuras 4.21c,d,e**), relacionadas a zonas de cisalhamento D_2. As feições microtectônicas da amostra LF-50 descritas a seguir, exemplificam muito bem a petrotrama observada nos granitóides Mucajaí protomiloníticos. No **Capítulo 6**, os milonitos e ultramilonitos de alguns afloramentos das bordas leste e sul do batólito serão melhor caracterizados.

O quartzo dispõe-se em agregados alongados ou fitas, por vezes envolvendo porfiroclastos de feldspato. Os agregados são compostos por grãos de 0,2mm a 0,6mm, em geral, exibindo extinção ondulante, com contatos tendendo a retilíneos ou, subordinadamente, irregulares. Observa-se por vezes limites de baixo ângulo gradarem lateralmente para limites de alto ângulo, ou seja fronteiras entre subgrãos gradarem para fronteiras entre novos grãos, indicando recristalização por rotação de subgrãos.

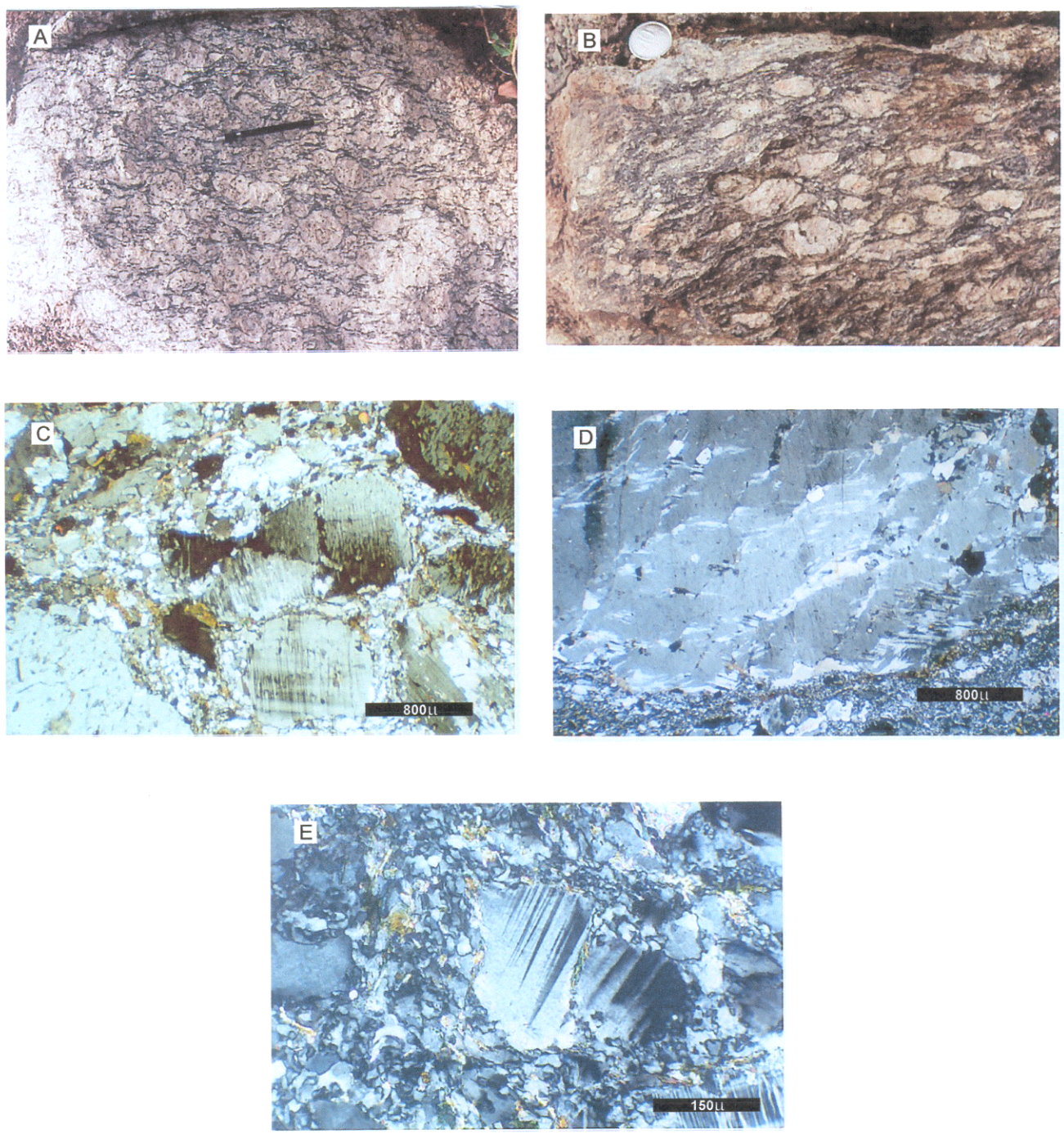


Figura 4.21 - Aspectos da foliação milonítica S_2 nos granitóides da Suíte Intrusiva Mucajaí. **a)** Piterlito foliado. Afloramento LF-50 ; **b)** Granitóide milonítico. Afloramento LF-49 ; **c)** Granitóide protomilonítico. Afloramento FF-338; **d)** Porfiroclastos de alcalifeldspato, com pertitas descrevendo geometria escalonada, em protomilonito. Afloramento LF-50 ; **e)** Maclas deformacionais, em cunha, em porfiroclasto de plagioclásio com limites serrilhados, envolvido por massa de grãos muito finos de feldspato (0,02mm albita?) e epídoto que integram a matriz do granitóide protomilonito. Afloramento LF-50.

Agregados poligonais com limites a 120° ocorrem localmente. A operação subordinada de recristalização por migração do limite entre os grãos é evidenciada pela presença de contatos muito irregulares entre subgrãos e novos grãos.

O feldspato alcalino constitui grandes porfiroclastos medindo de 4mm a 10mm, ou ocorre em porfiroclastos menores, entre 0,4mm e 1,0mm. Os grandes porfiroclastos estão internamente fraturados e falhados, com intensa fragmentação e extinção ondulante. Pertitas dispõem-se como corpos alongados a baixo ângulo das foliações s e c, descrevendo geometria escalonada a sigmoidal, evidenciando um controle relacionado à cinemática da deformação (**Figura 4.21d**). Os porfiroclastos menores (0,4mm-1,0mm) são geralmente arredondados, exibem extinção ondulante, e localmente geminação *tartan*. Pertitas em chama são bastante comuns nestes porfiroclastos menores e orientam-se com freqüência a baixos ângulos (< 15°) da foliação. O plagioclásio dispõe-se em porfiroclastos, medindo em torno de 5mm, ou de 0,2mm até 0,8mm em média. Exibe extinção ondulante e fraturas intracristalinas muito mais comuns nos grãos maiores, que se encontram intensamente fragmentados. As maclas polissintéticas podem formar *kink bands* com limites nítidos ou difusos, sendo que pequenos cristais de feldspato e epídoto dispõem-se ao longo das porções mais deformadas dos grãos. Maclas deformacionais, em cunha, são comuns. Os porfiroclastos de feldspato alcalino e plagioclásio exibem limites serrilhados, sendo envolvidos por uma "massa" de grãos muito finos de feldspato (0,02mm) com contatos bastante irregulares (**Figura 4.21e**). Esta massa de grãos muito finos integra a matriz da rocha onde também comparecem quartzo e epídoto.

Os porfiroclastos de feldspato alcalino e plagioclásio registram a atuação de catáclase, evidenciada pela presença de microfraturas, e de alguma deformação intracristalina por processos plásticos, indicados pela presença de extinção ondulante, maclas deformacionais e arqueamento das maclas polissintéticas. Por outro lado, a presença de limites serrilhados permite sugerir a atuação de migração da fronteira do grão, sendo a massa de minúsculos grãos de feldspato gerada provavelmente por processos de neocristalização.

A hornblenda de coloração verde-oliva forma porfiroclastos de 1 a 4 mm, com fraturas e microfalhas dispostas paralelamente à clivagem principal {110} ou a alto

ângulo deste plano. Não exibe registros de deformação dúctil. Está desestabilizada, com transformação para a biotita (castanha a verde) que se encontra comumente associada à paragênese composta por epídoto, +/- titanita+/- opacos +/- apatita.

4.6.1.5. Ambiente Deformacional

A deformação por processos plásticos, intracristalinos, ocorre no quartzo à temperaturas a partir de 300°C (Simpson 1985 e Gapais 1989). No entanto, a atuação intensa de processos de recristalização e recuperação, como verificado para os granitóides rapakivi miloníticos, só se torna possível a temperaturas acima de 400°C (Passchier & Trouw 1996).

Os feldspatos nos granitóides Mucajaí miloníticos evidenciam um comportamento intermediário entre aquele dominado por processos rúpteis e aqueles onde mecanismos de plasticidade intracristalina estão ativos. Enquanto as microfraturas e microfalhas são bastante comuns, observam-se feições que indicam alguma plasticidade como presença de *kink bands* com limites amplos, extinção ondulante, bordas irregulares, e massa recristalizada de minúsculos grãos de feldspatos, quartzo e epídoto, envolvendo os porfiroclastos e integrando a matriz. As feições microestruturais observadas nos feldspatos permitem sugerir uma deformação sob temperaturas em torno de 450°C (Gapais 1989, Yund & Tullis 1991, Passchier & Trouw 1996).

4.6.2. (Clinopiroxênio)-hornblenda sienitos

Afloram em um pequeno corpo a oeste do batólito da serra do Mucajaí, no extremo-oeste da área estudada, e foram tentativamente incluídos na SIM. Correspondem a sienitos a monzonitos médios, com textura hipidiomórfica granular a alotriomórfica. A hornblenda é o mineral máfico mais abundante, seguido por biotita. Relictos de clinopiroxênio ocorrem em algumas lâminas. Apatita, zircão, minerais opacos e (titanita) são os acessórios sendo que dentres eles a apatita é o mais abundante.

O feldspato alcalino é muito pertítico e inclui manchas de plagioclásio. Apresenta um aspecto sujo. O plagioclásio, subédrico a anédrico, exibe maclas na lei da Albita e aspecto límpido. Quartzo ocupa, localmente, uma posição intersticial.

A hornblenda, verde-oliva, ocorre em cristais subédricos a anédricos, por vezes sugerindo uma posição intersticial aos feldspatos. Está em parte desestabilizada para biotita, que também ocorre em cristais isolados, provavelmente primários. Clinopiroxênio, em geral alterado, ocupa o núcleo de cristais de hornblenda em várias lâminas, sendo que, curiosamente, em uma delas (RB-177A), esta situação se inverte e temos anfibólio, verde-oliva com bordas corroídas, e fina coroa de mineral opaco, que é seguida por uma coroa externa de mineral verde-pálido, relevo mais alto e birrefringência similar a do clinopiroxênio. Esta situação poderia estar ligada a queda na concentração de H_2O (Roberto Dall'Agnol, informação verbal) e mereceria estudos posteriores, mais detalhados.

Tabela 4.21 - Mineralogia dos clinopiroxênio-hornblenda sienitos da Suíte Intrusiva Mucajaí.

Amostra	*Classificação*	*Qz*	*Pg*	*Fk*	*Cpx*	*Cm*	*Hb*	*Bi*	*Op*	*Ap*	*Zr*	*Ti*	*Al*	*Flu*	*Gr*	*Cl*	*Se*	*Ep*
RB-67	Qz-Sienito	(x)	x	x	-	-	(x)	tr	tr	tr	tr	-	tr	-	-	-	tr	-
RB-68	Qz-Sienito pórfiro	(x)	x	x	-	-	(x)	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	-	tr	-
RB-176	Sienito	tr	tr	x	tr	-	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	-	tr	-
RB-177A	Fk-Sienito	tr	x	x	-	-	(x)	tr	tr	tr	-	tr	-	-	-	tr	tr	tr
RB-177B	Fk-Sienito	-	x	x	tr	-	x	(x)	tr	tr	tr	tr	-	-	-	tr	tr	tr
RB-210	Fk-Sienito	tr	x	x	tr	tr	x	tr	tr	tr	-	-	-	-	-	-	-	-

x >5%; 1% <(x) <5%; tr<1% ; Qz – Quartzo; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino;Cpx – Clinopiroxênio: Cm – Cumingtonita; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Zr – Zircão; Ti – Titanita; All – Allanita; Flu – Fluorita; Gr – Granada; Cl – Clorita; Se – Sericita; Ep – Epídoto.

A apatita, especialmente abundante nos sienitos, ocorre, com freqüência, em prismas muito longos ou agulhas por vezes cruzando cristais de hornblenda.

4.6.3. Charnockitos porfiríticos na forma de diques

Um grupo de rochas porfiríticas (**Figura 4.22a**) foi observado, em geral na forma de blocos, no âmbito da área de ocorrência de granitóides rapakivi, dos charnockitos grossos na serra da Prata e dos gnaisses paleoproterozóicos da região do igarapé Repartimento do Ajarani. Devem corresponder a diques, não tendo sido observados variedades foliadas. Em um dos afloramentos, observou-se alcalifeldspato-granito fino,

hololeucocrático, em contato direto com o granito rapakivi, na proximidades de blocos do charnockito porfirítico.

São texturalmente parecidos com tipos porfiríticos finos descritos na Suíte Serra da Prata, no entanto, os megacristais de feldspatos são quase exclusivamente compostos por plagioclásio (**Figura 4.22b**) e, a exceção da amostra LF-92, o clinopiroxênio está ausente (assim como titanita), e a deformação é muito restrita. Correspondem a charnockitos com ortopiroxênio como mineral máfico mais abundante (2% e 2,5% da rocha), seguido pela hornblenda (**Tabela 4.22**). Outros minerais que ocorrem em quantidades acessórias são: minerais opacos, apatita, e zircão, além de minerais secundários.

Tabela 4.22 - Classificação petrográfica dos charnockitos porfiríticos na forma de diques, a partir das composições modais estimadas.

Amostra	*Classificação*	*(%máf.)*	*Qz*	*Plg*	*falc*	*Opx*	*Cpx*	*Hb*	*Bi*	*Op*	*Ap*	*Zr*	*Cl*	*Se*	*ep*
LF-116*	Charnockito	(6,4)	x	x	x	(x)	-	(x)	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr
LF-117B*	Charnockito	(4,0)	x	x	x	(x)	-	(x)	-	tr	tr	tr	-	tr	-
NN-200A*	Charnockito	(6,0)	x	x	x	(x)	-	(x)	-	tr	tr	tr	-	tr	-
NN-200B*	Charnockito	(4,6)	x	x	x	(x)	-	(x)	tr	tr	tr	tr	-	tr	-
RB-141*	Charnockito	(5,7)	x	x	x	Tr	-	(x)	(x)	(x)	tr	tr	tr	tr	-
JO-08	Charnockito	(5,8)	x	x	x	(x)	-	(x)	-	tr	tr	tr	-	-	-
LF-92*	Charnockito	(<1,5)	x	x	x	(x)	(x)	tr	-	tr	tr	tr	-	-	-

x >5%; 1%< (x) <5%; tr<1% ; Qz – Quartzo; Pg – Plagioclásio; Fk – Feldspato alcalino; Opx – Ortopiroxênio; Cpx – Clinopiroxênio; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Zr – Zircão; Cl – Clorita; Se – Sericita; Ep – Epídoto. * Amostras com análise química discutida no Capítulo 7.

A matriz é alotriomórfica granular, fina, por vezes com porções granofíricas.

Os megacristais de plagioclásio são anédricos a subédricos entre 1,5mm e 3mm, com maclas nas leis albita e carlsbad, zonamento simples, difuso, ocasionalmente com manchas de feldspato alcalino, sendo que núcleos saussuritizados, mais cálcicos, ocorrem em alguns cristais. Na única lâmina onde foi possível a determinação ótica da sua composição (LF-116), corresponde a oligoclásio cálcico (28% de An). Inclui cristais globulares de quartzo e prismas muito longos de apatita, além de minerais opacos e localmente ortopiroxênio. O feldspato alcalino forma grandes cristais anédricos, com até 3mm, micropertíticos, com limites muito irregulares, e bordas crivadas de inclusões globulares de quartzo, ou em grãos menores, também anédricos, por vezes com geminação em grade.

O ortopiroxênio ocorre em grãos anédricos a subédricos, com certa frequência, parcialmente transformados para hornblenda (biotita) e minerais opacos. Alguns cristais

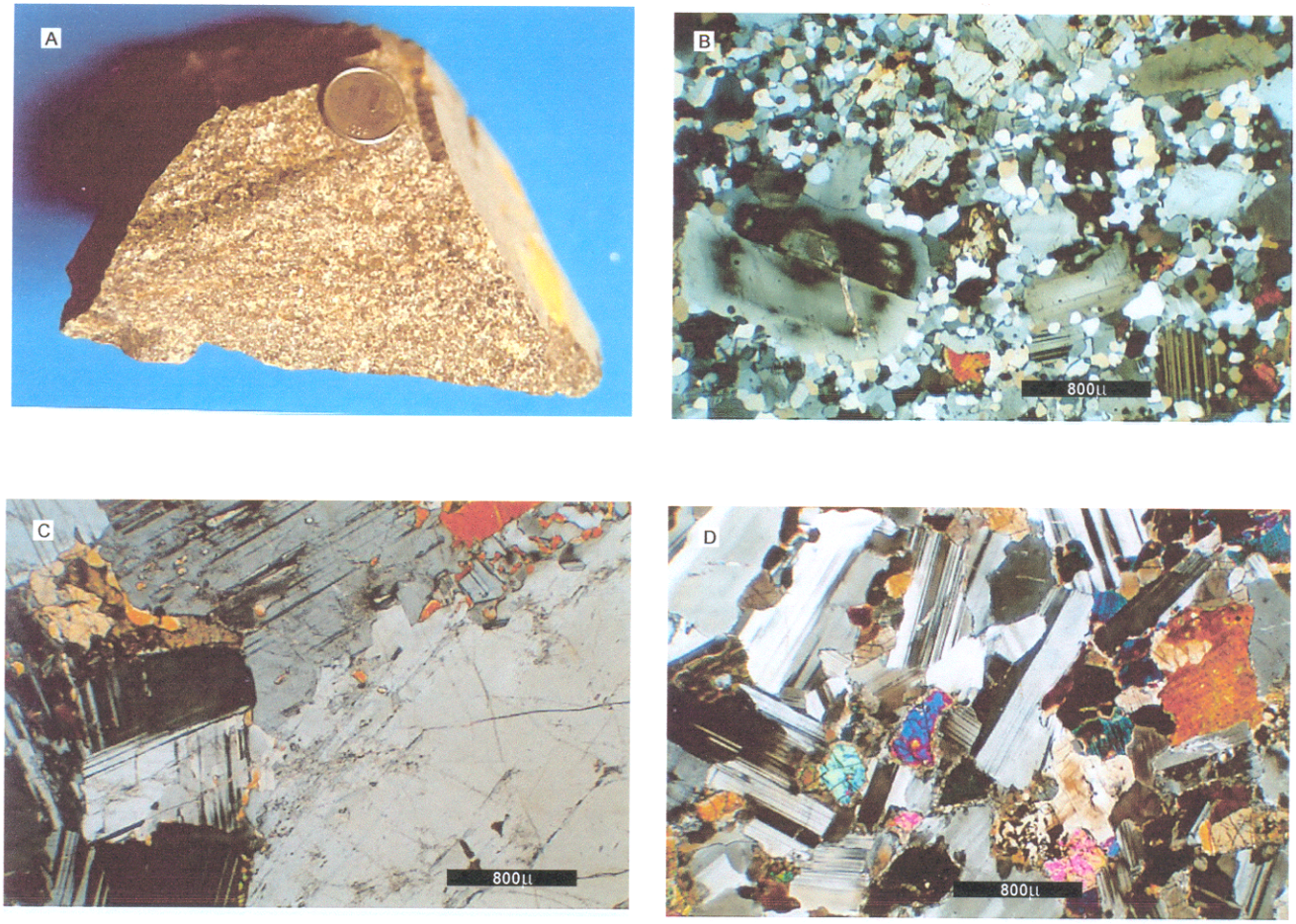


Figura 4.22 - **a)** Aspecto macroscópico do charnockito fino, porfirítico. Afloramento LF-116; **b)** Detalhe da textura porfirítica no charnockito. Afloramento LF-117B ; **c)** Anortosito Repartimento. Afloramento FF-184 ; **d)** Textura cumulática, subofítica, no Gabro Caracaraí. Afloramento LF-13.

incluem parcial ou totalmente, longos prismas de apatita. É comum aparecerem como relictos no núcleo de cristais anédricos, por vezes poiquilíticos de hornblenda.

A amostra LF-92, observada em blocos na parte sudeste do batólito, exibe importantes diferenças petrográficas em relação ao conjunto descrito: o conteúdo em minerais máficos é inferior a 1,5% e clinopiroxênio, verde bem claro, acompanha o ortopiroxênio.

4.6.4. Anortositos, gabros e gabronoritos

4.6.4.1. Anortositos Repartimento

Afloram na porção sudoeste da área, caracterizada por floresta tropical densa. Os dados de campo referentes a esta unidade foram compilados das descrições originais do Projeto Mucajaí (Brandão e Freitas 1994), que constam das bases de dados da CPRM. As amostras e lâminas delgadas disponíveis foram reestudadas.

Os anortositos ocorrem em um corpo principal, exibindo a forma aproximada de uma pera, com dimensões de 12,6km x 7,0km, na região do igarapé Repartimento do Ajarani, e em um corpo menor, a noroeste. As relações de contato dos corpos anortosíticos não foram observadas.

O corpo principal está encaixado entre gnaisses granitóides e rochas charnockíticas (Suíte Intrusiva Serra da Prata) paleoproterozóicas e mangeritos mesoproterozóicos, da fácies sudoeste do batólito da serra do Mucajaí.

Em amostra de mão, são rochas cinza-escuras, inequigranulares, grossas a muito grossas com cristais de plagioclásio, prismáticos, de 1cm a 4cm. Tipos porfiríticos são comuns. Os pórfiros atingem até 12cm em matriz muito grossa. As descrições de campo não mencionam a presença de orientação preferencial dos cristais de feldspato, ou qualquer tipo de feição magmática planar ou linear.

O corpo principal inclui exclusivamente anortositos, não tendo sido identificadas variações litológicas. Um afloramento de hornblenda-gabro (FF-188) na borda do corpo corresponde a um dique.

Os anortositos (**Figura 4.22c**), compostos essencialmente por plagioclásio com conteúdos de An entre 48% e 58% (andesina cálcica a labradorita), podem incluir até

10% de minerais máficos, sendo o ortopiroxênio o de maior abundância, seguido por pigeonita invertida e clinopiroxênio (**Tabela 4.23**). Em quantidades acessórias ocorrem olivina, minerais opacos, apatita, quartzo, feldspato alcalino, além de biotita, clorita e sericita que correspondem a minerais secundários.

Tabela 4.23 - Classificação petrográfica dos anortositos, a partir das composições modais estimadas.

Amostra	*Classificação*	*(%máf.)*	*Pg (%an)*	*Pi*	*Opx*	*Cpx*	*Bi*	*Ol*	*Op*	*Ap*	*Qz*	*Fk*	*Sp*	*Cl*	*Se*
RB-120*	Anortosito	(4)	53	-	-	tr	tr	-	tr	tr	tr	tr	-	-	tr
FF-184A*	Anortosito	(7)	58	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	-
FF-186*	Anortosito	(?)	48	-	tr	tr	-	-	tr	-	-	-	-	-	-
FF-187	Anortosito	(?)	??	-	tr	tr	-	-	tr	tr	-	-	-	tr	tr
FF-243*	Anortosito	(4)	51	Tr	tr	tr	-	-	tr	-	-	tr	-	-	-
FF-245A	Anortosito	(10)	50	Tr	tr	tr	tr	-	tr	-	-	-	-	-	-
FF-330*	Anortosito	(??)	??	??	??	??	-	-	tr	-	-	tr	-	tr	tr

x >5%; 1%< (x) <5%; tr<1% ; Pg – Plagioclásio; Pi – Pigeonita invertida; Opx – ortopiroxênio; Cpx – Clinopiroxênio; Bi – Biotita; Ol – Olivina; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Qz – Quartzo; Fk – Feldspato alcalino; Sp – Serpentina; Cl – Clorita; Se – Sericita.
* Amostras com análise química discutida no capítulo 7.

Os plagioclásios são subédricos, com maclas nas leis da Albita, Carlsbad e Periclina, por vezes saussuritizados. Incluem cristais de apatita, minerais opacos, clinopiroxênio, ortopiroxênio e quartzo. Podem apresentar caráter antipertítico, com o feldspato alcalino em corpos lenticulares, gotas, ou em porções irregulares onde exibe geminação em grade. Os cristais de plagioclásio estão por vezes arqueados, com extinção ondulante e maclas deformacionais, em cunha. Na amostra FF-186, proveniente da borda do corpo as feições deformacionais encontram-se especialmente desenvolvidas, os porfiroclastos de plagioclásio estão com freqüência adornados por subgrãos e novos grãos com limites retilíneos e contatos tríplices, e devem estar relacionadas aos estágios finais de colocação do corpo.

Feldspato alcalino, pertítico, exibindo geminação em grade, ocupa posição intersticial.

A pigeonita invertida ocorre na forma de grãos de ortopiroxênio muito pleocróicos, com lamelas de exsolução de clinopiroxênio, que também forma bordas em torno do ortopiroxênio.

O ortopiroxênio, por vezes parcialmente transformado em biotita, pode ocorrer como corpos vermiformes no plagioclásio.

O clinopiroxênio, muito alterado e encoberto por poeira avermelhada em algumas lâminas, é anédrico, intersticial, com lamelas de exsolução de ortopiroxênio a 47° da

clivagem principal na seção prismática. Em geral apresenta borda parcialmente transformada em anfibólio verde-claro e inclui minerais opacos. Transformações locais para biotita e minerais opacos também ocorrem.

Olivina ocorre como relictos na amostra FF-184, parcial ou totalmente envolvida por coroas de ortopiroxênio, com alteração comum para serpentina e minerais opacos.

4.6.4.2. Olivina-Gabro Caracaraí

Ocorre em um corpo principal, tendendo a circular (~5,5km de diâmetro) na porção sul da área, com exposições ao longo da Perimetral Norte. Seu contato com as rochas charnockíticas não foi diretamente observado. No entanto seu posicionamento intrusivo na Suíte Intrusiva Serra da Prata é muito provável. Corpos menores, provavelmente correspondendo a diques de olivina-diabásio, (LF-24A, LF-135, FF-197, FF-188) cortam as rochas charnockíticas da Suíte Intrusiva Serra da Prata, os granitóides da Suíte Intrusiva Mucajaí, os Anortositos Repartimento e os gnaisses do embasamento paleoproterozóico, tendo sido relacionados ao Gabro Caracaraí.

Apresentam aspecto homogêneo, isotrópico, com granulação variando de fina a grossa, e cor cinza muito escura. Nos diques a granulação é fina a média. São compostos por labradorita (An 62% a 66), clinopiroxênio, (ortopiroxênio) e (olivina) (**Tabela 4.24**). Em quantidades acessórias ocorrem minerais opacos, apatita, espinélio, e quartzo, em intercrescimento granofírico, nos diabásios. Talco, serpentina, biotita e minerais de argila são minerais secundários.

Exibem belas texturas cumuláticas, variando de ofíticas a subofíticas (**Figura 4.22d**), onde grandes cadacristais de plagioclásio representando a fase *cumulus* são envolvidos total ou parcialmente, por piroxênios (e olivina) que constituem fases *intercumulus*. Algumas variedades porfiríticas foram observadas.

O plagioclásio é subédrico, em cristais tabulares, com maclas na lei da Albita e Periclina e, em geral, não está zonado. Exibe um aspecto sujo, conferido pela presença de inclusões de minerais opacos (< 0,01) e encontra-se parcialmente, saussuritizado. Maclas deformacionais em cunha, extinção ondulante e subgrãos ocorrem localmente, e devem estar relacionadas aos estágios finais da colocação do corpo.

Tabela 4.24 - Classificação petrográfica das rochas relacionadas à unidade Gabro Caracaraí, a partir das composições modais estimadas.

Amostra	*Classificação*	*(%máf.)*	*Pg (%an)*	*Opx*	*Cpx*	*Hb*	*Bi*	*Ol*	*Op*	*Ap*	*Qz*	*Es*	*Sp*	*Tc*
LF-13A	Ol gabronorito	(28)	66	x	x	-	tr	x	x	tr	-	tr	-	tr
MJ-195A	Opx gabro	(35)	54	(x)	x	-	tr	-	tr	tr	-	-	tr	-
MJ-195B*	Ol opx gabro	(40)	62	x	x	-	tr	x	tr	tr	-	-	tr	-
LF-64A	Ol diabásio	(39)	66	x	x	tr	(x)	tr	tr	tr	-	tr	tr	-
LF-66A	Ol diabásio	(35)	?	x	x	tr	tr	(x)	tr	-	-	tr	-	-
LF-24A	Diabásio	(29)	62	-	x	-	-	tr	tr	tr	tr	-	-	-
LF-135	Diabásio	(28)	60	tr	x	tr	tr	-	-	-	tr	-	-	-
FF-197*	Ol diabásio	(33)	54	tr	x	tr	tr	tr	x	-	-	tr	-	-
RB-216	Ol gabro	(38)	?	(x)	x	-	-	-	tr	tr	-	-	-	-
FF-188	Diabásio	(34)	54	-	x	Tr	tr	-	tr	-	-	-	-	-

x >5%; 1%< (x) <5%; tr<1% ; Pg – Plagioclásio; Opx – Ortopiroxênio; Cpx – Clinopiroxênio; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Ol – Olivina; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Qz – Quartzo; Es – Espinélio; Sp – Serpentina; Tc – Talco. * Amostras com análise química discutida no Capítulo 7.

O clinopiroxênio dispõe-se em grandes oicocristais, maclados, que podem exibir inclusões de minerais opacos. Muitos cristais apresentam lamelas de exsolução de ortopiroxênio, dispostas paralelamente à clivagem principal na seção prismática. Por vezes ocorre em intercrescimento com plagioclásio. O ortopiroxênio, ausente ou em quantidades acessórias em algumas lâminas, também pode formar oicocristais, incluindo total ou parcialmente cristais de plagioclásio. É comum a presença de finas lamelas de exsolução de clinopiroxênio.

A olivina está comumente envolvida por coroa de ortopiroxênio e apresenta alteração para serpentina, talco e minerais opacos.

4.6.4.3. Gabronoritos da região do igarapé Repartimento do Ajarani

Ocorrem em pequenos corpos nas proximidades dos corpos anortosíticos e apresentam várias diferenças petrográficas em relação ao Gabro Caracaraí.

São rochas médias a grossas, compostas essencialmente por plagioclásio (labradorita), ortopiroxênios, clinopiroxênio (**Tabela 4.25**). Biotita, hornblenda, minerais opacos, apatita, quartzo, feldspato alcalino e zircão ocorrem em quantidades acessórias.

Exibem textura hipidiomórfica granular e por vezes subofítica. O plagioclásio ocorre em cristais tabulares, subédricos a anédricos, que podem exibir caráter antipertítico, e intercrescimento mirmequítico no contato com o feldspato alcalino, intersticial. Incluem apatita, minerais opacos e piroxênios, por vezes em agregados de pequenos grãos. Ocasionalmente, apresenta extinção ondulante e maclas na lei da

Albita, Carlsbad e Periclina, arqueadas. Subgrãos e novos grãos com tamanhos variados e limites irregulares são comuns. As feições deformacionais devem estar relacionadas aos estágios finais da colocação do corpo.

Tabela 4.25 - Classificação petrográfica dos gabronoritos da região do igarapé Repartimento do Ajarani, a partir das composições modais estimadas.

Amostra	*Classificação*	*(%máficos)*	*Pg (%an)*	*Opx*	*Cpx*	*Hb*	*Bi*	*Op*	*Ap*	*Qz*	*Fk*	*Zr*
RB-130*	gabronorito	(30)	54	x	x	(x)	(x)	tr	tr	-	-	-
FF-211*	gabronorito	(21)	52	x	x	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr
FF-200A*	gabronorito	(25)	?	x	(x)	-	tr	tr	tr	tr	(x)	-

x >5%; 1%< (x) <5%; tr<1% ; Pg – Plagioclásio; Opx – Ortopiroxênio; Cpx – Clinopiroxênio; Hb – Hornblenda; Bi – Biotita; Op – Minerais opacos; Ap – Apatita; Qz – Quartzo; Fk – Feldspato alcalino; Zr – zircão. * Amostras com análise química discutida no Capítulo 7.

O ortopiroxênio ocorre em grãos anédricos intersticiais ao plagioclásio, com freqüência exibindo inclusões de minerais opacos, paralelamente a clivagem, e lamelas de exsolução de clinopiroxênio. O clinopiroxênio aparece ainda em manchas nos grãos de ortopiroxênio, ou em grãos anédricos, que podem apresentar lamelas de ortopiroxênio. Orto e clinopiroxênios encontram-se parcialmente recristalizados, para agregados de subgrãos e novos grãos em torno de 0,4mm.

Apatita ocorre em prismas longos ou é acicular, e tende a se concentrar, como inclusões no feldspato alcalino, este, anédrico, intersticial e de caráter micropertítico.

Em relação ao Gabro Caracaraí, as principais diferenças petrográficas são: ausência de olivina; maior conteúdo de ortopiroxênio; presença de feldspato alcalino e apatita acicular.

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL

5.1. A MACROESTRUTURAÇÃO

A área estudada localiza-se na porção central do Estado de Roraima (**Figura 5.1**), ao longo do Cinturão Guiana Central (CGC), megafeição tectônica do Escudo das Güianas na direção NE-SW.

O estudo das imagens de radar revela para a região enfocada um padrão de lineamentos estruturais NE-SW impressos nas litologias paleo- e mesoproterozóicas, que se articulam com lineamentos E-W nos extremos norte e sul da área (**Figura 5.2** e **Mapa Geológico, anexo I**). Este padrão se confirma nos mapas aeromagnéticos que acessam feições mais profundas da crosta, sendo caracterizado pelo alinhamento do relevo magnético. Arranjos sugestivos de uma cinemática dextral ocorrem localmente ao longo das faixas E-W, podendo ser observados nos dois tipos de sensores. Na região a sudoeste do batólito granítico da serra do Mucajaí observa-se ainda, nas imagens de radar, importantes feixes de lineamentos estruturais na direção NW-SE marcados pela presença de cataclasitos e diques básicos (**Mapa Geológico, anexo I**). Nesta mesma região os lineamentos magnéticos nas rochas paleoproterozóicas dispõem-se na direção NE-SW. Na porção nordeste da área, lineamentos NW-SE foram também observados, neste caso, caraterizados pela quebra do alinhamento do relevo magnético. Estas estruturas NW-SE devem corresponder a feições rúpteis criadas e/ou fortemente reativadas durante a evolução do *Graben* do Tacutu (Eiras & Kinoshita 1987), a noroeste da área enfocada (**Figura 5.1**).

A sul do rio Apiaú, na porção oeste da área, alguns lineamentos magnéticos são truncados pelo corpo intrusivo mesoproterozóico da serra do Mucajaí, enquanto outros estão representados indistintamente nas litologias paleo e mesoproterozóicas (**Mapa Geológico, anexo I**). O quadro observado registra a presença de feições estruturais mais antigas restritas ao embasamento, dispostas subparalelamente a estruturas mais jovens.

A macroestruturação revelada pelas imagens de radar e mapas aerogeofísicos controla a disposição das feições deformacionais dúcteis e rúpteis, bem como a

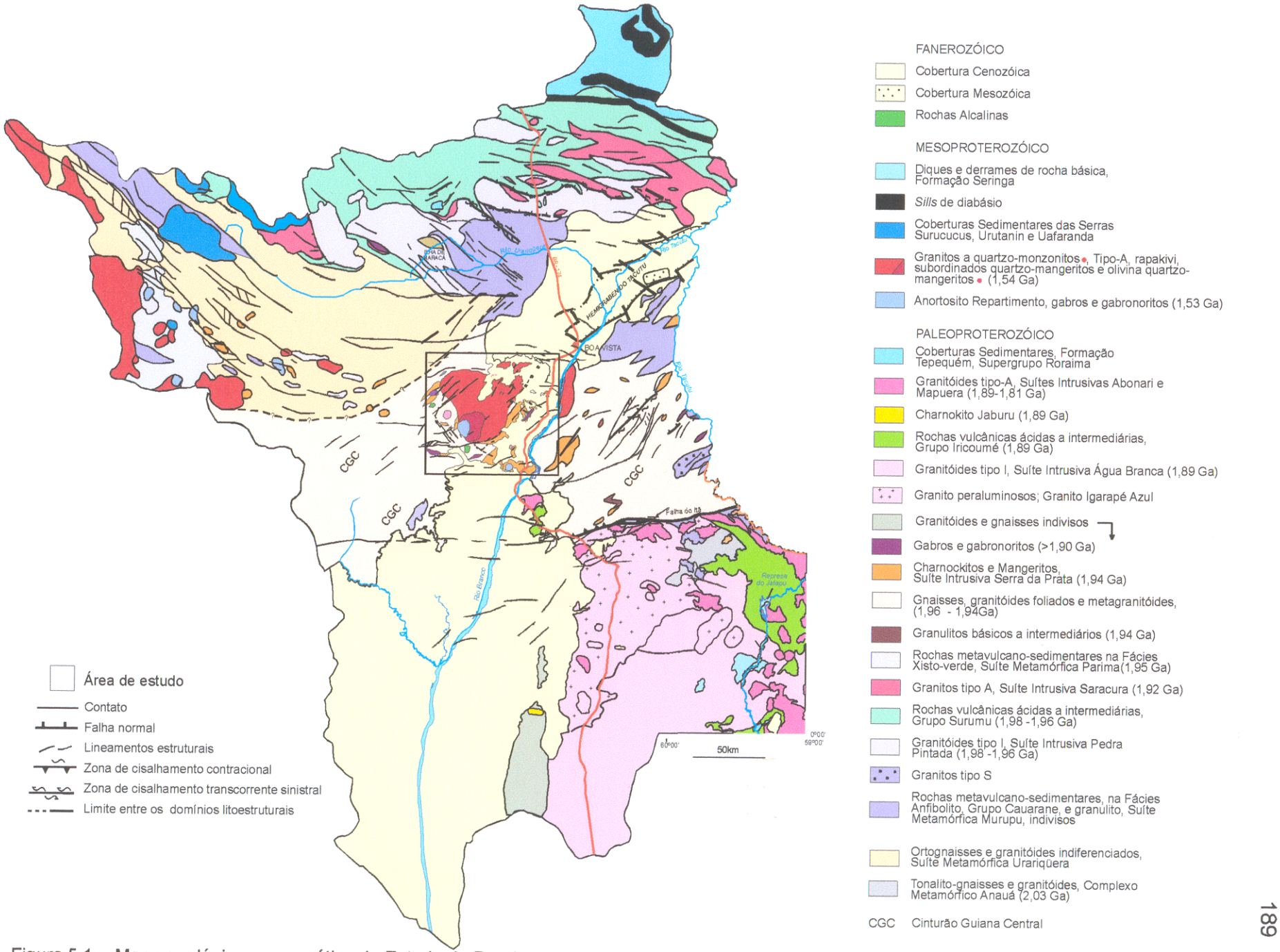
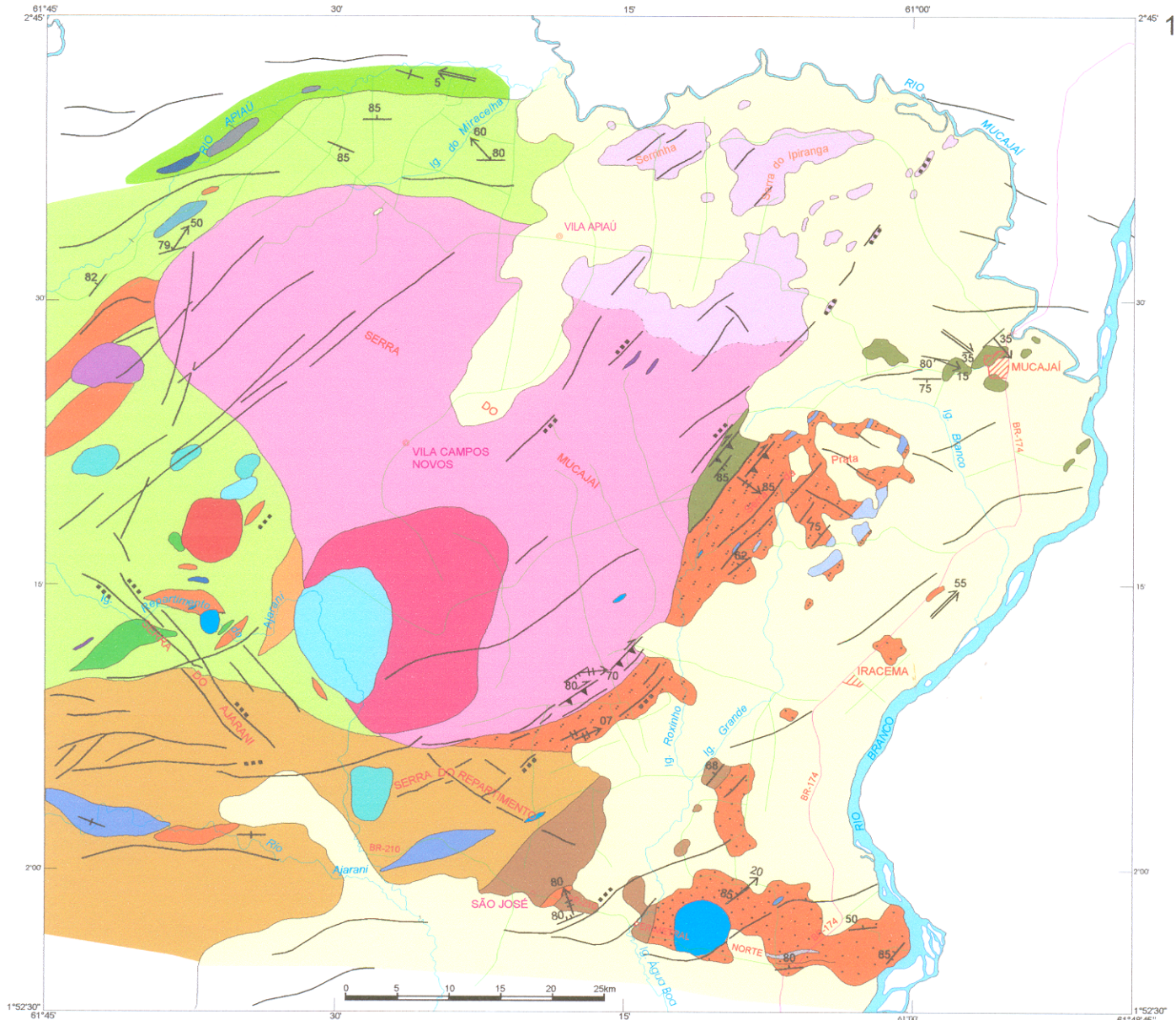


Figura 5.1 - Mapa geológico esquemático do Estado de Roraima. Integrado a partir de Pinheiro *et al*. (1981), Costi *et al.*(2000), CPRM (2000a,b,c) com dados geocronológicos de Almeida *et al.* (2001), Costa *et al.* (2001), Santos *et al.* (2001b) e informações desta tese.



CENOZÓICO
Cobertura detrito-laterítica

MESOZÓICO
Complexo Alcalino Apiaú, Sienitos, nefelina-sienitos e traquitos

MESOPROTEROZÓICO
Charnockitos finos, porfiríticos, na forma de diques

Suíte Intrusiva Mucajaí

Fácies Principal, piterlitos e viborgitos (biotita)-hornblenda-granitos a quartzo-monzonitos
Fácies Sudoeste (faialita)-mangeritos a (faialita)-hiperstênio-sienitos
Fácies Nordeste (hornblenda)-biotita-granitos porfiríticos
(biotita)-(hornblenda)-granitos a (faialita)-quartzo-mangeritos
Hornblenda-(clinopiroxênio)-sienitos

Rochas Máficas

Anortosito Repartimento
Olivina-Gabro Caracaraí, e gabronoritos da região do Igarapé Repartimento do Ajarani

PALEOPROTEROZÓICO

Suíte Intrusiva Serra da Prata

Charnockitos com subordinados hiperstênio-quartzo-sienitos; quartzo-mangeritos; quartzo-jotunitos.
Corpo do Igarapé Grande
Corpo da Serra da Prata
(Clinopiroxênio)-(hornblenda)-biotita-granitos do corpo do igarapé Roxinho

Ortognaisses e Granitóides Foliados

Gnaisse Igarapé Branco - biotita-hornblenda-gnaisses a allanita
Gnaisse Igarapé Miracelha - hornblenda-biotita-gnaisses a titanita , grossos, ocelares ( ) e finos a médios ( )
Sienogranitos foliados
Hornblenda-biotita-gnaisses tonalíticos
(Hornblenda)-biotita-gnaisses
Gnaisses sienograníticos
Biotita-(hornblenda)-gnaisses finos a titanita

Rochas Máficas

Hornblenda-noritos e Hornblenda-gabronoritos
(Biotita)-gabros e (biotita)-gabronorito
Dioritos

Lineamentos estruturais (falhas, fraturas ou zonas de cisalhamento)
Cataclasitos
Zona de cisalhamento D_2, transpressiva, dextral
Foliação S_1
Lineação L_1
L e L-S tectonitos D_1
Foliação milonítica S_2
Lineação L_2

Figura 5.2 - Mapa geológico esquemático da região estudada.

distribuição das unidades litológicas desde o Paleoproterozóico até pelo menos o Mesozóico, quando a estrutura do CGC foi fortemente reativada durante a instalação do *Graben* do Tacutu (**Figura 5.1**).

5.2. FEIÇÕES ESTRUTURAIS MESO- E MICROSCÓPICAS

Nas diversas unidades mapeadas foram identificados diferentes acervos de feições estruturais desenvolvidas, de forma contínua ou descontínua, sob um amplo espectro de condições reológicas, desde o estágio magmático ou submagmático até o estágio sólido sob temperaturas baixas.

Feições relacionadas ao estágio magmático, foram identificadas localmente, tanto nas rochas paleoproterozóicas como nas suites mesoproterozóicas, tendo sido discutidas no **Capítulo 4**.

Por outro lado, três conjuntos de feições estruturais desenvolvidas no estado sólido e registrando diferentes ambientes de temperatura foram relacionados a três eventos deformacionais distintos. O conjunto mais antigo, que caracteriza o evento D_1, está restrito às unidades paleoproterozóicas e inclui feições deformacionais dúcteis desenvolvidas sob temperaturas muito altas a partir de 600°-650°C. Um segundo conjunto, relacionado ao evento D_2 afeta tanto as unidades paleo- como as mesoproterozóicas e envolve feições estruturais registrando temperaturas moderadas a baixas, em torno de 400°-450°C, em ambiente rúptil-dúctil. Finalmente, um terceiro conjunto engloba feições rúpteis geradas durante a instalação, mesozóica do *Graben* do Tacutu.

5.3. EVENTO DEFORMACIONAL D_1

As unidades paleoproterozóicas encontram-se em geral deformadas, exibindo com freqüência foliações, lineações, dobras e zonas de cisalhamento. Estas feições são marcadas por petrotramas desenvolvidas sob temperaturas altas que caracterizam o evento D_1.

O quadro estrutural revelado pelas unidades paleoproterozóicas contrasta com aquele verificado para as suítes do Mesoproterozóico, nas quais, tramas estruturais ocorrem apenas localmente, ao longo de estreitas zonas que concentraram a deformação D_2.

A seguir serão descritas as estruturas mesoscópicas D_1, sendo brevemente resumidas as feições microtectônicas associadas, estas, detalhadamente discutidas no **Capítulo 4**.

5.3.1. Feições estruturais meso- e microscópicas D_1 nos ortognaisses e granitóides foliados

A análise integrada das observações de campo e das descrições microtectônicas referentes aos Gnaisses Igarapé Branco e Igarapé Miracelha permitiu a proposição de um modelo de evolução estrutural baseado na colocação sin-cinemática dos corpos granitóides precursores, com o desenvolvimento de parte das feições deformacionais D_1 antes da total cristalização dos corpos. Nos outros tipos gnáissicos, o acervo de dados de campo e microtectônicos, abordados em conjunto ao final deste item, não permitiram interpretações conclusivas.

5.3.1.1. Gnaisse Igarapé Branco (GIB) – Biotita-hornblenda-gnaisses a allanita

- Foliações e lineações

A foliação S_1 é definida no GIB pela marcante orientação preferencial planar da forma de porfiroclastos e agregados de feldspatos e de agregados máficos (**Figura 4.4a**). Os agregados máficos dispõem-se isolados na massa félsica e, em geral, não exibem formas sinuosas. Os mesmos elementos da petrotrama encontram-se, com freqüência, alinhados, definindo a lineação L_1. Em alguns afloramentos, S_1 é realçada pela presença de diques graníticos, farrapos métricos enriquecidos em minerais máficos e enclaves extremamente alongados de rocha granitóide (**Figura 5.3a**), sugerindo condições de grande ductibilidade durante sua evolução. Localmente os dique desenham pequenas dobras (**Figura 5.3b**).

Nas proximidades de vários enclaves máficos ou enclaves granitóides muito alongados, provavelmente diques sin-plutônicos, S_1 exibe caráter mais penetrativo (**Figura 5.3c**). No extremo-oeste da área de exposição do GIB (afloramento LF-05), a foliação S_1 encontra-se especialmente bem desenvolvida com agregados máficos em filmes descontínuos, e domínios félsicos bastante estirados indicando maior magnitude de *strain* (**Figura 5.3d**).

Várias feições microtectônicas associadas à S_1 e L_1 (**item 4.3.1**, **figuras 4.3.a,b, c,d**) registram as altas temperaturas reinantes durante D_1, por exemplo: intensa recristalização de feldspatos que ocorrem em agregados; atuação importante do mecanismo de rotação de subgrãos; presença de feldspato alcalino recristalizado com lamelas de exsolução de albita evidenciando, de acordo com Vernon *et al.* (1988), temperaturas acima do *solvus* do feldspato alcalino; e a presença de quartzo com subgrãos com padrão de tabuleiro de xadrez (Kruhl 1996) indicando deslizamento paralelo ao eixo c, que passa a ser possível a partir de 600°-650°C.

♦ Zonas de Cisalhamento, porções graníticas lenticulares e diques sin-plutônicos

Feições de assimetria como foliações S-C não foram observadas, no entanto, localmente, ocorrem zonas de cisalhamento centimétricas afetando S_1, podendo estar ocupadas por finos diques de rocha granítica (**figuras 5.3** e **5.4.a,b**) ou porções lenticulares de granito com manchas esverdeadas conforme as descrições no **Capítulo 4** (**Figura 4.2c**). Muitas destas zonas foram observadas em blocos. Na estrada para a vila Apiaú, no afloramento LM-159, ocorre zona de cisalhamento centimétrica, subvertical, fazendo aproximadamente 20° com a direção de S_1, registrando cinemática sinistral (**Figura 5.4a**), ocupada por biotita-hornblenda-granito, fino, foliado (**Figura 5.4b**). Por um efeito indesejável do reflexo na superfície serrada da amostra, o biotita-hornblenda-granito, parece mais escuro e rico em máfico do que é na realidade.

As porções graníticas lenticulares com manchas esverdeadas (**Figura 4.2b**) identificadas nos afloramentos LF-06 e LF-77 mostram, em geral, a geometria de um prolato, estando sistematicamente orientadas obliquamente a S_1 e L_1, o que é evidente na pedreira do afloramento LF-06, onde ocorrem em grande quantidade (**Figura 5.4c**).

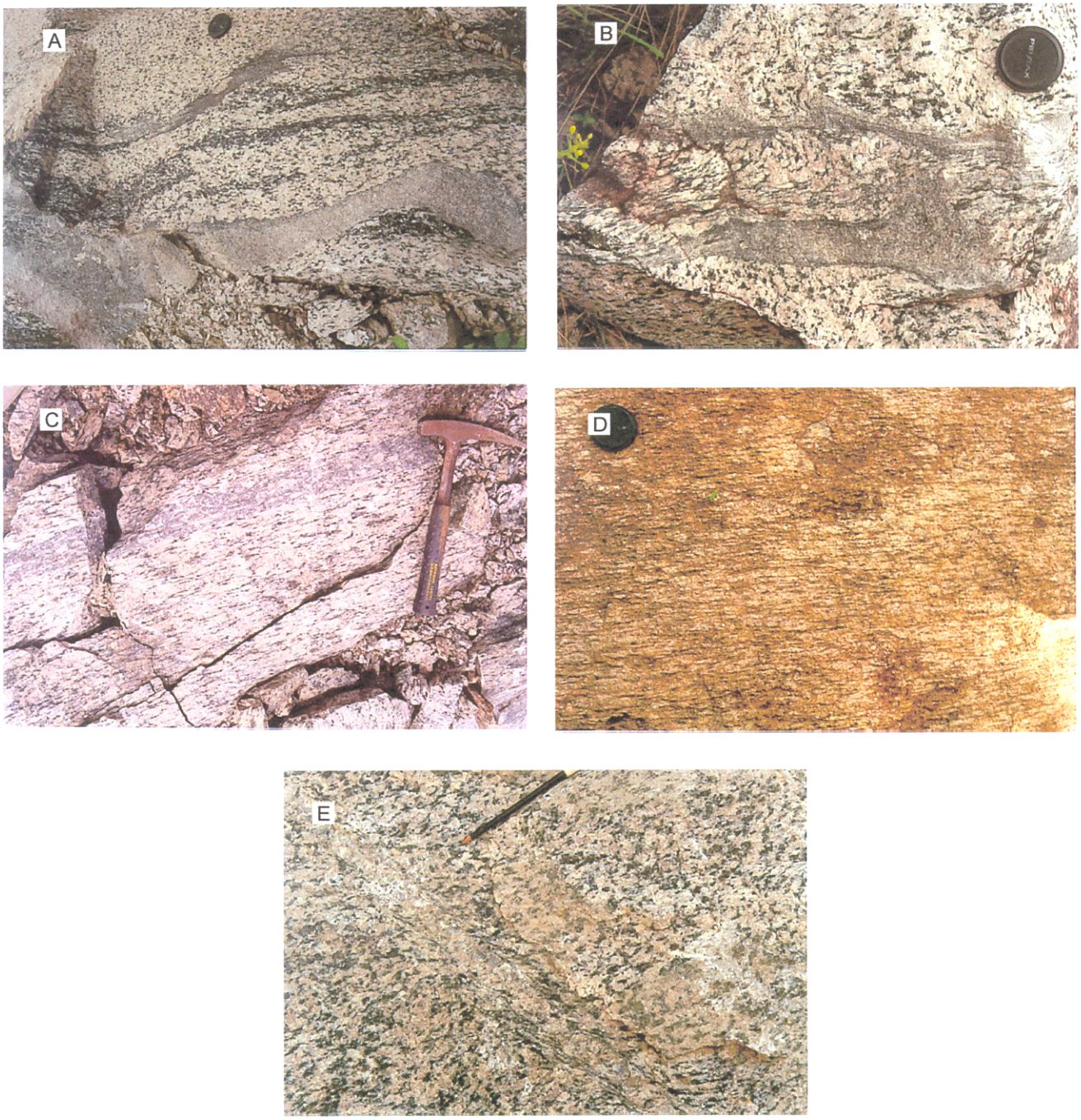


Figura 5.3 - Aspectos estruturais do Gnaisse Igarapé Branco (GIB). **a)** Foliação S_1 conferida pela orientação preferencial de agregados máficos e félsicos, sub-paralela a diques graníticos cogenéticos e farrapos métricos enriquecidos em hornblenda. Afloramento LF-77; **b)** Dobras locais afetando diques graníticos. Afloramento LF-07; **c)** Foliação bem desenvolvida nas proximidades de enclaves. Afloramento LF-06; **d)** S_1 registrando maior magnitude de *strain*. Afloramento LF-05; **e)** Zona de cisalhamento ocupada por dique granítico. Afloramento LF-77.

Os diques graníticos com espessuras de até 1m, cogenéticos aos gnaisses encaixantes e com posisicionamento (sin- a) tardi-cinemático, descritos no **Capítulo 4**, são subconcordantes a S_1 (**figuras 5.3.a** e **5.4.d**), ou fazem ângulos moderados com esta foliação. Neste último caso, S_1 encontra-se rotacionada e paralelizada às paredes do dique, nas proximidades do contato. Os diques exibem uma foliação interna, paralela às paredes, e no afloramento LF-07 incluem fragmentos do gnaisse encaixante, foliado, com as maiores dimensões alinhadas com a foliação no gnaisse e no dique (**Figura 5.4d**).

As feições microtectônicas observadas nos diques graníticos finos ocupando zonas de cisalhamento (**Figura 5.4.a,b**), nas porções graníticas lenticulares com manchas esverdeadas, bem como aquelas identificadas nos diques graníticos com espesura de até 1m, sin- a tardi-cinemáticos (ver **item 4.3.1**) são similares às descritas para as encaixantes e registram deformação sob condições de temperatura a partir de 600°-650°C.

Alguns diques de granito tardi- a pós-cinemáticos cortam a foliação S_1 a alto ângulo (**Figura 5.4e**).

♦ Orientação espacial dos elementos de trama

De acordo com a predominância do aspecto planar ou linear, foram identificados L, L-S e S-L tectonitos, estando os dois primeiros tipos indicados no mapa geológico.

Nos afloramentos LF-06 e LF-07 (ver Mapa Geológico e Mapa de Localização de Afloramentos, anexos I e II) S_1 com direções tendendo NE-SW mostra mergulhos moderados (<45°) para SE estando associada a uma lineação L_1 *down dip*. O caráter linear predomina sobre a foliação, caracterizando L-S- até L-tectonitos. Nos afloramentos mais a sul, ao longo da estrada para a vila Apiaú, ocorrem S-L e L-S tectonitos. S_1 mostra direção, em geral, variando de E-W até NW-SE, com fortes mergulhos para o quadrante SW. À estas foliações íngremes associam-se lineações de baixo *rake* que mantém o caimento para SE observado nos afloramentos LF-06 e LF-07.

Nas proximidades do contato tectônico com os granitóides da Suíte Intrusiva Mucajaí, que se faz através de zona miloníticas relacionadas à D_2, a foliação S_1 orienta-se

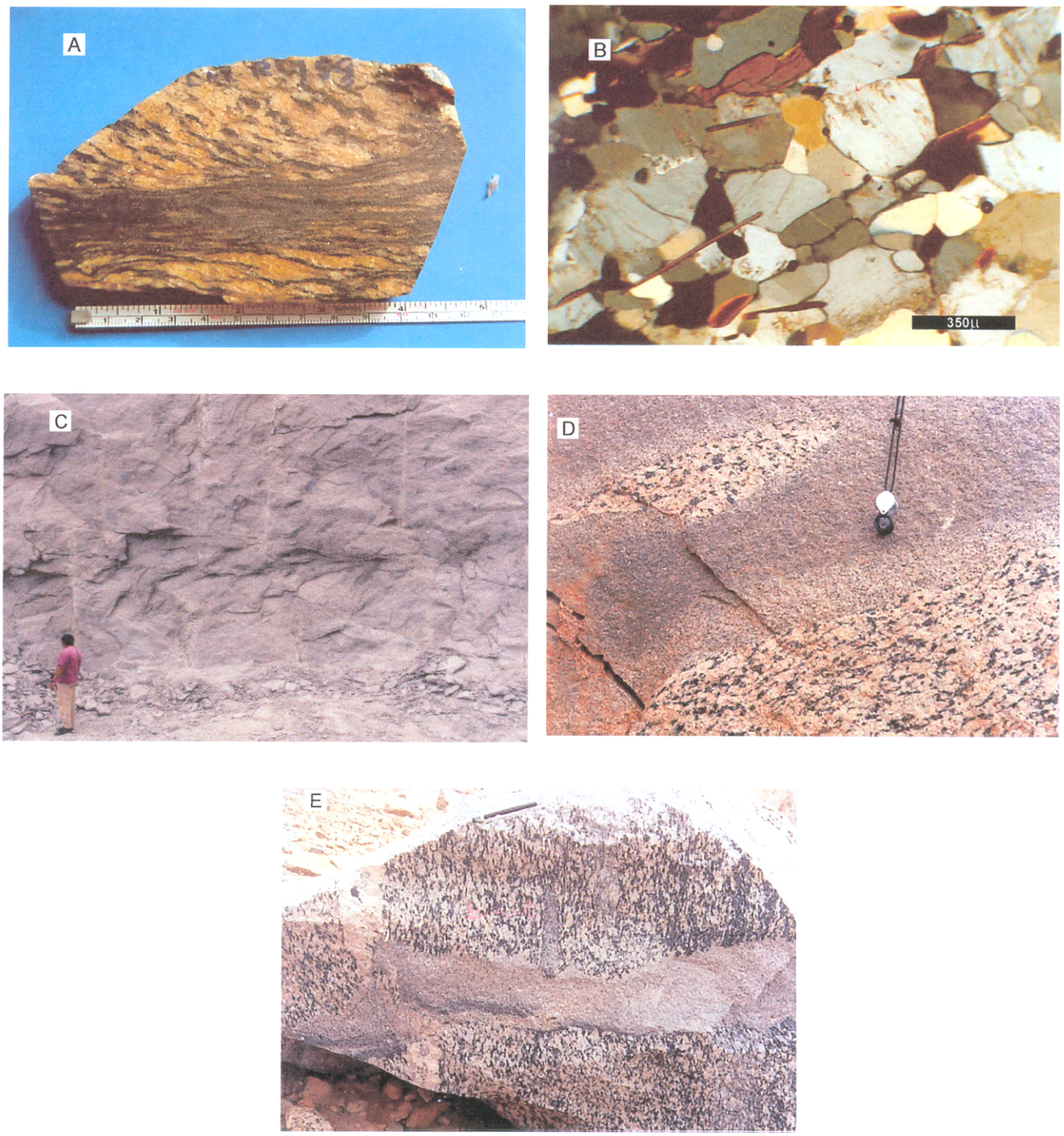


Figura 5.4 - Aspectos estruturais do Gnaisse Igarapé Branco (GIB). **a)** Zona de cisalhamento sinistral ocupada por hornblenda-biotita-granito fino, foliado. Afloramento LM-159; **b)** Detalhe do hornblenda-biotita-granito fino da foto anterior. Afloramento LM-159; **c)** Grande quantidade de lentes de granitóide com manchas esverdeadas orientadas obliquamente à S_1. Afloramento LF-06; **d)** Borda de um dique de granito fino, cogenético, subparalelo à S_1. Afloramento LF-07; **e)** Dique granítico pós-S_1. Afloramento LF-07.

na direção NE-SW com fortes mergulhos para SW, sendo que no afloramento LF-93, encontra-se fortemente superposta por feições deformacionais D_2.

- Evidências da colocação sin-cinemática do corpo e a deformação D_1

A identificação de plutons sin-cinemáticos envolve a aplicação de um conjunto de critérios (ver **Capítulo 3**). A caracterização de feições deformacionais que registrem a transição entre fluxo magmático e deformação em estado sólido sob temperaturas muito altas, que estejam relacionadas a um campo de esforços tectônicos regionais, constitui um dos critérios mais fortes (Paterson *et al.* 1989, Miller & Paterson 1994). Outras evidências importantes baseiam-se no estudo da deformação registrada no corpo e nas encaixantes, nas proximidades do contato (ver **Capítulo 3**).

No caso do GIB, os contatos estão encobertas pelas extensas coberturas cenozóicas, no entanto, como discutido a seguir, existem fortes evidências da colocação sin-cinemática do granitóide precursor.

A caracterização de um acervo de feições estruturais desenvolvidas sob condições de temperaturas muito altas a partir de 600°-650°C, indica que a deformação em estado sólido relacionada à evolução das petrotramas S_1 e L_1 no GIB se processou a temperaturas inferiores, mas próximas do *solidus* granítico. Por outro lado, diques graníticos comagmáticos aos gnaisses encaixantes (ver **Capítulo 7**) registram deformação em estado sólido sob o mesmo intervalo de temperaturas altas, verificado no gnaisse. Os diques cortam e incluem fragmentos foliados do gnaisse. O quadro indica que, enquanto grande parte da massa granítica encontrava-se cristalizada, em condições de sofrer deformação em estado sólido, líquidos magmáticos tardios foram colocadas na forma de diques, cortando as feições deformacionais cedo-cinemáticas e registrando parte da deformação em estado sólido sob condições de temperaturas muito altas, ainda relacionada ao calor da intrusão. Neste caso as feições podem ser classificadas como *cristal plastic strain fabrics* (Hutton 1988). Estas feições orientam-se de acordo com a estruturação regional refletindo o campo de esforços diferenciais atuante, como discutido no **item 5.3.4**.

As petrotramas deformacionais estão muito bem desenvolvidas em quase todas as amostras estudadas sugerindo que a deformação atingiu amplamente o corpo e não

esteve restrita a sua borda. Estas observações são compatíveis com a colocação sin-cinemática do granitóide precursor em condições de crosta profunda, onde o lento resfriamento permite, de acordo com Miller & Paterson (1998) o franco desenvolvimento de feições deformacionais sob temperaturas muito altas (ver **item 3.4**), que obliteram completamente as texturas ígneas originais. Não foram identificados registros da continuidade da deformação em um campo decrescente de temperatura, o que sugere que o campo de esforços direcionais reinante durante D_1, cessou sua atuação antes que o corpo alcançasse temperaturas muito abaixo de 600° C.

A variação de L- até S-L- tectonitos, evidencia mudanças na forma do elipsóide de *strain*; enquanto porções do corpo estiveram no campo da constricção outros registram achatamento. Independentemente da variação na forma do tectonito, e na orientação da foliação S_1, a lineação L_1 mostra a mesma direção com caimentos algo variáveis para E-SE, sugerindo que o eixo de estiramento máximo do elipsóide de *strain* se manteve aproximadamente nesta direção. A pobreza de tramas assimétricas permite sugerir a predominância de deformação coaxial, sendo que a presença de zonas de cisalhamento locais afetando S_1, ocupadas por diques graníticos finos, relacionados à intrusão, sugere que *simple shear* pode ter sido uma forma tardia de acomodar o *strain*.

5.3.1.2. Gnaisse Igarapé Miracelha (GIM) – Hornblenda-biotita-gnaisses e granitóides foliados a titanita

- Foliação, lineação, dobras e zonas de cisalhamento

S_1 exibe aspectos bem distintos nos dois tipos texturais identificados na unidade (ver item **4.3.2**). *Gnaisses mais finos, com foliação marcante* se distribuem em uma zona de mais alto *strain*, nas proximidades do rio Apiaú. Gnaisses mais grossos, ocelares afloram em zona de mais baixo *strain* a sul do mencionado rio.

Nos gnaisses mais grossos, ocelares, S_1 é conferida pela orientação preferencial planar de agregados máficos, alongados, que contornam megacristais (2-3cm), amendoados e agregados de quartzo e/ou feldspatos (**Figura 5.5a**). A foliação varia de bem desenvolvida a muito discreta, tendo sido descritos, respectivamente, gnaisses e granitóides foliados.

Feições de assimetria como foliações S-C são muito raras, sendo que S_1 é localmente afetada por pequenas zonas de cisalhamento que, em geral, perdem a expressão em poucos decímetros. Estas zonas de cisalhamento podem estar ocupadas por porções lenticulares de leucogranito.

Em vários afloramentos S_1 mostra-se muito irregular com dobras sem foliação de plano axial, e por vezes sem raiz (**Figura 5.5b**) ou cortada por veios quartzo-feldspáticos (**Figura 5.5a**).

Os gnaisses mais finos, com foliação marcante registram maiores magnitudes de *strain*. Os megacristais amendoados desaparecem, dando lugar a domínios félsicos lenticulares, bastante estirados, que se alternam com filmes descontínuos de minerais máficos (**Figura 5.5c**). Como discutido no **item 4.3.2** a recristalização nestes tipos gnáissicos com foliação marcante não é uma feição preponderante, sendo os domínios félsicos, por vezes, caracterizados por cristais de feldspato alcalino bastante alongados, com razões dimensionais entre 1:5 e 1:8. É possível que esta foliação tenha sido inicialmente gerada em estágio submagmático, na borda norte do corpo precursor, e posteriormente realçada sob condições de deformação em estado sólido. Não foram observadas feições de assimetria associadas a S_1 que, muito localmente, é afetada por zonas de cisalhamento discretas. Ocorrem pelo menos três gerações de veios quartzo-feldspáticos cortando o GIM na zona de alto *strain*. Veios sin-D_1 são, em geral, centimétricos, concordantes com S_1 e comumente desenham dobras isoclinais com supefície axial paralela a S_1. Veios tardi-D_1 cortam S_1 a altos ângulos e podem estar dobrados como ilustra a **figura 5.5d**, onde também se observa veio extensional perpendicular à foliação. Alguns veios tardi-D_1 dobrados exibem foliação plano axial sub-paralela a S_1 (**Figura 5.5e**). Veios tardi- a pós-D_1 cortam os veios tardi-D_1 e são colocados paralelamente a S_1 (**Figura 5.5e**).

No afloramento LF-69 a diferença de competência entre um enclave de biotita-gnaisse a titanita, médio a grosso e a encaixante mais fina é registrada pela presença de veios extensionais (**Figura 5.5f**), desenvolvidos exclusivamente no enclave, marcando a superfície aproximadamente perpendicular à direção de extensão máxima do elipsóide de *strain*.

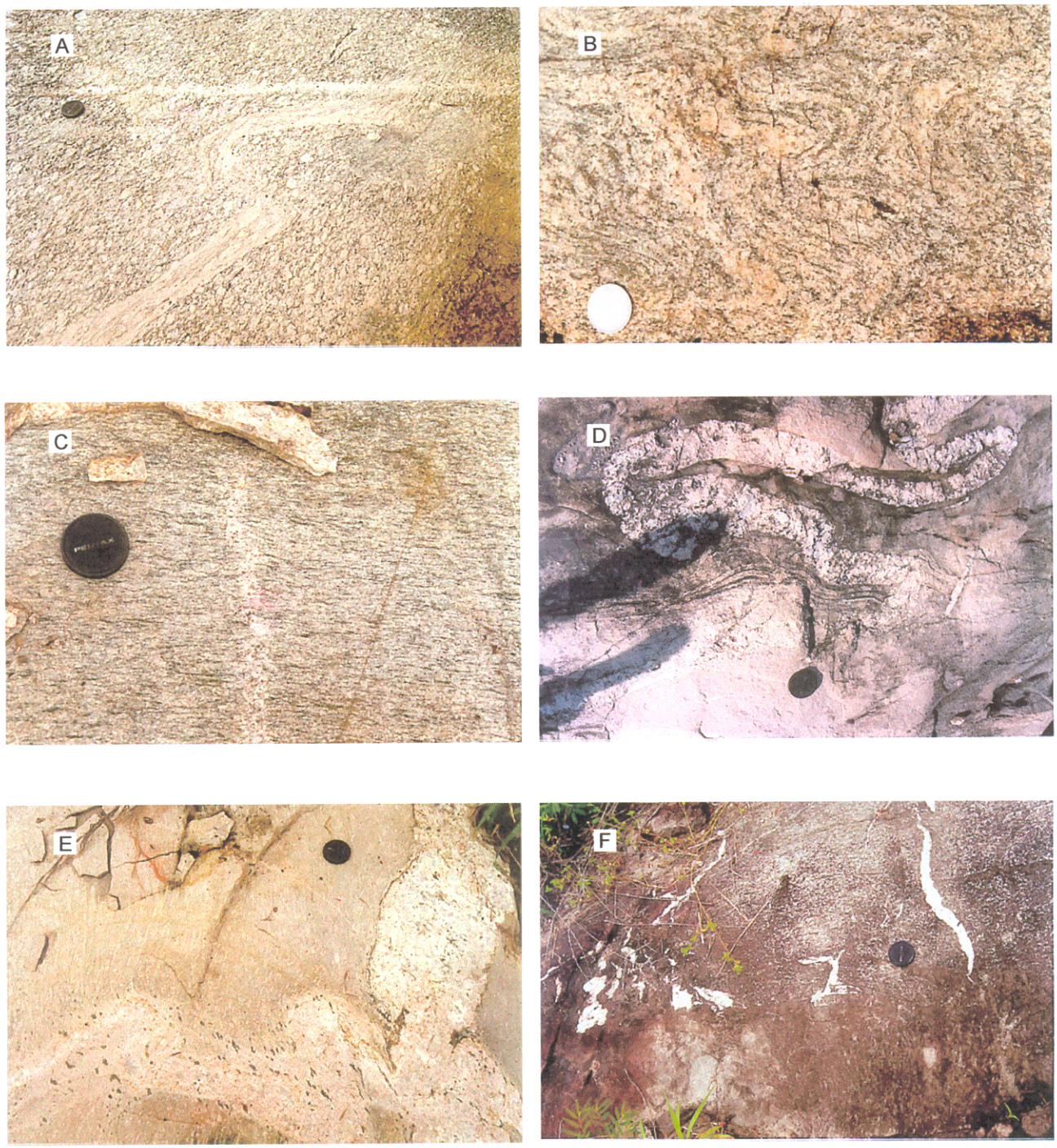


Figura 5.5 - Aspectos estruturais dos gnaisses Igarapé Miracelha (GIM). **a)** Megacristais ocelares de feldspatos (até 5cm) desviando filmes descontínuos de minerais máficos. Observa-se veio quartzo-feldspático dobrado. Afloramento LF-106 ; **b)** Dobras locais, sem raiz. Afloramento LF-81 ; **c)** Gnaisse mais fino, com foliação muito penetrativa. Afloramento LF-103; **d)** Veio quartzo-feldspático dobrado. Afloramento LF-69 ; **e)** Duas gerações de veios quartzo-feldspáticos. Afloramento LF-103 ; **f)** Veios de quartzo, extensionais em enclave de hornblenda-biotita-gnaisse. Afloramento LF-69.

As observações microtectônicas revelaram para o GIM, uma situação bastante distinta daquela descrita para o GIB, onde os feldspatos ocorrem dominantemente em agregados recristalizados. Nas litologias incluídas na unidade informal GIM, a intensidade da deformação intracristalina é muito variável, no entanto, mesmo em rochas registrando baixas magnitudes de *strain*, existem evidências do predomínio da deformação dúctil. A pobreza em feições rúpteis nos feldspatos, aliada à recristalização local e a presença de grãos de quartzo com padrão de tabuleiro de xadrez (Kruhl 1996) registram as temperaturas altas (600°-650°C) durante a evolução das petrotramas que definem S_1 e L_1 (**item 4.1.3**).

- Orientação espacial dos elementos de trama e indicadores cinemáticos

Nos tipos rochosos relacionados ao GIM S_1 exibe direções predominantes tendendo a E-W, com variações para NE-SW e NW-SE. Os mergulhos são altos, preferencialmente para os quadrantes NW e NE (**Figura 5.6**). A foliação S_1 inflete para a direção NE-SW, à medida que se caminha para sudoeste, paralelamente à inflexão do rio Apiaú. Nos ortognaisses ocelares, mais grossos, L_1, quando presente, exibe *rake* variável, com predomínio de *rakes* altos, tendo sido observados tectonitos S ou S-L. Nas proximidades do rio Apiaú, na zona de mais alto *strain*, nos *gnaisses mais finos com foliação marcante*, ocorrem L e L-S tectonitos com uma forte lineação mineral, L_1, tendendo a E-W, e com *rake* muito baixo (**Figura 5.6**) e tectonitos S a S-L.

Na região entre o segmento E-W do rio Apiaú e o batólito granítico da serra Mucajaí foram observadas zonas de cisalhamento tardi-D_1 dispostas a baixos ângulos (<30°) da direção de S_1, com fortes mergulhos (>80°) para N ou S. Em uma destas zonas observam-se indicadores cinemáticos sugestivos de transpressão com componentes, reverso e dextral. Localmente, ocorrem zonas de cisalhamento dispostas a altos ângulos (> 70°) de S_1, subverticais ou mergulhando (70°) para o quadrante NW, com cinemática transcorrente dextral.



Figura 5. 6 - Estereograma mostrando a distribuição da foliação S_1, pólo ao plano (•), e da Lineação L_1 (■) gnaisses mais grossos, ocelares; ▲ gnaisses mais finos com foliação marcante) no Gnaisse Igarapé Miracelha.

♦ Evidências da colocação sin-cinemática do corpo e a deformação D_1

As temperaturas em torno de 600°-650°C registradas pelas feições microtectônicas são compatíveis com a presença de feições dúcteis observadas em escala de afloramento, como dobras na foliação S_1 e com a presença de porções graníticas com contatos difusos com as encaixantes (ver **Capítulo 4**), em corpos irregulares ou, em lente ocupando pequenas zonas de cisalhamento. Estas feições podem ser interpretadas em um quadro similar ao descrito para o GIB onde a deformação foi contemporânea a colocação dos magmas granitóides precursores. Neste contexto, as porções graníticas correspondem provavelmente a frações magmáticas tardias alojadas durante a deformação da massa já cristalizada e, portanto, em condições de sofrer deformação no estado sólido. Da mesma forma, os veios quartzo-feldspáticos, freqüentes na zona de mais alto *strain,* devem representar líquidos residuais segregados durante a deformação do corpo. A colocação destes veios foi controlada pelo campo de esforços diferenciais atuantes e pelas anisotropias estruturais

bem desenvolvidas na zona de mais alto *strain*, provavelmente representando a borda do corpo precursor.

Da mesma forma que no GIB, a pobreza em feições de assimetria indica a importância do componente coaxial na deformação D_1.

5.3.1.3. Outros tipos gnáissicos

Nos sienogranitos foliados (SNG), hornblenda-biotita-gnaisses tonalíticos (HBGT), biotita-(hornblenda)-gnaisses (BHG), gnaisses sienograníticos (GSN) e hornblenda-gnaisses finos a titanita (HB), S_1 está sempre bem desenvolvida. Adquire aspecto milonítico, nas amostras de BHGT, provenientes da região do rio Ajarani.

A foliação nestes tipos gnáissicos registra uma deformação em estado sólido sob condições de temperaturas em torno de 600°-650°C (**item 4.3.8**), estando orientada de acordo com a estruturação regional (**Figura 5.2**).

Os dados disponíveis não são suficientes para uma interpretação conclusiva sobre o significado estrutural das petrotramas de alta temperatura, nestes tipos ortognáissicos. É provável que, em parte destes litótipos, tais feições registrem deformação em estado sólido sob temperaturas próximas ao *solidus* granítico, durante a colocação dos corpos granitóides precursores, em um quadro compatível com o verificados para o GIB, das proximidades de Mucajaí e para os GIM, aflorantes da porção noroeste da área. Não se pode, no entanto, descartar a hipótese de que em alguns tipos ortognáissicos, de idade incerta (ver **Capítulo 7**), as petrotramas de alta temperatura tenham sido impostas a granitóides precursores, após seu total resfriamento.

5.3.2. Feições estruturais meso- e microscópicas D_1 nas rochas da Suíte Intrusiva Serra da Prata (SISP)

5.3.2.1. Foliações e lineações geradas em estado sólido

Nos diversos corpos relacionados à Suíte Intrusiva Serra da Prata, verifica-se uma foliação S_1, variando de localmente bem desenvolvida (**Figura 5.7a**) até, na maior

parte dos afloramentos estudados, inexpressiva ou ausente, evidenciando uma grande variação na magnitude do *strain*.

S_1 é conferida pela orientação preferencial de agregados máficos e félsicos desviando de porfiroclastos de feldspatos (**Figura 5.7a**). É definida por petrotramas de temperaturas altas (ver **item 4.4.6**), indicadas, entre outras evidências, pela intensa recristalização de feldspatos (por rotação de subgrãos), nas rochas com foliação proeminente. Mesmo em rochas com S_1 incipiente ou ausente, e feições ígneas muito bem preservadas (**Figura 4.11**), revelando baixa magnitude de *strain*, ocorrem feições deformacionais de temperatura alta, como recristalização de borda nos feldspatos (**Figura 4.11b**), e em especial, grãos de quartzo com subgrãos com limites retangulares, em padrão de tabuleiro de xadrez (Kruhl 1996).

Nos granitóides do corpo do igarapé Roxinho zonas de cisalhamento centimétricas dispõem-se localmente entre os inúmeros enclaves máficos (**figuras 5.7b,c**).

A lineação L_1, apenas localmente desenvolvida é definida pela orientação preferencial de agregados máficos (piroxênios, hornblenda e biotita) e félsicos.

5.3.2.2. Orientação espacial dos elementos de trama

A foliação S_1 tem direções NE-SW com mergulhos entre 50° e 80° em geral para NW nos corpos alongados segundo NE-SW (**Figura 5.8**). Direções próximas a E-W ocorrem no sul da área (**Figura 5.1** e **Mapa Geológico, anexo I**). Ao longo do rio Ajarani S_1 é subvertical e apresenta caráter milonítico (**Figura 5.1**). A lineação L_1, quando presente mostra caimento em geral para o quadrante NE, sendo comuns *rakes* médios a altos.

S e S-L tectonitos predominam largamente sobre L-tectonitos (**Figura 5.1** e **Mapa Geológico**, **anexo I**).

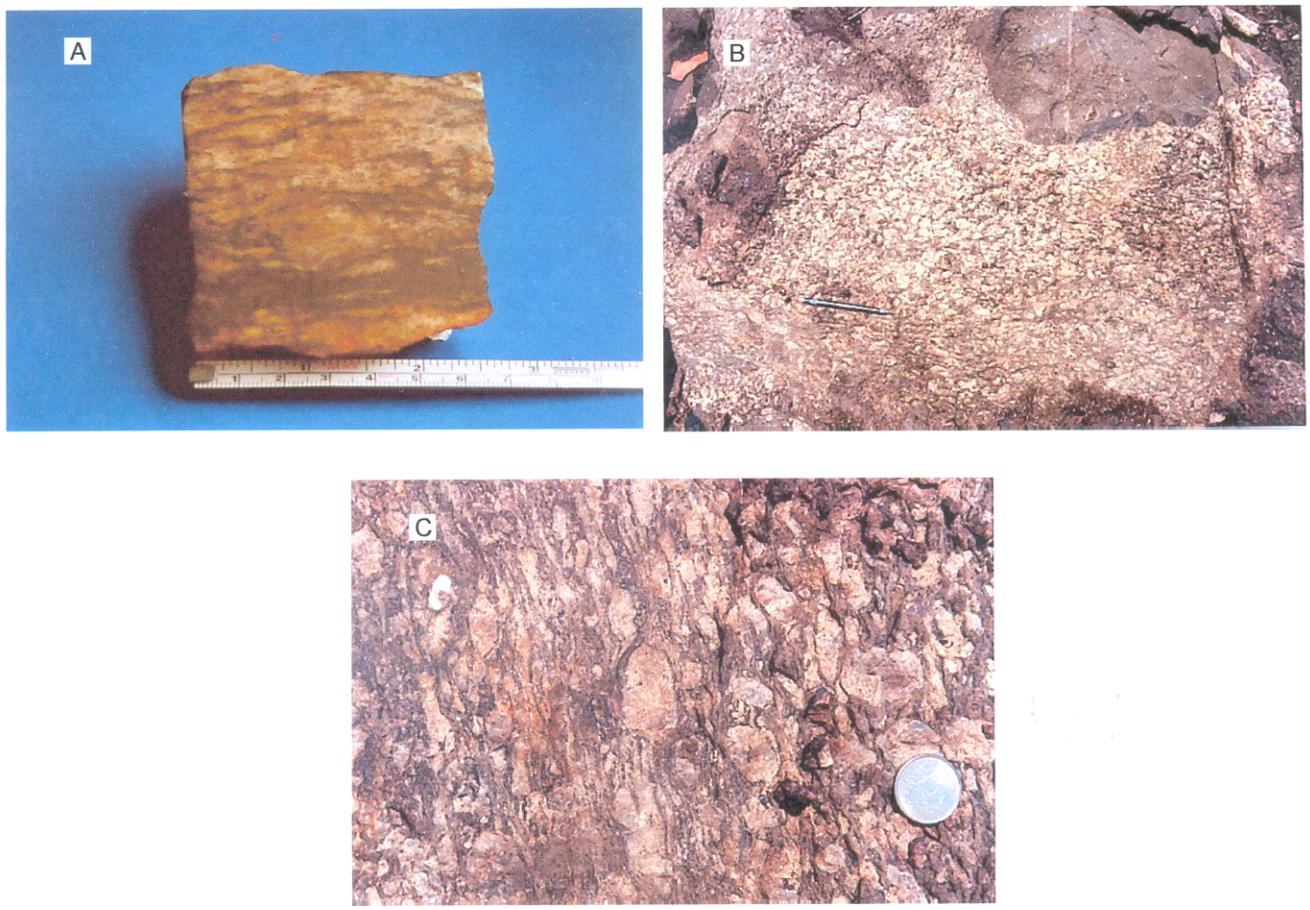


Figura 5.7 - Aspectos estruturais das rochas da Suíte Intrusiva Serra da Prata. **a)** Charnockito com foliação S_1 muito bem desenvolvida. Afloramento LF-66 ; **b)** Zona de cisalhamento centimétrica afetando granitóide do corpo do igarapé Roxinho. Afloramento LF-47 ; **c)** Detalhe da zona de cisalhamento. Afloramento 47.

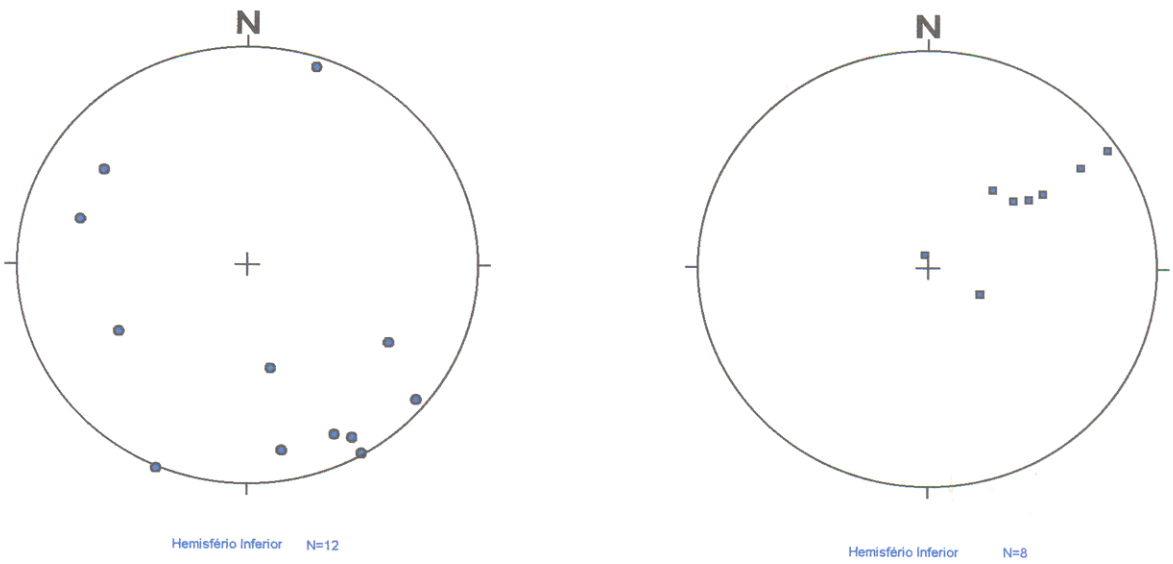


Figura 5.8 - Estereograma mostrando a distribuição da foliação S_1 (pólo ao plano) e da Lineação L_1 na SISP.

5.3.2.3. Evidências da colocação sin-cinemática dos corpos da SISP e a deformação D_1

As rochas relacionados à SISP distribuem-se em corpos alongados nas direções NE-SW e EW, segundo a estruturação regional (**Figura 5.2**). No entanto, estes corpos não registram magnitudes de *strain* compatíveis com a reorganização destas grandes massas de rocha ígnea em estado sólido. Ou seja, sua deformação interna não pode explicar as formas alongadas.

Por outro lado, como discutido no **Capítulo 6**, as idades Pb-Pb, obtidas para a SISP e interpretadas como idades de cristalização, são muito próximas àquelas obtidas para os GIB e GIM, que foram colocados sin-cinemáticamente. Este quadro geológico indica que os corpos charnockíticos foram colocados sob o mesmo campo de esforços diferenciais relacionado à tectônica regional, responsáveis pela evolução das feições D_1 nos GIB e GIM. Este campo de esforços controlou sua disposição, de acordo com a estruturação do CGC.

O relacionamento das tramas deformacionais de altas temperaturas com a colocação dos corpos charnockíticos não pode ser conclusivamente demonstrado através dos aspectos de campo e microtectônicos observados. No entanto, dentro do contexto geológico da região estudada é provável que estas tramas, registrando temperaturas próximas ao solidus granítico, tenham sido geradas sob o calor das intrusões charnockíticas, e estejam relacionadas à deformação sin-colocação dos corpos.

5.3.3. Feições estruturais meso- e microscópicas D_1 nos corpos máficos

Hornblenda-noritos e hornblenda-gabronoritos e leucogabronoritos e leuconoritos distribuem-se em corpos alongados na direção NE-SW, na região da serra da Prata ou tendendo a E-W, na região do rio Ajarani.

S_1 é definida nestes tipos litológicos por uma petrotrama de temperaturas muito altas, a partir de 600°-650° C, indicadas pela intensa recristalização de plagioclásio e piroxênios (**item 4.5**). As pouquíssimas medidas estruturais disponíveis para estes tipos litológicos evidenciam foliações com direções paralelas à disposição dos corpos, de acordo com a estruturação NE-SW e E-W.

5.3.4. O evento deformacional D_1 no contexto do Cinturão Guiana Central

Os diversos corpos ígneos paleoproterozóicos mostram idades muito próximas, em torno de 1,94 Ga, tendo sido colocados sob um campo de esforços diferenciais ligado à tectônica regional que controlou a evolução das raras feições magmáticas observadas e das feições deformacionais em estado sólido, relacionadas à D_1. Foram geradas foliações, lineações, dobras e zonas de cisalhamento, sob condições de temperaturas próximas ao *solidus* granítico, ainda sob o calor dos corpos, colocados sin-cinematicamente, indicando uma idade em torno de 1,94 Ga para o evento deformacional D_1.

As unidades paleoproterozóicas registram um padrão heterogêneo de distribuição de *strain*, com S e S-L tectonitos predominando sobre L, e L-S tectonitos tanto nas zonas NE-SW como nas faixas tendendo a E-W.

Feições de assimetria são muito localizadas sugerindo predomínio de deformação coaxial. Algumas zonas de cisalhamento tardias registram *simple shear*, sendo a cinemática associada ainda obscura, diante do reduzido acervo de indicadores observados. Um ambiente transpressivo é tentativamente proposto para D_1.

No Escudo das Güianas as únicas menções a eventos deformacionais com idades similares foram feitas por Fraga *et al.* (1998) e Fraga (2000) descrevendo as feições deformacionais nos granitóides Pedra Pintada e vulcanitos Surumu, que afloram no extremo-norte de Roraima, a noroeste do CGC e nos gnaisses e metagranitóides Rio Urubu, dispostos ao longo do CGC (**ver Capítulo 2**).

Finalmente, cabe ressaltar que a megaestruturação regional com inflexões da estruturação NE-SW do CGC, para E-W, deve ter controlado a colocação da imensa massa granítica representada pelo batólito da serra do Mucajaí (**Figura 5.2**).

5.4. EVENTO DEFORMACIONAL D_2

Ao longo de algumas zonas de cisalhamento, que afetam tanto as rochas paleoproterozóicas como aquelas mesoproterozóicas, desenvolveram-se protomilonitos, milonitos e ultramilonitos, caracterizados por petrotramas de temperaturas moderadas a baixas, detalhadamente discutidas no **Capítulo 4**, relacionadas ao evento deformacional D_2. Estas zonas dispõe-se subparalelamente a estruturação D_1 (**Figura 5.2, Mapa Geológico, anexo II**), marcando a reativação parcial desta estruturação em ambiente rúptil-dúctil.

Os granitóides mesoproterozóicos da Suíte Intrusiva Mucajaí (SIM), isentos das feições deformacionais D_1, mais antigas, constituem ótimos marcadores da deformação D_2, com suas belas feições ígneas, localmente obliteradas por texturas miloníticas (**figuras 5.9a,b,c,d**). Nas outras litologias mesoproterozóicas não foram identificados registros do evento D_2, talvez refletindo o limite na densidade de observações de campo imposta pela escala do mapeamento realizado em 1:250.000.

Nas unidades paleoproterozóicas as texturas miloníticas D_2 (**figuras 5.10a,b,c,d,e)** estão superimpostas às petrotramas deformacionais D_1. A discriminação em escala de afloramento destas feições D_2 é muito difícil. Como as feições D_1, em

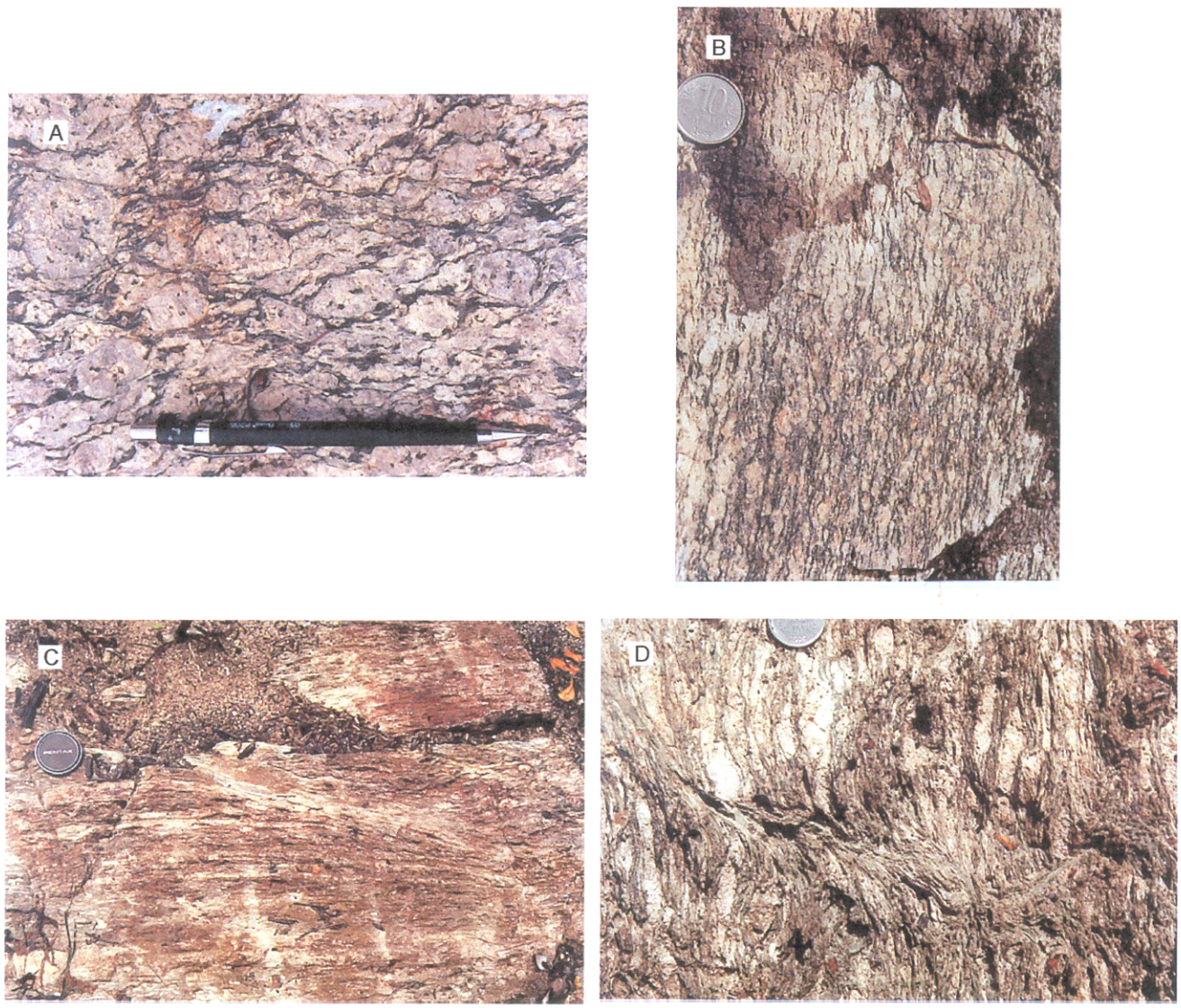


Figura 5.9 - Granitóides da SIM com texturas miloníticas D_2. **a)** Piterlito protomilonítico, plano horizontal. Afloramento LF-50; **b)** Granitóide milonítico. Observação no plano vertical. Afloramento LF-49 ; **c)** Milonito, com banda de cisalhamneto C', no plano horizontal. Afloramento LF-49 ; **d)** Milonito, com banda de cisalhamento C', no plano vertical. Afloramento LF-49.

geral não formam arranjos assimétricos, a identificação de gnaisses com muitas feições de assimetria e indicadores cinemáticos sugere a presença de texturas miloníticas D_2. O estudo microtectônico foi essencial para a confirmação desta situação de superposição de feições deformacionais geradas sob condições de temperaturas moderadas a baixas à petrotramas de altas temperaturas, como extensivamente discutido no **Capítulo 4**.

As principais zonas miloníticas D_2 localizam-se na borda leste do corpo granitóide da serra do Mucajaí (**Figura 5.2**), e devem caracterizar uma faixa contínua, descrita a seguir, marcando o contato tectônico com os ortognaisses paleoproterozóicos, que também se encontram intensamente afetados nas proximidades do contato. Piterlitos e viborgitos da SIM protomiloníticos foram identificados também na borda noroeste do corpo da Serra do Mucajaí e em alguns afloramentos no interior deste corpo.

Na porção noroeste da área, a sul do rio Apiaú, zonas de cisalhamento centimétricas, normais, dextrais foram observadas em dois afloramentos do GIB tendo sido, tentativamente, relacionadas à D_2.

5.4.1. A faixa milonítica da borda leste do corpo granítico da serra do Mucajaí

5.4.1.1. Orientação espacial dos elementos de trama

As foliações miloníticas S_2 mostram direções NE-SW com mergulhos entre 65° e 85° dominantemente para o quadrante sudeste, sendo localmente subverticais (**Figura 5.11**). Na porção sul da área, S_2 inflete para direções tendendo à ENE-WSW e mergulhos para o quadrante NW.

As lineações de estiramento mineral L_2 associadas às foliações miloníticas exibem em geral caimentos fortes (>60°) para o quadrante nordeste (**Figura 5.11**), e rakes médios a altos, chegando a ocupar um posicionamento *down-dip*. No extremo-sul da área, observou-se um afloramento com lineação L_2 de baixo *rake*, suborizontal, associada à foliação subvertical.

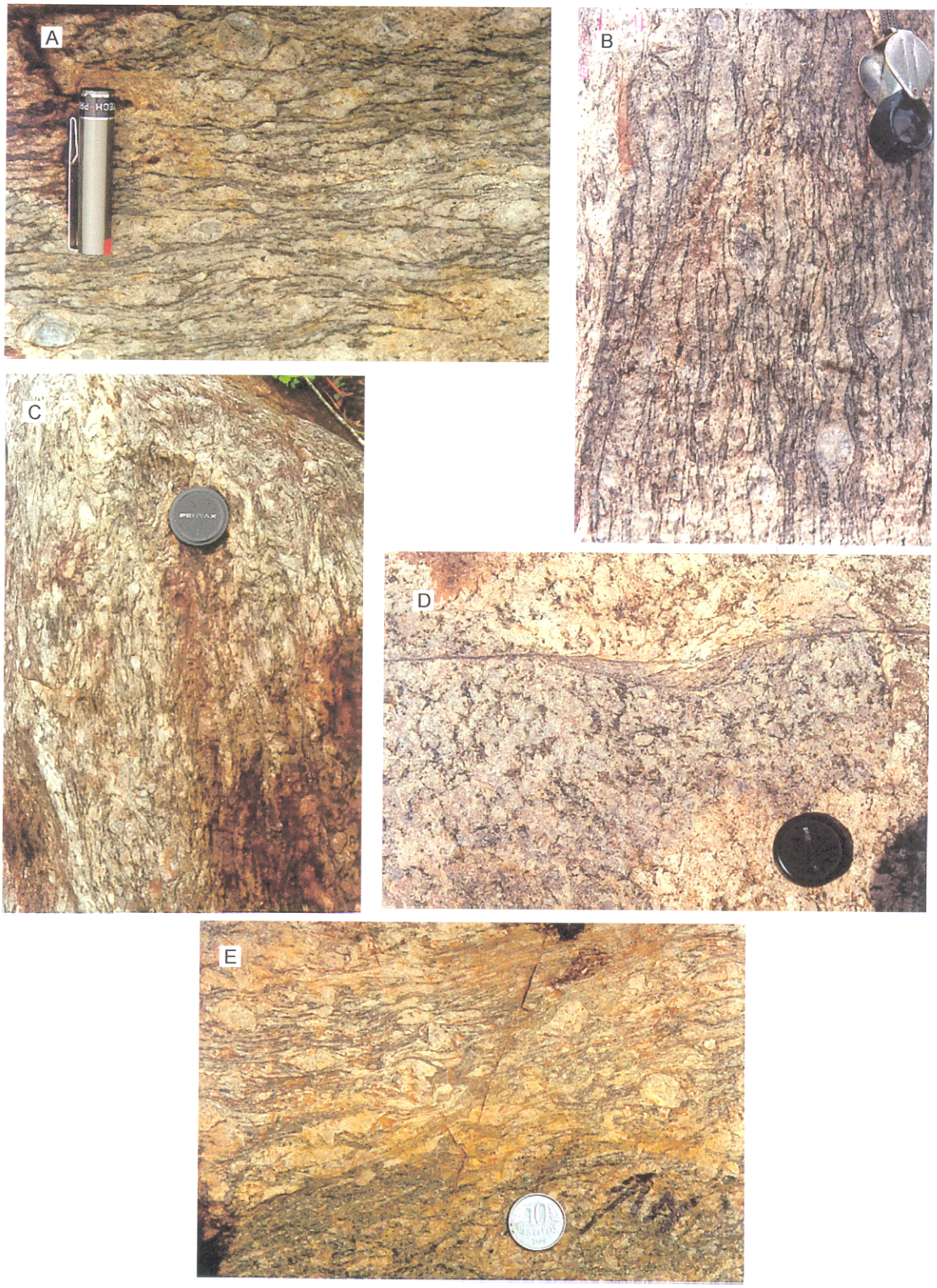


Figura 5.10 - Rochas do embasamento paleoproterozóico com texturas miloníticas D_2. **a)** Charnockito Hidratado da SISP, com superfícies C e S, vistas no plano horizontal. Afloramento LF-64 ; **b)** Mesmo afloramento LF-64, no plano vertical ; **c)** Dobras na foliação milonítica. Plano vertical. Afloramento LF-64 ; **d)** Duplexes em zona de cisalhamneto centimétrica, cortando Gnaisse Igarapé Miracelha. Observação no plano horizontal. Afloramento LF-86B ; **e)** Granitóide da SISP (corpo do igarapé Roxinho) milonítico. Observação no plano horizontal. Afloramento LF-36.

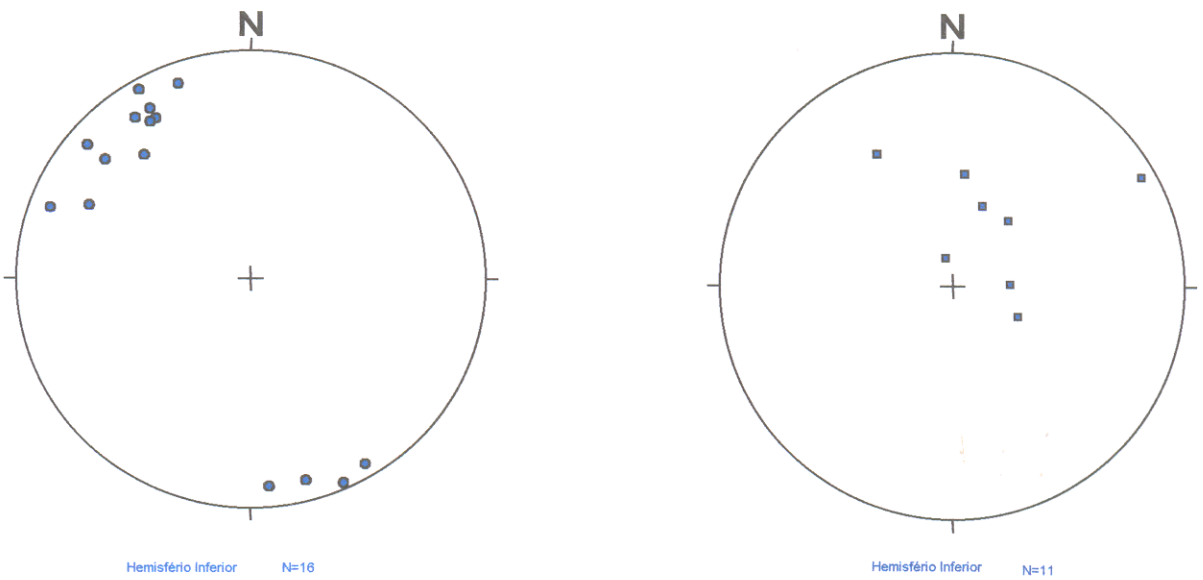


Figura 5.11 - Estereogramas mostrando a distribuição da foliação S_2 (pólo ao plano) e da lineação L_2.

5.4.1.2. Indicadores cinemáticos e outras feições estruturais

Nos afloramentos com foliações íngremes e lineações L_2 com *rakes* médios a altos e caimentos maiores que 60°, os indicadores cinemáticos registram movimentação reversa, dextral.

Na escala mesoscópica foram identificados *stair stepping* e/ou arranjos assimétricos de superfícies S-C indicando cinemática dextral nas superfícies horizontais (**figuras 5.9a** e **5.10a)** e reversa nos planos verticais (**figuras 5.9b** e **5.10b).**

Foram observadas ainda, localmente, bandas de cisalhamento C' marcadas por estreitas faixas de ultramilonitos. De acordo com Hanmer & Passchier (1991) e Passchier & Trouw (1996), as bandas de cisalhamento C', têm desenvolvimento tardio em relação à foliação milonítica principal. Segundo estes autores, em geral estas bandas posicionam-se entre 15° e 25° dos limites da zona de cisalhamento, e a menos

que 45° da foliação milonítica, apresentando movimentação sintética em relação à cinemática da zona. A **figura 5.9c** ilustra uma banda de cisalhamento C', a baixo ângulo da foliação, milonítica no plano horizontal, com cinemática dextral. Na vertical, a faixa ultramilonítica que marca a banda C' dispõe-se a aproximadamente 30° da foliação milonítica S_2 no extremo-esquerdo da foto da **figura 5.9d**, e inflete para o plano horizontal a quase 90° de S_2 na parte direita da foto. Neste trecho a faixa ultramilonítica encontra-se dobrada, sugerindo alguma continuidade na deformação após sua evolução.

Nos gnaisses charnockíticos hidratados da SISP, miloníticos, da borda oeste da serra da Prata, ocorrem dobras empinadas, afetando uma foliação milonítica cedo-cinemática, com planos-axiais íngremes que se confundem com a foliação milonítica principal (**Figura 5.10c**). Aparentemente os eixos tendem a suborizontais, a alto ângulo da lineação de estiramento mineral.

As feições microtectônicas estudadas em lâminas orientadas, cortadas perpendicularmente à foliação milonítica e paralelamente à lineação de estiramento mineral, confirmam as observações mesoscópicas, e registram movimentação reversa em superfícies de foliação com mergulhos acentuados (>65°). Ocorrem belíssimos indicadores cinemáticos, como ilustram as **figuras 5.12a,b,c,d,e**. Porfiroclastos com mantos cominuídos desenhando a geometria de objetos tipo δ (Passchier & Trouw,1996) são bastante freqüentes (**figuras 5.12a,b)**, e registram as altas magnitudes de *strain* absorvido pelos milonitos D_2. Objetos tipo σ e do tipo ϕ também são observados (**figuras 5.12b,c**). Ocorrem dobras assimétricas e *quarter folds* (Hamner & Passchier 1991, Passchier & Trouw 1996) (**Figura 5.12b**). Falhas antitéticas, transcristalinas a altos ângulos da foliação milonítica são comuns.

Em lâminas orientadas perpendicularmente à foliação milonítica e à lineação de estiramento mineral as feições de assimetria não estão tão bem desenvolvidas quanto as descritas no parágrafo anterior, mas também podem ser observadas. Ocorrem feições como *stair stepping*, sugestivas de cinemática dextral.

Finalmente, no único afloramento onde se verificou uma lineação de estiramento mineral L_2 suborizontal, não foram observados indicadores cinemáticos seguros.

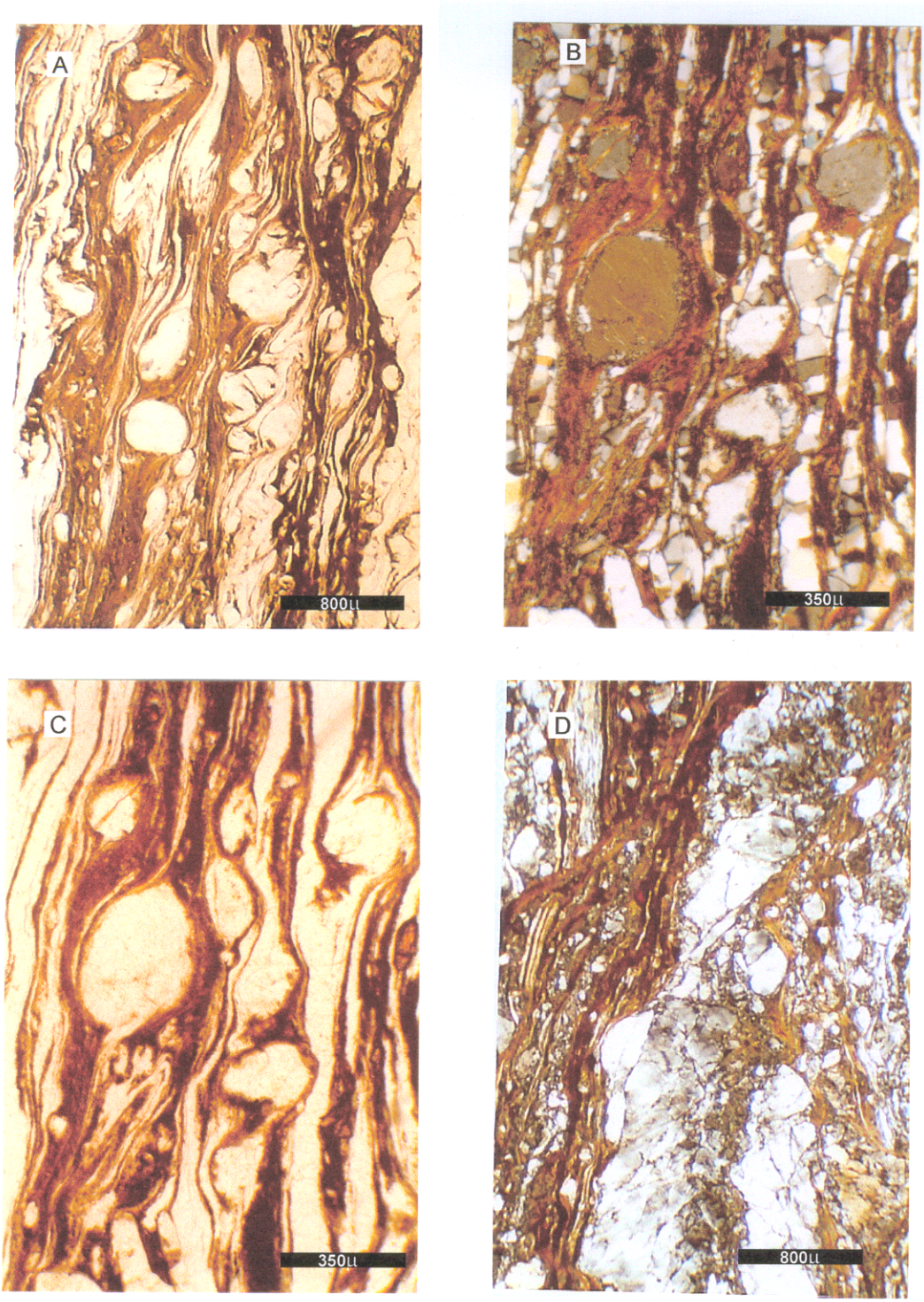


Figura 5.12 - Indicadores cinemáticos registrando movimentação reversa, relacionada à transpressão dextral D_2 nos granitos da SIM, miloníticos do afloramento LF-49. Lâminas orientadas em cortes perpendiculares à foliação milonítica e paralelos à lineação de estiramento mineral (com caimento de 60°). **a)** Dobras na foliação milonítica e objetos tipo δ e tipo σ; **b)** Porfiroclastos de feldspato alcalino, com caudas cominuídas desenhando geometria de objetos tipo δ. *Quarter folds* ; **c)** Idem,com nicóis paralelos; **d)** Falhas transcristalinas afetando os porfiroclastos e o bandamento milonítico .

5.4.2. As zonas miloníticas D_2 x transpressão oblíqua

A presença de foliações subverticais; lineações minerais ou de forma variando de subhorizontal a subvertical; indicadores cinemáticos registrando movimentações reversas e/ ou transcorrentes com eixos de vorticidade à ângulos variáveis da lineação mineral; achatamento perpendicularmente aos limites da zona; e dobras empinadas são comuns em zonas transpressivas (Robin & Cruden 1994).

O termo transpressão define de acordo com Dewey *et al.* (1998) uma deformação transcorrente que desvia do padrão de fluxo não-coaxial por *simple shear* devido à presença de um componente de encurtamento ortogonal a zona de deformação.

Em função da obliquidade e da razão entre os componentes "press" (achatamento) e "trans" (cisalhamento), podem ser geradas, de acordo com Robin & Cruden (1994), situações onde os eixo de vorticidade não se dispõem paralelamente a nenhuma das direções principais de *strain*, sendo que altas razões *press/trans* favorecem o desenvolvimento de lineações com mergulhos muito fortes.

De uma forma geral, o quadro observado na zona de cisalhamento D_2 que marca o contato sudeste do corpo granítico da serra Mucajaí envolve zonas miloníticas íngremes com foliações exibindo fortes mergulhos para SE (>65°), e lineações de estiramento mineral com caimentos maiores que 60°, onde são observados indicadores de cinemática dextral no plano horizontal e reversa, no plano vertical. Dobras empinadas ocorrem localmente afetando a foliação milonítica, com eixos a altos ângulos da lineação L_2. Em algumas faixas restritas a lineação é suborizontal. Este quadro permite sugerir uma situação de transpressão dextral com movimentação reversa em superfícies íngremes associada à extrusão vertical de material, em zonas de altas magnitudes de *strain*.

5.4.3. O evento deformacional D_2 no contexto do CGC

Ao longo do CGC Barron (1966) descreveu a presença de milonitos e cataclasitos dispostos em faixas restritas na direção NE-SW, relacionados pelo autor ao

Episódio K'Mudku. Estas faixas foram posteriormente estudados por Costa *et al.* (1991), Fraga & Reis (1996) e Fraga (2000).

Idade de 1,24 Ga foi obtida por Barron (1966) através da metodologia K-Ar em biotitas nos milonitos K'Mudku. No presente trabalho com o objetivo de se datar com maior precisão a deformação K'Mudku foram utilizadas as metodologias Ar-Ar e Rb Sr, estando os resultados discutidos no **Capítulo 6**.

5.5. O EVENTO CATACLÁSTICO

Cataclasitos e brechas distribuem-se em faixas estreitas, métricas a decamétricas, especialmente bem representadas na região a sudoeste do batólito da serra Mucajaí, onde orientam-se comumente segundo NW-SE, e nas proximidades do contato oeste deste batólito, onde caracterizam proeminentes lineamentos NE-SW (**Figura 5.2** e **Mapa Geológico, anexo II**). Foram ainda identificadas em porções interiores ao batólito. Os granitóides da SIM encontram-se intensamente falhados e fraturados nas cercanias das faixas cataclásticas (**figuras 5.13a,b**).

Nas proximidades do contato leste do batólito da serra do Mucajaí, as faixas de cataclasitos e brechas localizam-se preferencialmente ao longo das zonas miloníticas D_2 . O prolongamento para nordeste destas faixas coincide com uma importante falha do arcabouço do *Graben* do Tacutu (**Figura 5.1**), indicando que as principais zonas miloníticas D_2 foram reativadas em níveis crustais mais rasos, durante o Mesozóico, culminando com a evolução do *graben*.

As rochas de falha são coesas, em geral correspondendo a cataclasitos com matriz muito fina, e esparsos fragmentos de feldspatos bastante alterados, e de quartzo. Este último mineral pode ocorrer na forma de lentes muito alongadas marcando a foliação (**figuras 5.13b,c**) provavelmente herança dos milonitos D_2, ou como fragmentos. Bolsões com cristais de quartzo com faces cristalinas bem formadas foram observados em algumas lâminas.

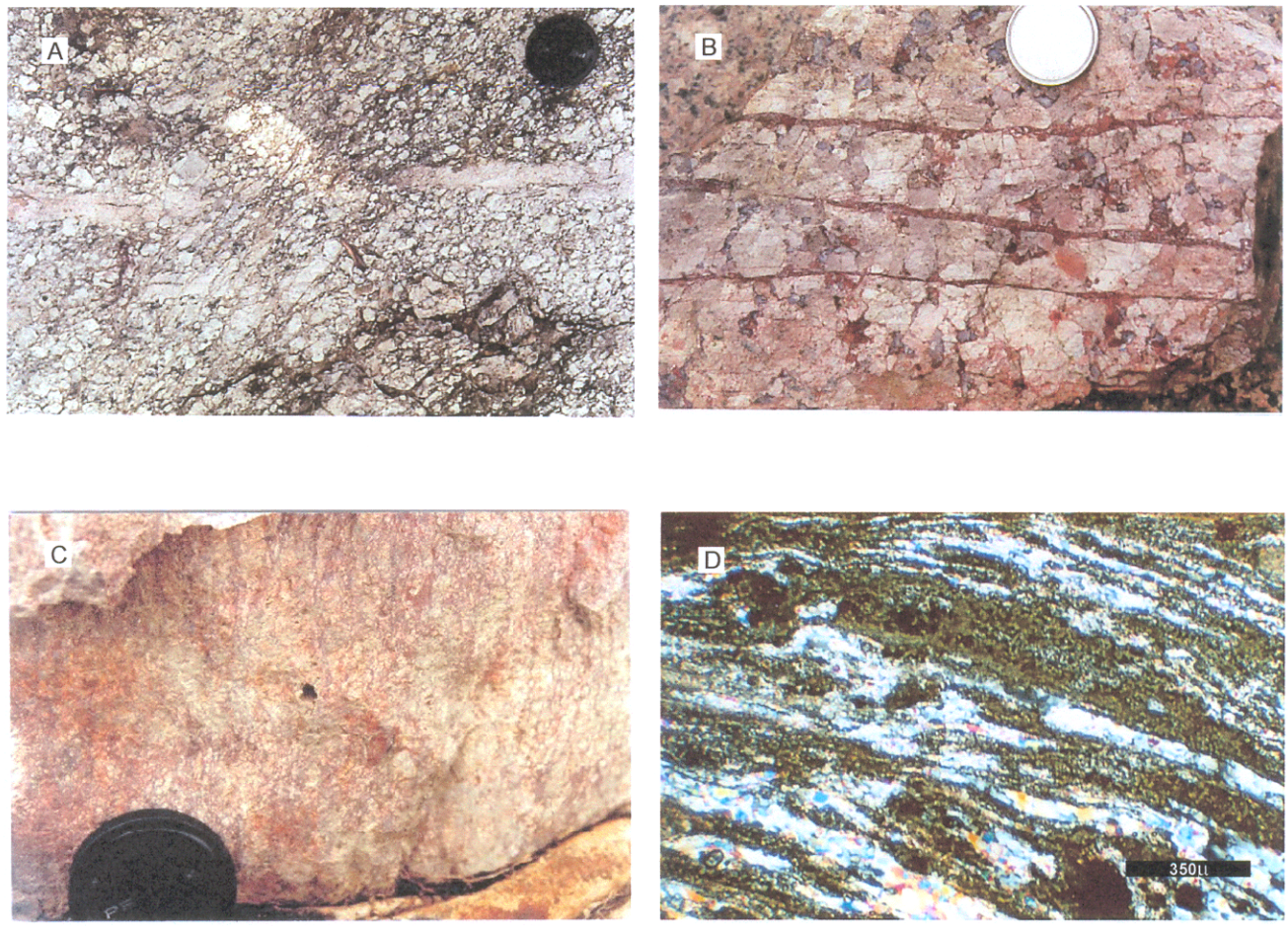


Figura 5.13 - Aspectos dos granitóides da SIM cataclásticos. **a)** Granitóide com muitas falhas nas proximidades de uma faixa de cataclasitos. Afloramento LF-146 ; **b)** Granitóide cataclástico. Afloramento LF-128 ; **c)** Cataclasito. Afloramento LF-145A ; **d)** Detalhe de um cataclasito. Afloramento 78.

5.6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A observação do mapa geológico e a análise dos dados e discussões apresentadas neste capítulo indica para a área-alvo desta tese, uma história de reativações da estrutura do CGC, em níveis crustais distintos.

Durante D_1 corpos ígneos paleoproterozóicos foram colocados sin-cinematicamente, em torno de 1,94 Ga, com a evolução de petrotramas deformacionais de temperaturas altas, a partir de 600°-650°C. É provável, que a disposição dos corpos tenha sido controlada pela estrutura prévia deste setor do CGC, no entanto, esta é uma questão ainda em aberto, já que o quadro estrutural pré-1,94 Ga ainda não foi devidamente caracterizado em Roraima. De qualquer forma, a estruturação D_1 do CGC, foi posteriormente, parcialmente, reativada em níveis crustais distintos: em ambiente rúptil-dúctil sob condições de temperaturas moderadas a baixas, entre 400°C e 450°C e cinemática transpressiva dextral, durante D_2, em torno de 1,23 Ga (ver **Capítulo 6**) e em condições de temperaturas muito baixas, em ambiente eminentemente rúptil no Mesozóico, com a evolução do *Graben* do Tacutu.

6. GEOCRONOLOGIA

6.1. A IDADE DE CRISTALIZAÇÃO DAS UNIDADES MAPEADAS

As metodologias que utilizam o sistema isotópico U-Th-Pb têm sido amplamente adotadas na obtenção da idade de cristalização de corpos ígneos. O zircão constitui a fase mineral mais utilizada por apresentar baixo conteúdo de Pb na época de sua cristalização, altas razões U/Pb e Th/Pb (Faure 1986), altas temperaturas de fechamento (>800°C, Heaman & Parrish 1991 *apud* Söderlund *et al.* 1999, p. 30), sendo recristalizado apenas sob condições de alto grau metamórfico (Faure 1986, Söderlund *et al.* 1999). No caso de rochas máficas, a baddeleyíta (Krogh *et al.* 1987 *apud* Dickin 1997, p. 107) e a apatita (Neymark *et al.* 1994) têm sido usadas com sucesso.

As técnicas disponíveis no Brasil incluem: a construção de diagramas concórdia, em geral, baseados nas razões $^{206}Pb/^{238}U$ e $^{207}Pb/^{235}U$, a partir da análise de um concentrado, ou de apenas um grão de zircão; e a datação de um cristal através do método de evaporação, onde são obtidas idades aparentes ^{207}Pb-^{206}Pb. Esta última metodologia, descrita no **Capítulo 1**, foi utilizada na presente pesquisa e será brevemente discutida.

A técnica de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Kober 1986, 1987) baseia-se na determinação das razões isotópicas do Pb liberado em sucessivas etapas de aquecimento e evaporação. Ao ser aquecido, o cristal, previamente colocado em um filamento de Re (filamento de evaporação), libera Pb. De acordo com Kober (1987), este Pb é liberado juntamente com HfO_2 e SiO_2 que se depositam em um segundo filamento de Re, que se encontra frio (filamento de ionização), onde formam um eficiente composto emissor de Pb^+. Através do aquecimento do filamento de ionização, o Pb é liberado e são medidas suas razões isotópicas. De acordo com Kober (1986), o Pb liberado nas etapas de menor temperatura corresponde àquele aprisionado nos domínios "não cristalinos" do grão (porções metamícticas, fraturas, inclusões, e intercrescimentos), em geral uma mistura de Pb radiogênico e comum. Por outro lado, o Pb das porções cristalinas dos grãos (que permaneceram como sistemas fechados na evolução U-Pb) só é liberado nas etapas de evaporação de mais altas temperaturas e

pode fornecer idades concordantes no diagrama concórdia (Kober 1986). Na concepção de Kober (1986), a perda do Pb seria então controlada pela energia de ativação para o Pb liberado das diversas porções do cristal. Chapman e Roddick (1994) demonstraram, no entanto, que a liberação do Pb sob temperaturas altas (>1.500°C) deve-se à decomposição termal do zircão em baddeleyíta, liberando SiO_2. Neste contexto, as porções com baixa integridade cristalina, são rapidamente consumidas pela frente de decomposição que, em um cristal perfeito, migra concentricamente em direção ao interior do grão (Chapman & Roddick 1994), onde o sistema U-Th-Pb manteve-se fechado tendo condições de fornecer idades concordantes.

O grande potencial interpretativo do método consiste na possibilidade de se analisar o zircão em uma série de etapas de aquecimento, que permite que sejam levadas em consideração para o cálculo das idades ^{207}Pb-^{206}Pb, apenas as razões isotópicas do Pb liberado das porções concordantes do grão. Em rochas policíclicas, onde várias bordas de sobrecrescimento podem encobrir núcleos mais antigos a metodologia tem sido também aplicada com sucesso, através da realização de maior número de etapas de evaporação (Bartlett *et al.* 1998).

Por não fornecerem informações sobre o grau de concordância, as idades ^{207}Pb-^{206}Pb obtidas por evaporação em zircão têm sido, com freqüência, interpretadas como idades mínimas de cristalização (Söderlund 1996). No entanto, a comparação destas idades ^{207}Pb-^{206}Pb com aquelas obtidas pela metodologia U-Pb convencional e SHRIMP, tem evidenciado resultados que se superpõem dentro do limite de erro, como relatam Kober (1986 e 1987), Kober *et al.* (1989), Karabinos & Gromet (1993), Roy & Kröner (1996), Söderlund (1996), Bartlett *et al.* (1998) e Gaudette *et al.*(1998).

6.1.1. Idades Pb-Pb em zircão para o embasamento paleoproterozóico

6.1.1.1. Resultados e discussões

Análises de cinco rochas do embasamento foram realizadas pela autora, no período de 22/02/2000 a 12/03/2000 no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso) sob a orientação do Prof. Dr. Moacir

Macambira e da geóloga Msc Clélis Sachett (LF-06, LF-08, LF-58D, LF-65A, NN-205) e duas foram, posteriormente realizadas pela equipe do Pará-Iso (LF-63A e LF-53).

Foram analisados cristais de zircão de duas amostras das unidades informais Gnaisse Igarapé Branco (GIB) e Gnaisse Igarapé Miracelha (GIM) e cinco de litótipos relacionados à Suíte Intrusiva Serra da Prata (SISP). As idades obtidas encontram-se resumidas na **tabela 6.1**, e ilustradas no mapa geológico esquemático da **figura 6.1**. Para localização dos afloramentos ver Anexo II.

Tabela 6.1 - Idades $^{206}Pb/^{207}Pb$ para os tipos litológicos que compõem o embasamento .

Amostra	*LITOLOGIA/ UNIDADE*		*IDADE*
LF-06	Hornblenda-biotita-gnaisse a allanita	(GIB)	1.937±5 Ma
LF-08	Hornblenda-biotita-metagranito a titanita	(GIM)	1.935±5 Ma
LF-63A	Hiperstênio-quartzo-sienito	(SISP)	1.934±3 Ma
LF-58D	Clinopiroxênio-charnockito porfirítico	(SISP)	1.934±1 Ma
LF-65A	Clinopiroxênio-charnockito porfirítico	(SISP)	1.936±4 Ma
NN-205	Charnockito hidratado	(SISP)	1.943±5 Ma
LF-53	Quartzo-jotunito	(SISP)	1.933±2 Ma

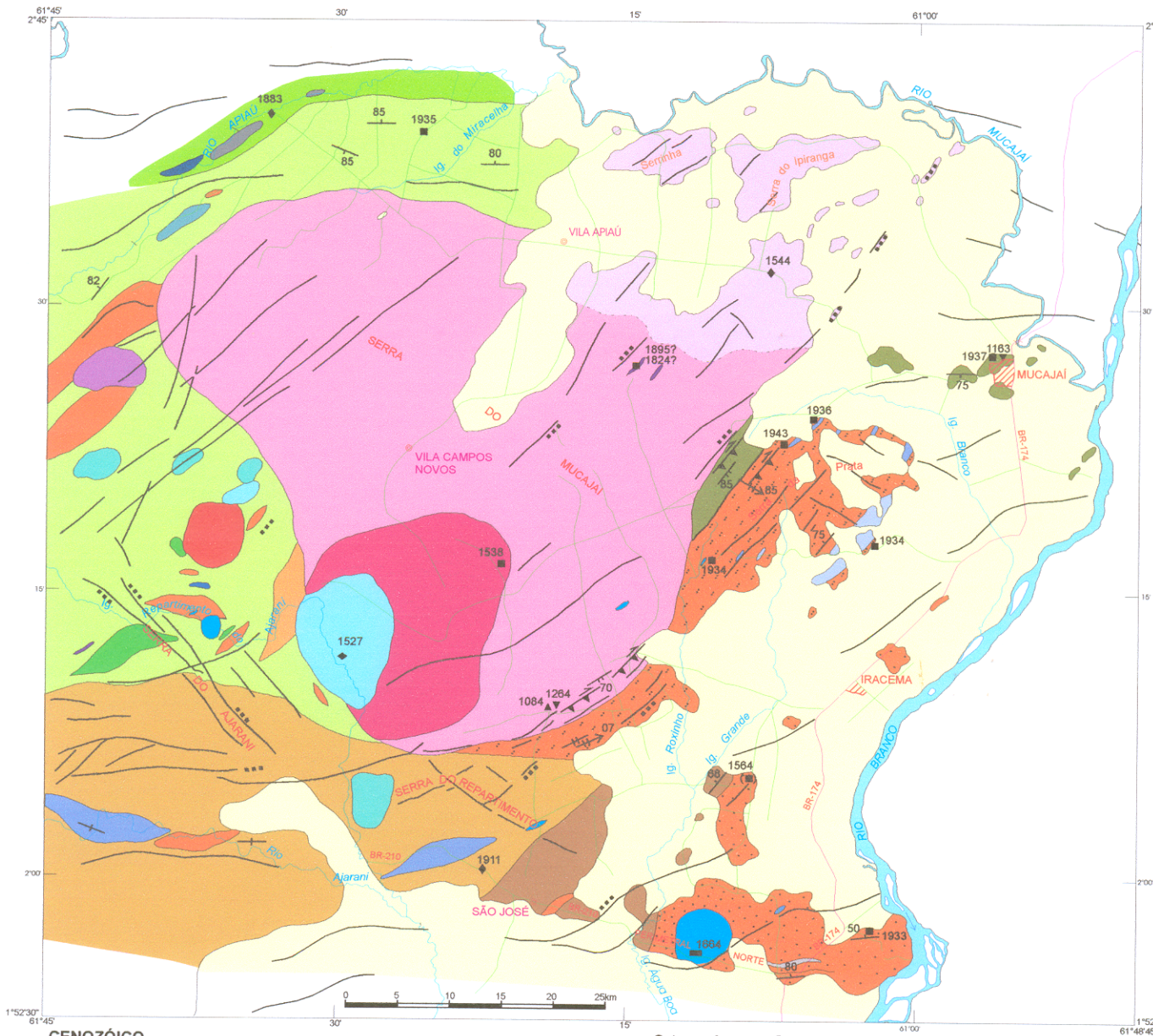
- Gnaisses Igarapé Branco e Igarapé Miracelha

Foram selecionadas as amostras LF-06 e LF-08 representativas, respectivamente, dos gnaisses Igarapé Branco e Igarapé Miracelha (**Figura 6.1**).

A amostra LF-06, proveniente de uma pedreira nas cercanias da localidade de Mucajaí, corresponde a um hornblenda-biotita-gnaisse a allanita, de composição granítica, registrando intensa recristalização de seus constituintes minerais (**Capítulo 4**). Os cristais de zircão são euédricos a subédricos, por vezes zonados.

A amostra LF-08, da porção nordeste da área, corresponde a um hornblenda-biotita-gnaisse a titanita com cristais de zircão euédricos, freqüentemente zonados.

Na amostra LF-06 foram analisados oito cristais de zircão representativos de duas populações que diferem essencialmente na coloração. Cristais prismáticos, com razões dimensionais entre 1:3 e 1:4 (cristais 6 e 8 eram fragmentos), límpidos, quase incolores (1, 2 e 3) ou, levemente amarelados (4, 5, 6, 7 e 8), com arestas por vezes não muito bem definidas , faces lisas (ou algo rugosas no zircão 4) , com inclusões



CENOZÓICO
Cobertura detrito-laterítica

MESOZÓICO
Complexo Alcalino Apiaú, Sienitos, nefelina-sienitos e traquitos

MESOPROTEROZÓICO
Charnockitos finos, porfiríticos, na forma de diques

Suíte Intrusiva Mucajaí

Fácies Principal, piterlitos e viborgitos (biotita)-hornblenda-granitos a quartzo-monzonitos
Fácies Sudoeste (faialita)-mangeritos a (faialita)-hiperstênio-sienitos
Fácies Nordeste (hornblenda)-biotita-granitos porfiríticos
(biotita)-(hornblenda)-granitos a(faialita)-quartzo-mangeritos
Hornblenda-(clinopiroxênio)-sienitos

Rochas Máficas

Anortosito Repartimento
Olivina-Gabro Caracaraí, e gabronoritos da região do Igarapé Repartimento do Ajarani

PALEOPROTEROZÓICO

Suíte Intrusiva Serra da Prata

Charnockitos com subordinados hiperstênio-quartzo-sienitos; quartzo-mangeritos; quartzo-jotunitos.
Corpo do Igarapé Grande
Corpo da Serra da Prata
(Clinopiroxênio)-(hornblenda)-biotita-granitos do corpo do igarapé Roxinho

Ortognaisses e Granitóides Foliados

Gnaisse Igarapé Branco - biotita-hornblenda-gnaisses a allanita
Gnaisse Igarapé Miracelha - hornblenda-biotita-gnaisses a titanita , grossos, ocelares ( ) e finos a médios ( )
Sienogranitos foliados
Hornblenda-biotita-gnaisses tonalíticos
(Hornblenda)-biotita-gnaisses
Gnaisses sienograníticos
Biotita-(hornblenda)-gnaisses finos a titanita

Rochas Máficas

Hornblenda-noritos e Hornblenda-gabronoritos
(Biotita)-gabros e (biotita)-gabronorito
Dioritos

Lineamentos estruturais (falhas, fraturas ou zonas de cisalhamento)
Cataclasitos
Zona de cisalhamento D_2, transpressiva, dextral
Foliação S_1
Foliação milonítica S_2 e lineação L_2

Informações geocronológicas em Ma

Método Pb-Pb (este trabalho)
Método Pb-Pb (Fraga *et al.* 1997a, provavelmente um dique)
Método U-Pb convencional (Gaudette *et al.* 1996)
Método U-Pb por SHRIMP (Santos *et al.* 1999)
Método Ar-Ar (em biotitas)
Método Rb-Sr (isócronas minerais)
Método K-Ar (Montalvão *et al.* 1975)

Figura 6.1 - Mapa geológico esquemático da região estudada.

incolores e poucas fraturas. Obteve-se uma idade média das etapas de evaporação consideradas para o cálculo, nos diversos grãos, de 1.937 ± 5 Ma (**Figura 6.2**). Os cristais 2 e 4 não foram incluídos no cálculo pois forneceram idades muito inferiores à média das idades obtidas nas etapas de maior temperatura na maioria dos grãos analisados (**Capítulo 1**). Componentes herdados não foram identificados, a idade máxima obtida foi de 1943 Ma para uma das etapas do zircão 8, muito próxima da média final.

As características dos cristais de zircão da amostra LF-06 sugerem sua origem ígnea, apesar da intensa recristalização verificada nos gnaisses Igarapé Branco. Esta origem ígnea é indicada pelo padrão de variação da razão Th/U, refletido no comportamento das razões $^{208}Pb/^{206}Pb$ e $^{207}Pb/^{206}Pb$. Klötzli (1999) interpreta a variação na razão Th/U como reflexo do zonamento magmático do zircão. De acordo com o autor, a cristalização simultânea do zircão e minerais ricos em Th e/ou U leva a desequilíbrios locais no magma e resulta em uma variação mais acentuada no conteúdo em Th do cristal, que se reflete na sua razão Th/U. A **figura 6.3** ilustra a variação mais acentuada da razão $^{208}Pb/^{206}Pb$ em relação à $^{207}Pb/^{206}Pb$, confirmando a origem ígnea dos cristais analisados na amostra LF-06. As razões utilizadas referem-se àquelas dos blocos que forneceram a média para cada etapa de evaporação (**Tabela 6.2**), que é refletida pelo comportamento no isótopo ^{208}Pb, e pode ser monitorada.

Na amostra LF-08 os cristais de zircão são dominantemente prismáticos, mais curtos que aqueles da amostra LF-06, com razões dimensionais entre 1:2 e 1:3, límpidos, com arestas não muito bem definidas, faces lisas, poucas fraturas, inclusões incolores, e cores caramelo claro a fumê muito claro. Foram analisados seis cristais tendo sido obtida uma idade média de 1.935 ± 5 Ma (**Figura 6.4**). Não foram identificados registros de grãos herdados, sendo que as razões isotópicas dos cristais 1 e 3 não foram utilizadas no cálculo da idade por exibirem idades muito baixas (ver **Capítulo 1**). A figura 6.6 ilustra a relação entre as razões $^{208}Pb/^{206}Pb$ e $^{207}Pb/^{206}Pb$ nos cristais 4, 5 e 6. As razões referem-se àquelas fornecidas pelos blocos em cada etapa de evaporação, sendo que as médias por etapas encontra-se na **tabela 6.2**. Não foram obtidos bons resultados para mais de uma etapa de evaporação por cada zircão. No entanto, observa-se uma variação bem mais acentuada para a razão $^{208}Pb/^{206}Pb$, em

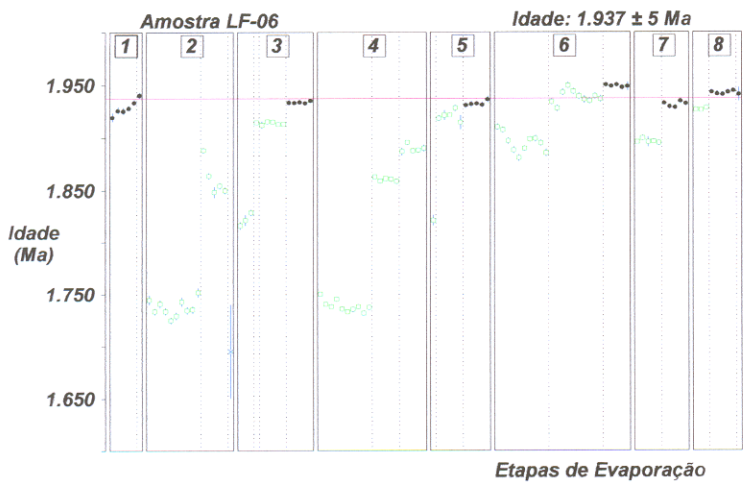


Figura 6.2 - Diagrama Idade (em Y) *versus* Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão analisados da amostra LF-06. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente; X - bloco eliminadopor apresentar razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ superior a 0,0004; Desvio analítico a 2σ.

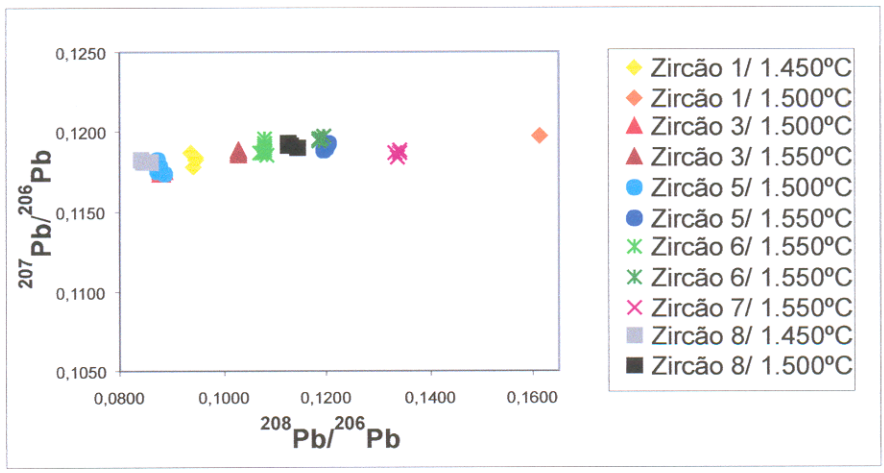


Figura 6.3 - Gráfico ilustrando a relação entre as razões $^{208}Pb/^{206}Pb$ e $^{207}Pb/^{206}Pb$ na amostra LF-06.

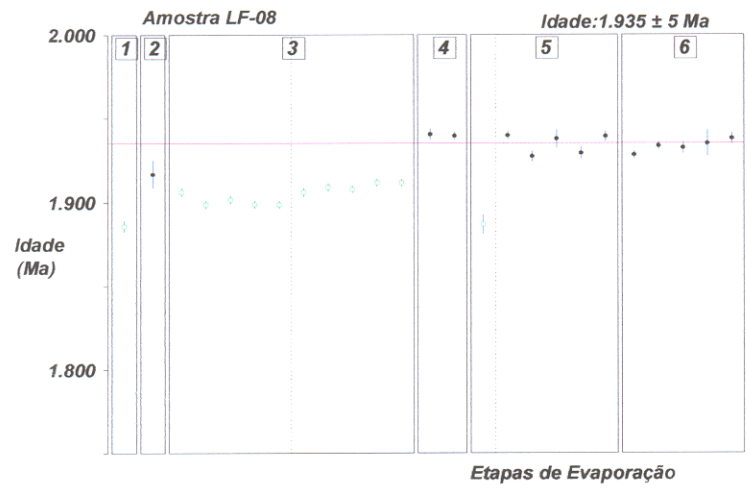


Figura 6.4 - Diagrama Idade (em Y) *versus* Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão analisados da amostra LF-08. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente ; Desvio analítico a 2σ.

relação à $^{207}Pb/^{206}Pb$, dentro de uma mesma etapa, refletindo a variação na composição do Pb gradativamente liberado com a continuidade das condições de temperatura altas. Este quadro confirma a origem ígnea, também indicada pelas características dos cristais de zircão do Gnaisse Igarapé Miracelha. Nesta amostra, o comportamento das razões isotópicas do Pb, difere daquele documentado para os grãos da amostra LF-06 onde, dentro de cada etapa de evaporação, ocorre muito pouca variação (**Figura 6.5**). A diferença no comportamento das razões isotópicas do Pb nos cristais de zircão das duas amostras deve refletir diferenças nas condições magmáticas durante a cristalização dos granitóides precursores dos gnaisses Igarapé Branco e Igarapé Miracelha.

Tabela 6.2 - Resultados analíticos dos cristais de zircão das amostras LF-06 e LF-08. (c) Razão $^{207}Pb/^{206}Pb$ corrigida do Pb comum; (*) - Etapa eliminada subjetivamente; (#) - Etapa eliminada por apresentar razão 204Pb/206Pb superior a 0,0004. Desvio analítico a 2σ.

Zircão	*Temperatura de Evap. (°C)*	*Razões Utiliz./Total*	*$^{204}Pb/^{206}Pb \pm 2\sigma$*	*$^{208}Pb/^{206}Pb \pm 2\sigma$*	*$^{207}Pb/^{206}Pb \pm 2\sigma$*	*$(^{207}Pb/^{206}Pb)c \pm 2\sigma$*	*Idade (Ma)*
LF-06/1	1.450	88/88	0,000020±1	0,09450±27	0,11837±29	0,11809±28	1.928±4
	1.550	18/18	0,000056±10	0,16116±88	0,11967±37	0,11892±39	1.940±6
LF-06/2	*1.450	0/92	0,000009±1	0,01958±35	0,10630±28	0,10619±28	1.735±5
	*1.500	0/90	0,000042±34	0,06367±94	0,11593±18	0,11409±101	1.866±16
	#1.550	0/16	0,000899±358	0,11885±69	0,11619±109	0,10393±507	1.696±90
LF-06/3	*1.450	0/48	0,000020±5	0,05951±87	0,11171±48	0,11141±49	1.823±8
	*1.500	0/18	0,000017±2	0,08789±45	0,11745±30	0,11722±30	1.915±5
	*1.500	0/80	0,000020±2	0,08819±22	0,11742±15	0,11717±15	1.914±2
	1.550	82/82	0,000011±1	0,10294±23	0,11864±14	0,11849±14	1.934±2
LF-06/4	*1.450	0/97	0,000009±1	0,02363±9	0,10641±15	0,10629±16	1.737±3
	*1.500	0/90	0,000009±1	0,06962±94	0,11389±14	0,11377±14	1.861±2
	*1.550	0/86	0,000021±3	0,10404±80	0,11591±20	0,11563±21	1.890±3
LF-06/5	*1.450	0/18	0,000004±2	0,04625±22	0,11135±66	0,11130±66	1.821±11
	*1.500	0/82	0,000004±2	0,08771±54	0,11775±27	0,11770±24	1.922±4
	1.550	90/90	0,000046±9	0,12011±36	0,11906±19	0,11839±18	1.932±3
LF-06/6	*1.450	0/91	0,000015±1	0,06951±142	0,11619±36	0,11599±38	1.896±6
	1.500	98/98	0,000004±1	0,10794±32	0,11885±25	0,11879±25	1.939±4
	1.550	88/88	0,000005±2	0,11899±28	0,11957±17	0,11950±17	1.949±3
LF-06/7	*1.450	0/90	0,000025±1	0,07080±24	0,11638±16	0,11604±16	1.896±3
	1.500	90/90	0,000019±1	0,13385±42	0,11858±15	0,11833±15	1.931±2
LF-06/8	*1.450	0/52	0,000010±1	0,08476±113	0,11815±18	0,11802±18	1.927±3
	1.500	86/86	0,000010±2	0,11284±26	0,11919±15	0,11906±15	1.943±2
	1.550	18/18	0,000000±0	0,11453±65	0,11895±88	0,11895±88	1.941±13
	Total:	658/1608				**Idade Média:**	**1.937±5**
LF-08/1	*1.450	0/18	0,000017±12	0,08627±59	0,11557±40	0,11535±43	1.886±7
LF-08/2	1.450	18/18	0,000002±2	0,05742±57	0,11739±111	0,11737±111	1.917±17
LF-08/3	*1.450	0/84	0,000026±3	0,09860±120	0,11665±19	0,11630±18	1.900±3
	*1.500	0/88	0,000019±1	0,06533±145	0,11712±17	0,11687±14	1.909±2
LF-08/4	1.500	34/34	0,000011±4	0,13692±94	0,11903±26	0,11887±26	1.940±4
LF-08/5	*1.450	0/10	0,000115±4	0,10669±129	0,11697±75	0,11542±75	1.887±12
	1.500	80/80	0,000030±6	0,13738±163	0,11898±37	0,11856±36	1.935±5
LF-08/6	1.500	78/78	0,000003±2	0,13023±130	0,11842±23	0,11840±23	1.932±3
	Total:	210/632				**Idade Média:**	**1.935±5**

As idades obtidas para as amostras LF-06 e LF-08 , de 1.937 ± 5 Ma e 1.935 ± 5 Ma, são coincidentes dentro da margem de erro analítico (**Tabela 6.2** e **figuras 6.2 e 6.4**) sendo interpretadas como idades de cristalização dos granitóides precursores.

- Suíte Intrusiva Serra da Prata

Foram selecionadas para datação amostras representativas de diferentes fácies de rochas charnockíticas incluídas na Suíte Intrusiva Serra da Prata.

No corpo da serra da Prata foram analisados as amostras LF-63, LF-58D, LF-65A e NN-205, no corpo do igarapé Grande, foi analisada a amostra LF-53 (**Figura 6.1**).

A amostra LF-63A corresponde a um hiperstênio-quartzo-sienito médio a grosso com textura hipidiomórfica inequigranular e feições ígneas bem preservadas (**Capítulo 4**). As amostras LF-58D e LF-65A correspondem a clinopiroxênio-charnockitos porfiríticos com matriz fina, com foliação bem desenvolvida. A amostra NN-205 corresponde a um charnockito em grande parte hidratado, intensamente deformado.

Na amostra LF-63 predominam cristais prismáticos com razões dimensionais de 1:2 a 1:3, límpidos, exibindo tonalidades amareladas, com arestas bem definidas, faces lisas, e algumas inclusões incolores e fraturas. Subordinadamente ocorrem cristais incolores muito límpidos, em geral livre de inclusões. Oito grãos foram analisados, sendo os cristais 3 e 7, deste último grupo. A idade fornecida foi de 1.934 ± 3 Ma, não tendo sido identificados vestígios de grãos herdados, com idades mais elevadas (**Figura 6.6** e **Tabela 6.3**). Um dos dois cristais incolores analisados, o zircão 3, forneceu uma idade de 1.524 Ma, não incluída no cálculo final da amostra. Este valor é de difícil explicação. O estudo dos cristais de zircão da amostra LF-63 em lâmina polida (da rocha), com o auxílio do MEV, não revelou a presença de núcleos herdados, sendo muito improvável a hipótese de que todos os sete grãos mais velhos fossem herdados, em especial, se considerarmos a consistência das idades em torno de 1935 Ma obtidas nesta tese. Uma explicação possível seria a contaminação em algum estágio do processo laboratorial, apesar de todo o cuidado tomado nos procedimentos, como descrito no **Capítulo 1**.

Na amostra LF-58D os cristais de zircão são prismáticos com razões dimensionais de 1:1,5 a 1:4, límpidos, com arestas em geral bem definidas, faces lisas,

e algumas inclusões incolores e fraturas. Apresentam tonalidades amareladas ou, subordinadamente, muito levemente rosadas. Foram datados cinco grãos, sendo que os cristais 1 e 2 representam o grupo minoritário, levemente rosado. A idade fornecida foi de 1.934 ± 1 Ma (**Figura 6.7** e **Tabela 6.3**).

Na amostra LF-65A os cristais de zircão apresentam característica similares àquelas dos cristais do grupo predominante na amostra LF-58 D sendo que a razão dimensional está em geral em torno de 1:3. Subordinadamente ocorrem grãos muito límpidos quase incolores. Os seis cristais datados (zircão 1 incolor, e o restante levemente amarelados) forneceram idades muito próximas, cuja média corresponde à 1.936 ± 4 Ma (**Figura 6.8** e **Tabela 6.3**).

Na amostra NN-205 foram datados oito grãos amarelados com porções límpidas outras tomadas por fraturas e inclusões incolores ou de material marrom, com arestas não muito bem definidas e faces lisas. Os cristais 4 e 6 correspondem a fragmentos. As razões dimensionais variam de 1:2 a 1:3 e alguns grãos mostram faces piramidais mais desenvolvidas. A idade fornecida foi de 1943 ± 5 Ma, sendo que vestígios de grãos herdados não foram encontrados (**Figura 6.9** e **Tabela 6.3**).

Finalmente, no corpo do Igarapé Grande foi analisada a amostra LF-53. Corresponde a um quartzo-jotunito inequigranular, fino, provavelmente representando um dique. Foram analisados sete cristais de zircão prismáticos, com razões dimensionais entre 1:1,5 e 1:4, amarelados ou levemente rosados. Os cristais 1, 5, 6 e 7, eram fragmentos e os últimos dois exibiam arestas mal definidas e porções translúcidas. Fraturas e inclusões foram observadas em todos os grãos. A idade obtida foi de 1.933 ± 2 Ma (**Figura 6.10** e **Tabela 6.4**), algo mais jovem que as anteriores, reflete a fase final do magmatismo charnockítico.

Em todas as amostras da Suíte Intrusiva Serra da Prata os cristais de zircão exibem uma variação mais acentuada na razão $^{208}Pb/^{206}Pb$ em relação à $^{207}Pb/^{206}Pb$ como retratam as **tabelas 6.3 e 6.4** com as médias das razões para cada etapa de evaporação. Conforme discussão anterior, a variação mais acentuada na razão $^{208}Pb/^{206}Pb$ reflete a variação na razão Th/U no cristal e registra uma origem magmática para os grãos analisados.

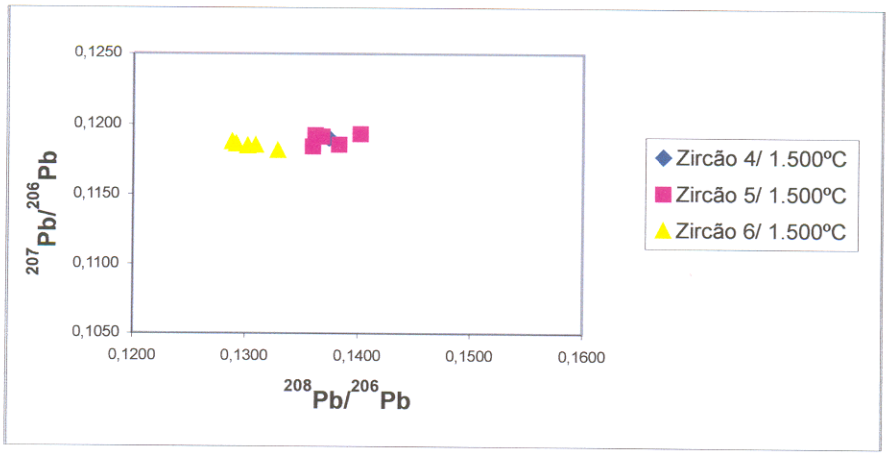


Figura 6.5 - Gráfico ilustrando a relação entre as razões isotópicas $^{208}Pb/^{206}Pb$ e $^{207}Pb/^{206}Pb$ na amostra LF-08.

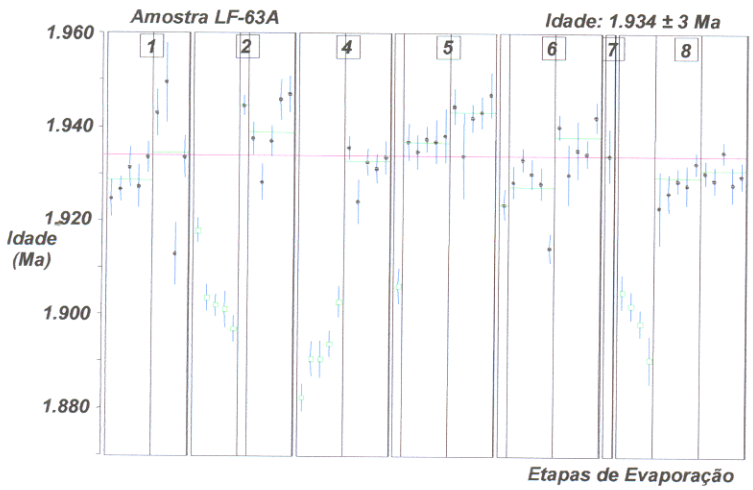


Figura 6.6 - Diagrama Idade (em Y) *versus* Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão analisados da amostra LF-63A. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente ; Desvio analítico a 2σ.

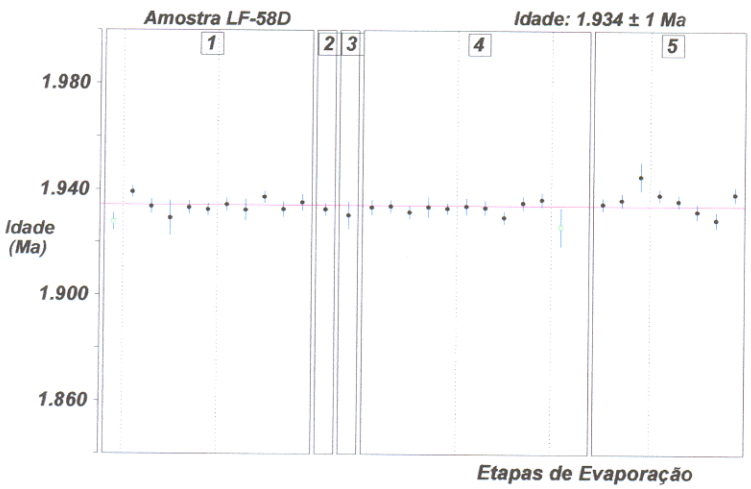


Figura 6.7 - Diagrama Idade (em Y) *versus* Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão analisados da amostra LF-58D. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente ; Desvio analítico a 2σ.

Tabela 6.3 - Resultados analíticos dos cristais de zircão da amostra LF-63A, LF-58D, LF-65A e NN-205; (c) Razão $^{207}Pb/^{206}Pb$ corrigida do Pb comum; (*) - Etapa eliminada subjetivamente. Desvio analítico a 2σ.

Zircão	*Temperatura de Evap.(°C)*	*Razões Utiliz./Total*	*$^{204}Pb/^{206}Pb$ ± 2σ*	*$^{208}Pb/^{206}Pb$ ± 2σ*	*$^{207}Pb/^{206}Pb$ ± 2σ*	*($^{207}Pb/^{206}Pb$)c ± 2σ*	*Idade(Ma) ± 2σ*
LF-63A/1	1.500	90/90	0,000007±4	0,12419±71	0,11823±21	0.11815±22	1.929±3
	1.550	72/72	0,000019±17	0,14036±67	0,11868±94	0.11854±87	1.934±13
LF-63A/2	*1.450	0/84	0,000077±7	0,12110±325	0,11764±44	0.11658±49	1.905±7
	1.500	12/18	0,000003±2	0,16288±86	0,11924±30	0.11919±30	1.945±4
	1.500	48/48	0,000004±1	0,15993±47	0,11887±42	0.11882±42	1.939±6
LF-63A/3	*1.450	0/16	0,000221±14	0,10095±93	0,09766±120	0.09460±122	1.520±24
	*1.500	0/88	0,000028±5	0,13318±91	0,09541±17	0.09494±18	1.527±3
	*1.550	0/90	0,000037±10	0,14597±38	0,09537±24	0.09478±32	1.524±6
LF-63A/4	*1.450	0/50	0,000044±2	0,11932±46	0,11632±40	0.11573±43	1.892±7
	1.500	82/82	0,000025±13	0,12096±42	0,11877±28	0.11842±20	1.933±3
LF-63A/5	*1.450	0/18	0,000014±14	0,07196±89	0,11685±47	0.11666±51	1.906±8
	1.500	90/90	0,000000±0	0,10605±27	0,11869±23	0.11869±23	1.937±3
	1.550	88/88	0,000005±3	0,14522±426	0,11913±23	0.11911±23	1.943±4
LF-63A/6	1.450	18/18	0,000013±8	0,10579±60	0,11799±42	0.11781±44	1.924±7
	1.450	48/48	0,000010±1	0,10375±38	0,11820±44	0.11806±44	1.927±7
	1.500	86/86	0,000009±3	0,15416±72	0,11886±21	0.11877±24	1.938±4
LF-63A/7	1.500	18/18	0,000000±0	0,14919±149	0,11851±76	0.11850±76	1.934±11
LF-63A/8	*1.450	0/70	0,000035±10	0,23962±1564	0,11672±42	0.11627±32	1.900±5
	1.500	80/80	0,000006±6	0,33296±143	0,11827±21	0.11820±20	1.929±3
	1.500	88/88	0,000003±1	0,33022±74	0,11836±17	0.11831±17	1931±3
	Total:	820/1242				***Idade Média:***	**1.934±3**
LF-58D/1	*1.450	0/18	0,000022±4	0,17349±104	0,11838±44	0,11809±44	1.928±7
	1.500	86/86	0,000030±7	0,18449±45	0,11894±17	0,11855±19	1.935±3
	1.550	84/84	0,000018±3	0,17534±40	0,11880±17	0,11856±17	1.935±3
LF-58D/2	1.500	18/18	0,000017±4	0,20512±105	0,11864±33	0,11841±33	1.933±5
LF-58D/3	1.500	18/18	0,000000±0	0,14999±175	0,11826±71	0,11826±71	1.930±11
LF-58D/4	1.450	88/88	0,000020±3	0,15047±352	0,11869±16	0,11844±16	1.933±2
	1.500	86/86	0,000005±4	0,17695±51	0,11848±18	0,11847±17	1.933±3
	*1.550	0/36	0,000055±56	0,18542±133	0,11872±63	0,11798±98	1.926±15
LF-58D/5	1.450	50/50	0,000043±4	0,17875±56	0,11924±23	0,11867±27	1.936±4
	1.500	88/88	0,000026±2	0,19296±44	0,11895±25	0,11859±24	1.935±4
	Total:	518/572				***Idade Média:***	**1.934±1**
LF-65A/2	1.500	82/82	0,000000±0	0,14100±54	0,11932±50	0,11932±50	1.946±7
LF-65A/3	*1.450	0/18	0,000000±0	0,06742±64	0,11525±69	0,11525±69	1.884±11
	*1.500	0/84	0,000002±2	0,08938±24	0,11683±24	0,11681±23	1.908±4
	1.550	90/90	0,000004±3	0,12230±30	0,11834±19	0,11832±19	1.931±3
LF-65A/4	1.450	34/34	0,000000±0	0,14110±66	0,11899±41	0,11899±41	1.942±6
LF-65A/5	*1.450	0/50	0,000020±1	0,11693±150	0,11767±64	0,11740±65	1.917±10
	1.500	76/76	0,000020±2	0,13704±26	0,11890±36	0,11863±34	1.936±5
LF-65A/6	*1.450	0/88	0,000016±4	0,09771±137	0,11792±20	0,11777±20	1.923±3
	1.500	90/90	0,000053±9	0,13387±36	0,11947±16	0,11877±17	1.938±3
	Total:	372/612				***Idade Média:***	**1.936±4**
NN-205/1	*1450	0/88	0,000016±2	0,06739±135	0,11350±15	0,11329±16	1.856±2
	*1.500	0/88	0,000017±2	0,13607±161	0,11813±27	0,11790±28	1.928±4
	1.550	88/88	0,000026±9	0,15834±50	0,11953±16	0,11904±23	1.942±4
NN-205/2	*1.450	0/18	0,000013±2	0,09834±58	0,11827±30	0,11810±30	1.930±5
	*1.450	0/98	0,000015±1	0,09614±49	0,11736±13	0,11715±13	1.918±4
	1.500	82/82	0,000013±3	0,11812±262	0,11887±14	0,11872±14	1.937±2
NN-205/3	*1.500	0/52	0,000000±0	0,06800±57	0,11474±23	0,11474±23	1.876±4
NN-205/4	*1.450	0/95	0,000007±1	0,10464±336	0,11790±38	0,11781±38	1.925±6
	1.500	90/90	0,000016±2	0,15519±37	0,11938±19	0,11918±20	1.944±3
NN-205/5	*1.450	0/96	0,000002±1	0,04121±56	0,10978±28	0,10978±28	1.796±5
	*1.500	0/82	0,000002±1	0,07319±65	0,11382±27	0,11382±27	1.862±4
NN-205/6	*1.450	0/34	0,000000±0	0,03537±20	0,11049±29	0,11049±29	1.808±5
	*1.500	0/86	0,000002±2	0,05556±94	0,11313±42	0,11313±42	1.851±7
NN-205/7	*1.450	0/84	0,000036±3	0,10310±80	0,11889±18	0,11838±19	1.940±3
	1.500	82/82	0,000008±3	0,13570±31	0,11966±16	0,11959±16	1.950±2
NN-205/8	*1.450	0/18	0,000017±6	0,13545±72	0,11914±34	0,11892±35	1.944±5
	*1.450	0/67	0,000007±1	0,13255±24	0,11880±11	0,11871±11	1.939±2
	1.500	86/86	0,000010±2	0,15794±130	0,11917±19	0,11903±20	1.942±3
	Total:	428/1334				***Idade Média:***	**1.943±5**

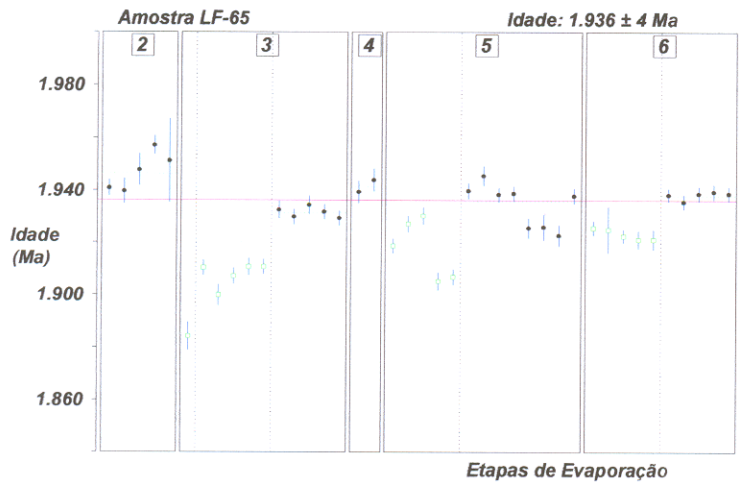


Figura 6.8 - Diagrama Idade (em Y) *versus* Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão analisados da amostra LF-65A. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente ; Desvio analítico a 2σ.

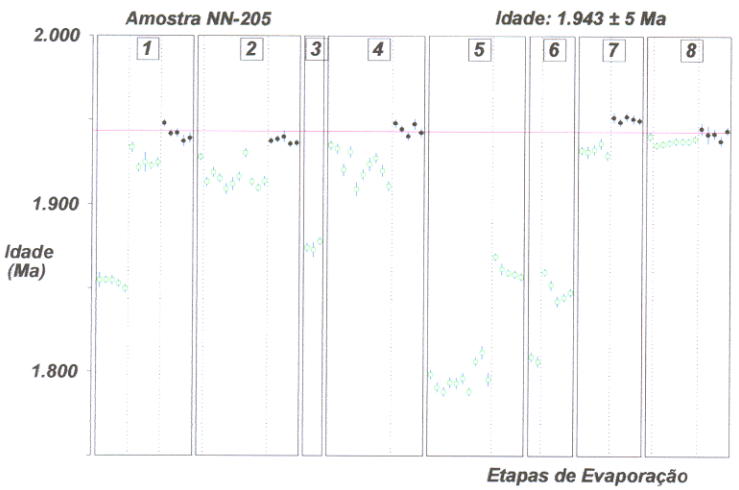


Figura 6.9 - Diagrama Idade (em Y) *versus* Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão analisados da amostra NN-205. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente ; Desvio analítico a 2σ.

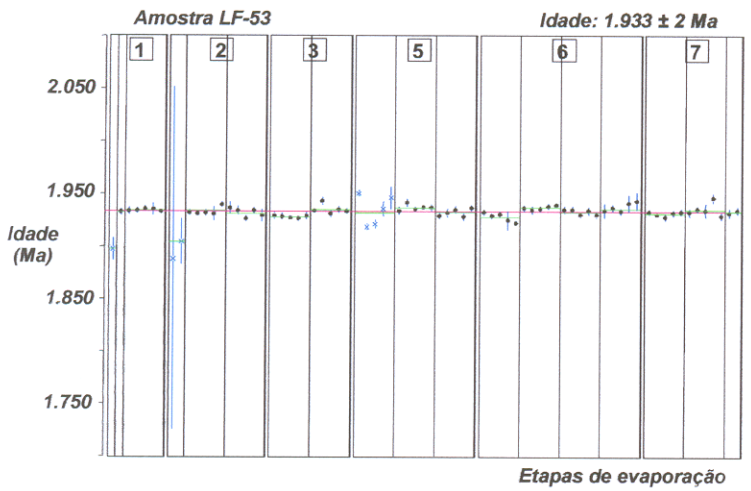


Figura 6.10 - Diagrama Idade (em Y) *versus* Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão analisados da amostra LF-53. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente ; X - bloco eliminado por apresentar razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ superior a 0,0004. Desvio analítico a 2σ.

Em todas as amostras da Suíte Intrusiva Serra da Prata os cristais de zircão exibem uma variação mais acentuada na razão $^{208}Pb/^{206}Pb$ em relação à $^{207}Pb/^{206}Pb$ como retratam as **tabelas 6.3 e 6.4** com as médias das razões para cada etapa de evaporação. Conforme discussão anterior, a variação mais acentuada na razão $^{208}Pb/^{206}Pb$ reflete a variação na razão Th/U no cristal e registra uma origem magmática para os grãos analisados.

A marcante coincidência das idades obtidas indica a idade de cristalização do magmatismo charnockítico da Suíte Intrusiva Serra da Prata entre 1.943 ± 5 Ma e 1.933 ± 2 Ma. Esta unidade foi equivocadamente posicionada no Mesoproterozóico por Fraga *et al.* (1997a) e Fraga & Araújo (2000a), como discutido no próximo item.

Tabela 6.4 - Resultados analíticos dos cristais de zircão da amostra LF-53. (c) - razão $^{207}Pb/^{206}Pb$ corrigida do Pb comum; (*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente; (#) - etapa de evaporação por apresentar razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ superior a 0,0004. Desvio analítico a 2σ.

Zircão	*Temperatura de Evap. (°C)*	*Razões Utiliz./Total*	*$^{204}Pb/^{206}Pb$ ± 2σ*	*$^{208}Pb/^{206}Pb$ ± 2σ*	*$^{207}Pb/^{206}Pb$ ± 2σ*	*$(^{207}Pb/^{206}Pb)c$ ± 2σ*	*Idade(Ma) ± 2σ*
LF-53/01	#1.450	0/4	0,004436±32	0,25046±498	0,17576±120	0,11611±137	1.897±21
	1.480	18/18	0,000022±6	0,13156±73	0,11872±38	0,11842±39	1.933±6
	1.510	86/86	0,000017±4	0,14975±131	0,11878±17	0,11852±17	1.934±3
LF-53/02	#1.460	0/16	0,010242±694	0,45753±3488	0,25042±3729	0,11656±280	1.904±43
	1.500	86/86	0,000024±1	0,13214±97	0,11883±23	0,11849±24	1.934±4
	1.550	82/82	0,000018±17	0,14224±83	0,11872±26	0,11831±26	1.931±4
LF-53/03	1.500	34/34	0,000009±5	0,14156±50	0,11815±16	0,11809±16	1.928±2
	1.550	86/86	0,000015±11	0,14633±44	0,11864±26	0,11855±22	1.935±3
LF-53/05	#1.450	0/32	0,001188±86	0,15893±123	0,13489±53	0,11836±96	1.932±15
	1.500	80/80	0,000018±4	0,14910±34	0,11894±17	0,11869±17	1.937±3
	1.550	90/90	0,000054±3	0,14164±34	0,11911±19	0,11839±23	1.932±3
LF-53/06	1.450	38/38	0,000055±5	0,10272±32	0,11884±21	0,11809±28	1.928±4
	1.500	90/90	0,000013±2	0,10792±31	0,11889±16	0,11871±17	1.937±3
	1.550	88/88	0,000040±3	0,12358±30	0,11895±17	0,11841±18	1.933±3
	1.590	90/90	0,000023±8	0,12507±74	0,11900±26	0,11862±27	1.936±4
LF-53/07	1.450	86/86	0,000146±3	0,12467±39	0,12028±15	0,11833±16	1.931±2
	1.500	86/86	0,000003±2	0,13563±72	0,11860±34	0,11856±32	1.935±5
	1.550	36/36	0,000007±6	0,16934±68	0,11850±32	0,11847±32	1.933±5
	Total:	1076/1124				**Idade média**	**1.933±2**

6.1.1.2. As idades obtidas no contexto da geologia regional

As idades obtidas para os gnaisses Igarapé Branco e Igarapé Miracelha e rochas charnockíticas da Suíte Intrusiva Serra da Prata são bastante concordantes entre si, e geologicamente coerentes. Os valores, interpretados como idades de cristalização dos diversos protólitos ígneos, concentram-se em um intervalo de 10 Ma, entre 1.933 ± 1

Ma e 1.943 ± 5 Ma caracterizando um importante período de magmatismo na porção central do Cinturão Guiana Central (CGC).

Várias idades foram relatadas para os ortognaisses e rochas charnockíticas dispostas ao longo do CGC, em Roraima. A **tabela 6.5** resume as informações geocronológicas disponíveis.

Os ortognaisses do segmento central do CGC foram reunidos na unidade Suíte Metamórfica Rio Urubu (SMRU) por Fraga *et al.* (2000). Como discutido no **Capítulo 7**, os gnaisses da SMRU exibem características litoquímicas distintas daquelas observadas nos gnaisses Igarapé Branco e Miracelha, no entanto, as idades são, como veremos a seguir, comparáveis.

Tabela 6.5 - Dados geocronológicos disponíveis para litótipos correlacionáveis àqueles analisados nesta pesquisa.

LITÓTIPOS	*MÉTODO*	*IDADE Ma*	*REFERÊNCIA*
Ortognaisses graníticos	U-Pb (zircão)	1.943±07	Gaudette *et al.*(1996)
	U-Pb (zircão)	1.921±15	Gaudette *et al.*(1996)
	U-Pb (zircão)	1.911±13	Gaudette *et al.*(1996)
	U-Pb (zircão)	1.883±46	Gaudette *et al.*(1996)
Ortognaisse tonalítico	Pb-Pb (zircão)	1.951±24	Fraga *et al.* (2000, *in* CPRM 2000a)
Charnockito, enderbito e metapiroxenito, interpretados como granulitos Kanuku	Rb-Sr errócrona	2.219±71 R.I. 0,7059	Gaudette *et al.*(1996)
Charnoenderbito	U-Pb (zircão)	1.827±19	Gaudette *et al.*(1996)
Quartzo-Jotunito gnáissico	Pb-Pb evaporação	1.966±37	Fraga *et al.* (1997a)

Uma idade de 1.951 ± 24 Ma (Fraga *et al.* 2000) foi obtida para um biotita-hornblenda gnaisse tonalítico da SMRU. Gaudette *et al.* (1996) relataram várias idades para os gnaisses graníticos do CGC em Roraima, então equivocadamente interpretados pelos autores como "intrusões sin-tectônicas em charnockitos granulíticos do Complexo Kanuku " (ver **Capítulo 2**). Os dados de Gaudette *et al.* (1996) exibem um intervalo de variação com valores entre 1911 ± 13 Ma e 1943 ± 7 Ma (**Tabela 6.5**), sendo que uma idade de 1883 ± 46 Ma é relatada para o gnaisse Apiaú. Este último valor foi interpretado pelos autores como possível idade de mistura. A técnica de amostrar saprólitos utilizada por Gaudette *et al.* (1996), pode ter contribuído para a mistura de diferentes populações de zircão. Por outro lado, deve-se considerar, que os cristais

de zircão não sofreram abrasão e, dessa forma é possível que a grande variação nas idades relatadas por Gaudette *et al.* (1996) seja reflexo da presença de porções discordantes nos cristais analisados. Os dados obtidos no presente trabalho para os ortognaisses Igarapé Branco e Igarapé Miracelha são coincidentes dentro da faixa de erro analítico, com a idade reportada por Fraga *et al.* (2000) para a SMRU, e com parte dos dados obtidos por Gaudette *et al.* (1996).

Quanto às rochas ácidas a intermediárias portadoras de hiperstênio (série charnockítica) várias idades e interpretações controversas encontram-se na literatura (**Capítulo 2**). A maior parte dos corpos charnockíticos dispostos no CGC, em Roraima, previamente interpretados por Gaudette *et al.* (1996) como granulíticos e incluídos no Complexo Kanuku, foram reconhecidos por Fraga *et al.* (1997 a,b) como charnockitos ígneos (ver **Capítulo 2**) e agrupados na Suíte Intrusiva Serra da Prata (SISP). Fraga *et al.* (2000) e Fraga & Araújo (2000a) descreveram diferenças litoquímicas marcantes entre os corpos charnockíticos pouco deformados com características ígneas bem preservadas da SISP e lentes de quartzo-mangeritos e quartzo-jotunitos gnáissicos da SMRU. Fraga *et al.* (1997a) obtiveram para um quartzo-jotunito gnáissico da SMRU uma idade de 1.966 ± 37 Ma e para uma amostra de quartzo-mangerito proveniente de um pequeno afloramento a sudeste da serra Mucajaí, e sul da serra da Prata (**Figura 6.1**) uma idade de 1.564 ± 21 Ma. Os autores interpretaram este valor como a idade dos corpos charnockíticos da SISP. No entanto, os dados do presente trabalho caracterizam muito bem a idade paleoproterozóica da SISP. Como veremos no **item 6.1.2** o valor de 1.564 ± 21 Ma deve refletir a presença de rochas mangeríticas mais jovens, intimamente relacionadas à Suíte Intrusiva Mucajaí.

Gaudette *et al.* (1996) obtiveram duas idades para as rochas charnockíticas em Roraima, então interpretadas como granulitos Kanuku (ver **Capítulo 2**). Uma idade U/Pb de 1.827 ± 19 Ma (com significado incerto, de acordo com os autores) foi mencionada para um charnoenderbito, a partir de cristais bastante discordantes, com grande espalhamento ao longo da discórdia. Uma idade Rb-Sr de 2.019 ± 17 Ma proveniente de uma errócrona foi interpretada por Gaudette *et al.* (1996) como refletindo o metamorfismo de alto grau, no Complexo Kanuku. A revisão das lâminas petrográficas de algumas das amostras analisadas pelos autores revelou, no entanto,

que a errócrona inclui rochas que não sofreram metamorfismo de alto grau, apresentando texturas ígneas bem preservadas. Por outro lado, a errócrona envolve amostras não-comagmáticas que pertencem a séries magmáticas muito distintas, como os charnockitos e os piroxenitos, descumprindo assim uma premissa básica da metodologia Rb-Sr. Desta forma, esta idade deve ser desconsiderada. Lima *et al.* (1986), já haviam calculado uma idade isocrônica Rb-Sr de 1.845 ± 42 Ma para as mesmas amostras não comagmáticas.

Quanto às rochas charnockíticas aflorantes na área estudada, os dados Pb-Pb, entre 1.933 ± 2 Ma e 1.943 ± 5 Ma, obtidos no presente trabalho, são coincidentes dentro da margem do erro, com a idade de 1.966 ± 37 Ma relatada por Fraga *et al.* (1997a) para um quartzo-jotunito gnáissico da SMRU, sendo a idade de1.827 ± 19 Ma, mencionada por Gaudette *et al.* (1996), de difícil interpretação, necessitando de comprovação.

Verificou-se então que em relação aos dados U-Pb disponíveis para a área abordada nesta tese (**Figura 6.1**), os resultados obtidos pela metodologia Pb-Pb, em monocristal de zircão, revelaram maior consistência, definindo um importante período de magmatismo entre 1.933 ± 2 Ma e 1.943 ± 5 Ma.

6.1.2. Idades Pb-Pb em zircão para as suítes ígneas mesoproterozóicas

6.1.2.1. A associação AMCG mesoproterozóica

No segmento central do CGC, Fraga *et al.* (1997 a,b) e Fraga & Araújo (2000a) caracterizaram uma associação mesoproterozóica de Anortositos, Mangeritos, Charnockitos e Granitos rapakivi, AMCG.

A **tabela 6.6** resume os dados geocronológicos disponíveis para as unidades mesoproterozóicas da região de Mucajaí, e litologias correlatas no Escudo das Güianas, e inclui duas novas idades obtidas nesta tese.

O Anortosito Repartimento, na porção sudoeste da área abordada neste trabalho (**Figura 6.1**), foi datado por Santos *et al.* (1999) pelo método U-Pb SHRIMP, em baddeleyíta, tendo fornecido uma idade de 1.527 ± 7 Ma. Para o Gabro Caracaraí que

forma um corpo tendendo a circular na porção sudeste da área (**Figura 6.1**), Montalvão *et al.* (1975) relataram uma idade K-Ar em plagioclásio de 1.646 ± 55 Ma.

Tabela 6.6 - Dados Geocronológicos para as unidades integrantes da associação AMCG e litologias correlatas, no Escudo das Güianas.

LITOLOGIA / UNIDADE	*MÉTODO*	*IDADE (Ma)*	*REFERÊNCIA*
Suíte Intrusiva Mucajaí	U/Pb Convencional	1.544±42	Gaudette *et al.* (1996)
Suíte Intrusiva Surucucus	U/Pb SHRIMP	1.551±5	Santos *et al.* (2001)
Suíte Intrusiva Surucucus	Rb-Sr isócrona	1.530 R.I. 0,708	Basei (1975)
Suíte Intrusiva Surucucus	Rb-Sr isócrona	1.431±35 R.I. 0,713	Tassinari (1981)
Granito del Parguaza	U/Pb Convencional	1.545±20	Gaudette *et al.* (1978)
Quartzo-mangerito	Pb-Pb evaporação	1.564±21	Fraga *et al.* (1997a)
Gabro Caracaraí	K/Ar em plagioclásio	1.646± 55	Montalvão *et al.* (1975)
Anortosito repartimento	U/Pb SHRIMP	1.527±7	Santos *et al.* (1999)
Quartzo-Mangerito	Pb-Pb evaporação	1.538±5	este trabalho
Dique de Charnockito	Pb-Pb evaporação	1.895±7,1.824±7, 1.924±3	este trabalho

Gaudette *et al.* (1996) obtiveram uma idade de 1.544 ± 42 Ma através da metodologia U-Pb convencional para uma granito rapakivi da Suite Intrusiva Mucajaí (**Figura 6.1**). A julgar pelo mapa de localização fornecido pelos autores, a amostra datada representa a fácies nordeste do batólito da serra do Mucajaí, caracterizada por granitóides porfiríticos (ver **Capítulo 4**) desprovidos dos típicos cristais ovóides de feldspato alcalino da fácies principal do corpo.

Finalmente uma idade de 1.564 ± 21 Ma para um quartzo-mangerito a sudeste do batólito da serra do Mucajaí foi relatada por Fraga *et al.* (1997a) e, então, interpretada como idade da SISP. Como mencionado no **item 6.1.1.2**, no entanto, a SISP mostra idades paleoproterozóicas, sendo a idade obtida por Fraga *et al.* (1997a), relacionada a presença de um magmatismo mais jovem, mesoproterozóico.

No presente trabalho este magmatismo charnockítico mais jovem foi caracterizado em dois contextos. Mangeritos e rochas correlatas foram identificada na parte sudoeste do batólito da serra Mucajaí, constituindo uma fácies da Suite Intrusiva Mucajaí (SIM) que apresenta idade mesoproterozóica já estabelecida (**Tabela 6.6**). Por outro lado, rochas charnockíticas, porfiríticas, com matriz fina e, aparentemente não deformadas, ocorrem na forma de blocos na parte central do batólito da

serra do Mucajaí, tendo sido tentativamente interpretadas como diques cortando a fácies principal da SIM.

Com o intuito de melhorar o conhecimento geocronológico das suítes charnockíticas mesoproterozóicas da região, foram selecionadas para análises Pb-Pb, amostras representativas da fácies sudoeste da SIM e dos possíveis diques charnockíticos cortando a SIM. Os resultados analíticos constam da **tabela 6.7.**

Tabela 6.7 - Resultados analíticos dos cristais de zircão da amostras LF-122 e LF-117 D117. (c) - razão $^{207}Pb/^{206}Pb$ corrigida do Pb comum; (*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente; (#) - etapa de evaporação por apresentar razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ superior a 0,0004. Desvio analítico a 2σ.

Zircão	*Temperatura de Evap. (°C)*	*Razões Utiliz./Total*	$^{204}Pb/^{206}Pb \pm 2\sigma$	$^{208}Pb/^{206}Pb \pm 2\sigma$	$^{207}Pb/^{206}Pb \pm 2\sigma$	$(^{207}Pb/^{206}Pb)c \pm 2\sigma$	*Idade (Ma)*
LF-117/01	1.500	24/24	0,000160±95	0,07408±132	0,11733±68	0.11511±101	1.882±16
LF-117/05	1.500	14/14	0,000012±2	0,08388±65	0,11640±27	0.11621±28	1.899±4
LF-117/06	1.500	20/20	0,000083±14	0,05251±23	0,11657±26	0.11568±31	1.891±5
		58/58					1.895±7
LF-117/04	*1.450	0/36	0,000020±6	0,11021±30	0,10958±18	0.10928±22	1.788±4
	1.480	40/40	0,000024±3	0,12415±32	0,11812±19	0.11783±33	1.924±3
		40/76					1.924±3
LF-117/03	#1.450	0/38	0,030697±452	121,372±1059	0,53235±403	0.27244±649	3.321±37
	1.485	40/40	0,000139±4	0,06828±31	0,11339±29	0.11151±41	1.824±7
	Total:	40/78				***Idade Média***	**1.824±7**
LF-122/1	1.550	12/36	0	0,13177±96	0,09626±25	0,09626±25	1.553±5
	1.600	16/16	0,00003±1	0,16711±265	0,0962±3	0,09589±47	1.546±9
LF-122/2	1.450	40/40	0,000038±10	0,14381±71	0,09594±24	0,09524±30	1.533±6
	1.500	36/36	0,000029±5	0,15773±15	0,09539±34	0,09515±38	1.531±7
LF-122/3	#1.450	0/38	0,000507±3	0,11937±80	0,10255±27	0,09538±27	1.536±5
	1.500	26/30	0,000132±9	0,12408±110	0,09723±24	0,09568±26	1.542±5
	1.550	40/40	0,000116±4	0,13314±60	0,09677±19	0,09528±24	1.534±5
LF-122/5	*1.460	0/14	0,000045±10	0,13251±93	0,09481±51	0,09465±23	1.521±5
	1.500	22/22	0,00006±22	0,14135±103	0,09618±36	0,09546±33	1.537±7
	1.540	32/32	0,000178±18	0,15449±56	0,09763±21	0,09524±32	1.533±6
	1.560	8/8	0,000155±42	0,16065±176	0,09807±111	0,09593±125	1.547±25
LF-122/6	*1.500	0/34	0,000221±6	0,10978±47	0,09657±45	0,09363±78	1.501±16
	1.550	32/32	0,000067±12	0,13363±54	0,09572±29	0,09461±56	1.520±11
	1.570	10/10	0,000325±3	0,15375±184	0,09833±69	0,09458±85	1.520±17
	Total	274/388				***Idade Média***	**1.538±5**
LF-122/4	*1.500	0/34	0,00015±11	0,13006±111	0,09781±25	0,0956±25	1.540±5
	1.550	34/34	0,000021±26	0,14184±96	0,09835±38	0,09826±26	1.592±5
	Total	34/68				***Idade Média***	**1.592±5**
LF-122/8	1.450	36/36	0,000125±10	0,14032±122	0,10153±18	0,09974±22	1.619±4
	*1.485	0/20	0,000004±4	0,13669±165	0,10052±21	0,10049±24	1.634±4
	Total	36/56				***Idade Média***	**1.619±4**

6.1.2.2. Resultados

Da fácies sudoeste da SIM foi selecionada a amostra LF- 122 (**Figura 6.1**, e **mapa de localização de afloramentos - anexo II**) que corresponde a um quartzo-mangerito (fayalita-quartzo-monzonito portador de clino e ortopiroxênios). Os cristais de zircão são límpidos, levemente rosados, prismáticos, com razões dimensionais 1:1,5 a 1:4, arestas por vezes não muito bem definidas, faces lisas, algumas inclusões

(incolores e opacas) e fraturas. Foram analisados sete grãos. Os grãos 1, 2, 3, 5 e 6 forneceram uma idade de 1538 ± 5 Ma (**Figura 6.11**), interpretada como idade de cristalização da fácies sudoeste do batólito da serra do Mucajaí. Os cristais 4 e 8, por sua vez, forneceram respectivamente idades de 1.592 ± 5 Ma e 1.619 ± 5 Ma (**Figura 6.12**), que não são representativas na região e devem refletir a presença de xenocristais.

A amostra LF-117 D (**Figura 6.1, e mapa de localização de afloramentos anexo II**) corresponde a um charnockito porfirítico, provavelmente um dique. Foram analisados cinco cristais róseos, prismáticos, euédricos, com razões dimensionais entre 1:1,5 e 1:4, límpidos (o zircão 4 exibe porções translúcidas), com fraturas e inclusões incolores e de coloração escura, e faces lisas (com embaiamento no zircão 6). Os cristais 1, 5 e 6 forneceram uma idade de 1895 ± 7 Ma, e os grãos 3 e 4 forneceram respectivamente 1824 ± 7 Ma e 1924 ± 3 Ma (**figuras 6.13 e 6.14**). Esta grande variação está, provavelmente, relacionada à presença xenocristais que devem ter sofrido perda de Pb, indicando uma idade inferior a sua e superior a dos charnockitos.

6.1.2.3. Discussões

A idade de 1.538 ± 5 Ma para cristalização do quartzo-mangerito da fácies sudoeste do batólito da serra do Mucajaí, amostra LF-122, ficou bem caracterizada, sendo coerente com o quadro geocronológico estabelecido para as suítes da Associação AMCG na região (**Tabela 6.7**). Para os charnockitos porfiríticos tentativamente interpretados como diques cortando os granitos rapakivi, não foi obtida uma idade coerente. Os valores de1.895 ± 7 Ma, 1.824 ± 7 Ma e 1.924 ± 3 Ma, foram interpretados como reflexo da presença de zircões herdados, hipótese bastante compatível com o condicionamento geológico proposto para a amostra.

6.2. A IDADE DOS EVENTOS DEFORMACIONAIS D_1 e D_2

A aplicação das diversas metodologias geocronológicas na determinação da idade dos eventos deformacionais tem contribuído em muito para a compreensão da evolução de segmentos crustais polideformados.

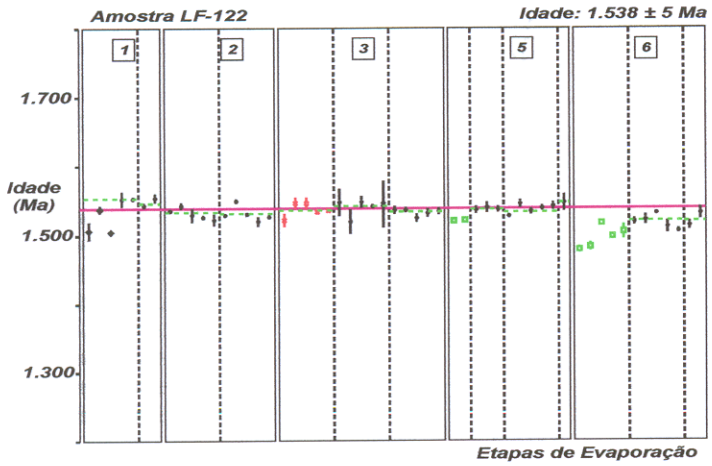


Figura 6.11 - Diagrama Idade (em Y) *versus* Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão 1, 2, 3, 5 e 6,analisados da amostra LF-122. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente; X - bloco eliminado por apresentar razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ superior a 0,0004. Desvio analítico a 2σ.

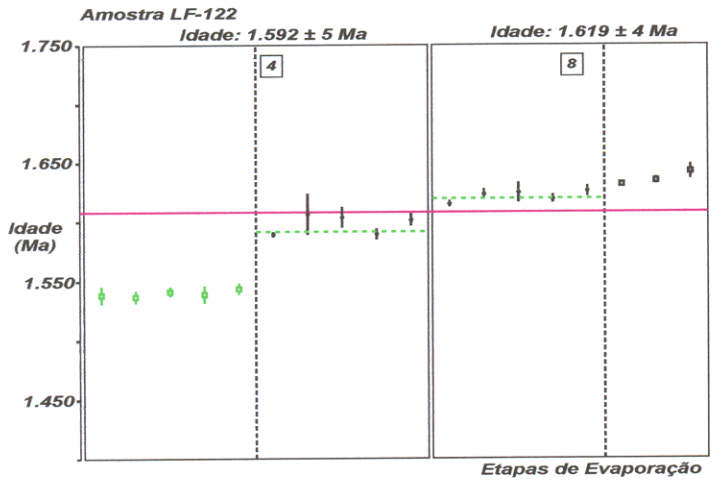


Figura 6.12 - Diagrama Idade (em Y) *versus* Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão 4 e 8, analisados da amostra LF-122. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente ; X - bloco eliminado por apresentar razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ superior a 0,0004. Desvio analítico a 2σ.

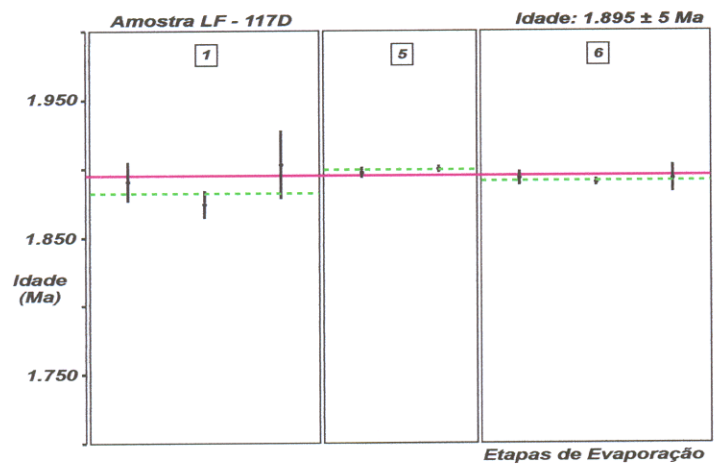


Figura 6.13 - Diagrama Idade (em Y) *versus* Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão 1, 5 e 6, analisados da amostra LF-117D. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente ; X - bloco eliminado por apresentar razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ superior a 0,0004.Desvio analítico a 2σ.

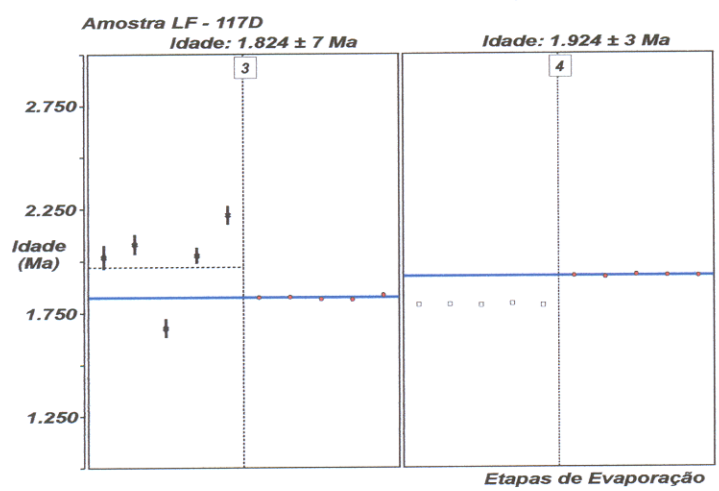


Figura 6.14 - Diagrama Idade (em Y) *versus* Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão 3 e 4 analisados da amostra LF-117D. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade ; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente ; X - bloco eliminado por apresentar razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ superior a 0,0004. Desvio analítico a 2σ.

Em um contexto geológico favorável, idades aproximadas podem ser alcançadas datando-se marcadores geológicos (como corpos ígneos), pré-, sin- e pós-deformacionais. Esta abordagem, simples, nem sempre é possível, sendo assim, dois outros tipos de abordagem têm sido aplicadas: a *datação direta das petrotramas deformacionais*, incluindo minerais recristalizados ou neoformados (Cliff 1985, Gromet 1991, Freeman *et al.* 1997, Söderlund *et al.*1999); e a determinação de *idades de resfriamento* (com base no conceito da temperatura de fechamento de diferentes minerais) que são então interpretadas no contexto da evolução estrutural e metamórfica identificada para a região (Cliff 1985, Zeitler 1989).

A utilização das diversas metodologias geocronológicas para a datação de um evento deformacional, quer através da datação direta das petrotramas deformacionais, quer através da determinação de idades de resfriamento, requer que o sistema isotópico dos grãos minerais seja reiniciado, ou por perda do material radiogênico acumulado até então, no caso dos métodos K-Ar, Ar-Ar e U-Th-Pb ou pela completa reomogeneização do isótopo radiogênico entre os minerais da rocha, no caso dos métodos Rb-Sr ou Sm-Nd (Gromet 1991). Esta condição só é alcançada se ocorre neoformação mineral ou se algum processo atuante durante o evento permite a mobilidade isotópica. Dois tipos de processos podem promover a mobilidade isotópica necessária para que o "relógio" gecronológico seja reiniciado: a difusão por volume através da rede cristalina do mineral; e a reconstituição da rede por processos de deformação dúctil (Gromet 1991).

6.2.1. Difusão por volume, temperaturas de bloqueio e idades de resfriamento

A difusão por volume é controlada principalmente pela temperatura (Cliff 1985, Zeitler 1989), cuja variação não está necessariamente relacionada à deformação (Gromet 1991). Acima da denominada *temperatura de fechamento* (Dodson 1973 *in* Cliff 1985, p. 99) de cada mineral, para um dado elemento, a difusão por volume torna-se um processo importante, levando a grande mobilidade isotópica; quando as temperaturas decaem abaixo daquela de fechamento a mobilidade aproxima-se de zero e o relógio geocronológico é reiniciado. A obtenção de idades de resfriamento e

construção de curvas de resfriamento regional, baseia-se neste conceito de temperaturas de fechamento ou de bloqueio e pressupõe a difusão por volume como mecanismo essencial de mobilidade isotópica (Cliff 1985).

Vários autores utilizaram, comumente, as metodologias Ar-Ar e Rb-Sr em mica branca, biotita, feldspatos e hornblenda, minerais com temperaturas de bloqueio distintas, para construir curvas de resfriamento e aferir a história tectono-termal de uma região (assumindo que o evento termal coincidiu com a deformação). Nesta abordagem o conhecimento das temperaturas de fechamento para os diferentes minerais nos diferentes sistemas isotópicos é essencial. Esta temperatura (na realidade um intervalo) depende de inúmeros fatores: energia de ativação para difusão de um determinado isótopo, que é característica para cada mineral; tamanho do grão; taxa de resfriamento regional (Dodson 1973 *apud* Cliff 1985, p. 99); além da temperatura inicial da rocha; e, no caso de taxas de resfriamento muito lentas, das proporções modais dos minerais envolvidos na troca isotópica (Jenkin *et al.* 1995).

Considerando-se o conceito de temperatura de fechamento, deve-se ter em mente que em um agregado poliminerálico cada fase mineral passará a se comportar como um sistema fechado à troca isotópica a temperaturas diferentes, que serão alcançadas em idades distintas (à exceção de terrenos com taxas resfriamento muito altas). Desta forma, para a construção de isócronas minerais, o ideal é que sejam escolhidos minerais com temperaturas de fechamento próximas (Gromet 1991).

6.2.2. Mobilidade isotópica, deformação dúctil e datação direta de petrotramas deformacionais

De acordo com Yund & Tullis (1991), a atuação de mecanismos de deformação dúctil, como recristalização por migração da fronteira entre grãos (*grain boundary migration*) ou por rotação de subgrãos (*subgrain rotation*) permite intensa troca química e isotópica através da rede cristalina. Esta troca ocorre mais intensamente quando predomina a atuação do processo de migração da fronteira entre grãos, que atravessa todo o volume do cristal, levando a quebra e reconstrução das ligações químicas, o que permite grande mobilidade isotópica. A diminuição na granulação da rocha (e conseqüente aumento na superfície dos grãos), outro resultado comum da

recristalização, também favorece a mobilidade isotópica ao longo da superfície de grãos e subgrãos (Yund & Tullis 1991). Sendo assim, a recristalização pode servir para abrir o sistema isotópico da assembléia mineral submetida a deformação, reiniciando seu o relógio geocronológico (Gromet 1991).

A datação direta das assembléias deformacionais requer a identificação de minerais que tenham sofrido reconstituição de suas redes cristalinas, recristalização, ou alternativamente que tenham se cristalizado sin-tectonicamente. As feições microestruturais diagnósticas foram descritas no **Capítulo 2**. Gromet (1991) ressalta, que na escolha dos minerais a serem analisados deve-se procurar aqueles que, idealmente, tenham sido completamente recristalizados (ou neoformados). Caso as fases minerais que definem a petrotrama deformacional tenham permanecido como sistemas isotópicos fechados desde o evento deformacional, elas devem fornecer idades minerais ou isócronas minerais correspondendo ao tempo de formação da petrotrama (Gromet 1991, Freeman *et al.* 1997, Söderlund *et al.* 1999). Isto, naturalmente, só é aplicável a deformações que tenham ocorrido a temperaturas abaixo da temperatura de fechamento dos minerais isotopicamente analisados. Caso contrário, a idade obtida seria apenas aquela em que os minerais atingiram suas temperaturas de fechamento, e a mobilidade isotópica passou a se aproximar de zero.

Desta forma, a utilização das metodologias Rb-Sr, Sm-Nd, e U-Pb, em feldspatos, anfibólios, micas, piroxênios, granadas, titanita, epídoto/allanita, apatita e monazita, pode apresentar bons resultados na datação do evento deformacional, utilizando-se assembléias recristalizadas ou neoformadas (Gromet 1991, Resor *et al.* 1996, Freeman *et al.* 1997, Söderlund *et al.* 1999).

6.2.3. A idade dos eventos deformacionais na área estudada – As metodologias aplicadas, resultados e discussões

Na região estudada, foram identificados dois eventos deformacionais, impressos nas unidades litológicas paleo e mesoproterozóicas mapeadas (ver **Capítulo 5**). Com o objetivo de elucidar as idades destes eventos deformacionais, foram aplicadas diferentes metodologias geocronológicas, sendo os resultados obtidos, discutidos a seguir.

6.2.3.1. A idade do Evento Deformacional D_1

O evento deformacional D_1 foi responsável pela evolução de feições estruturais sob condições de temperaturas muito altas, a partir de 600°-650°C, que estão restritas às litologias paleoproterozóicas. Conforme o discutido nos **capítulos 4 e 5**, as feições D_1 foram geradas durante a colocação sin-cinemática dos corpos granitóides precursores dos gnaisses e granitóides foliados mapeados no embasamento paleoproterozóico da região. Este quadro está especialmente bem caracterizado para os gnaisses Igarapé Branco, cuja idade de cristalização de 1937 ± 5 Ma (**Figura 6.2**, **Tabela 6.2**), é interpretada como idade aproximada do Evento Deformacional D_1.

6.2.3.2. A idade do Evento Deformacional D_2

O evento deformacional D_2 processou-se sob condições de temperatura moderadas à baixas 400°- 450°C, tendo resultado no desenvolvimento local de texturas miloníticas nas unidades paleo e mesoproterozóicas da região.

Para investigar a idade do evento D_2, foram tentativamente utilizadas as metodologias Rb-Sr e Ar-Ar.

♦ Isócronas minerais Rb-Sr

A utilização de isócronas minerais Rb-Sr para datar eventos tectono-termais baseia-se nas seguintes premissas: os minerais foram isotopicamente homogeneizados durante o evento em questão, e estavam em equilíbrio na idade fornecida pela isócrona; a amostra de rocha total, permaneceu como um sistema fechado desde então (Faure 1986; Gromet 1991). Isto significa que fases minerais ricas em Rb cederam ^{87}Sr àquelas de baixa razão Rb/Sr, até que a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ dos minerais se igualaram àquela da rocha, no tempo da atuação do evento (Faure 1986). O fato das composições isotópicas dos diferentes minerais se alinharem ao longo da isócrona é um teste para a premissa (Gromet 1991).

A aplicabilidade do método independe do processo atuante na re-homogeneização isotópica, quer difusão por volume, quer recristalização ou neocristalização. No entanto, a escolha dos minerais a serem analisados, para a construção dos diagramas isocrônicos bem como a interpretação dos resultados, será

altamente influenciada pela nossa capacidade de avaliar o mecanismo dominante. A análise microtectônica e o conhecimento da temperatura reinante durante a deformação são informações fundamentais

Resultados e discussões

Duas amostras, LF-50 e LF-06, foram selecionadas para construção de isócronas minerais. Os dados analíticos foram obtidos pela equipe do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará, Pará-Iso.

A amostra LF-50 corresponde a um granito rapakivi da Suíte Intrusiva Mucajaí com texturas miloníticas relacionadas ao Evento Deformacional D_2. Foram separados feldspatos, biotita, e hornblenda (ver **Capítulo 1** para os procedimentos metodológicos). Os feldspatos ocorrem na amostra, como porfiroclastos registrando deformação no ambiente rúptil-dúctil, sendo comum a presença de bordas de grãos muito finos neoformados. Correspondem dominantemente à feldspato alcalino pertítico, com proporções muito subordinadas de plagioclásio, provavelmente oligoclásico. A biotita ocorre como uma fase neoformada, a partir da desestabilização da hornblenda, marcando a foliação da rocha, ou em grãos primários. A hornblenda, dispõe-se em porfiroclastos, podendo formar trilhas de grãos finos ao longo da foliação.

Os valores de temperaturas de fechamento do sistema Rb-Sr, para taxas de resfriamento entre 10°C e 30°C/ Ma e granulação em torno de 2mm, correspondem a 500 ± 50°C para os feldspatos alcalinos, potássicos e albita (Giletti 1991, Jenkin *et al.* 1995) e 350° ± 50°C para biotita (Jager 1979 e Verschure *et al.* 1980 *apud* Munhá & Tassinari 1999a, p.599). Trabalhos experimentais de Brabander & Giletti (1995) determinaram temperaturas de fechamento em torno de 600° ± 50°C para o sistema Rb-Sr em hornblenda, para taxas de resfriamento de 1°C/Ma e grãos da ordem de 2mm. Deve-se ter em mente, no entanto, como mencionado por diversos autores (Cliff 1985, Gilleti 1991, Munhá & Tassinari 1999a) que estes valores podem variar. A diminuição na taxa de resfriamento regional e na granulação das fases minerais tem o efeito de diminuir suas temperaturas de fechamento (Cliff 1985, Munhá & Tassinari 1999a,b). Giletti (1991) relata o exemplo do efeito da presença de pertitas na temperatura de fechamento dos feldspatos. Nas pertitas, as diferentes fases de

feldspatos ocorrem em dimensões muito reduzidas potencializando a troca isotópica por difusão e, por conseguinte, diminuindo as temperaturas de bloqueio.

Considerando-se as condições de temperatura durante D_2 (400°-450°C) e os valores para a temperatura de fechamento dos minerais analisados, podemos tecer alguns comentários. As biotitas foram isotopicamente homogeneizadas durante D_2, quer por neoformação, quer por difusão por volume em grãos relictos. Nos dois casos, as composições isotópicas das biotitas refletem a idade em que a amostra se resfriou abaixo de sua temperatura de bloqueio, coincidente dentro da margem de incerteza com a temperatura mínima proposta para o evento. Os feldspatos analisados incluem dominantemente feldspato alcalino pertítico, sendo que grãos muito finos, neoformados, também ocorrem. Neste contexto é provável que sua temperatura de bloqueio tenha sido algo inferior ao valor de 500° ± 50°C (mencionado no parágrafo anterior para grãos em torno de 2mm), coincidindo dentro da margem de erro, com parte do intervalo de temperatura proposto para D_2. Desta forma, seu sistema isotópico deve ter sido em grande parte reomogeneizado durante este evento. Considerando-se a razões Rb/Sr da biotita, quase dez vezes maior que o valor para os feldspatos este par mineral esteve provavelmente aberto à troca isotópica com o primeiro cedendo ^{87}Sr ao segundo. Finalmente, a hornblenda, com temperatura de fechamento muito acima do intervalo de temperaturas em que o evento D_2 se processou, não deve ter se comportado como sistema amplamente aberto à troca isotópica.

Diante da discussão apresentada, uma isócrona mineral incluindo rocha total, biotita e feldspatos foi construída tendo fornecido uma idade de 1.264 ± 155 Ma (MSWD= 30,40). Apesar do afastamento da biotita este valor é interpretada como idade aproximada de D_2 (**Figura 6.15a**, **Tabela 6.8**). Como não poderia deixar de ser a hornblenda não se alinha a esta isócrona e sua inclusão no cálculo altera significantemente a idade obtida.

A amostra LF-06 corresponde a um gnaisse da unidade informal Gnaisse Igarapé Branco, aflorante nas cercanias da cidade de Mucajaí (**Figura 6.1**), a uma distância de aproximadamente 12km do contato com corpos de granito rapakivi da Suíte Intrusiva Mucajaí (1,54 Ga), evitando assim sua influência termal. O gnaisse exibe a petrotrama deformacional de temperaturas altas (600°-650°C) relacionada ao evento D_1: os feldspatos (plagioclásio e feldspato alcalino) encontram-se recristalizados e poligonizados; a biotita e a hornblenda ocorrem em agregados definindo a foliação da rocha, com hornblenda localmente

poligonizada. Em outras amostras do Gnaisse Igarapé Branco foram observadas, muito localmente, indícios de feições deformacionais relacionados à D_2 (ver **Capítulo 4**), como fraturamento, pertitas em chama e/ou finas bordas de grãos muito finos em cristais de feldspatos e hornblendas desestabilizadas para biotitas.

Foram analisados, além da rocha total, concentrados minerais de feldspatos, biotita e hornblenda. Os dados analíticos foram plotados em um diagrama isocrônico tendo fornecido uma idade de 1085 ± 81 Ma, que certamente não reflete a petrotrama de alta temperatura relacionada à D_1, de idade paleoproterozóica (**item 6.2.3.1**) mas sim a influência de um evento mais jovem. Considerando então, as temperaturas de bloqueio para os minerais analisados e as condições de temperaturas durante D_2 (ver discussão para a amostra LF-50) optou-se por excluir a hornblenda do cálculo da idade. A **figura 6.15b** ilustra o diagrama isocrônico construído com os dados das razões isotópicas para rocha total, feldspatos e biotita, que forneceu uma idade de 1.164 ± 51 Ma (MSWD= 0,81), muito próxima àquela obtida para o Evento Deformacional D_2 na amostra LF-06, dentro das margens de erro **(Tabela 6.8)**. Apesar da ausência de texturas miloníticas D_2 no gnaisse LF-06, aparentemente a biotita e os feldspatos, estiveram em grande parte abertos à troca isotópica durante este evento. Este quadro registra o efeito termal associado à D_2, afetando áreas fora das zonas miloníticas que concentraram a deformação.

Tabela 6.8 – Dados isotópicos Rb-Sr das amostras LF-50 e LF-06.

Amostra	*Rb*	*Drb*	*Sr*	*Dsr*	$^{87}Rb^{86}Sr$	*Drbsr*	$^{87}Sr^{86}Sr$	*Dsrsr*
LF-06ART	182	4	107	1,1	4,97	0,08	0,83709	0,00013
LF-06ABT	972	49	8,0	0,1	813,44	39,88	14,02613	0,00999
LF-06AFS	111	2	82,1	0,9	3,97	0,06	0,819012	0,00009
LF-06AHB	16,3	0,3	15,4	0,2	3,10	0,04	0,808813	0,00018
LF-50BT	1117	65	8,0	0,1	796,36	45,67	10,75508	0,00633
LF-50HB	184	4	29,9	0,3	18,24	0,34	0,961921	0,00021
LF-50RT	82,4	1,5	217	2,3	1,10	0,02	0,736433	0,00009
LF-50FS	267	6	94,1	0,9	8,35	0,17	0,872463	0,00007

- Ar-Ar em biotitas

A metodologia K-Ar foi amplamente utilizada no Brasil e no exterior, na caracterização de eventos metamórficos e/ou histórias de resfriamento regional (Faure 1986, Torquato & Kawashita 1992, Dickin 1997).

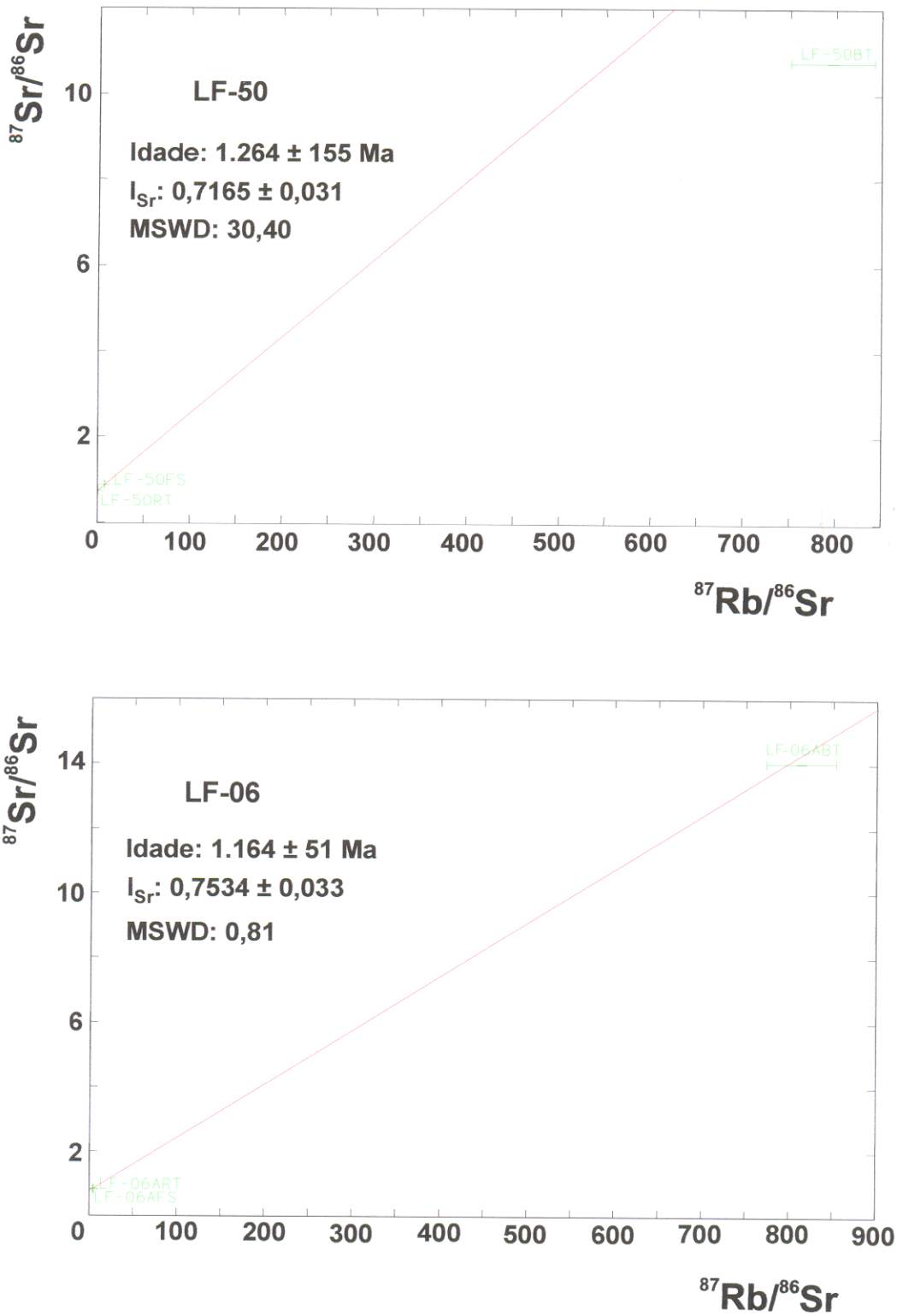


Figura 6.15 - Diagramas isocrônicos minerais, Rb-Sr, para as amostras LF-50 e LF-06.

Na metodologia Ar-Ar, a partir da conversão do ^{40}K em ^{39}Ar, através da irradiação por nêutrons em um reator, efetua-se a determinação da concentração do K, medindo-se apenas as razões isotópicas do Ar, com a vantagem de se dosar o K e o Ar em uma mesma amostra (Faure 1986). Com a técnica de degassificação em etapas através do raio laser é possível identificar-se sub-sistemas no grão mineral, que poderão ser excluídos do cálculo da idade, ou interpretados no contexto geológico regional (Faure 1986, Dickin 1997). A interpretação dos dados Ar-Ar deve seguir a mesma linha de raciocínio discutida para Rb-Sr .

Resultados e discussões

A amostra LF-50 (granito rapakivi dosado para Rb-Sr), foi selecionada para análise Ar-Ar, realizada pelo Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP. Dentre os minerais separados nenhum se enquadra no requisito necessário à datação direta da petrotrama deformacional. A temperatura de bloqueio da hornblenda, para taxas de resfriamento de 5°C /Ma, entre 490° C e 685° C (Harrison 1981 e Berger & York 1981 *apud* Faure 1986, p. 109), está acima da temperatura em que D_2 se processou, sendo que este mineral não foi neoformado ou recristalizado. Desta forma, a biotita foi selecionada para análise. A temperatura de bloqueio da biotita no sistema K-Ar, em torno de 300° ± 50°C (Harrison *et al.*1985), é inferior ao intervalo de temperaturas proposta para a D_2, limitando a interpretação do resultado a uma idade de resfriamento. O valor obtido foi de 1.080,6 ± 0,90 Ma. Esta idade sugere taxas de resfriamento lentas para a amostra LF-50, considerando as idade de 1.264,4 ± 155 Ma, para D_2 sob condições de 400°-450°C. A **figura 6.16** ilustra o diagrama de idades aparentes *versus* porcentagem de ^{39}Ar liberado, com a idade integrada proposta.

6.2.4. Os Resultados obtidos no contexto do Cinturão Güiana Central

Barron (1966) e Priem (1971) entre outros utilizaram as metodologias K-Ar e Rb-Sr em micas brancas e biotitas para definir a idade em torno de 1.240 ± 100 Ma (recalculadas para constantes de desintegração de Rb de $1,42x10^{-11}$/ano) da formação de milonitos e cataclasitos ao longo e nas proximidades da porção nordeste do CGC. Este episódio foi denominado K'Mudku na Güiana (Barron 1966), termo que tem

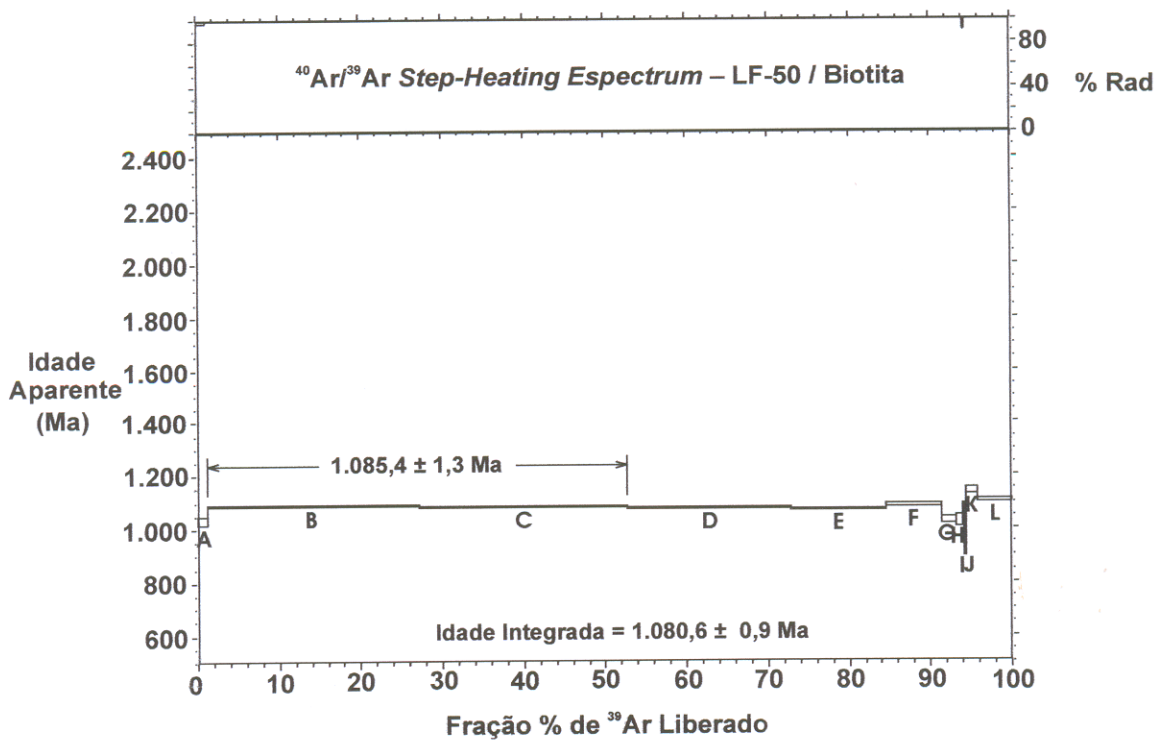


Figura 6.16 - Diagrama de idades aparentes *versus* porcentagem de ^{39}Ar liberado, com a idade integrada para biotita da amostra LF-50.

precedência sobre o de Nickerie proposto no Suriname (Priem 1971). Recentemente, Santos *et al.* (2001b) obteve uma idade (Ar-Ar) de 1.334 ± 4 Ma para muscovita de metassedimentos de baixo grau metamórfico da serra Aracá, (sudoeste do CGC). Os autores relacionaram este valor a uma expressão algo mais antiga do Evento K'Mudku.

Os dados obtidos nesta tese, para o Evento Deformacional D_2, apesar de restritos, são bastante coincidentes com as idades obtidas para o Episódio K'Mudku na porção nordeste do CGC.

Quanto ao Evento Deformacional D_1, com idade em torno de 1.937 ± 5 Ma, não existem informações geocronológicas disponíveis na literatura. No entanto, Fraga *et al.* (1998) e Fraga (2000) propuseram a colocação de granitóides da Suite Metamórfica Rio Urubu) no CGC, após o metamorfismo de alto grau e deformação polifásica registrados pelas supracrustais (Kanuku e Cauarane). Estes granitóides foram posteriormente deformados sob temperaturas da fácies anfibolito, durante um evento deformacional então denominado Güiana Central (Fraga 2000) que pode ser correlacionado ao evento deformacional D_1 caracterizado nesta tese.

7. LITOQUÍMICA, GEOLOGIA ISOTÓPICA E PETROGÊNESE

Neste capítulo serão apresentados e discutidos os dados litoquímicos e isotópicos, disponíveis para as diversas unidades mapeadas (**Figura 7.1**).

As análises químicas e isotópicas referentes a este trabalho foram realizadas, respectivamente, pela Lakefield Geosol Ltda. e pelo Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso). Os procedimentos analíticos adotados constam do **Capítulo 1,** que também comenta as análises químicas provenientes de outros trabalhos.

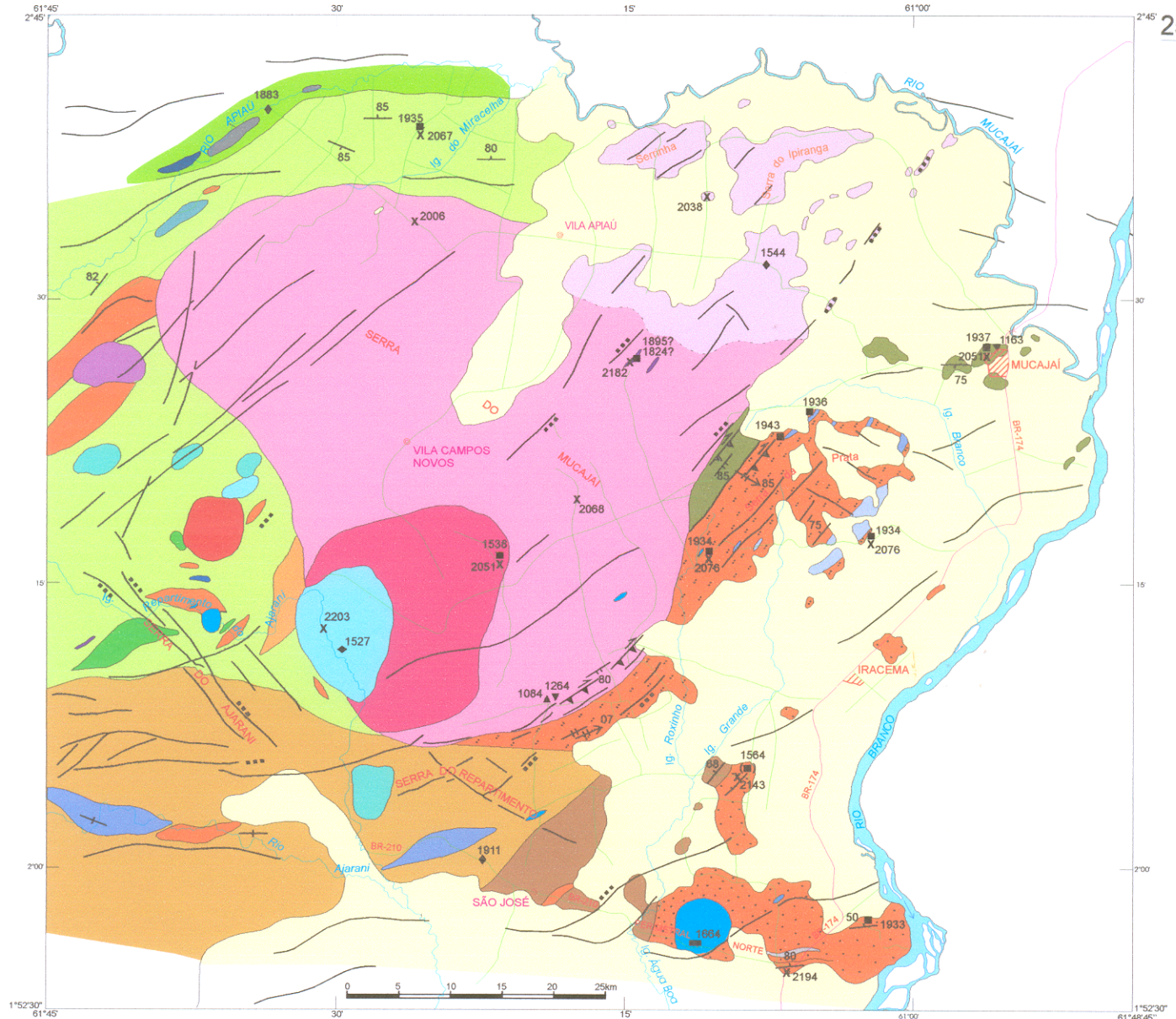
Considerando a escala escolhida para o mapeamento geológico, 1:250.000, a grande diversidade de corpos ígneos presentes e os limites intrínsecos ao trabalho geológico sob condições amazônicas (**ver capítulo 1**), uma abordagem conclusiva sobre a petrogênese das suítes ígneas estudadas está além das possibilidades desta tese. No entanto, foi possível um grande avanço na caracterização e compreensão do significado petrológico das unidades rochosas que dominam este setor do Cinturão Guiana Central.

7.1. AS SUÍTES ÍGNEAS MESOPROTEROZÓICAS

7.1.1. Litoquímica

7.1.1.1. O batólito da serra do Mucajaí - granitos rapakivi da Suíte Intrusiva Mucajaí

Quinze amostras de granitóides do batólito foram selecionadas para análises químicas de óxidos maiores e menores, e elementos-traço e, dentre estas, doze foram adicionalmente dosadas para Elementos Terras-Raras (ETR) (**Tabela 7.1**). Cinco amostras referem-se aos biotita-hornblenda-granitos (BHG) da fácies principal; três aos (faialita)-piroxênio-mangeritos a sienitos (FMS) da fácies sudoeste; três aos biotita-granitos porfitíticos (BG) da fácies nordeste; três são provenientes de diques graníticos cortando a fácies principal; e uma representa um biotita-granito de ocorrência pontual na porção norte do corpo, cujo posicionamento na SIM é incerto.



CENOZÓICO
Cobertura detrito-laterítica

MESOZÓICO
Complexo Alcalino Apiaú, Sienitos, nefelina-sienitos e traquitos

MESOPROTEROZÓICO
Charnockitos finos, porfiríticos, na forma de diques

Suíte Intrusiva Mucajaí

Fácies Principal, piterlitos e viborgitos (biotita)-hornblenda-granitos a quartzo-monzonitos
Fácies Sudoeste (faialita)-mangeritos a (faialita)-hiperstênio-sienitos
Fácies Nordeste (hornblenda)-biotita-granitos porfiríticos
(biotita)-(hornblenda)-granitos a (faialita)-quartzo-mangeritos
Hornblenda-(clinopiroxênio)-sienitos

Rochas Máficas

Anortosito Repartimento
Olivina-Gabro Caracaraí, e gabronoritos da região do Igarapé Repartimento do Ajarani

PALEOPROTEROZÓICO

Suíte Intrusiva Serra da Prata

Charnockitos com subordinados hiperstênio-quartzo-sienitos; quartzo-mangeritos; quartzo-jotunitos.
Corpo do Igarapé Grande Corpo da Serra da Prata
(Clinopiroxênio)-(hornblenda)-biotita-granitos do corpo do igarapé Roxinho

Ortognaisses e Granitóides Foliados

Gnaisse Igarapé Branco - biotita-hornblenda-gnaisses a allanita
Gnaisse Igarapé Miracelha - hornblenda-biotita-gnaisses a titanita , grossos, ocelares (●) e finos a médios (●)
Sienogranitos foliados
Hornblenda-biotita-gnaisses tonalíticos
(Hornblenda)-biotita-gnaisses
Gnaisses sienograníticos
Biotita-(hornblenda)-gnaisses finos a titanita

Rochas Máficas

Hornblenda-noritos e Hornblenda-gabronoritos
(Biotita)-gabros e (biotita)-gabronorito
Dioritos

Lineamentos estruturais (falhas, fraturas ou zonas de cisalhamento)
Cataclasitos
Zona de cisalhamento D_2, transpressiva, dextral
Foliação S_1
Foliação milonítica S_2 e lineação L_2

Informações geocronológicas em Ma

■ Método Pb-Pb (este trabalho)
(■) Método Pb-Pb (Fraga *et al.* 1997a, provavelmente um dique)
♦ Método U-Pb convencional (Gaudette *et al.* 1996)
◆ Método U-Pb por SHRIMP (Santos *et al.* 1999)
▲ Método Ar-Ar (em biotitas)
▼ Método Rb-Sr (isócronas minerais)
▬ Método K-Ar (Montalvão *et al.* 1975)
x Idade modelo Sm-Nd, T_{DM} (este trabalho)

Figura 7.1 - Mapa geológico esquemático da região estudada.

Tabela 7.1 - Análises químicas de amostras da Suíte Intrusiva Mucajaí, SIM. FMS - faialita - mangeritos a sienitos; BHG - biotita-hornblenda-granitos; BG - biotita-granitos. (análises obtidas neste trabalho).

	LF-125	LF-030	LF-122	LF-009A	LF-131	LF-133A	LF-088	LF-072B	LF-004E	LF-003C	LF-001	LF-072C	LF-128C	LF-079C	LF-156
Óxidos (% em peso)	FMS	FMS	FMS	BHG	BHG	BHG	BHG	BHG	BG	BG	BG	DIQUE	DIQUE	DIQUE	
SiO_2	55,40	58,60	62,10	67,10	67,20	67,30	68,10	70,70	69,00	70,10	74,90	72,60	75,00	76,50	73,10
TiO_2	1,70	1,00	0,72	0,48	0,41	0,57	0,32	0,36	0,36	0,35	0,17	0,29	0,19	0,32	0,38
Al_2O_3	15,00	16,40	16,20	15,10	15,70	14,70	15,90	14,20	14,80	14,40	12,60	12,60	12,60	12,40	14,10
Fe_2O_3	4,00	2,94	1,60	4,80	0,99	2,00	3,20	1,70	1,90	1,60	0,30	3,00	0,19	1,90	1,50
FeO	7,80	5,90	5,10	0,28	3,00	3,40	0,14	2,40	2,10	2,10	1,80	0,57	1,80	0,42	0,42
MnO	0,20	0,17	0,13	0,09	0,08	0,10	0,06	0,08	0,08	0,09	0,07	0,07	0,05	0,03	0,06
MgO	1,40	0,62	0,40	0,24	0,16	0,30	0,18	0,18	0,24	0,20	0,05	0,13	0,05	0,12	0,32
CaO	5,10	4,20	3,20	2,40	2,30	2,20	1,80	1,70	1,60	1,40	0,76	1,10	0,65	0,94	0,83
Na_2O	3,40	4,10	3,50	3,40	3,50	3,30	3,40	3,40	3,10	3,10	3,50	2,60	2,80	2,60	3,80
K_2O	4,40	4,90	5,60	5,70	5,90	5,70	6,50	5,50	6,00	5,70	5,40	6,30	5,90	4,80	5,20
P_2O_5	0,72	0,36	0,25	0,13	0,11	0,16	0,06	0,06	0,09	0,06	0,01	0,03	0,03	0,03	0,06
CO_2	0,89	0,93	0,94	0,95	0,96	0,95	0,94	0,96	0,94	0,95	0,98	0,96	0,98	0,95	0,85
P.F.	<0,01	<0,01	0,02	0,27	0,32	0,17	0,18	0,31	0,16	0,35	0,23	0,63	0,42	0,24	0,50
Total	100,01	100,12	99,76	100,94	100,63	100,85	100,78	101,55	100,37	100,40	100,77	100,88	100,66	101,25	101,12
Elementos-traço (p.p.m.)															
Co	7,3	4,5	3,6	3,2	<3	3,4	<3	3,7	<3	4,3	<3	3,4	<3	<3	3,9
V	24,0	6,9	3,4	<3	<3	<3	<3	3,1	<3	4,6	<3	<3	<3	<3	5,8
Cu	13,0	10,0	9,4	8,2	6,7	9,1	4,9	8,4	6,8	7,8	4,7	6,5	3,2	5,1	4,9
Pb	4,7	6,2	8,3	23,0	20,0	24,0	19,0	22,0	17,0	23,0	26,0	23,0	11,0	4,6	19,0
Zn	54	101	73	91	73	96	56	124	83	81	83	110	52	55	33
Rb	43	87	123	193	195	216	215	267	227	334	266	331	183	184	174
Ba	2205	1952	1436	1377	1315	1193	1439	773	1039	609	111	525	307	1443	1324
Sr	268	226	182	174	182	145	191	108	132	120	29	74	56	137	137
Ga	27	29	31	27	32	29	30	35	32	28	34	32	25	28	24
Nb	27	34	44	57	35	50	51	54	40	75	95	66	31	15	30
Zr	475	745	573	732	544	710	422	674	551	491	416	557	386	398	390
Y	45	51	52	80	61	90	42	126	79	141	195	129	45	49	56
Th	<5	11	<5	14	<5	<5	<5	22	<5	24	32	48	<5	<5	<5
La	40,00	32,00	41,00	61,23	57,00	88,00	74,53	n. d.	n. d.	149,00	205,00	271,00	36,00	n. d.	54,00
Ce	80,81	60,77	93,36	126,60	131,40	200,30	148,20	n. d.	n. d.	244,00	231,40	547,50	79,01	n. d.	111,40
Nd	47,35	28,15	49,68	62,16	57,35	91,76	64,73	n. d.	n. d.	84,58	102,48	186,00	29,85	n. d.	41,91
Sm	11,96	5,96	11,24	12,69	13,33	18,71	14,90	n. d.	n. d.	16,16	17,59	35,82	6,45	n. d.	8,97
Eu	4,35	1,94	3,28	2,65	3,44	3,03	4,37	n. d.	n. d.	1,40	0,82	2,14	1,03	n. d.	1,42
Gd	10,86	4,38	10,60	10,10	10,55	17,33	12,65	n. d.	n. d.	10,81	12,23	27,14	5,34	n. d.	7,53
Dy	8,49	2,84	7,98	8,61	7,97	13,62	10,36	n. d.	n. d.	6,57	7,27	20,16	4,76	n. d.	6,08
Ho	1,67	0,50	1,64	1,58	1,61	2,72	2,01	n. d.	n. d.	1,15	1,22	3,90	1,05	n. d.	1,22
Er	4,55	1,13	4,27	4,40	4,30	7,34	5,53	n. d.	n. d.	2,84	2,61	9,87	3,29	n. d.	3,27
Yb	3,65	0,77	3,84	3,67	3,42	6,18	4,35	n. d.	n. d.	1,66	1,19	7,40	3,00	n. d.	2,89
Lu	0,54	0,14	0,55	0,50	0,46	0,81	0,64	n. d.	n. d.	0,22	0,16	1,14	0,45	n. d.	0,43
FeO*/FeO*+MgO	0,89	0,93	0,94	0,95	0,96	0,95	0,94	0,96	0,94	0,95	0,98	0,96	0,98	0,95	0,85
Na_2O/K_2O	0,77	0,84	0,63	0,60	0,59	0,58	0,52	0,62	0,52	0,52	0,65	0,41	0,47	0,54	0,73
Eu*/Eu	1,17	1,16	0,92	0,71	0,89	0,51	0,97	_	_	0,32	0,17	0,21	0,54	_	0,53
$[La/Yb]_N$	7,33	27,90	7,14	11,06	11,13	9,53	11,45	_	_	59,88	115,00	24,48	8,04	_	12,47
Rb/Ba	0,02	0,04	0,09	0,14	0,15	0,18	0,15	0,35	0,22	0,55	2,40	0,63	0,60	0,13	0,13
Rb/Sr	0,16	0,38	0,68	1,11	1,07	1,49	1,13	2,47	1,72	2,78	9,17	4,47	3,27	1,34	1,27
Sr/Ba	0,12	0,12	0,13	0,13	0,14	0,12	0,13	0,14	0,13	0,20	0,26	0,14	0,18	0,09	0,10
K/Ba	16,56	20,84	32,37	34,36	37,24	39,66	37,50	59,06	47,94	77,69	403,83	99,61	159,53	27,61	32,60
K/Rb	849,40	467,53	377,93	245,16	251,16	219,05	250,96	170,99	219,41	141,66	168,52	157,99	267,63	216,55	248,08
10.000Ga/Al	3,40	3,34	3,62	3,38	3,85	3,73	3,57	4,66	4,09	3,67	5,10	4,80	3,75	4,27	3,22

n. d.: não dosado.

As idades disponíveis para SIM correspondem à 1.544 ± 42 Ma (Gaudette *et al.* 1996) para a fácies nordeste e 1.538 ± 5 Ma para a fácies sudoeste (este trabalho, **Capítulo 6**).

As análises químicas de rochas da SIM apresentadas por Brandão & Freitas (1996) e Fraga & Araújo (2000b) foram comparadas com aquelas obtidas neste trabalho, tendo sido descartadas por apresentarem valores discrepantes para alguns óxidos maiores e menores, em especial MgO e K_2O, e para vários elementos-traço.

No diagrama classificatório de De la Roche *et al.* (1980), utilizando os parâmetros multicatiônicos R_1R_2 (**Figura 7.2**), os FMS posicionam-se nos campos dos sienitos, sienodioritos e quartzo-monzonitos, e os HBG e BG distribuem-se, de um forma geral, respectivamente nos campos dos monzogranitos e sienogranitos. Os diques e o granito da amostra LF-156 são sienograníticos (**Figura 7.2**).

No diagrama K_2O+Na_2O *versus* SiO_2, com campos segundo Irvine & Baragar (1971) os FMS dispõem-se no campo das rochas alcalinas, nas proximidades do limite entre os campos , enquanto os HBG e BG são subalcalinos (**Figura 7.3a**). Variam de metaluminosos (FMS e BHG) a discretamente peraluminosos (BG e diques) com aumento do conteúdo em sílica (**Figuras 7.3b**).

As três fácies identificadas no corpo da serra Mucajaí exibem conteúdos em sílica variando de 55,40% a 62,10% nos FMS, de 67,10% a 70,70% nos HBG e de 69,00% a 74,90% nos BG (**Tabela 7.1**), marcando uma tendência geral ao enriquecimento em sílica em direção à este último conjunto de granitóides. Nos diques a sílica varia de 72,60% a 76,50%. Observa-se uma lacuna entre os FMS e os HBG e uma superposição parcial de intervalos entre este último tipo granitóide e os BG.

Como evidenciam os diagramas de Harker apresentados na **figura 7.4**, dos FMS em direção aos BG e aos diques, com o aumento do conteúdo em sílica, TiO_2, MgO, FeO*, CaO, MnO e P_2O_5, descrevem tendências de empobrecimento. No caso de TiO_2, MgO e P_2O_5 e, mais discretamente, também de FeO* (**Figuras 7.4a, b, c, f**) os FMS definem campos com declividade alta em padrão mais fracionado, contrastando com os outros grupos. A amostra LF-156 (biotita-granito da porção norte do corpo) destoa da tendência delineada para MgO, exibindo valores mais elevados neste óxido.

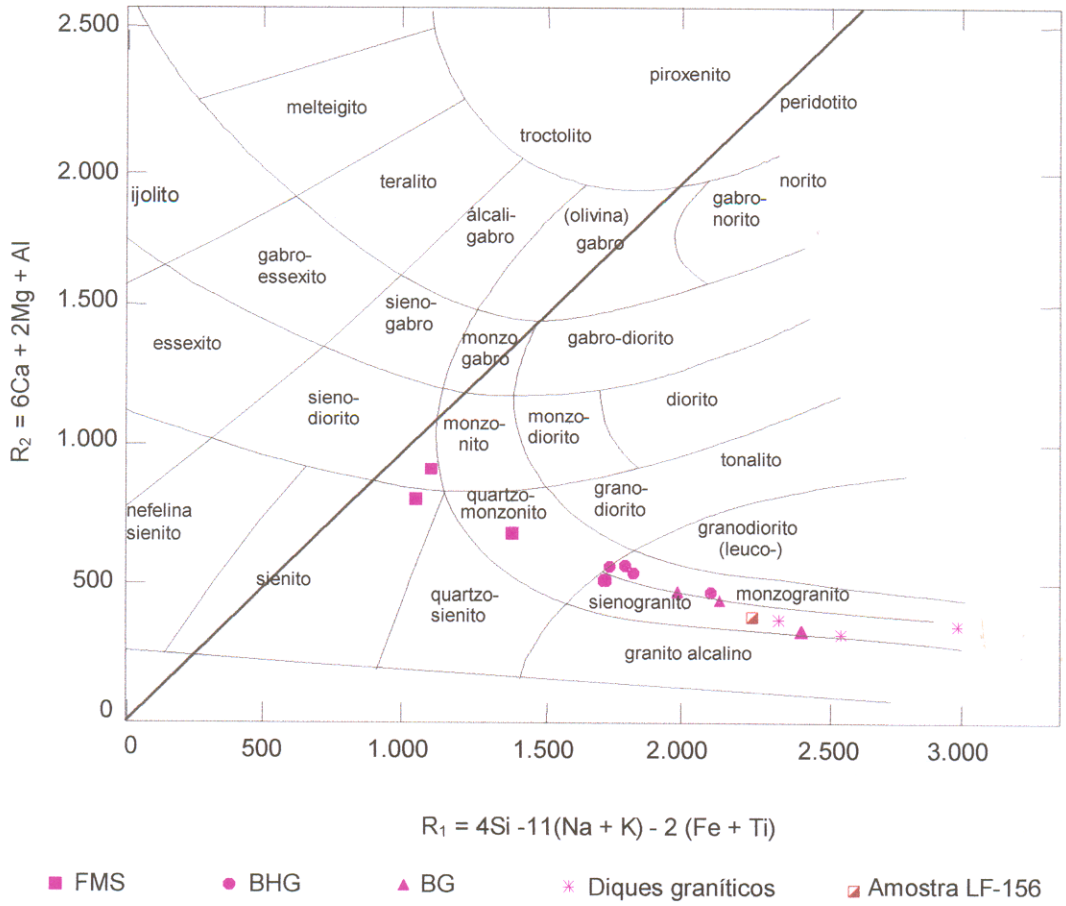


Figura 7.2 - Distribuição das rochas da SIM no diagrama multicatiônico, R_1R_2 de De La Roche *et al.*(1980).

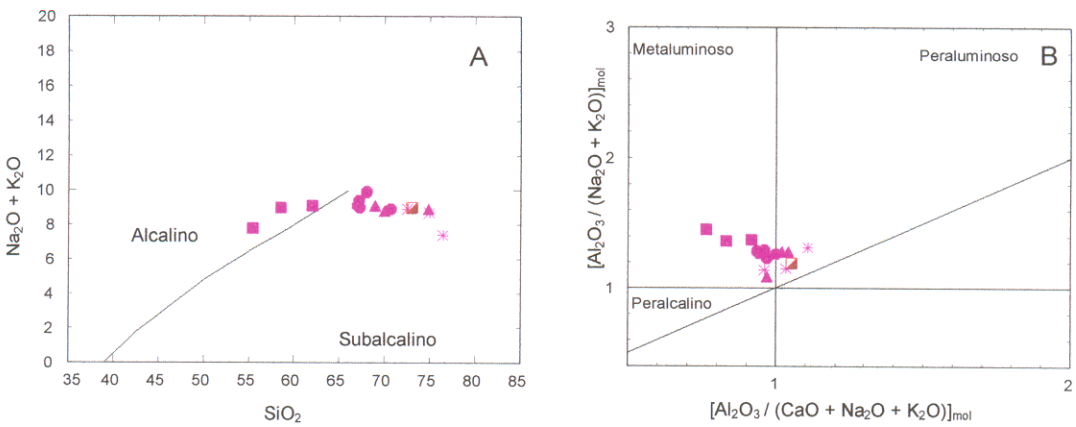


Figura 7.3 - Distribuição das amostras da SIM nos diagramas SiO_2 *versus* Na_2O+K_2O com campos das rochas alcalinas e subalcalinas segundo Irvine & Baragar (1971) (A); e $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]_{mol}$ *versus* $[Al_2O_3/(+ Na_2O+K_2O)]_{mol}$, índice de Shand, modificado por Maniar & Piccoli (1989) (B). Óxidos em porcentagem em peso. Símbolos como na figura 7.2.

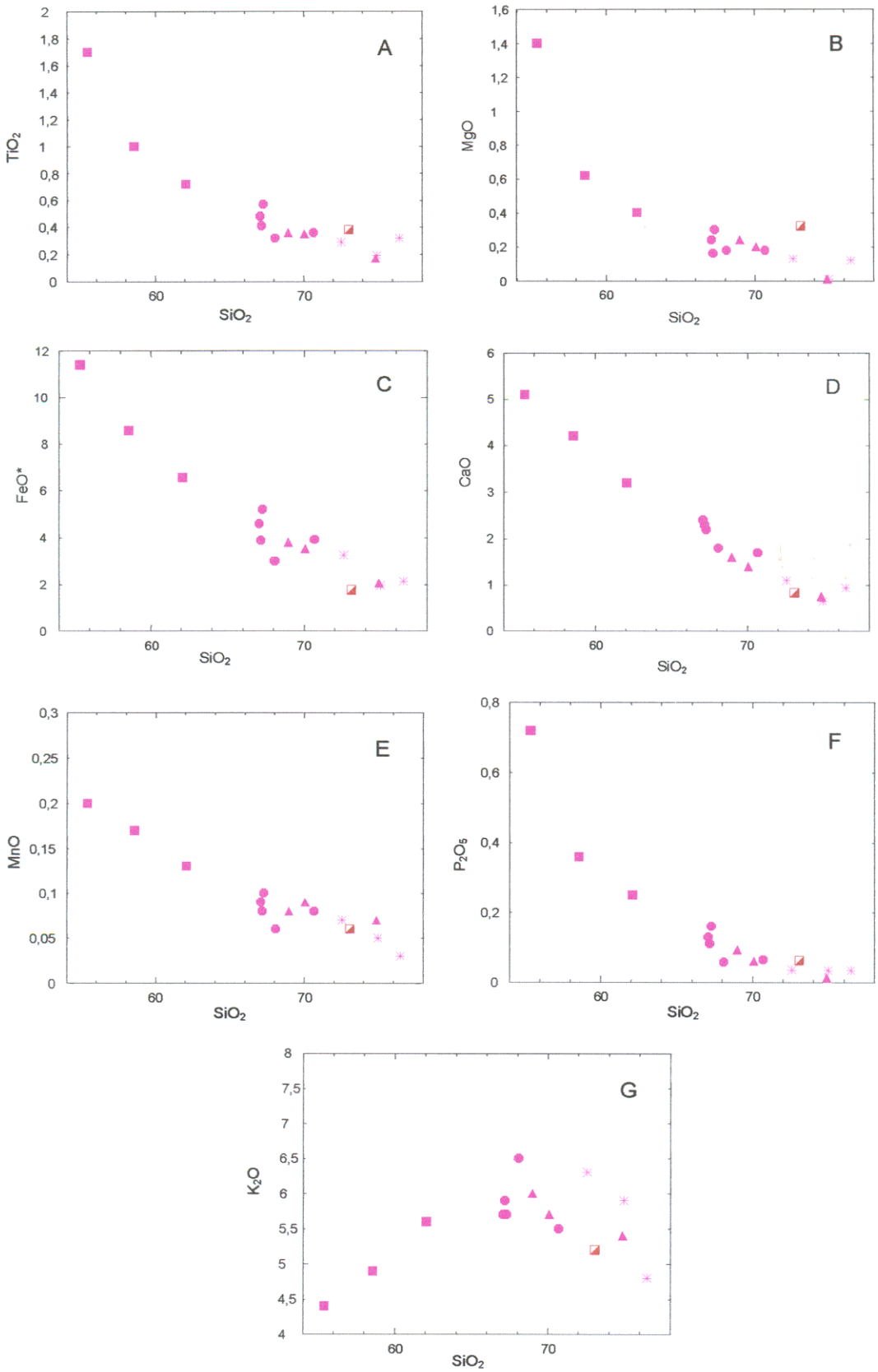


Figura 7.4 - Diagramas de Harker para as amostras da SIM. Óxidos em percentagem em peso. Símbolos como na figura 7.2.

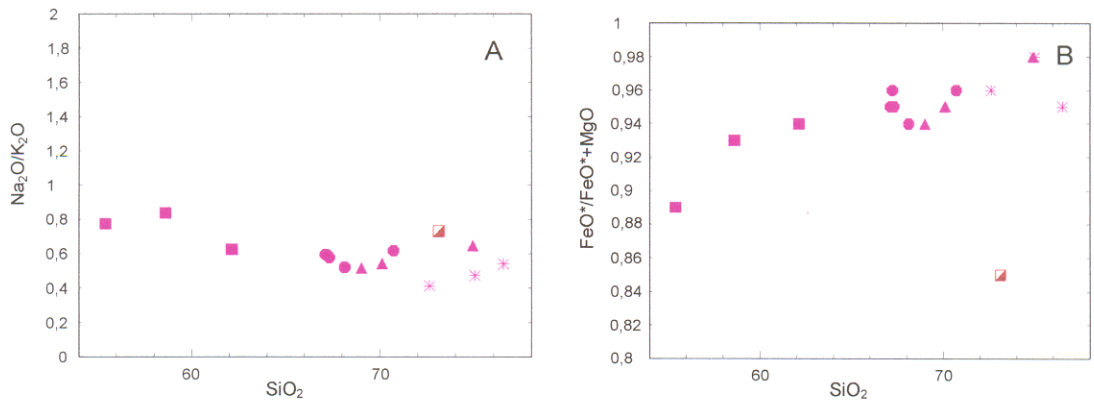


Figura 7.5 - Comportamento das rochas da SIM nos diagramas de SiO_2 x Na_2O/K_2O(A) e SiO_2 x FeO*/FeO* + MgO(B). Óxidos em porcentagem em peso. Símbolos como na figura 7.2.

K_2O mostra tendência ao enriquecimento nos FMS, enquanto nos HBG e HB exibe correlação negativa com a sílica (**Figuras 7.4g**). O conteúdo em álcalis é alto em todas as amostras da SIM (Na_2O + K_2O entre 7,40% e 9,90%) (**Tabela 7.1**).

Os três conjuntos de granitóides e os diques exibem razões Na_2O/K_2O menor que 1, e pouco variadas, embora levemente mais elevadas nos FMS (**Figura 7.5a**). As razões FeO*/(FeO* + MgO) (**Figura 7.5b, Tabela 7.1**) são elevadas nas rochas da SIM situando-se entre 0,89 a 0,98, com valores crescentes em direção aos BG e aos diques. A exceção corresponde à amostra LF-156, com valores muito baixos.

Quanto aos elementos traço, com o aumento no conteúdo em sílica, Ba e Sr decrescem e Rb descreve tendência de enriquecimento acentuado, seguida de decréscimo para amostras com sílica > 72% (**Figura 7.6a, b, c, Tabela 7.1**). A amostra LF-156 tem valores mais altos em Ba e Sr e mais baixos em Rb, em relação aos BG com similares teores em sílica, sendo acompanhada pela amostra LF-79 C e, no comportamento do Rb, adicionalmente pela LF- 128C, ambas representantes dos diques. As razões Rb/Ba e Rb/Sr mostram forte correlação positiva com o aumento no conteúdo em sílica nos BG, contrastando com a declividade moderada nos BHG e discreta nos FMS (**Figura 7.6d, e**). Ambas as razões decrescem com o aumento em sílica nas amostras de diques. A razão Sr/Ba delineia uma tendência quase horizontal,

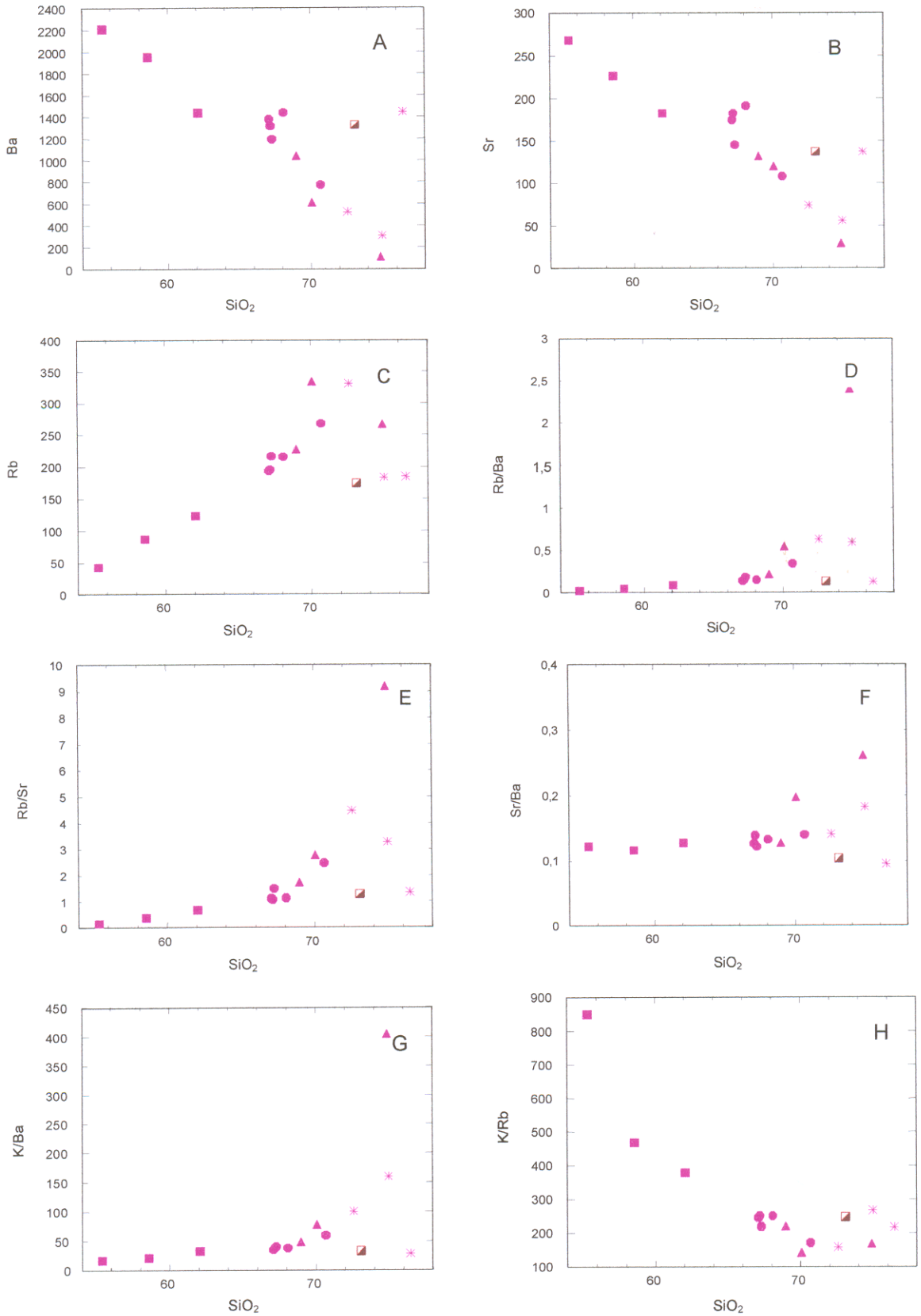


Figura 7.6 – Distribuição das amostras da SIM nos diagramas SiO_2 *versus* Ba (A), Sr (B), Rb (C), Rb/Ba (D), Rb/Sr (E), Sr/Ba (F), K/Ba (G) e K/Rb (H). Óxidos em porcentagem em peso, elementos-traço em ppm. Símbolos como na figura 7.2.

para os FMS e BHG, e uma forte correlação positiva com o aumento do conteúdo em sílica para os BG (**Figura 7.6f**). A razão K/Ba, mostra forte correlação positiva com a sílica para os BG e padrão suave para os FMS e BHG (**Figura 7.6g**). A razão K/Rb, por sua vez, decresce mais acentuadamente nos FMS e BHG, contrastando com o observado nos BG (**Figura 7.6h**).

Os teores em Ga, e Zr são elevados em todo o conjunto de rochas da SIM, variando respectivamente entre 24ppm e 35 ppm e 386 ppm e 755 ppm (**Figura 7.7a, b, Tabela 7.1**). O conteúdo em Nb cresce de uma forma geral em direção aos BG (**Figura 7.7c**). O Y caracteriza tendência de discreto enriquecimento nos FMS, enquanto uma forte correlação positiva com a sílica é delineada para os BHG e BG (**Figura 7.7d**). A amostra LF-156 e duas amostras representantes dos diques (LF-128 C e LF-79C) mostram teores mais baixos de Nb e Y. Apesar de limitados os dados disponíveis para Co e V nos BHG e BG, indicam um comportamento distinto entre estes conjuntos e os FMS (**Figura 7.7e, f**). Com o aumento no conteúdo em sílica, o forte empobrecimento dos dois elementos nos FMS contrasta com o padrão delineado para os BHG e BG.

Quanto à distribuição de ETR, nos FMS, as amostras LF-122 e LF-125 exibem enriquecimento moderado de ETR leves em relação às pesadas com razões $[La/Yb]_N$ de 7,33 e 7,14, e a amostra LF-30 apresenta padrão mais fortemente fracionado, com empobrecimento relativo em ETR pesados, caracterizado por razão $[La/Yb]_N$ de 27,90, (**Figura 7.8a, Tabela 7.1**). Observam-se anomalias em Eu muito discretas, positivas na primeira e última amostras mencionadas e negativa na segunda (valores da razão Eu*/Eu na **Tabela 7.1**). Os BHG, são algo mais ricos em ETR totais, e exibem padrões pouco fracionados, similares neste aspecto aos das amostras LF-122 e LF-125 dos FMS, com razões $[La/Yb]_N$ variando de 9,53 a 11,45 e anomalias negativas de Eu muito suaves a moderadas, sendo uma amostra praticamente isenta de anomalia em Eu (**Figura 7.8b, Tabela 7.1**). Os BG mostram o maior fracionamento em ETR, caracterizado por razões $[La/Yb]_N$ de 59,88 e 115,00, e acentuadas anomalias negativas em Eu (**Figura 7.8c, Tabela 7.1**).

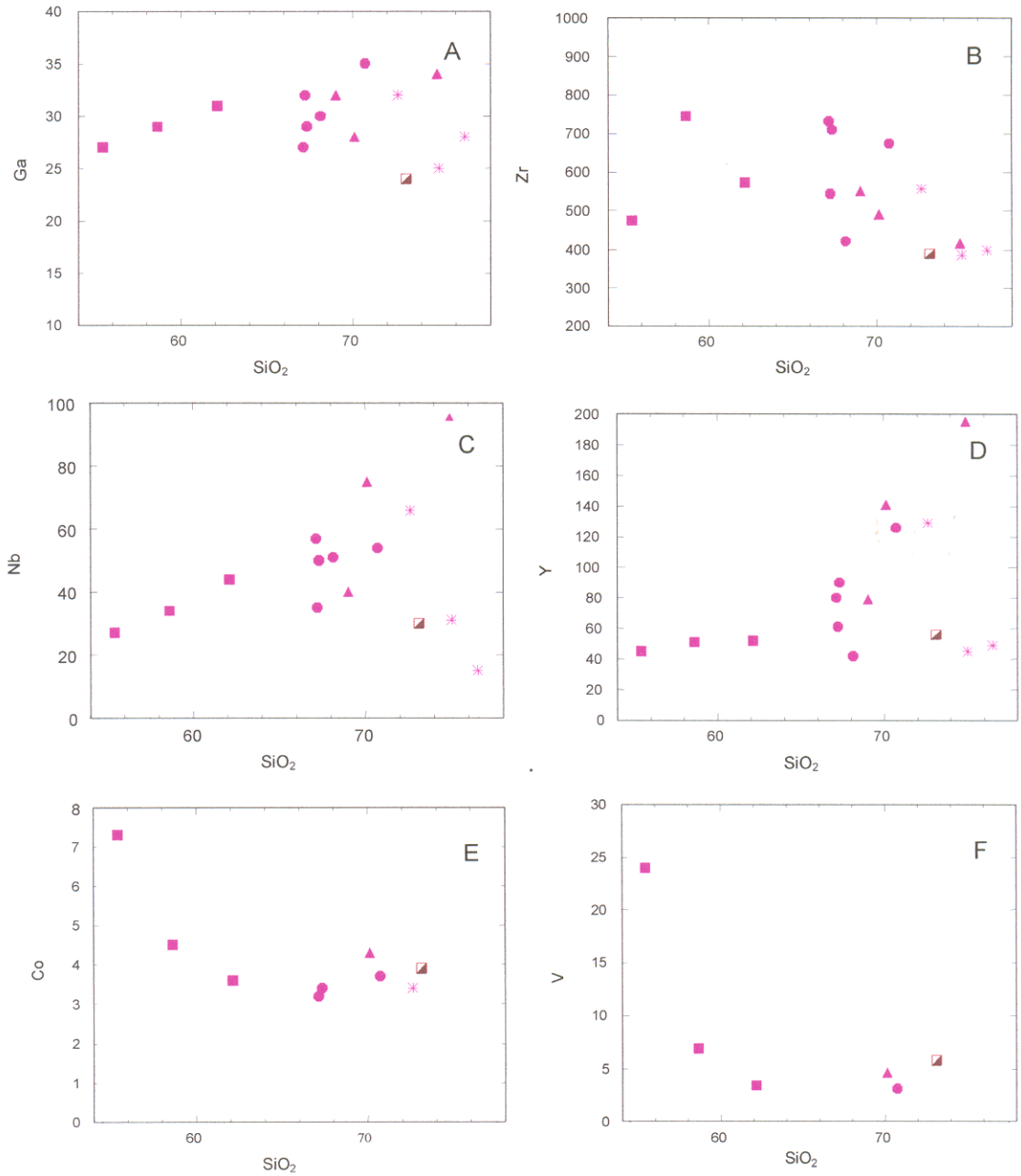


Figura 7.7 – Distribuição das amostras da SIM nos diagramas SiO_2 *versus* Ga (A), Zr (B), Nb (C), Y (D), Co (E), V (F). Óxidos em porcentagem em peso, elementos-traço em ppm. Símbolos como na figura 7.2.

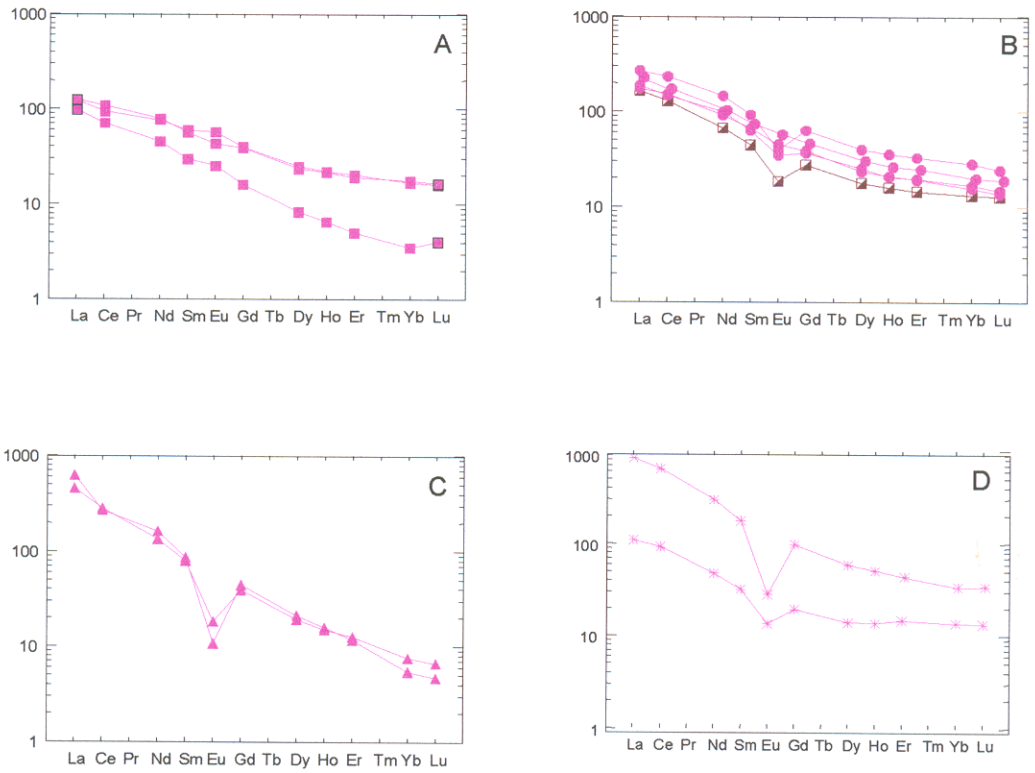


Figura 7.8 – Padrões de distribuição de ETR, para os FMS (A), HBG e amostra LF-156 (B), BH (C) e diques (D). Normalizados aos valores condríticos de Sun (1980).

As amostras LF-79 C e LF-128 C, que representam os diques graníticos, apresentam diferentes padrões de distribuição de ETR, que se assemelham respectivamente aos dos BG e HBG (**Figura 7.8d**). No granito da amostra LF-156 o padrão dos ETR é similar ao observado nos BHG, embora no primeiro o conteúdo de ETR totais seja algo inferior e a anomalia negativa de Eu algo mais pronunciada (**Figura 7.8b**).

A SIM mostra características químicas bastante similares às descritas para granitos rapakivi das áreas clássicas da Finlândia comentados por Rämö & Haapala (1995). Quando comparados aos granitóides rapakivi do batólito de Suomenieni, um dos mais bem estudados no escudo Báltico (Rämö 1991), os BHG e BG mostram comportamento muito similar quanto à razão FeO*/FeO*+MgO, álcalis, TiO_2 (**Figura 7.9a, b, c**), FeO*, MgO, MnO, CaO, P_2O_5 e K_2O. Os teores em Na_2O e Al_2O_3 são

levemente inferiores. Com relação aos elementos traço, a SIM exibe conteúdos de Rb, Zr (**Figura 7.9d, e**), Nb, Y, Ba e Sr, dentro da faixa de variação observada no batólito de Suomenieni, bem como razões Rb/Ba, Rb/Sr (**Figura 7.9f, g**) e K/Ba similares. Os granitóides da SIM mostram no entanto teores mais elevados em Ga (**Figura 7.9h**). Quando comparados a granitóides mais pobres em sílica do batólito de Suomenieni correspondendo a feldspato alcalino-sienitos na forma de diques, os FMS exibem comportamento distinto, com teores mais baixos em MnO, FeO, CaO e bem mais elevados em álcalis e Rb (**Figura 7.9b, d**).

Nos diagramas Y *versus* Nb e Y+Nb *versus* Rb propostos por Pearce *et al.* (1984), para discriminar o ambiente tectônico de granitóides fanerozóicos, as rochas da SIM ocupam o campo dos granitos intraplacas (**Figuras 7.10a, b**). Whalen *et al.* (1987), propuseram diagramas discriminantes de granitos tipo-A, com base, entre outras características, nos seus típicos altos teores em LILEs e HFSE e altas razões Ga/Al. A distribuição das rochas da SIM nos gráficos Zr+Nb+Ce+Y *versus* FeO*/MgO e Zr+Nb+Ce+Y *versus* Na_2O+K_2O/CaO, (**Figuras 7.10c, d**) indicam sua correlação com granitóides tipo A. As altas razões Ga/Al (**Tabela 7.1**), confirmam esta correlação.

7.1.1.2. Charnockitos porfiríticos na forma de diques

Os litótipos discutidos neste item, correspondem a charnockitos finos porfiríticos, aparentemente não deformados, que ocorrem em afloramentos isolados no interior do batólito da SIM (**Figura 7.1**) e no âmbito do embasamento paleoproterozóico. Foram interpretados como diques, no entanto, suas relações de contato com as rochas encaixantes não foram observadas. Uma amostra representativa foi selecionada para datação através da metodologia Pb-Pb em zircão. A idade média obtida, de 1824 ± 7 Ma, foi tentativamente interpretada como resultado da presença de cristais herdados da encaixante (ver **Capítulo 6**). Desta forma, as observações de campo e os dados geocronológicos não são conclusivos. Neste contexto optou-se por tratar estas rochas como representantes de um magmatismo mais jovem, cortando os granitos rapakivi, hipótese que carece de futuras investigações para sua comprovação.

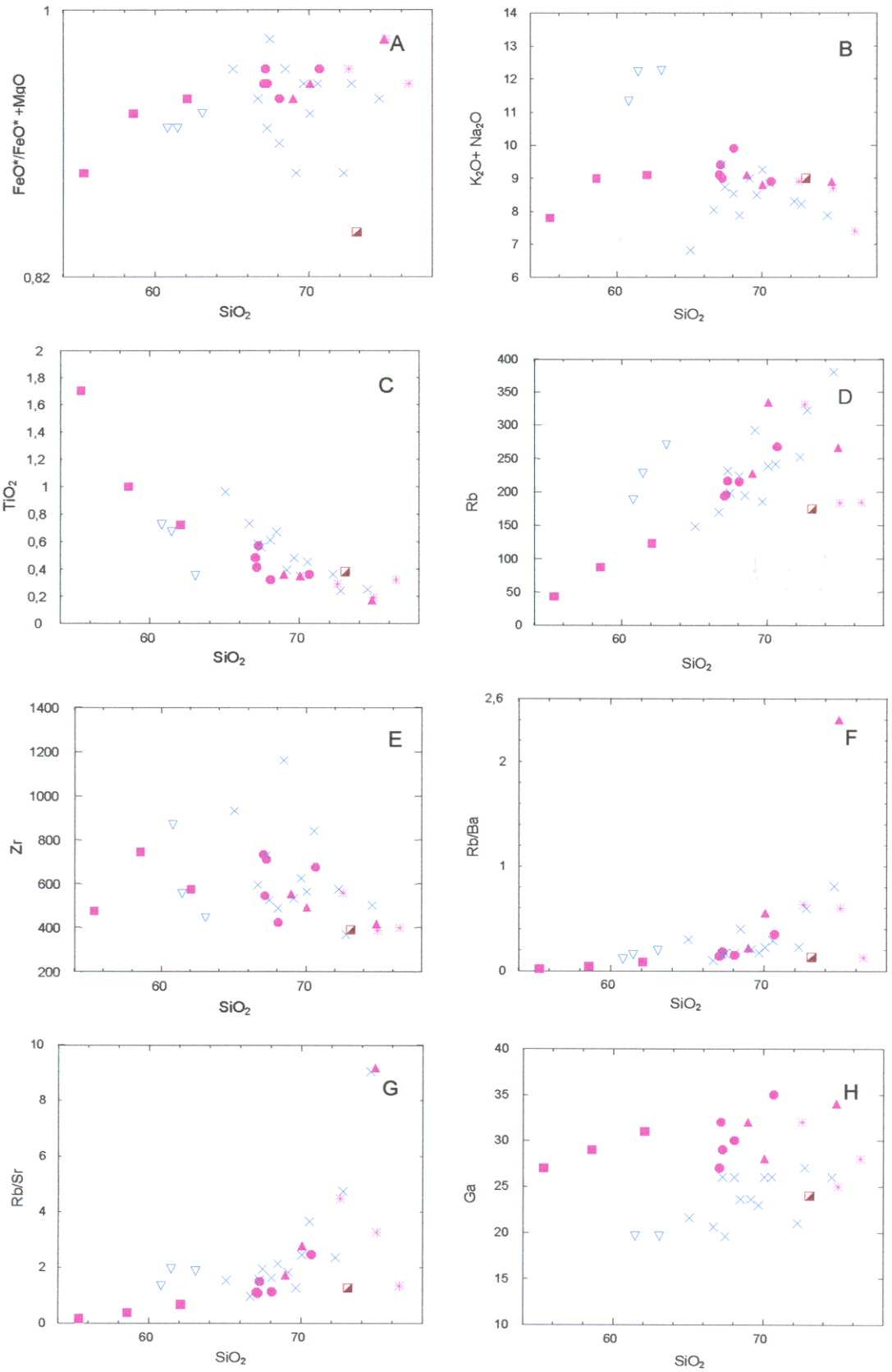


Figura 7.9 – Comportamento das amostras SIM em relação aos granitos do batólito de Suomenieni, Finlândia (Ramo 1991), nos diagramas SiO_2 *versus* FeO*/FeO*+MgO (A), Na_2O+K_2O (B), TiO_2 (C), Rb (D), Zr (E), Rb/Ba (F), Rb/Sr (G) e Ga (H). Óxidos em porcentagem em peso, elementos-traço em ppm. Símbolos para a SIM como na figura 7.2. ▽ - feldspato alcalino-sienitos; × - granitos do Batólito de Suomenieni.

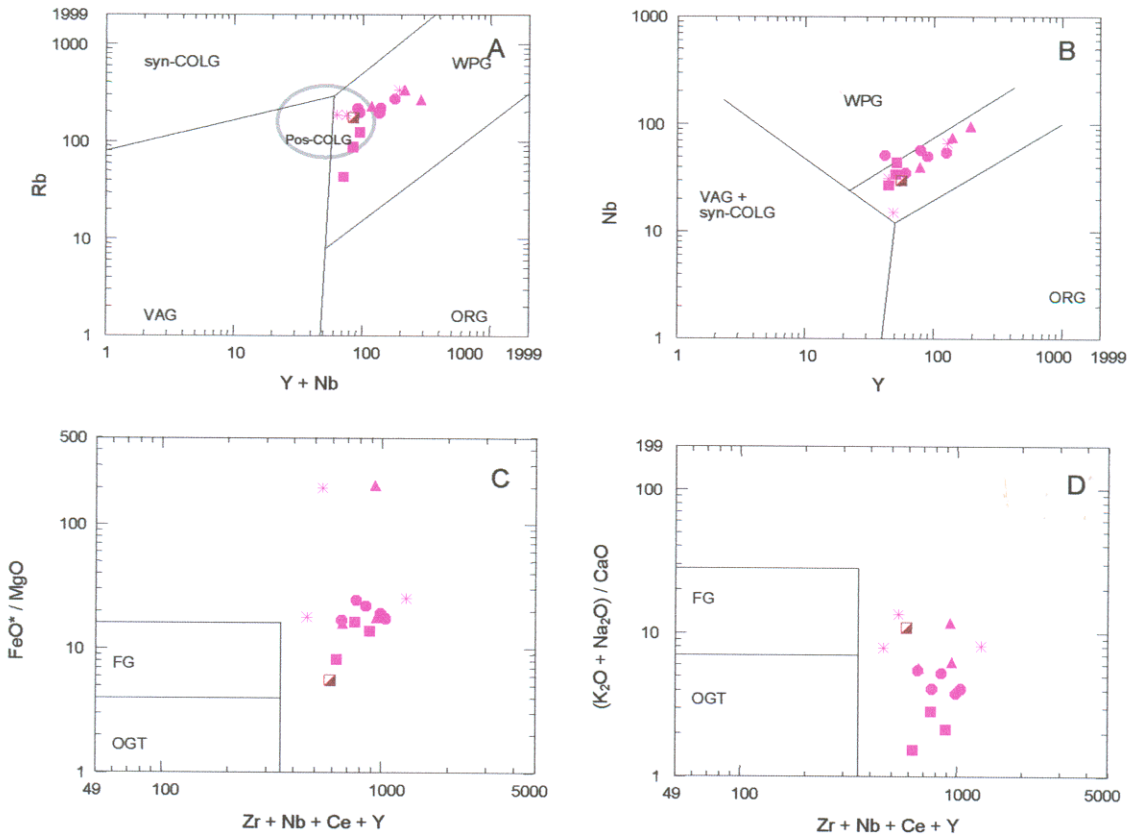


Figura 7.10 – Distribuição das amostras da SIM nos diagramas Y+Nb *versus* Rb (A) e Y *versus* Nb (B) com campos de acordo com Pearce *et al.* (1984), acrescido do campo dos granitos pós-colisionais (Pearce, 1996). WPG - granitos intraplacas, syn-COLG - granitos sin-colisionais, VAG - granitos de arco vulcânico, ORG – granitos de cadeis oceânica; Zr+Nb+Ce+Y *versus* FeO*/MgO (C), Zr+Nb+Ce+Y *versus* Na_2O+K_2O (D) com campos de acordo com Whalen et al. (1987). FG – granitos fracionados; OGT – granitos tipo M, I e S não fracionados. Elementos-traço em ppm. Símbolos como na figura 7.2.

Tabela 7.2 - Análises químicas de amostras de charnockitos porfiríticos finos. (LF- este trabalho; NN- CPRM 2000a; RB- Brandão & Freitas 1994).

Óxidos (% em peso)	LF-117B	NN-200A	LF-116	RB-141	NN-200B	LF-092
SiO_2	66,60	67,80	68,50	68,90	69,10	73,90
TiO_2	0,70	0,69	0,65	0,62	0,67	0,34
Al_2O_3	13,90	13,70	13,50	13,20	13,30	12,20
Fe_2O_3	1,00	1,70	1,50	3,40	2,30	1,40
FeO	4,40	4,30	4,40	2,20	3,40	2,30
MnO	0,12	0,08	0,10	0,06	0,08	0,07
MgO	1,20	0,92	0,91	0,83	0,79	0,12
CaO	3,10	2,80	2,80	2,50	2,50	1,50
Na_2O	2,90	2,90	2,80	2,80	2,80	2,80
K_2O	3,90	4,20	4,10	4,80	4,40	5,20
P_2O_5	0,20	0,18	0,16	0,14	0,15	0,04
P.F.	<0,01	0,03	0,09	0,80	0,08	<0,01
Total	98,02	99,30	99,51	100,25	99,57	99,87
Elementos-traço (p.p.m.)						
Co	3,0	n.d.	5,0	n.d.	n.d.	n.d.
V	34,0	n.d.	35,0	n.d.	n.d.	n.d.
Cu	13,0	n. d.	13,0	n. d.	n. d.	5,0
Pb	4,5	n. d.	8,5	n. d.	n. d.	4,8
Zn	38	n. d.	38	n. d.	n. d.	54
Rb	128	n. d.	160	n. d.	n. d.	161
Ba	761	800	843	n. d.	800	1162
Sr	183	155	190	n. d.	140	113
Ga	24	n. d.	27	n. d.	n. d.	28
Nb	12	n. d.	28	n. d.	n. d.	15
Zr	259	n. d.	300	300	n. d.	301
Y	57	n. d.	56	n. d.	n. d.	43
Th	<5	n. d.	7,00	n. d.	n. d.	<5
La	41,39	38,46	46,30	n. d.	36,53	n. d.
Ce	84,98	95,51	94,41	n. d.	84,59	n. d.
Nd	34,32	43,72	41,01	n. d.	46,25	n. d.
Sm	7,60	8,62	8,58	n. d.	7,88	n. d.
Eu	1,55	1,67	2,01	n. d.	1,53	n. d.
Gd	6,06	6,57	7,14	n. d.	5,98	n. d.
Dy	4,53	6,60	5,35	n. d.	6,57	n. d.
Ho	0,87	1,35	1,02	n. d.	1,28	n. d.
Er	2,17	3,76	2,63	n. d.	3,33	n. d.
Yb	1,71	3,29	1,95	n. d.	2,66	n. d.
Lu	0,26	0,47	0,29	n. d.	0,33	n. d.
FeO*/FeO*MgO	0,82	0,86	0,86	0,86	0,87	0,97
Na_2O/K_2O	0,74	0,69	0,68	0,58	0,64	0,54
Eu*/Eu	0,70	0,68	0,79	_	0,68	_
$[La/Yb]_N$	16,23	7,82	15,88	_	9,18	_
Rb/Ba	0,17	_	0,19	_	_	0,14
Rb/Sr	0,70	_	0,84	_	_	1,42
Sr/Ba	0,24	0,19	0,23	_	0,18	0,10
K/Ba	42,54	43,58	40,37	_	45,66	37,15
K/Rb	252,92	_	212,71	_	_	268,11
10.000Ga/Al	3,26	_	3,78	_	_	4,34

n. d.: não dosado.

Três amostras de charnockitos finos foram selecionadas para análise química, tendo sido interpretadas em conjunto duas amostras provenientes do Projeto Roraima Central (CPRM 2000 a) e uma do Projeto Mucajaí (Brandão & Freitas 1994). Os dados constam da **tabela 7.2** .

Os teores em sílica variam, em geral, de 66,60% a 69,10% com uma amostra isolada fornecendo 73,90%.

São rochas subalcalinas, metaluminosas, ocupando o campo dos leuco-granodioritos no diagrama multicatiônico R_1R_2 de De la Roche *et al.* (1980).

Quando comparadas aos granitos rapakivi da SIM mostram teores algo mais elevados em TiO_2, FeO e CaO (**Figura 7.11a, b, c**). As amostras LF-117 B, LF-116, NN-200A, RB-141 e NN-200B apresentam forte enriquecimento em MgO e a amostra LF-92 se alinha com a tendência delineada pela SIM (**Figura 7.11 d**). Como descrito no **Capítulo 4** a amostra LF-92 exibe algumas diferenças petrográficas. É a única portadora de clinopiroxênio, sendo incerta sua relação com o resto do conjunto analisado.

Quanto aos elementos traço, mostram teores em Rb algo inferiores àqueles dos BHG e BH (**Figura 7.12. a**). Os conteúdos em Ba e Sr são similares àqueles da SIM para o mesmo intervalo em sílica (**Figura 7.12b, c)**. Os teores de Ga são altos, similares aos observados na SIM (**Figura 7.12d**). Os teores de Y, Zr e Nb são algo inferiores aos valores observados para os BHG e BG (**Figura 7.12e, f, g**).

Os valores das razões Rb/Ba e Rb/Sr se superpõem ao campo definido pela SIM para similares conteúdos em sílica.

O comportamento dos ETR define padrão similar ao observado para ao BHG, fácies granitóide dominantes na SIM (**Figura 7.13**).

Nos diagramas discriminatórios de ambiente tectônicos propostos por Pearce *et al.* (1984), os charnocktos porfiríticos finos ocupam o campo dos granitos intraplacas se superpondo ao campo ocupado pela SIM.

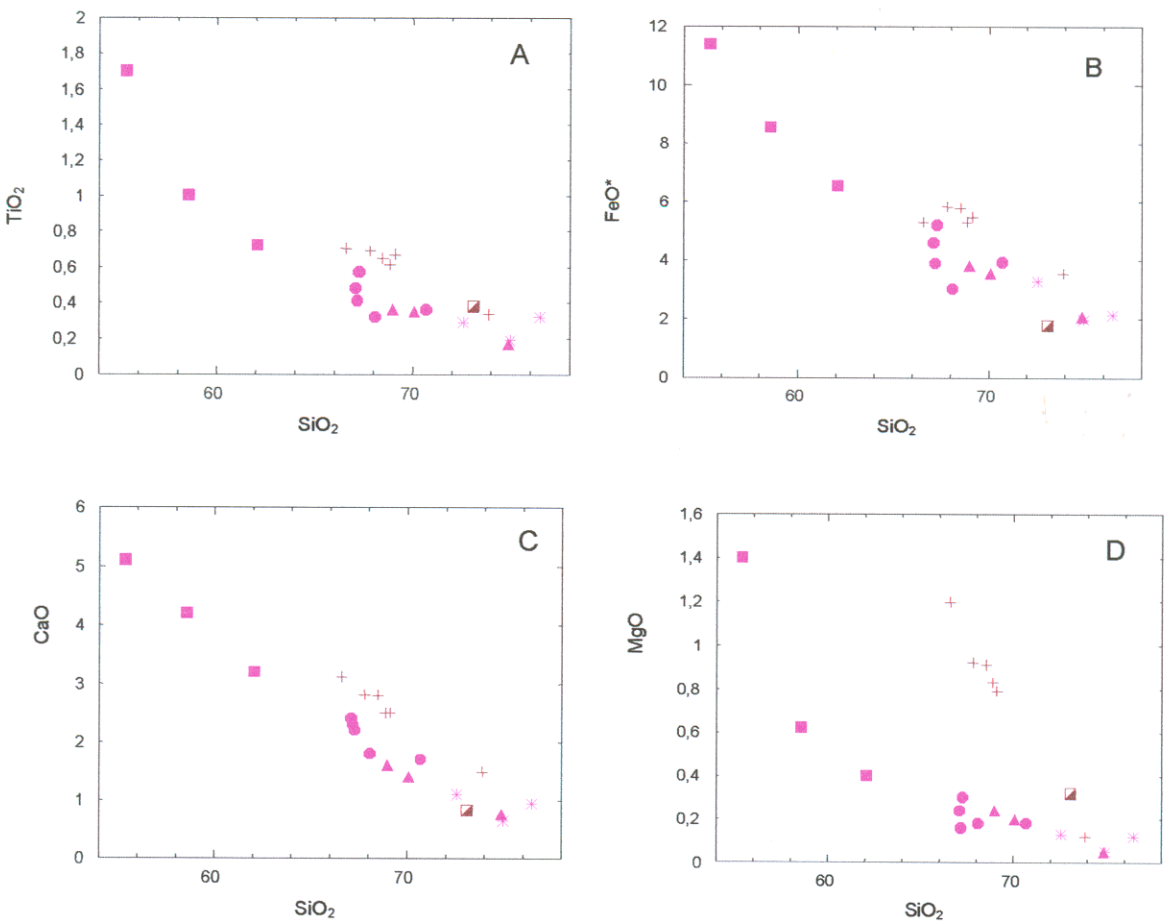


Figura 7.11 – Distribuição das amostras de charnockitos porfiríticos finos, em relação a SIM, nos diagramas SiO_2 *versus* TiO_2 (A), FeO* (B), MgO (C), CaO (D). Símbolos para SIM como na figura 7.2; + - charnockitos porfiríticos finos.

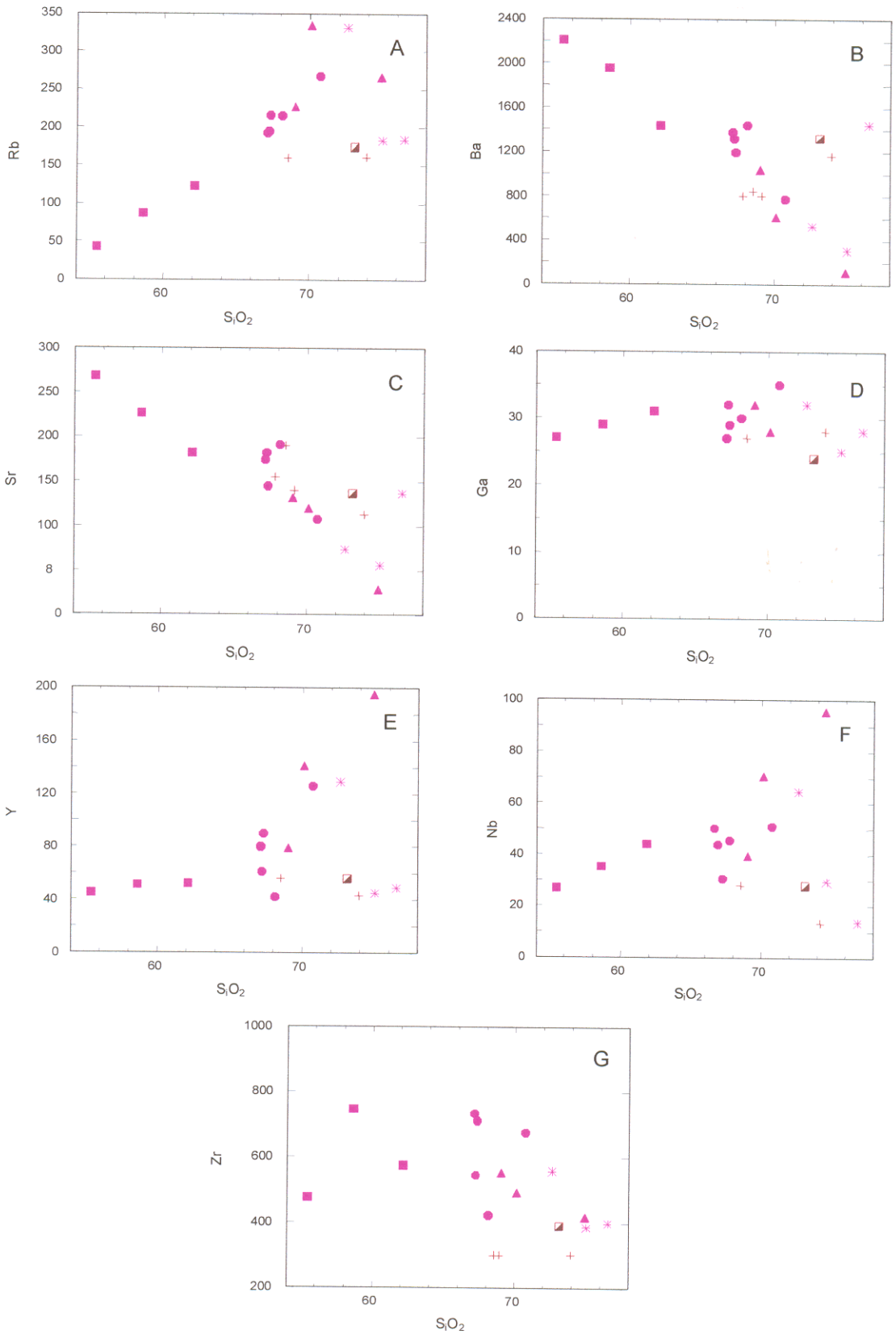


Figura 7.12 – Distribuição das amostras de charnockitos porfiríticos finos, em relação a SIM, nos diagramas SiO_2 *versus* Rb (A), Ba (B), Sr (C), Ga (D), Y (E), Nb (F), e Zr (G). Óxidos em porcentagem em peso, elementos-traço em ppm. Símbolos para a SIM como na figura 7.2; -charnockitos porfiríticos finos.

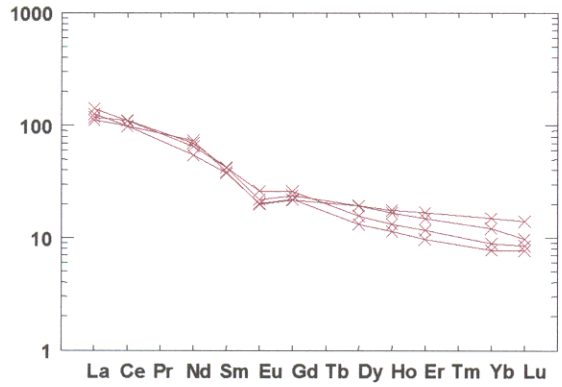


Figura 7.13 – Padrão de distribuição de ETR dos charnockitos porfiríticos aos valores condríticos de Sun (1980).

7.1.1.3. Anortositos e gabronoritos

Serão brevemente discutidos a seguir os dados litoquímicos disponíveis para os anortositos, com idade de 1.527 ± 7 Ma (Santos *et al.* 1999, ver **Capítulo 6**) e outros litótipos máficos, associados aos granitos rapakivi.

Estas suítes ígneas não foram abordadas com maior detalhe nesta tese e os dados apresentados provêm de trabalhos anteriores. Análises químicas referentes a cinco amostras de anortosito, três de gabronoritos e uma de olivina-diabásio são provenientes de Brandão & Freitas (1994). Uma análise do olivina-gabronorito Caracaraí foi disponibilizada pelo Projeto Caracaraí (CPRM 2000 b) (**Tabela 7.3**).

Três grupos principais serão discutidos: anortositos; gabronoritos; e olivina-gabronoritos e ol-diabásios, que serão referidos em conjunto como ol-gabronoritos. Deve-se mencionar que diques de diabásio portadores de augita, hornblenda, biotita, comuns na porção sudoeste da área, foram relacionados por Brandão & Freitas ao magmatismo mesozóico da Suíte Básica Apoteri. Estes diabásios, no entanto, raramente contém olivina. Apesar desta diferença petrográfica é possível que parte das amostras de ol-diabásio descritas no **Capítulo 4**, uma das quais discutida a seguir, não pertençam a associação mesoproterozóica. Um estudo litoquímico e geocronológico detalhado deverá no futuro esclarecer a questão que está fora do alcance desta tese.

Tabela 7.3 - Análises químicas de amostras de anortositos (ANOR), gabronoritos (GBN) e olivina-gabronoritos (OGBN). (FF - e RB - Brandão e Freitas 1994; MJ - CPRM 2000b).

	FF-184	RB-120	FF-243	FF-186	FF-330	RB-130	FF-211	FF-200A	MJ-195B	FF-197
Óxidos (% em peso)	ANOR	ANOR	ANOR	ANOR	ANOR	GBN	GBN	GBN	OGBN	OGBN
SiO_2	53,30	53,40	54,12	56,10	56,30	50,00	50,30	50,90	50,90	47,80
TiO_2	0,34	1,50	0,37	0,62	0,45	1,00	2,50	1,90	0,23	0,73
Al_2O_3	23,40	22,50	23,61	22,70	22,60	16,10	14,20	15,10	17,00	17,00
Fe_2O_3	1,40	2,10	1,50	1,90	0,65	2,40	6,00	2,60	3,10	3,20
FeO	2,40	2,90	2,43	1,60	2,20	8,40	9,10	9,80	6,00	7,90
MnO	0,05	0,14	0,06	0,08	0,04	0,15	0,35	0,17	0,18	0,14
MgO	3,40	1,30	0,91	0,63	0,43	8,80	4,50	6,30	9,60	10,40
CaO	9,50	8,60	8,42	8,20	8,80	9,70	8,10	8,50	10,30	9,30
Na_2O	4,30	4,70	5,12	4,90	5,10	2,00	2,60	2,70	1,70	2,00
K_2O	1,00	1,60	1,55	1,40	1,90	0,60	1,60	1,30	0,23	0,46
P_2O_5	0,08	0,23	0,29	0,14	0,16	0,16	0,16	0,23	0,03	0,11
H_2O	n. d.	0,10	0,36	0,10	0,07	0,10	0,10	0,10	n. d.	0,10
P.F.	<0,01	0,71	0,66	1,10	0,94	0,30	0,30	0,05	0,01	0,30
Total	99,17	99,78	99,40	99,47	99,64	99,71	99,81	99,65	99,28	99,44
Mg#	62,34	32,60	30,02	25,33	21,58	59,76	35,61	48,05	66,06	63,23
Elementos-traço (p.p.m.)										
Ba	440	n. d.	700	n. d.	940	280	900	400	94	560
Sr	480	n. d.	530	n. d.	550	145	165	135	150	135
Nb	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	2,5	n. d.
Zr	10	30	n. d.	70	100	50	150	70	21	50
La	n. d.	n. d.	n. d.	6,35	11,99	n. d.	26,84	n. d.	3,66	n. d.
Ce	n. d.	n. d.	n. d.	11,50	24,21	n. d.	62,07	n. d.	9,16	n. d.
Nd	n. d.	n. d.	n. d.	7,33	17,08	n. d.	39,15	n. d.	3,52	n. d.
Sm	n. d.	n. d.	n. d.	1,31	3,31	n. d.	7,90	n. d.	0,73	n. d.
Eu	n. d.	n. d.	n. d.	0,52	1,52	n. d.	1,70	n. d.	0,41	n. d.
Gd	n. d.	n. d.	n. d.	0,94	2,52	n. d.	7,82	n. d.	0,76	n. d.
Dy	n. d.	n. d.	n. d.	0,67	1,74	n. d.	7,43	n. d.	0,89	n. d.
Ho	n. d.	n. d.	n. d.	0,15	0,44	n. d.	1,35	n. d.	0,19	n. d.
Er	n. d.	n. d.	n. d.	0,33	1,14	n. d.	3,98	n. d.	0,59	n. d.
Yb	n. d.	n. d.	n. d.	0,34	0,83	n. d.	4,00	n. d.	0,45	n. d.
Lu	n. d.	n. d.	n. d.	0,06	0,15	n. d.	0,49	n. d.	0,08	n. d.

n.d.: não dosado.

Os anortositos exibem mais altos teores em sílica dentre os três conjuntos, com valores entre 53,30% e 56,30%. Nos gabronoritos e ol-gabronoritos a sílica varia de 50,00% a 50,90% e 47,80% a 50,90%, respectivamente (**Tabela 7.3**).

Excluindo-se a amostra FF-184, portadora de olivina, com Mg# de 62,34, os anortositos mostram os menores valores de Mg# entre 21,58 e 32,60 (**Tabela 7.3; figura 7.14a**). Nos gabronoritos o Mg# varia entre 35,61 e 59,76 e nos ol-gabronoritos entre 63,23 e 66,06 (**Tabela 7.3; Figura 7.14a**).

Nos diagramas de Harker as diferenças entre os três grupos fica evidente. Com relação aos gabronoritos e ol-gabronoritos, os anortositos mostram mais baixos teores de TiO_2, MgO e FeO, maiores conteúdos em álcalis especialmente Na_2O e forte enriquecimento em Al_2O_3, em consonância com sua natureza rica em plagioclásio (**Figura 7.14b, c, d, e, f**). Quanto aos elementos-traço mostra altos conteúdos de Sr (**Figura 7.14g**). As duas amostras de ol-gabronoritos são levemente mais pobres em TiO_2, FeO e Na_2O e mais ricas em MgO e Al_2O_3 com valores similares para Sr.

No diagrama AFM, os gabronoritos e ol-gabronoritos com delimitação dos campos segundo Irvine & Baragar (1971), distribuem-se no campo toleiítico e os anortositos se situam no campo calcialcalino, se aproximando do vértice dos álcalis (**Figura 7.15**).

O ol-gabronorito da amostra MJ-195 B exibe o maior empobrecimento em ETR totais com valores aproximadamente dez vezes os do condrito, anomalia positiva de Eu e razão $[La/Yb]_N$ de 5,39 (**Tabela 7.3, Figura 7.16**). Os anortositos são algo mais enriquecidos em ETR totais e exibem, da mesma forma, anomalias positivas em Eu sendo suas razões $[La/Yb]_N$ de 12,49 e 9,66, evidenciando fracionamento mais acentuado em ETR pesadas (**Tabela 7.3, Figura 7.16**). A amostra de gabronorito (FF-211), única a exibir anomalia negativa em Eu, tem os maiores conteúdos em ETR totais, entre dez e cem vezes o condrito, sendo caracterizada por razão $[La/Yb]_N$ de 4,49 (**Tabela 7.3, Figura 7.16**).

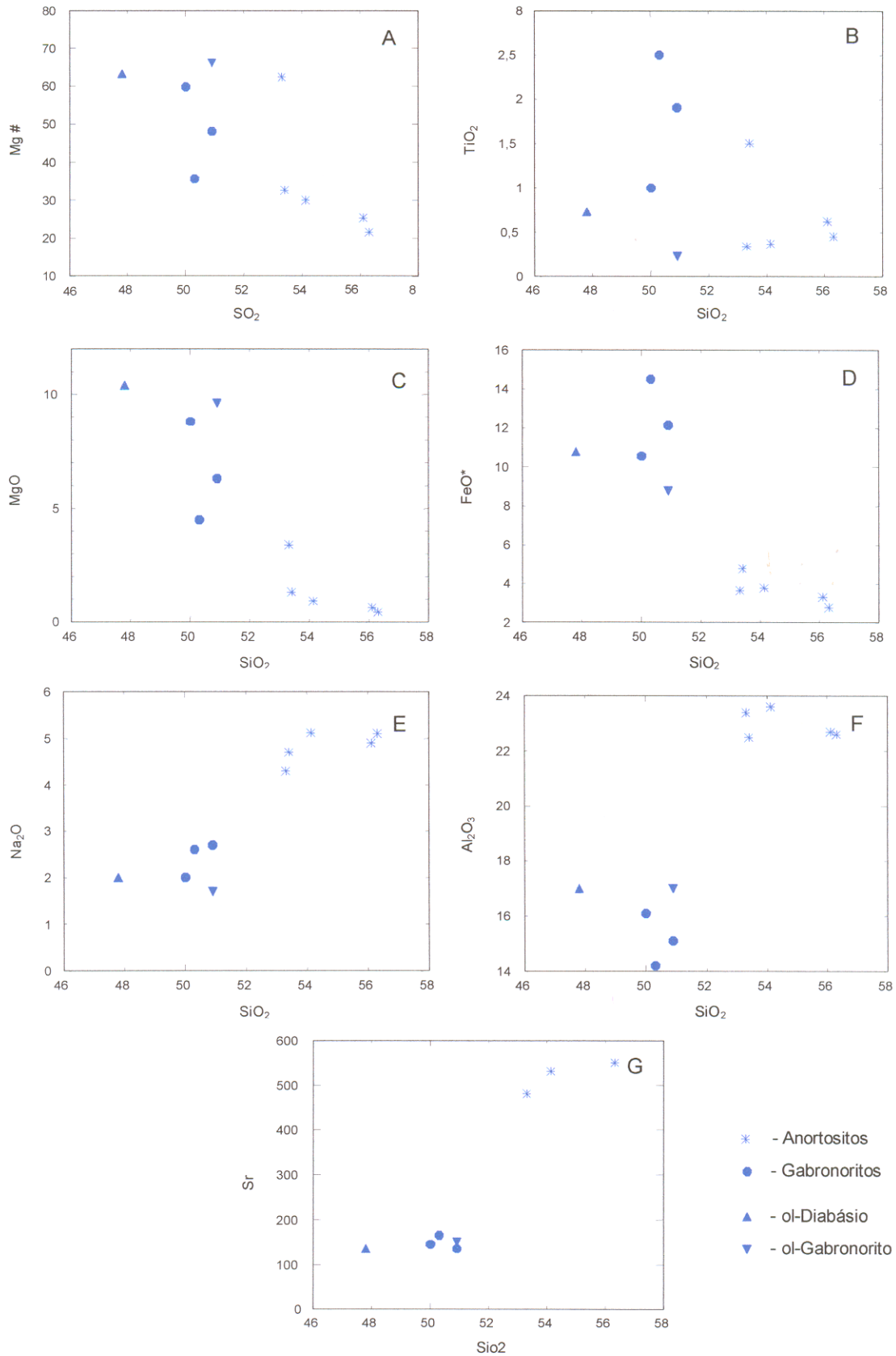


Figura 7.14 – Distribuição dos anortositos, gabronoritos e ol-gabronoritos nos diagramas SiO_2 *versus* Mg# (A), TiO_2 (B), MgO (C), FeO* (D), Na_2O (E), Al_2O_3 (F), e Sr (G). Óxidos em porcentagem em peso, elementos-traço em ppm.

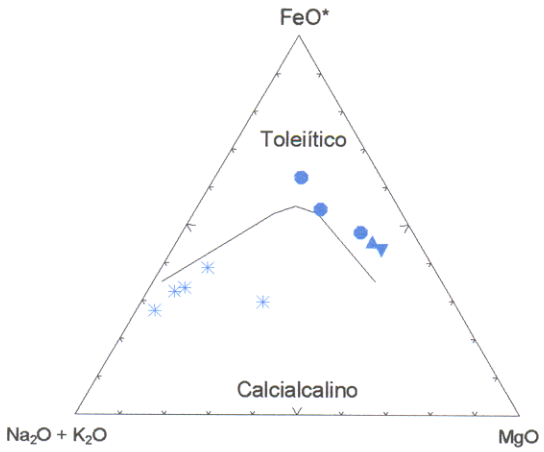


Figura 7.15 – Distribuição dos anortositos, gabronoritos e ol-gabronoritos no diagrama AFM, com campos de Irvine & Baragar (1971). Símbolos como na Figura 7.14.

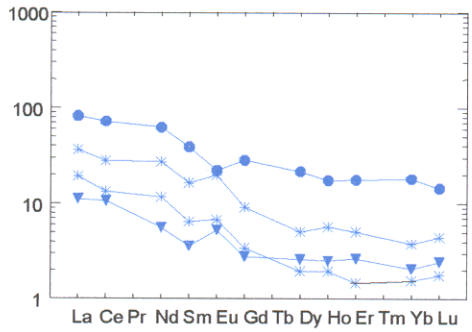


Figura 7.16 – Padrão de distribuição de ETR dos anortositos, gabronoritos e ol-gabronoritos. Normalização aos valores condríticos de Sun (1980). Símbolos como na Figura 7.14.

7.1.2. Dados isotópicos Sm-Nd

A tabela **7.4** apresenta os dados isotópicos Sm-Nd disponíveis para as rochas paleo e mesoproterozóicas estudadas. O Granitóides da SIM exibem conteúdos relativamente elevados de Sm e Nd (maiores que 10 e 121 respectivamente), sendo que a composição isotópica dos granitóides mostra correlações consistentes com as variações petrográficas e litoquímicas verificadas nas fácies. A razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ varia de 0,12438 nos FMS (amostra LF-122), a 0,10462 nos BG (amostra LF-03 C) decrescendo em direção a estes últimos, que correspondem ao conjunto mais diferenciado. Enquanto os valores de $f_{Sm/Nd}$ entre 0,3677 e 0,4681, aumentam em direção aos BG. Os valores atuais das razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ variam entre 0,511586 nos BG até 0,511842 nos FMS. As idades modelo T_{DM} variam entre 2,01 Ga e 2,07 Ga, bem

mais antigas que as idades Pb/Pb e U/Pb disponíveis para a SIM. Os valores de ε_{Nd} (T) são negativos, entre –1,54 e –2,37, situando-se ao longo da curva de evolução do Nd das rochas do embasamento da SIM no diagrama idade *versus* ε_{Nd} (T) (**Figura 7.17**).

Uma amostra de charnockito fino, porfirítico (LF-117 B) foi analisada para Sm-Nd, (**Tabela 7.4, Figura 7.17**) tendo fornecido idade modelo T_{DM} de 2,18Ga, um pouco maior que aquelas obtidas para os granitóides da SIM (**Tabela 7.4**), com ε_{Nd} (T) de –3,15, valor inferior àqueles obtidos para a SIM.

Do corpo anortosítico do igarapé Repartimento foi selecionada a amostra RB-184 para análise isotópica. Os conteúdos em Sm e Nd são baixos, respectivamente, 1,20ppm e 5,73ppm, com razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ de 0,12626, $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,511782 e $f_{Sm/Nd}$ –16,70. A idade modelo T_{DM} é de 2,20 Ga, a maior dentre as rochas meso- e paleoproterozóicas analisadas e o valor de ε_{Nd} (T) é de –2,95.

Tabela 7.4 – Dados Isotópicos Sm-Nd obtidos neste trabalho. Unidades litológicas mesoproterozóicas: SIM, Suíte Intrusiva Mucajaí (BG- biotita-granitos; BHG – hornblenda-biotita-granitos; FMS – faialita-mangeritos e sienitos); CHARNO, charnockitos porfiríticos finos; e ANOR, Anortosito Repartimento. Unidades litológicas paleoproterozóicas: GIB, Gnaisses Igarapé Branco; GIM, Gnaisses Igarapé Miracelha; SISP, Suíte Intrusiva Serra da Prata; HGN, hornblenda-gabronorito.

Amostra	*Unidade*	*Sm (ppm)*	*Nd (ppm)*	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	*f (Sm/Nd)*	T_{DM}	ε_{Nd} *(T)*
LF-3C	SIM - BG	21,09	121,84	0,10462	0,511586	-0,46812	2,038647	-2,37223
LF-09A	SIM - BHG	15,52	84,35	0,11121	0,511695	-0,43462	2,006646	-1,54231
LF-131	SIM - BHG	10,68	55,04	0,11735	0,511737	-0,40341	2,068805	-1,93536
LF-122	SIM - FMS	11,44	55,58	0,12438	0,511842	-0,36767	2,051554	-1,27087
LF-117B	CHARNO	9,44	47,84	0,11933	0,511695	-0,39334	2,182457	-3,14982
LF-184	ANOR	1,2	5,73	0,12626	0,511782	-0,35811	2,203772	-2,91818
LF-06a	GIB	14	68,09	0,12431	0,511841	-0,36802	2,051661	2,467373
LF-08	GIM	8,04	45,83	0,10604	0,511585	-0,4609	2,067364	1,991312
LF-10E	SISP	7,25	36,76	0,11923	0,511686	-0,39385	2,194989	0,678345
LF-26	SISP	9	47,17	0,11535	0,511663	-0,41357	2,143113	1,196112
LF-63a	SISP	6,58	35,59	0,1118	0,511657	-0,43162	2,076308	1,953715
LF-58c	HGN	3,4	13,78	0,14929	0,512166	-0,24103	2,076298	2,583271

Valores normalizados a $^{146}Nd/^{144}Nd$; ε_{Nd} (T) calculado utilizando-se os valores condríticos de $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,51264 e $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0,1966; T_{DM} calculada segundo DePaolo (1981).

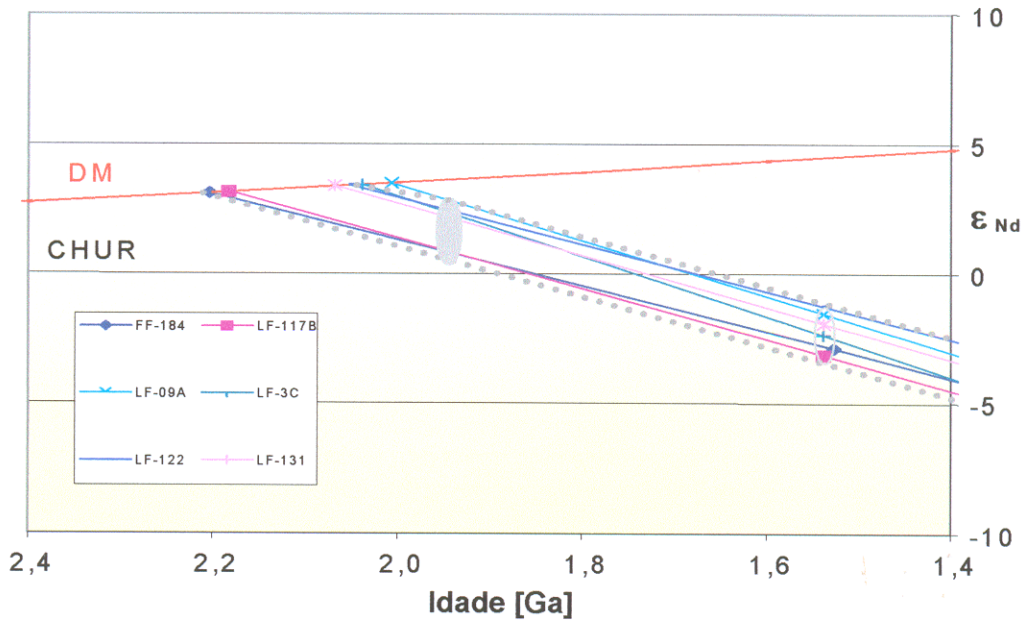


Figura 7.17 – Distribuição das amostras da SIM (LF-9A, LF-131, LF122), dos charnockitos finos, porfiríticos (LF-117B) e do Anortosito Repartimento (FF-184), no diagrama Idade versus $\varepsilon_{ND}(T)$, com as curvas do Manto Depletado (DM) e CHUR. As linhas pontilhadas representam a evolução do Nd nas rochas paleoproterozóicas e o campo preenchido, a distribuição de seus valores de $\varepsilon_{ND}(T)$.

7.1.3. Petrogênese

7.1.3.1. Granitos rapakivi da Suíte Intrusiva Mucajaí

Os granitóides da SIM dispõem-se em um grande corpo, o batólito da Serra Mucajaí, e em alguns corpos de menor expressão. Exibem textura rapakivi *sensu strictu* (Vorma 1976) incluindo cristais esféricos de feldspato alcalino, por vezes manteados por oligoclásio, e mais de uma geração de feldspato alcalino e quartzo (ver **Capítulo 4**). Assim como os principais complexos de granitóides rapakivi estudados em vários escudos (Rämö & Haapala 1995) ocorrem em típica associação bimodal, com anortositos e rochas gabronoríticas. Registros da coexistência entre magmas ácidos e básicos como cristais de feldspato alcalino, pingados nos enclaves máficos (Vernon *et al.*1988) ocorrem localmente, sendo que a escassez de termos intermediários sugere

que a mistura destes magmas ácidos e básicos não controlou a evolução magmática da SIM.

Suas características litoquímicas em especial suas elevadas razões FeO*/FeO* + MgO, altos conteúdos em K_2O + Na_2O, em HFSE como Ga, Zr e altas razões Ga/AL, permitem classifica-los como granitos tipo A, subalcalinos.

O batólito da Serra Mucajaí é integrado por três fácies principais que caracterizam um zoneamento composicional assimétrico no corpo (**Figura 7.1**). Os FMS, mais primitivos, mais pobres em sílica e mais ricos em MgO, FeO, CaO e TiO_2 (**Figuras 7.4. Tabela 7.1**), ocorrem na parte sudoeste do batólito, bordejando o corpo anortosítico do igarapé Repartimento. Em contato com os FMS dispõem-se os BHG, que ocupam a parte central do batólito e dão lugar para nordeste aos BG, que constituem a fácies mais enriquecida em sílica e empobrecida em MgO, FeO, CaO e TiO_2 (**Figura 7.1, Tabela 7.1**). A variação composicional assimétrica verificada na SIM, com a fácies mais primitiva em contato com o anortosito, e fácies mais diferenciadas a maiores distâncias do corpo anortosítico é comum em vários complexos anortosito-mangerito-charnockito-granito rapakivi (AMCG, Emslie & Stirling, 1993) e anortosito-granito rapakivi (AG, Amelin *et al.* 1997). Emslie & Stirling (1993) acreditam que os anortositos e rochas granitóides mais primitivas representem as porções mais profundas do complexo, e que processos de fracionamento relacionados à gravidade e ao gradiente termal imposto pela presença do corpo anortosítico resultem no zoneamneto composicional observado, sendo possível propor para a SIM um modelo similar.

De acordo com Hanson (1978) uma variação muito ampla no conteúdo em Ba e Sr em suites granitóides, quadro verificado na SIM, indica que processos de cristalização fracionada foram mais importantes do que a fusão parcial em variados graus na sua geração.

A análise das tendências delineadas nos diagramas de variação das **figuras 7.4, 7.6 e 7.7**, em conjunto com os valores dos coeficientes de partição *mineral/melt* relatados por inúmeros autores e listados por Rollinson (1993, p. 108-111), aliada às

características petrográficas das três fácies, permitem sugerir a assembléia de minerais cuja cristalização fracionada deve ter controlado evolução magmática da SIM.

O empobrecimento gradativo em FeO, MgO, CaO, TiO_2, P_2O_5, Ba e Sr com o aumento do conteúdo em sílica deve refletir o fracionamento de feldspato alcalino e plagioclásio, silicatos máficos, minerais óxidos de Fe - Ti e apatita.

Valores decrescentes para a razão K/Rb e crescentes para as razões Rb/Sr e Rb/Ba (**Figura 7.6**) sugerem que o fracionamento de feldspato alcalino foi importante na evolução dos FMS, HBG e em especial dos BG, que mostram os maiores valores para as razões Rb/Sr e Rb/Ba. A razão Sr/Ba, pouco variável nos FMS e BHG e mostrando forte correlação positiva com a sílica nos BG, sugere por sua vez, que plagioclásio (e talvez também clinopiroxênio) integrava a assembléia de minerais fracionados nos dois primeiros grupos não tendo controlado no entanto a evolução dos BG. O comportamento das razões K/Rb, Rb/Sr e Rb/Ba (**Figura 7.6**) indica ainda que a biotita não deve ter participado de forma significativa no fracionamento dos granitóides da SIM, exceto nos diques, onde o decréscimo de Rb, e das duas últimas razões com o aumento em sílica registra o fracionamento deste mineral. A biotita e a hornblenda correspondem, em geral, a fases minerais tardias, geradas em estágios magmáticos avançados a partir da desestabilização de piroxênios (e/ ou faialita) ou ainda cristalizadas nos interstícios entre cristais de feldspatos e quartzo. Desta forma, em consonância com o sugerido pelos dados químicos, estes minerais não devem ter controlado a evolução da SIM.

A maior declividade nas tendências de empobrecimento em TiO2, MgO, FeO e P_2O_5 observada nos FMS sugerem que o fracionamento de minerais óxidos de Fe-Ti, faialita, orto- e clinopiroxênios e apatita foi relativamente mais importante na evolução destes granitóides. A participação os minerais óxidos de Fe-Ti é ainda indicada pelo acentuado decréscimo em V (**Figura 7.7f**), com o aumento do conteúdo em sílica, sendo o fracionamento de faialita sugerido pela forte tendência ao empobrecimento em Co (Wilson 1989) verificada nos FMS (**Figura 7.7e**).

Nos BHG, o clinopiroxênio corresponde a fase máfica de cristalização precoce devendo ter influenciado seu caminho evolutivo. Por outro lado, o fracionamento de

feldspato alcalino parece ter sido o principal fator determinante da evolução magmática dos BG.

A inflexão da tendência em enriquecimento em zircônio em torno de 66% de SiO_2 (**Figura 7.7b**) sugere que a partir daí o fracionamento de zircão passou a ser importante.

O comportamento dos ETR nos FMS e BHG é coerente com o fracionamento mais pronunciado de piroxênios e apatita que, de acordo com Hanson (1980), podem contribuir para evolução de anomalias positivas de Eu contrabalançando o efeito do fracionamento de feldspatos. A cristalização de apatita poderia estar relacionada ao empobrecimento em terras raras médias observado na amostra LF 30, já que hornblenda e granada, fases que em geral também empobrecem o líquido em ETR médias e pesadas (Hanson 1980), de acordo com as observações petrográficas, não devem ter participado do processo. O efeito da cristalização fracionada de clino e ortopiroxênio e zircão, de empobrecer o líquido em ETR pesadas em relação às leves (Hanson 1980), deve estar relacionado aos valores mais elevados da razão $[La/Yb]_N$ (**Tabela 7.1**) nos BHG e em especial nos BG, que mostram empobrecimento mais pronunciado em ETR pesadas. Nos BG e nos diques, as pronunciadas anomalias negativas de Eu refletem a importância do fracionamento de plagioclásio e feldspato alcalino nestes granitóides.

Considerando-se o exposto é provável que as três fácies mapeadas na SIM tenham evoluído por cristalização fracionada envolvendo fases máficas anídricas, minerais óxidos de Fe-Ti, plagioclásio, feldspato alcalino, apatita e zircão.

Os BG estão possivelmente relacionados aos BHG através da cristalização fracionada em uma seqüência magmática evolutiva. O relacionamento destes dois conjuntos com os FMS é incerto, sendo mais provável que constituam líquidos independentes. Ressalte-se ainda que não foram identificados granitóides com sílica no intervalo entre 62,10% e 67,10% entre os FMS e BHG. No Batólito de Suomenieni, Rämö (1991) sugere para hornblenda-clinopiroxênio-faialita granitóides algo distinto dos principais grupos de granitóides do batólito, uma correlação com líquidos inicialmente aprisionados nas porções mais profundas do corpo. Esta poderia corresponder à

situação dos FMS, nas proximidades do corpo anortosítico, como anteriormente comentado

Os diques representados pelas amostras LF-72- C, LF-79 C e LF-128 C, devem corresponder a líquidos residuais relacionados aos BHG e BG.

O relacionamento da amostra LF-156 com a evolução petrogenética da SIM não pôde ser esclarecida, neste trabalho, havendo contrastes geoquímicos expressivos entre a primeira e as rochas da SIM.

Na SIM minerais máficos hidratados (hornblenda e biotita) são intersticiais, tardios, ou produto da destabilização de assembléia minerais anídricas, piroxênios e faialita, nos FMS e BHG. Estas observações sugerem a cristalização a partir de magmas de pobres em H_2O, em consonância com o observado em vários complexos similares (Emslie & Stirling 1993, Rämö 1991, Rämö & Haapala 1995). A pobreza em restitos de rochas fontes verificada na SIM é característica dos granitóide rapakivi e indica altas temperaturas de fusão das fontes magmáticas (Rämö & Haapala 1995).

Apesar do restrito acervo de dados petrográficos sobre os minerais opacos, verificou-se que a ilmenita corresponde à fase opaca dominante nos FMS e BHG enquanto magnetita ocorre em proporções similares parecendo corresponder a fase primária juntamente com a ilmenita nos BG (ver **Capítulo 4**), sugerindo diferentes condições de fugacidade de oxigênio, nos granitóides identificados no batólito da Serra do Mucajaí. A presença de faialita + quartzo ± ilmenita nos FMS sugere para a cristalização destes granitóides primitivos do batólito, condições de baixa fugacidade de oxigênio, próximas ao QUILF *buffer* descrito por Frost *et al.* (1988). Estas observações estão de acordo com o quadro descrito para inúmeros complexos. No Escudo Báltico, Rämö & Haapala (1995) relatam condições de baixa fugacidade de oxigênio para os granitóides que, com frequência, incluem a assembléia faialita-quartzo-(magnetita). Anderson (1983) e Emslie & Stirling (1993), da mesma forma, sugerem condições de baixa fugacidade de oxigênio para geração dos magmas rapakivíticos, abaixo do FMQ *buffer* .

As composições isotópicas do Nd, ilustradas na **tabela 7.4,** exibem uma variação sistemática dos termos mais primitivos do batólito da serra Mucajaí, representados pelos FMS até os mais evoluídos representados pelos BG. Este quadro reflete,

provavelmente, a tendência ao decréscimo das razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$, e ao aumento no conteúdo total de ETR leves, com a diferenciação magmática (Dickin 1997, Faure 1986).

A **figura 7.17** ilustra a evolução da crosta paleoproterozóica do segmento central do CGC no diagrama de idades *versus* ε_{Nd} (T). Os granitóides da SIM ocupam um pequeno campo ao longo da faixa que representa esta evolução. Os valores de ε_{Nd} (T) negativos entre -1,54 e –2,37 e as idades modelo, T_{DM} entre 2,01 Ga e 2,07 Ga, muito mais antigas que as idades de cristalização da SIM, sugerem uma origem a partir da fusão parcial de protólitos crustais paleoproterozóicos para os magmas formadores dos granitóides da SIM.

Os granitos rapakivi foram interpretados como derivados do manto (Barker *et al.* 1975, *apud* Rämö 1991), através de processos de fusão parcial e fracionamento, ou como produtos anatéticos extraídos exclusivamente da crosta continental (Vorma 1976 e Anderson & Cullers 1978). Correspondem nas áreas clássicas da Finlândia, assim como no Craton Amazônico, a granitos subalcalinos, tipo A, sendo que estudos litoquímicos aliados a informações isotópicas Rb-Sr, Sm-Nd e Pb-Pb têm confirmado sua origem crustal (Rämö 1991, Emslie *et al.* 1994, Neymark *et al.* 1994, Rämö & Haapala 1995, Bettencourt *et al.* 1999, Dall'Agnol *et al.*1999a).

Modelos petrogenéticos para a evolução de granitos subalcalinos tipo A envolvem a fusão parcial anídrica de protólitos da crosta inferior, correspondendo a litologias depletadas por fusão parcial prévia (Collins *et al.* 1982; Clemens *et al.* 1986; Whalen *et al.* 1987) ou de rochas não depletadas, pobres em H_2O (Anderson 1983; Emslie & Hunt, 1990, Landerberger *et al.* 1996).

Anderson & Cullers (1978) e Rämö (1991) sugeriram para os granitóides rapakivi magmas pobres em H_2O, gerados sob pressões entre 7 e 10 Kb (25-36Km) e temperaturas altas, sendo este o quadro provável para geração da SIM.

Os granitóides rapakivi representam, em geral, intrusões em níveis crustais rasos (Anderson 1983, Emslie 1991, Rämö & Haapala 1995), sendo que nas áreas clássicas da Finlândia constituem corpos suborizontais, com aproximadamente 10 km de espessura e forma lacolítica (Rämo 1991). Um quadro similar é provável para o batólito da serra do Mucajaí.

7.1.3.2. Charnockitos porfiríticos na forma de diques

As diferenças químicas entre os charnockitos finos e os granitóides da SIM sugerem origens distintas para estes dois conjuntos que representam, provavelmente, magmas originados da fusão de fontes crustais diferentes submetidos a caminhos evolutivos específicos.

Os charnockitos possuem ocorrência extremamente localizada, e suas idades e seu relacionamento com a SIM continuam em aberto, merecendo estudos futuros. Desta forma, estes litótipos não serão considerados nos itens que se seguem.

7.1.3.3. Anortositos e gabronoritos

Apesar dos limitados dados litoquímicos disponíveis para os anortositos gabronoritos e ol-gabronoritos, alguns comentários podem ser tecidos.

As diferenças químicas observadas entre os anortositos (mais ricos em Al_2O_3, e Sr) e os gabronoritos e ol-gabronoritos são compatíveis com uma origem cumulática para os primeiros litótipos. Os altos valores de Mg# e a presença de olivina na amostra FF-184 sugere que a mesma possa ter relações genéticas com os olivina-gabronoritos, ao passo que os demais anortositos possuem mais afinidades com os gabronoritos.

Emslie *et al.* (1994) propõem para os anortositos da Suíte Plutônica de Nain (Canadá) uma origem cumulática a partir de magmas mantélicos, contaminados por material residual na crosta inferior. De acordo os autores, os magmas parentais dos olivina-gabros e troctolitos presentes no complexo teriam assimilado granulitos depletados, e sofrido extenso fracionamento (por flotação de cristais de plagioclásio) para gerar os anortositos. Modelos algo similares foram propostos por diversos autores (Ashwall *et al.* 1986, Rämö 1991).

A contaminação por Nd não radiogênico da crosta é defendida para explicar a composição isotópica de vários complexos anortosíticos, com valores de ε_{Nd} (T) mais baixos do que o esperado para rochas mantélicas (Emslie *et al.* 1994 e Rämö 1991). No anortosito Repartimento, um quadro similar é sugestivo, sendo provável que a

contaminação crustal tenha mascarado a composição isotópica inicial do Nd, e resultado em valores de ε_{Nd} (T) similares às obtidas para os granitóides da SIM, que representam fusões crustais.

7.1.4. A associação AMG mesoproterozóica

Os granitos rapakivi correspondem a granitos tipo A (Loiselle & Wones 1979, Collins *et al.* 1982 e Whalen *et al.* 1987) nos quais a textura rapakivi ocorre pelo menos nos corpos maiores (Haapala & Ramo 1992). Constituem, provavelmente, o mais volumoso magmatismo ácido intraplaca do planeta e ocorrem em típicas associações bimodais. Hospedam importantes depósitos de Sn (-W-Be-Zn-Pb-Ag) e de Fe-Cu ou (Fe-) Cu-U-Au-Ag e afloram, preferencialmente, no hemisfério norte, em corpos com idades entre 1,75Ga a 1,0Ga (Rämö & Haapala 1995), com importante distribuição também no Cráton Amazônico (Bettencourt *et al.*1999 ; Dall`Agnol *et al.* 1999a).

Grandes batólitos de granitos rapakivi estão associados a corpos em geral subordinados de anortositos e rochas básicas correlatas em áreas clássicas do Escudo Báltico (Rämö & Haapala 1991; Emslie 1991), formando complexos anortosito-granito rapakivi; por outro lado, no Canadá, e na região sul da Noruega grandes corpos de anortosito maciço, estão associados a mangeritos, charnockitos, e granitos rapakivi, integrando complexos AMCG (Emslie 1991). Nestes complexos AMCG, as suítes granitóides ocorrem em volume inferior ou aproximadamente igual aos anortositos e litologias correlatas (Emslie & Stirling 1993; Emslie & Hegner 1993). À proporção que as diferentes suítes ígneas comparecem, diferenciam os complexos identificados no Escudo Báltico daqueles do tipo AMCG estudados no Canadá, EUA e Noruega. Esta diferença básica deve refletir, de acordo Emslie & Stirling (1993), diferentes níveis de erosão.

A SIM ocorre em íntima associação com corpos de anortositos, noritos e gabronoritos (**Figura 7.1**), constituindo importante exemplo de magmatismo rapakivi no Escudo das Guianas (**Figuras 2.2 e 2.3**). A proporção entre os termos granitóides da SIM e os corpos anortosíticos e gabronoríticos associados é similar aquela dos complexos anortosito-granito rapakivi descritos no Escudo Báltico (Rämö

1991; Amelin *et al.* 1997). No entanto, no batólito da serra Mucajaí o volume de granitóides mais pobres em sílica representados pelos quartzo-mangeritos a sienitos, FMS, parece maior do que o descritos nas áreas clássicas da Finlândia. Desta forma na região de Mucajaí fica caracterizado um complexo anortosito-mangerito-granito rapakivi, AMC.

A associação espacial e temporal dos granitóides rapakivi com anortositos e rochas gabróicas, reflete o forte elo genético existente entre as diversas suítes. Apesar de não comagmáticas (Rämö & Haapala 1995, Emslie 1991) estas suítes ígneas estão relacionadas ao mesmo processo de evolução crustal, relacionado de acordo com Anderson (1983) & Windley (1983) aos estágios iniciais do desenvolvimento de riftes abortados. Neste contexto, a descompressão leva a fusão parcial do manto litosférico, sendo que o aporte destes magmas à base da crosta, provoca instabilidades térmicas que resultam em fusões crustais.

Os complexos AMCG e anortositos-granito rapakivi AG são característicos dos terrenos mesoproterozóicos, preferencialmente situados ao longo de cinturões orogênicos paleoproterozóicos, com sua colocação se dando de 100Ma a 600Ma após o término dos processos orogênicos de formação crustal (Emslie 1991; Rämö & Haapala 1995). Neste contexto, o complexo AMG de Mucajaí representa um magmatismo mesoproterozóico, anorogênico, encaixado ao longo do Cinturão Guiana Central, aproximadamente 400 milhões de anos após o último evento de geração de rochas ígneas deste setor crustal, representado pelo magmatismo em torno de 1,94 Ga discutido nos próximos itens. A colocação da associação AMG na região de Mucajaí, foi acompanhada pela intrusão de diversos corpos de granitóides rapakivi (e rochas básicas), na porção oeste do escudo, relacionados ao Evento Parguaza (Mendoza 1972), devendo refletir um processo extensional regional.

7.2. UNIDADES PALEOPROTEROZÓICAS

7.2.1. Litoquímica

7.2.1.1. Ortognaisses e Granitóides Foliados

Doze amostras representativas dos ortognaisses e granitóides foliados foram selecionadas para análises químicas de óxidos maiores e menores, e elementos-traço, sendo que dez foram também dosadas para ETR. Três amostras referem-se aos Gnaisses Igarapé Branco (GIB), sete são representativas dos Gnaisses Igarapé Miracelha (GIM) e duas constituem diques, cortando a primeira unidade. Quatro análises químicas disponibilizadas pelo projeto Roraima Central (CPRM 2000a), sendo três referentes aos GIB e uma aos GIM, serão discutidas em conjunto com os dados obtidos nesta tese (**Tabela 7.5**).

Os litótipos das unidades informais GIB e GIM distribuem-se dominantemente no campos dos monzogranitos no diagrama classificatório de De la Roche *et al.* (1980), utilizando os parâmetros multicatiônico R_1R_2 (**Figura 7.18**). A **figura 7.18**, assim como as figuras que se seguem ilustram, adicionalmente, a distribuição das amostras da SIM, para efeito de comparação.

O conteúdo em sílica varia entre 65,60% e 70,70% nos GIB e 67,30 e 74,60 nos GIM, enquanto as amostras dos diques mostram conteúdos de 70,00% a 73,30% (**Tabela 7.5**).

Nos diagramas de Harker (**Figura 7.19**), as amostras referentes aos GIB, aos GIM e aos diques exibem caminhos similares de empobrecimento em TiO_2, CaO, e P_2O_5 (**Figura 7.19a, b, c**) com o aumento em sílica. Formam, no entanto, tendências bem distintas nos diagramas sílica *versus* FeO*, MgO, Al_2O_3, K_2O (**Figura 7.19d, e, f, g**) e Na_2O. Os GIB descrevem tendências de mais alto FeO*, e mais baixo MgO, Al_2O_3, e Na_2O em relação aos GIM. K_2O exibe correlação positiva com a sílica nos GIM enquanto os GIB não mostram fracionamento deste óxido (**Figura 7.19g**). Os diques mostram comportamento algo distinto entre si, no entanto o posicionamento de ambos, cortando os GIB permite sugerir sua relação com este grupo de gnaisses (**Capítulo 4**).

Tabela 7.5 - Análises químicas de amostras dos Gaisses Igarapé Miracelha (GIM) e Gnaisses Igarapé Branco (GIB). (LF - este trabalho; NR- NN - e LM - CPRM 2000 a).

	LF-086	LF-069B	LF-107B	LF-008A	LF-104	NR-235B	LF-067	LF-105A	NR-199B	LF-006A	LF-005A	LF-077A	LM-159B	NN-176	LF-007D	LF-077E
Óxidos (% em peso)	GIM	GIM	GIM	GIM	GIM	GIM	GIM	GIM	GIB	GIB	GIB	GIB	GIB	GIB	DIQUE	DIQUE
SiO_2	67,30	69,90	71,50	71,80	72,00	73,40	73,90	74,60	65,60	68,10	68,60	69,10	70,10	70,70	70,00	73,30
TiO_2	0,67	0,41	0,48	0,41	0,37	0,28	0,30	0,29	0,77	0,59	0,59	0,58	0,51	0,53	0,40	0,38
Al_2O_3	14,80	14,40	13,90	13,60	13,80	14,10	13,10	13,10	13,30	13,90	14,00	13,10	13,50	13,20	14,20	12,70
Fe_2O_3	3,80	1,90	2,60	2,40	1,90	1,50	0,98	1,40	1,90	1,43	2,20	1,49	1,60	1,80	2,90	1,10
FeO	0,57	0,71	0,57	0,42	0,28	0,28	1,10	0,57	5,00	3,30	2,80	3,70	2,80	2,50	0,42	1,80
MnO	0,14	0,09	0,06	0,05	0,05	0,07	0,05	0,03	0,11	0,09	0,09	0,10	0,07	0,11	0,05	0,05
MgO	0,77	0,75	0,60	0,63	0,54	0,26	0,42	0,35	0,69	0,50	0,59	0,51	0,41	0,37	0,74	0,27
CaO	2,40	1,90	1,80	1,80	1,70	0,94	1,40	1,10	2,60	2,20	2,20	2,20	1,90	1,80	2,00	1,20
Na_2O	4,30	4,10	2,90	2,60	3,30	3,30	3,10	2,60	3,60	3,40	2,80	3,30	2,90	2,60	3,40	2,70
K_2O	4,00	4,30	5,30	5,70	5,20	5,60	5,70	5,80	5,40	5,80	5,50	5,70	5,60	5,50	4,90	6,30
P_2O_5	0,19	0,09	0,09	0,08	0,06	0,02	0,05	0,06	0,19	0,13	0,15	0,14	0,12	0,10	0,12	0,05
P.F.	0,18	0,41	0,22	0,31	0,14	0,01	0,20	0,20	0,01	0,04	0,13	<0,01	0,03	0,09	0,44	0,06
Total	99,12	98,96	100,02	99,80	99,34	99,76	100,30	100,10	99,17	99,48	99,65	99,92	99,54	99,30	99,57	99,91
Elementos-traço (p.p.m.)																
Co	8,0	6,7	8,0	7,6	6,2	n. d.	4,9	4,4	n. d.	4,1	5,5	3,8	n. d.	n. d.	8,4	n. d.
V	17,0	31,0	27,0	25,0	26,0	n. d.	15,0	14,0	n. d.	9,7	15,0	9,0	n. d.	n. d.	27,0	6,0
Cu	8,8	9,9	11,0	8,4	12,0	n. d.	4,3	7,0	n. d.	11,0	13,0	11,0	n. d.	n. d.	14,0	4,6
Pb	14,0	13,0	11,0	13,0	10,0	n. d.	11,0	12,0	n. d.	8,4	9,5	7,5	n. d.	n. d.	18,0	9,1
Zn	85	85	47	38	34	n. d.	35	30	n. d.	56	75	54	116	n. d.	50	39
Sn	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	3	n. d.	n. d.	n. d.
Rb	161	223	290	280	256	n. d.	371	372	n. d.	198	208	212	308	n. d.	244	242
Ba	1131	881	796	643	937	n. d.	510	396	n. d.	1037	1135	1078	1000	n. d.	678	672
Sr	252	274	137	133	255	n. d.	102	96	n. d.	130	137	130	109	n. d.	154	100
Ga	24	20	18	19	18	n. d.	19	24	n. d.	25	24	27	17	n. d.	23	22
Ta	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	3	n. d.	n. d.	n. d.
Nb	40	29	27	29	21	n. d.	23	20	n. d.	40	28	43	30	n. d.	26	20
Zr	344	285	326	314	260	n. d.	215	218	n. d.	556	539	556	600	n. d.	384	545
Y	46	38	80	61	36	n. d.	149	59	n. d.	88	92	105	130	n. d.	59	64
Th	<5	<5	<5	18	5	n. d.	35	42	n. d.	12	8	27	34	n. d.	87	61
La	71,00	53,00	81,00	61,00	55,00	37,91	57,00	66,00	n. d.	61,00	102,00	85,00	64,32	98,30	183,00	201,00
Ce	120,50	77,89	120,60	103,30	93,31	95,07	57,80	n. d.	n. d.	101,60	n. d.	140,70	159,50	107,10	273,70	248,00
Nd	52,13	29,46	59,76	40,03	36,32	29,15	29,02	n. d.	n. d.	48,61	n. d.	62,55	76,17	104,00	86,97	72,82
Sm	10,49	5,52	12,16	8,00	7,13	4,71	3,67	n. d.	n. d.	11,55	n. d.	13,05	16,32	21,00	14,24	12,17
Eu	1,92	0,89	1,78	1,06	1,12	0,62	0,42	n. d.	n. d.	1,99	n. d.	1,61	1,87	2,83	1,64	1,40
Gd	7,04	3,56	10,90	6,55	5,73	3,27	2,98	n. d.	n. d.	9,98	n. d.	10,26	12,49	18,01	10,42	7,91
Dy	4,11	1,93	10,03	6,11	4,15	2,00	2,49	n. d.	n. d.	8,98	n. d.	7,51	12,66	20,16	6,89	4,71
Ho	0,75	0,34	2,02	1,27	0,92	0,39	0,55	n. d.	n. d.	1,75	n. d.	1,33	2,43	4,12	1,29	0,88
Er	1,69	0,77	5,95	3,49	2,41	0,91	1,75	n. d.	n. d.	4,38	n. d.	3,28	6,03	11,54	3,36	2,09
Yb	1,18	0,53	5,19	3,16	2,06	0,75	1,54	n. d.	n. d.	3,37	n. d.	2,12	4,36	9,19	2,04	1,49
Lu	0,15	0,08	0,70	0,42	0,34	0,12	0,31	n. d.	n. d.	0,46	n. d.	0,28	0,57	1,14	0,27	0,22
FeO*/FeO*+MgO	0,84	0,76	0,83	0,80	0,79	0,86	0,83	0,84	0,91	0,90	0,89	0,91	0,91	0,92	0,80	0,91
Na_2O/K_2O	1,08	0,95	0,55	0,46	0,63	0,59	0,59	0,45	0,67	0,59	0,51	0,58	0,52	0,47	0,69	0,43
Eu*/Eu	_	0,62	0,47	0,45	0,54	0,48	0,37	_	_	0,57	_	0,42	0,40	0,44	0,41	0,44
$[La/Yb]_N$	_	67,38	10,43	12,91	17,84	33,80	24,73	_	_	12,11	_	26,76	9,86	7,15	60,07	90,93
Rb/Ba	0,14	0,25	0,36	0,44	0,27	_	0,73	0,94	_	0,19	0,18	0,20	0,31	_	0,36	0,36
Rb/Sr	0,64	0,81	2,12	2,11	1,00	_	3,64	3,88	_	1,52	1,52	1,63	2,83	_	1,58	2,42
Sr/Ba	0,22	0,31	0,17	0,21	0,27	_	0,20	0,24	_	0,13	0,12	0,12	0,11	_	0,23	0,15
K/Ba	29,36	40,52	55,27	73,59	46,07	_	92,78	121,58	_	46,43	40,23	43,89	46,49	_	59,99	77,82
K/Rb	206,24	160,06	151,71	168,98	168,61	_	127,54	129,42	_	243,16	219,50	223,19	150,93	_	166,70	216,10
10000Ga/Al	3,06	2,62	2,45	2,64	2,46	_	2,74	3,46	_	3,40	3,24	3,89	2,38	_	3,06	3,27

n.d.: não dosado.

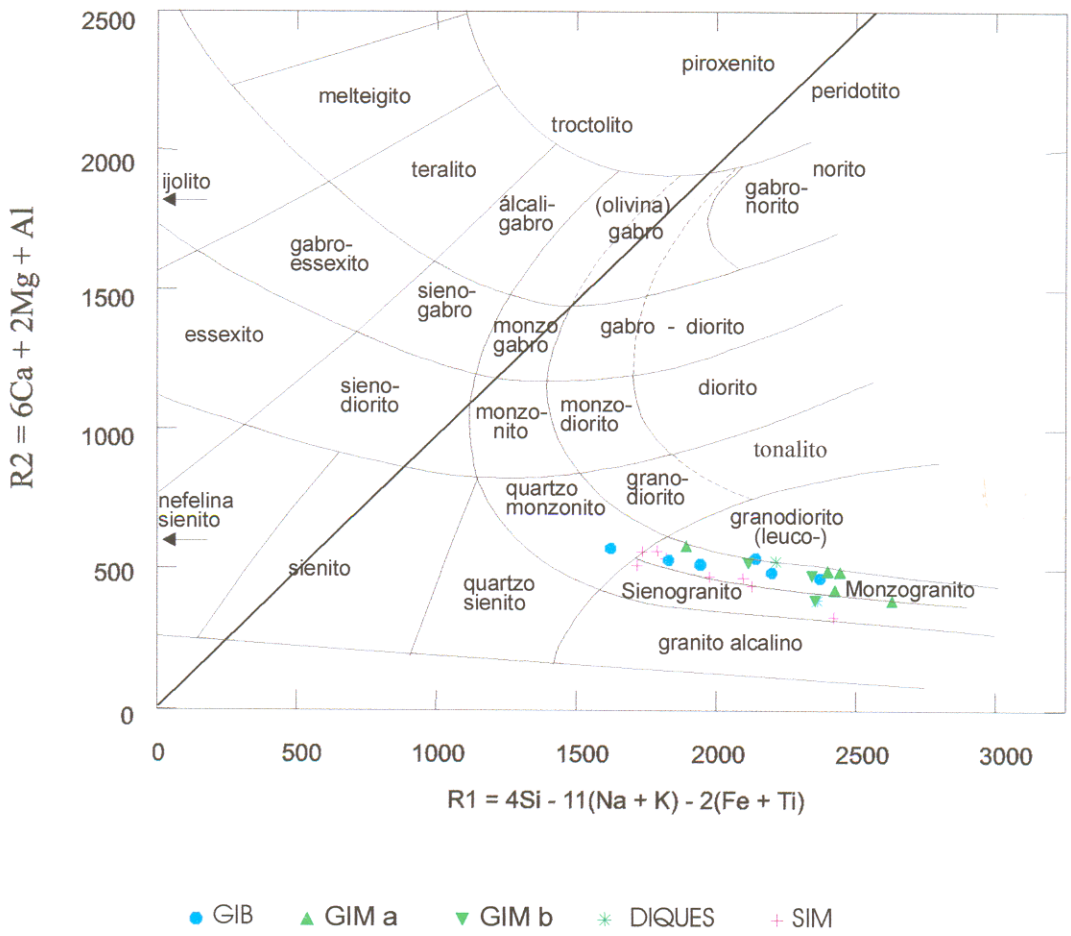


Figura 7.18 - Distribuição das amostras dos GIB e GIM (a - grossos ocelares; b - mais finos com foliação marcante) e dos granitos rapakivi da SIM no diagrama mlticatiônico R1R2 de De La Roche *et al. (1980).*

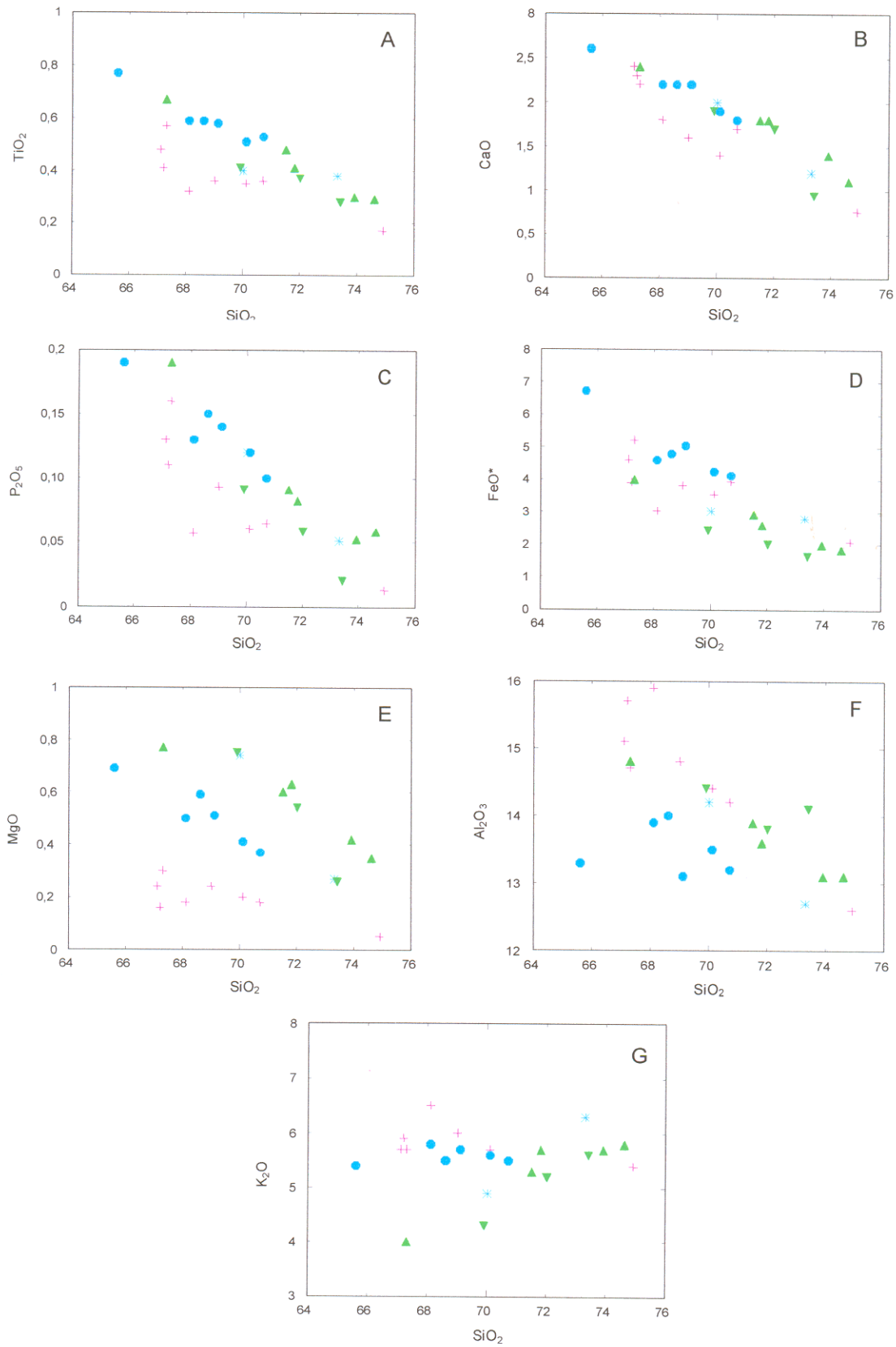


Figura 7.19 – Diagramas de Harker para as amostras dos GIB e GIM. Amostras da SIM também estão representadas. Óxidos em porcentagem em peso. Símbolos como na figura 7.18.

O comportamento da razão FeO*/FeO*+MgO, separa muito bem os dois conjuntos (**Figura 7.20a**), com valores mais elevados, entre 0,89-0,92, e pouca variação, para os GIB, o que contrasta com o verificado para os GIM, onde a razão varia de 0,76 a 0,84, mostrando correlação positiva com a sílica. Os valores da razão Na_2O/K_2O, situam-se entre 0,47 a 0,59 nos GIB e 0,45 e 1,08 nos GIM (**Tabela 7.5, Figura 7.20b**).

Todo o conjunto de amostras analisadas distribui-se no campo das rochas subalcalinas (**Figura 7.21a**). Os GIM são metaluminosos e os GIB variam de metaluminosos a discretamente peraluminosos (**Figura 7.21b**).

Quanto a distribuição dos elementos traço, os GIB, GIM e diques delineiam tendências similares de enriquecimento em Rb e empobrecimento em Ba, com o aumento em sílica (**Figura 22a, b**). Os GIB descrevem, no entanto, tendência de mais baixo Sr, e mais alto Y e Zr em comparação com os GIM (**Figura 7.22c, d, f**). Os gnaisses finos, dos GIM mostram teores em Sr bem mais elevados que as amostras de gnaisses grossos ocelares deste mesmo grupo. As amostras dos diques, LF-07D e LF-77E tendem a acompanhar respectivamente o comportamento dos GIM e GIB. A razão Eu*/Eu decresce nos GIM com o aumento no conteúdo em sílica e tende a se manter constante nos GIB (**Figura 7.22g**).

As razões Rb/Sr, Rb/Ba e K/Ba mostram correlação positiva coma sílica nos GIB e GIM, e a razão K/Rb exibe correlação negativa nos dois conjuntos (**Figura 7.23a, b, c, d**). Os valores da razão Sr/Ba nos GIM são maiores e com uma faixa de variação mais ampla com relação as amostras dos GIB (**Figura 7.23e**).

Quanto ao comportamento dos ETR, três amostras dos GIB mostram enriquecimento moderado de ETR leves em relação às pesadas com razões $[La/Yb]_N$ entre 7,15 e 12,11, sendo que a amostra LF-77A destoa do conjunto, exibindo razão $[La/Yb]_N$ de 26,76 (**Figura 7.24 a, b, Tabela 7.5**). Todas as amostras exibem moderadas anomalias negativas em Eu. Dois distintos padrões de distribuição de ETR caracterizam os GIM. Nos gnaisses e granitóides grossos, ocelares (**ver Capítulo 4**), observa-se um enriquecimento moderado de ETR leves em relação às pesadas com razões $[La/Yb]_N$ entre 10,43 e 24,73, e anomalias negativas de Eu algo mais pronunciadas (**Figura 7.24c, Tabela 7.5**).

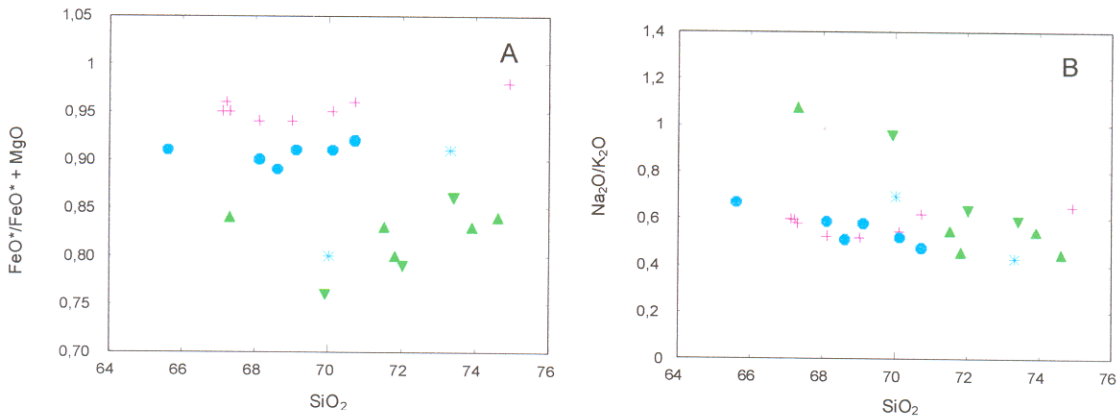


Figura 7.20 – Distribuição das amostras dos GIB, GIM e da SIM nos diagramas SiO_2 *versus* FeO*/FeO* + MgO (A) e Na_2O/K_2O (B). Óxidos em porcentagem em peso. Símbolos como na figura 7.18.

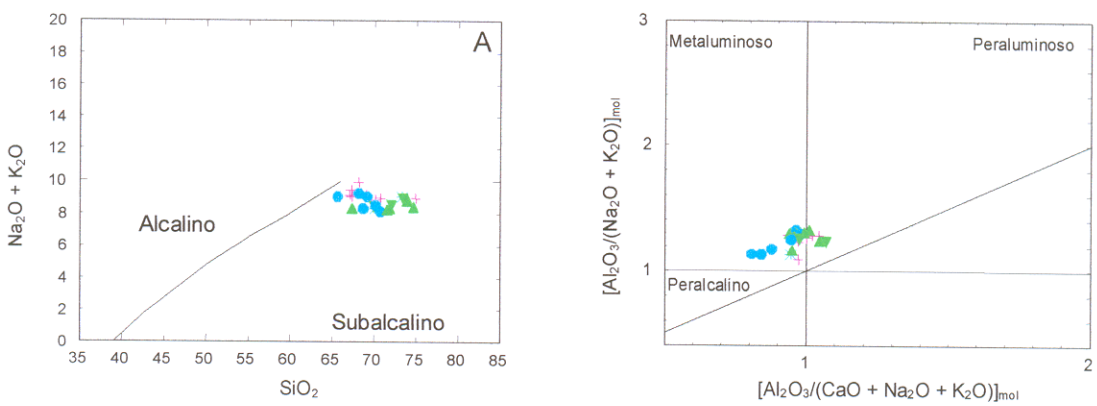


Figura 7.21 – Distribuição das amostras dos GIB, GIM e da SIM nos diagrama SiO_2 *versus* Na_2O+K_2O com campos das rochas alcalinas e subalcalinas segundo Irvine & Baragar (1971) (A); e $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]_{mol}$ *versus* $[Al_2O_3/(+ Na_2O+K_2O)]_{mol}$, índice de Shand, modificado por Maniar & Piccoli (1989) (B). Óxidos em porcentagem em peso. Símbolos como na figura 7.18.

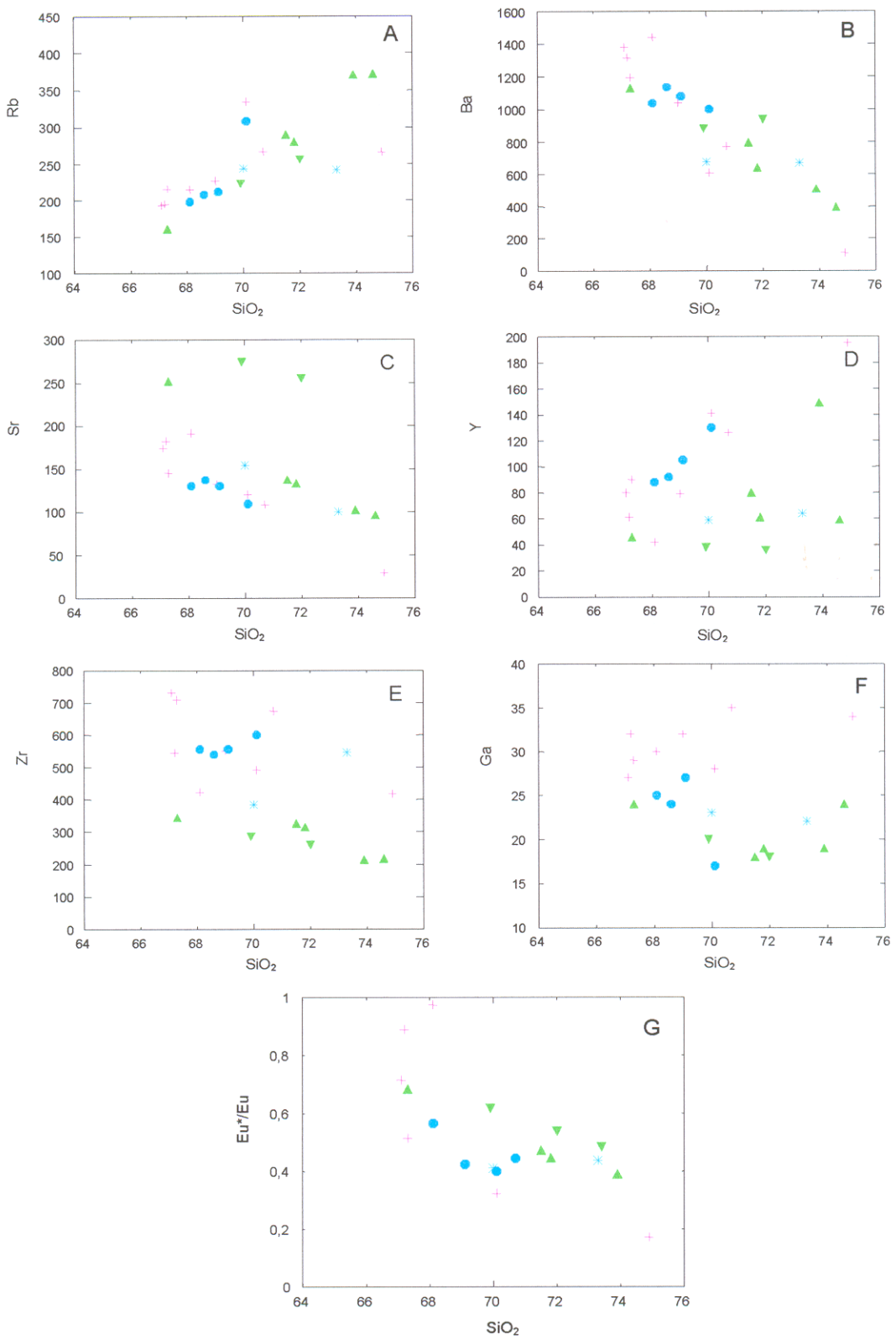


Figura 7.22 – Distribuição das amostras dos GIB, GIM e da SIM nos diagramas SiO_2 *versus* Rb (A), Ba (B), Sr (C), Y (D), Zr (E), Ga (F) e Eu*/Eu (G). Óxidos em porcentagem em peso, elementos - traço em ppm. Símbolos como na figura 7.18.

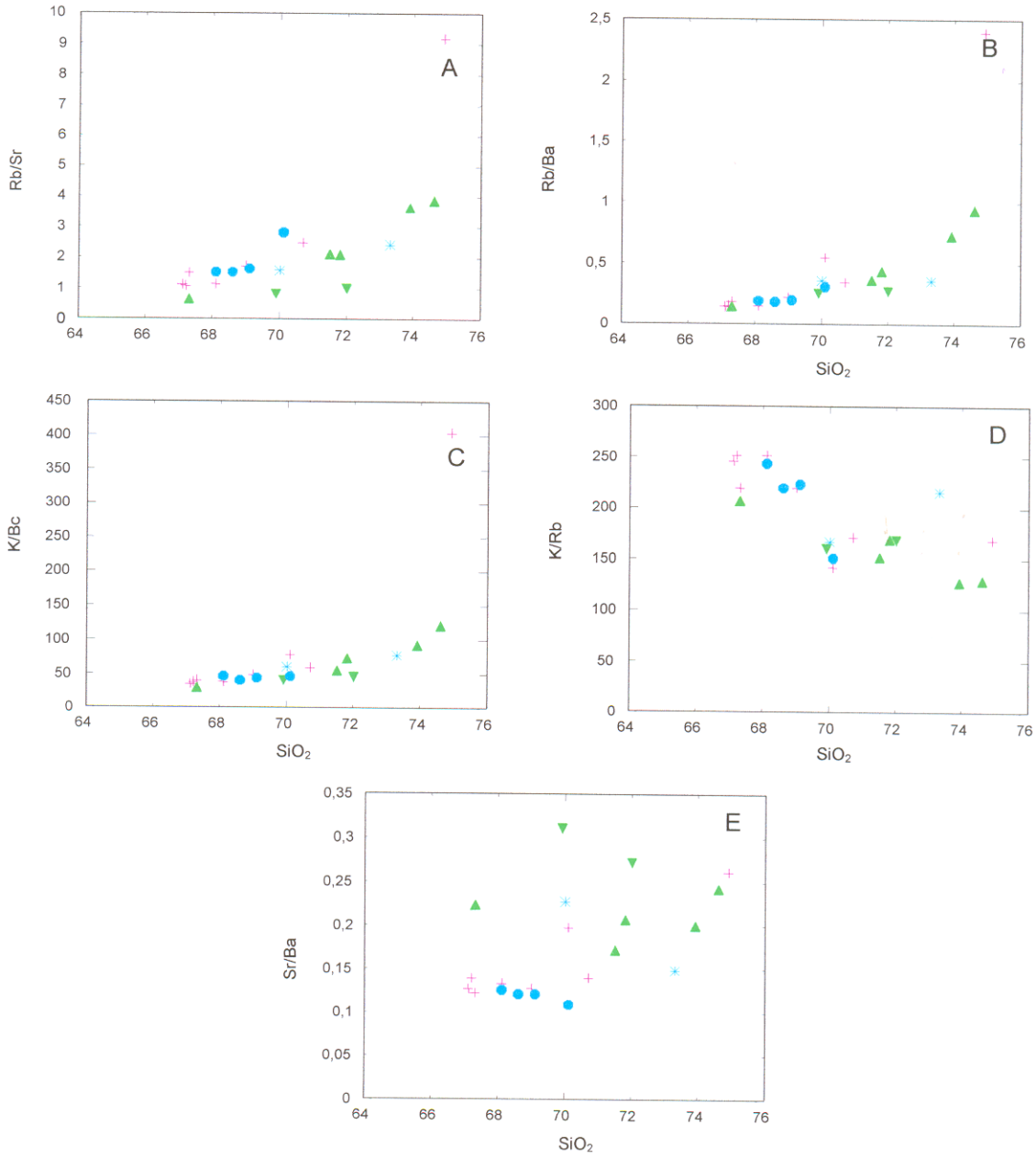


Figura 7.23 – Distribuição das amostras dos GIB, GIM e da SIM nos diagramas SiO_2 *versus* Rb/Sr (A), Rb/Ba (B), K/Ba (C), K/Rb (D) e Sr/Ba (E). Óxidos em porcentagem em peso. Símbolos como na figura 7.18.

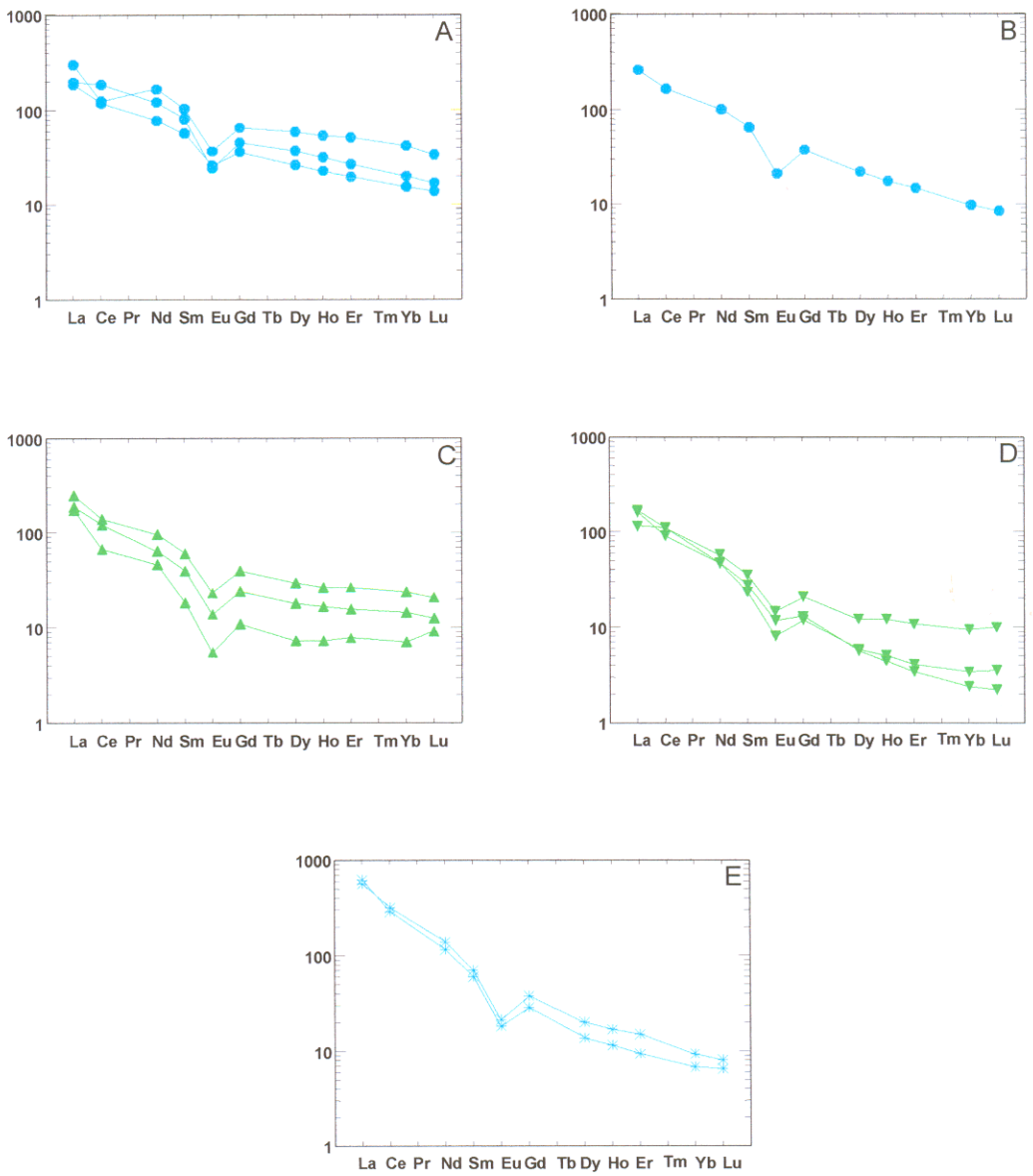


Figura 7.24 – Padrão de distribuição de ETR para os GIB, amostras LF-06 A, LM-159 e NN-176 (A) e amostra LF-77 A (B), para os GIM, gnaisses grossos ocelares (C), gnaisses mais finos (D), e para os diques (E). Símbolos como na figura 7.18. Normalização aos valores condríticos de Sun (1980).

Nos gnaisses mais finos com foliação marcante dispostos nas proximidades do rio Apiaú, duas amostras exibem um empobrecimento em ETR pesados bem mais acentuado como refletem sua razões $[La/Yb]_N$ de 33,80 e 67,38 (amostras LF-069B e NR235B) que contrasta com a razão de 17,84 da amostra LF-104, cujo padrão é muito similar ao dos gnaisses grossos ocelares (**Figura 7.24d, Tabela 7.5**). Os diques exibem extremo enriquecimento de ETR leves, razões $[La/Yb]_N$ de 60,07 e 90,39 (**Figura 7.24.e, Tabela 7.5**) e anomalias negativas em Eu, moderadas, com padrão de distribuição similares aos dos GIB.

Nos diagramas Rb *versus* Y+Nb e Nb *versus* Y propostos por Pearce *et al.* (1994) para discriminar o ambiente tectônico de granitóides fanerozóicos, ambos os conjuntos distribuem-se no campo dos granitóides intraplacas (**Figura 7.25a, b**). No primeiro diagrama, (**Figura 7.25a**) a maioria das amostras dos GIM ocupa o campo dos granitos pós-colisionais de Pearce (1996). Nos diagramas Zr+Nb+Ce+Y *versus* FeO*/MgO e Zr+Nb+Ce+Y *versus* K_2O+Na_2O/CaO (Whalen *et al.* 1987) as amostras dos GIM e GIB distribuem-se no campo dos granitóides tipo A (**Figura 7.25c, d**). Além dos seus elevados teores em HFSE, e altas razões FeO*/MgO, os valores da razão Ga/Al entre 3,27 e 3,89, para os GIB confirmam sua correlação com granitos tipo A, (White *et al.* 1987). Nos GIB, o conteúdo em HFSE também é alto, compatível com os teores observados em granitóides tipo A (White *et al.* 1987). Da mesma forma, os teores em Ga dos GIM, entre 18 ppm e 24 ppm são altos e similares aos valores observados em granitós tipo A. No entanto, as razões Ga/Al entre 2,38 e 3,06 para os GIM, são relativamente baixas quando comparadas aquelas dos GIB (e da SIM), mostrando um intervalo de variação que se superpõe ao valor limite inferior para os granitos tipo A (White et al. 1987).

Com relação aos granitóides rapakivi da SIM, tipo A, cuja distribuição encontra-se ilustrada nas **figuras 7.19 a 7.25**, observa-se que os GIB mostram comportamento químico bem mais próximo ao dos granitóides rapakivi do que os GIM. Ambos os grupos gnáissicos são enriquecidos em TiO_2, CaO e P_2O_5 quando comparados à SIM (**Figura 7.19a, b, c**).

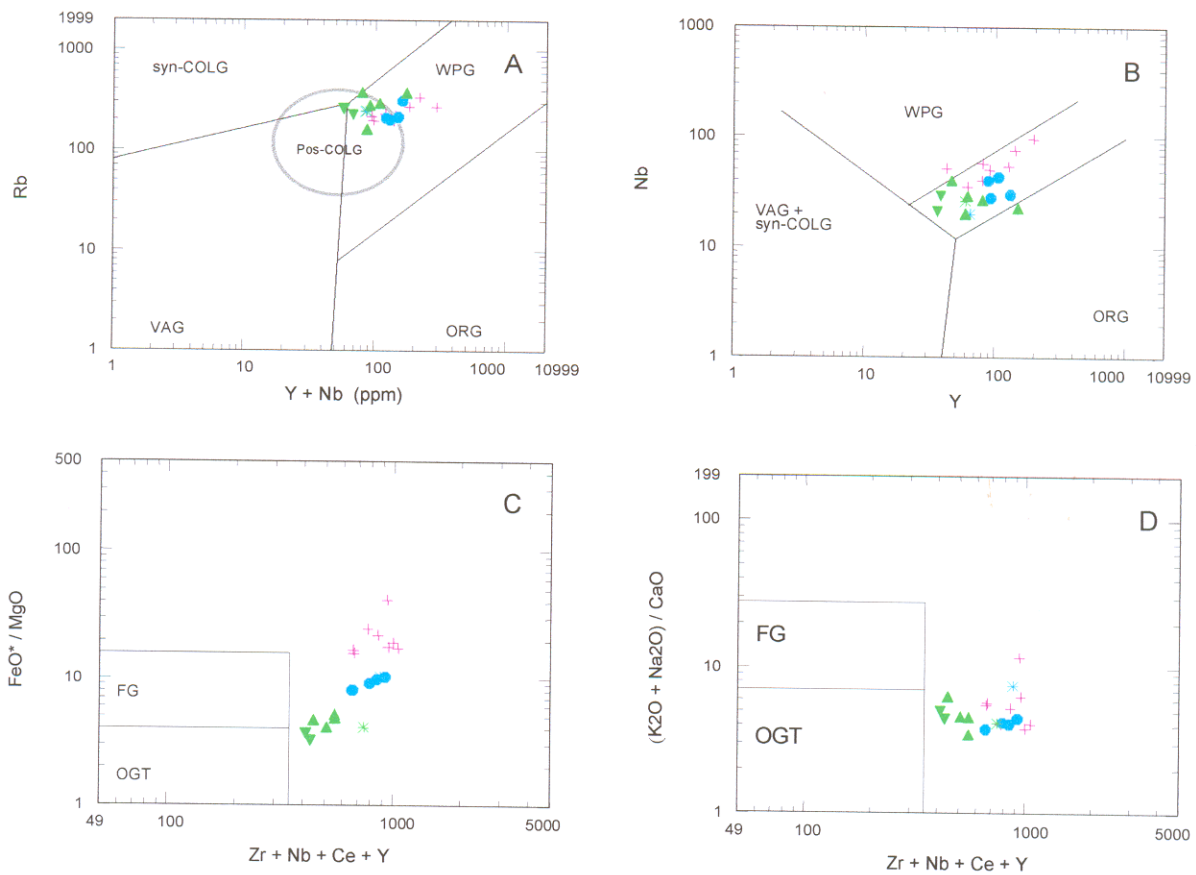


Figura 7.25 – Distribuição dos GIB, GIM e da SIM nos diagramas Y+Nb *versus* Rb (A) e Y *versus* Nb (B) com campos de acordo com Pearce *et al.* (1984), acrescido do campo dos granitos pós-colisionais (Pearce 1996). WPG - granitos intraplacas, syn-COLG - granitos sin-colisionais, VAG - granitos de arco vulcânico, ORG – granitos de cadeis oceânica; Zr+Nb+Ce+Y *versus* FeO*/MgO (C), Zr+Nb+Ce+Y *versus* Na_2O+K_2O (D) com campos de acordo com Whalen et al. (1987). FG – granitos fracionados; OGT – granitos tipo M, I e S não fracionados. Elementos-traço em ppm.

Quanto ao Al_2O_3 e ao K_2O as amostras da SIM se aproximam respectivamente dos GIM e GIB (**Figura 7.19f, g**). O comportamento do MgO separa muito bem os três conjuntos (**Figura 7.19e**), refletindo-se em três tendências distintas no gráfico FeO*/FeO*+MgO *versus* sílica, onde as amostras do GIB se aproximam mais daquelas da SIM. Quanto aos elementos-traço (**Figura 7.22**) os GIM, GIB e a SIM apresentam conteúdos na mesma faixa de variação para Rb e Ba sendo que as amostras dos GIB e da SIM mostram tendência similares, e levemente empobrecidas em Sr e bem mais enriquecidas em Zr e Y. O conteúdo em Ga dos granitos rapakivi é bem mais elevado do que aquele verificados nos GIB e GIM.

7.2.1.2. Dados Isotópicos Sm-Nd

Os dados isotópicos Sm-Nd, obtidos nesta tese para rochas paleoproterozóicas são apresentados na **tabela 7. 2**. A amostra LF-06A, representativa dos GIB e a LF-08, representativa dos GIM, respectivamente datadas em 1937 ± 5 Ma e 1935 ± 5 Ma (ver **Capítulo 6**) foram selecionadas para as análises. A amostra LF-06A, exibe conteúdos em Sm e Nd (14,00 e 68,09 respectivamente), compatíveis com aqueles observados na SIM, e maiores que os observados na LF-08 (8,04 e 45,83 respectivamente). Mostra ainda razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$, mais elevadas e f(Sm/Nd) inferior em relação a LF-08. As idades modelos T_{DM} fornecidas pelas duas amostras são muito similares, 2,05 Ga e 2,07 Ga, com valores de ε_{Nd} (T) de +2,47 e +1,99, respectivamente para a amostra dos GIB e dos GIM, situando-se no diagrama da **figura 7.26** entre a curva do manto depletado de De Paolo (1981) e CHUR. Este quadro permite sugerir, fontes com pequena residência crustal e composições isotópicas levemente distintas, para os GIM e GIB. Os protólitos correspondem, provavelmente, a terrenos juvenis paleoproterozóicos, pouco mais antigos. Outra possibilidade seria que as idades T_{DM} de 2,05 Ga e 2,07 Ga resultassem da mistura de componente arqueano com material juvenil em torno de 1,94 Ga. No entanto, esta última hipótese, discutida no **item 7.2.1.2,** não encontra suporte nos dados disponíveis para o segmento central do CGC.

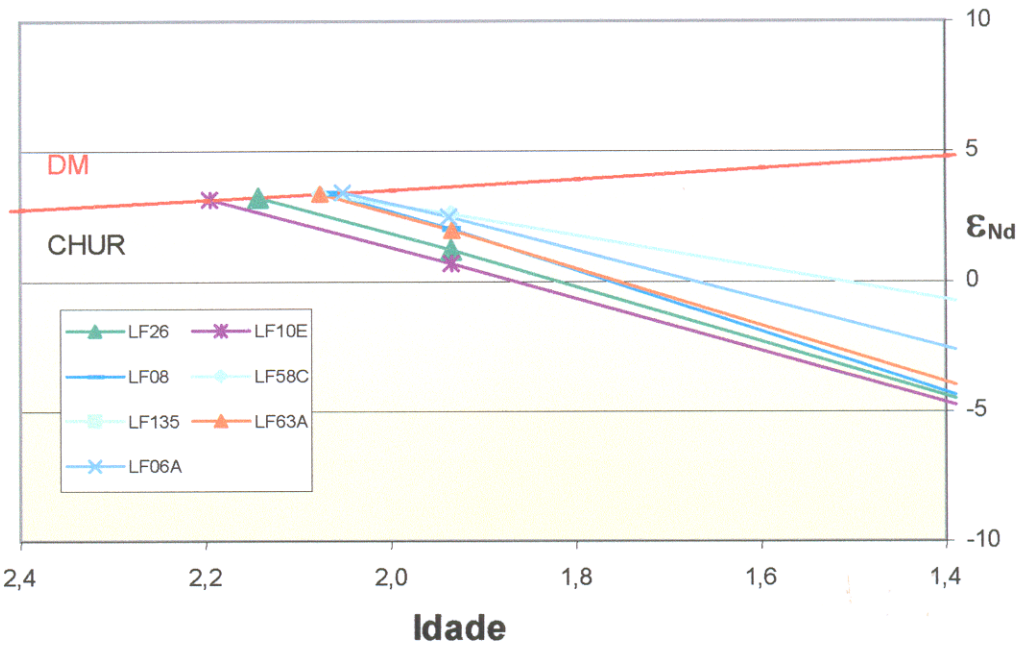


Figura 7.26 – Distribuição das amostras da dos GIB (LF-06), dos GIM (LF-08), da SISP (LF-26 e LF-10E) e do hornblenda-gabronorito (LF-58C), no diagrama Idade versus $\varepsilon_{ND}(T)$, com as curvas do Manto Depletado (DM) e CHUR.

7.2.1.3. Petrogênese

Os dados litoquímicos apresentados para os GIM e GIB, refletem magmas com características distintas, sendo que ambos, com conteúdos relativamente altos em HFSE (**Figuras 7.25 c, d**) e altos teores em Ga podendo ser classificados como granitos metaluminosos, subalcalinos, tipo A. Os GIB mostram maiores similaridades com os granitos rapakivi da SIM e características mais marcantes de granitóides tipo A, como ilustra a **figura 7.25 c**, que ressalta o conteúdo mais elevado em HFSE e maiores valores da razão FeO*/MgO dos GIB em relação aos GIB.

A fusão parcial de protólitos ígneos crustais, tem sido amplamente defendida para gênese de granitos tipo A, subalcalinos, como mencionado no **item 7.1.3** (Anderson & Cullers, 1978; Rämö 1991; Creaser *et al.* 1991, Landerberger & Collins 1996, Dall'Agnol *et al.* 1999). Tanto os GIM quanto os GIB exibem características

químicas e isotópicas compatíveis com uma origem a partir de fusões parciais de protólitos crustais levemente distintos.

Nos dois conjuntos de gnaisses e granitóides foliados ocorrem enclaves de rochas gabróicas, incluindo megacristais de feldspato alcalino, provavelmente pingados da encaixante (Vernon *et al.* 1988, Gougard 1991, Hibbard 1995), sugerindo a coexistência de magmas ácidos e básicos, durante sua evolução. A ausência de rochas com composições intermediárias, por sua vez, sugere que mistura magmática não foi um processo importante na evolução dos GIB e GIM.

As tendências definidas nos diagramas de Harker estão provavelmente relacionadas à cristalização fracionada de magmas originais levemente distintos.

O fracionamento de feldspato alcalino e plagioclásio é sugerido pelo comportamento das razões Rb/Ba e Rb/Sr com correlação positiva com a sílica e da razão Sr/Ba, com discreta declividade negativa (**Figura 7.23**). A presença de anomalias negativas em Eu nos GIB e GIM e a correlação discretamente negativa da razão Eu*/Eu com a sílica (**Figura 7.22**) evidencia o fracionamento de feldspatos (Hanson 1980 e Cullers & Graff 1984). As tendências de empobrecimento em FeO, MgO, CaO e TiO2 (**Figura 7.19**) devem refletir o fracionamento de fases máficas, além de minerais óxidos de Fe e Ti.

O enriquecimento relativo do líquido fracionado em Rb com relação a K e Sr **(Figura 7.23)** sugere que a biotita não deve ter contribuído de forma importante da evolução magmática dos GIB e GIM.

Quanto ao comportamento dos ETR, a maior parte das amostras dos GIB mostra enriquecimento moderado de ETR leves em relação às pesadas com razões $[La/Yb]_N$ entre 7,15 e 12,11, enquanto nos GIM, com maior fracionamento entre os ETR, predominam valores mais elevados para esta razão, que varia de 10,43 e 24,73 nos gnaisses e granitóides grossos, ocelares e de 17,84 a 67,38 nos gnaisses mais finos com foliação. Este quadro sugere a participação mais importante na evolução dos GIM, de fases máficas que empobrecem o líquido em ETR pesados como hornblenda e/ou clinopiroxênio.

A presença de titanita (e magnetita) nos GIM indica para estes litótipos condições de mais alta fugacidade de oxigênio, em relação aos GIB. De acordo com Haggerty

(1976), a fugacidade de oxigênio controla a distribuição do Ti entre as fases óxidas e silicáticas, sendo que a cristalização de titanita indica condições relativamente mais oxidantes. Vários exemplos de granitóides tipo A contendo titanita e magnetita foram descritos na literatura (Anderson 1980, Dall'Agnol *et al.* 1997). No Craton Amazônico Dall'Agnol *et al.* (1997, 1999b) descreveram o Granito Jamon, portador de titanita e magnetita, como um subgrupo mais oxidado, dos granitos tipo A, gerado a partir da fusão parcial de rochas de composição quartzo-diorítica, enquanto os granitos rapakivi das áreas clássicas da Finlândia representam muito bem os típicos granitios tipo A, portadores de ilmenita, cristalizados sob condições mais redutoras. As diferenças no estado de oxidação destes dois grupos distintos de granitóides tipo A, refletem provavelmente, segundo Dall'Agnol *et al.* (1997) variações na fonte. As diferenças verificadas entre os GIM e os GIB sugerem, da mesma forma, fontes algo distintas, resultando magmas com diferentes estados de oxidação, sendo que os GIB se aproximam das condições mais redutoras registradas pelos granitos rapakivi da SIM. Os dados isotópicos também sugerem fontes similares para os GIB e para a SIM, pois ambos possuem teores muito próximos em Sm e Nd.

7.2.2. Suíte Intrusiva Serra da Prata (SISP)

Na porção leste da área estudada foram caracterizados vários corpos da SISP exibindo características petrográficas distintivas, sendo os dados litoquímicos destes corpos discutidos a seguir. Os corpos identificados a oeste do batólito granítico da serra Mucajaí, região do rio Apiaú e igarapé Repartimento, foram interpretados a partir dos dados de Brandão & Freitas (1994) e não puderam ser reamostrados. As análises químicas disponibilizadas por estes autores para os citados corpos foram avaliadas em conjunto com os dados obtidos nesta tese, tendo sido descartadas por apresentarem discrepâncias para alguns óxidos e elementos-traço. Desta forma, serão discutidos a seguir apenas os dados referentes aos corpos da serra da Prata (CSP), do igarapé Grande (CIG), do igarapé Roxinho (CIR) e da Vila São José (CVSJ), sendo que uma análise referente a um pequeno corpo na região do rio Apiaú também será apresentada.

7.2.2.1. Litoquímica

Vinte e quatro amostras da SISP foram selecionadas para análises de óxidos maiores e menores e de alguns elementos-traço, incluindo elementos terras-raras (ETR) (**tabela 7.6**). Duas análises provenientes do Projeto Roraima Central (CPRM 2000 a) e cinco do Projeto Caracaraí (CPRM 2000 b) foram estudadas em conjunto com aquelas obtidas nesta tese. No acervo de análises disponíveis para a SISP, doze referem-se ao CIG, doze ao CSP, cinco ao CIR, e três ao CVSJ.

No diagrama multicatiônico, R_1R_2, de La Roche *et al.* (1980) a maior parte das amostras da SISP distribui-se no campo dos monzogranitos ou no campo dos leuco-granodioritos, nas proximidades do limite com o campo dos monzogranitos (**Figura 7.27**), em consonância com a observação petrográfica do predomínio de termos charnockíticos. As rochas do CIG definem a tendência mais expandida com amostras monzograníticas até granodioríticas e dioríticas. As amostras do CIR são monzograníticas a sienograníticas, do CVSJ, tonalíticas a granodioríticas, e do CSP, monzograníticas a leucogranodioríticas. A amostra LF-53, classificada petrograficamente como um quartzo-jotunito, situa-se no campo dos monzonitos.

A rochas da SISP são subalcalinos, com caráter dominantemente metaluminoso sendo que algumas amostras do CIG e do CIR exibem valores para a razão A/CNK ligeiramente acima de 1.

As amostras do CIG mostram a maior variação em sílica dentre os conjuntos estudados, com valores entre 59,10 e 72, 60%. O quartzo-jotunito da amostra LF-55, provavelmente um dique cortando o CIG, exibe conteúdo em sílica de 55,30% (**Tabela 7.6**). O corpo mais enriquecido em sílica corresponde ao CIR, com valores entre 71,30% e 77,10%. Os outros corpos mostram valores que se superpõem parcialmente aos valores do CIG e GIR (**Tabela 7.6**).

Os grupos petrográficos identificados dentro do CIG e CSP, incluindo variedades porfiríticas, não se refletiram em diferenças no comportamento químico e, desta forma, não serão comentados.

Tabela 7.6 - Análises químicas das amostras da Suíte Intrusiva Serra da Prata. CIG - corpo do igarapé Grande; CSP - corpo da serra da Prata; CIR - corpo do igarapé Roxinho; CVSJ - corpo da vila São José. (LF- este trabalho;MJ - CPRM 2000 b;NN - CPRM 2000 a).

	LF-53	LF-114A	MJ-189A	LF-10E	MJ-188B	MJ-194B	LF-26	LF-45	LF-114B	MJ-188A	LF-12B	LF-97B	LF-61	NN-213	LF-59A	LF-63A	LF-62C	LF-62A	NN-205	LF-58D	LF-65A	LF-64B
Óxidos (%peso)	CIG	CIG	CIG	CIG	CIG	CIG	CIG	CIG	CIG	CIG	CIG	CIG	CSP	CSP	CSP	CSP	CSP	CSP	CSP	CSP	CSP	CSP
SiO_2	55,30	59,10	63,20	64,10	66,80	69,50	70,50	71,20	71,40	72,20	72,20	72,60	64,90	67,00	67,80	70,10	70,20	71,20	71,20	71,30	71,60	72,20
TiO_2	1,80	1,40	0,71	0,84	0,73	0,55	0,52	0,54	0,47	0,45	0,48	0,39	0,84	0,77	0,71	0,61	0,61	0,55	0,51	0,46	0,47	0,43
Al_2O_3	13,20	13,80	14,30	15,00	14,40	13,90	13,60	13,30	13,40	13,00	12,90	13,50	14,70	14,10	14,00	14,00	13,60	13,50	13,40	13,80	13,60	13,80
Fe_2O_3	6,16	3,30	3,00	1,10	2,10	2,50	3,90	1,40	0,62	2,40	3,20	2,70	1,30	3,40	4,00	1,67	1,70	2,24	1,90	2,45	2,37	1,55
FeO	9,30	7,30	4,90	5,00	3,50	1,70	0,42	2,70	2,90	1,10	0,28	0,28	5,10	2,10	1,10	2,10	2,10	1,40	1,40	0,85	0,57	1,30
MnO	0,27	0,17	0,17	0,10	0,13	0,08	0,07	0,08	0,07	0,08	0,05	0,06	0,10	0,07	0,07	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05
MgO	1,30	2,50	1,30	1,20	0,95	0,68	0,64	0,74	0,64	0,48	0,50	0,44	1,40	1,20	1,10	0,82	0,71	0,75	0,60	0,67	0,62	0,54
CaO	5,40	5,30	3,60	3,10	2,60	2,10	2,00	2,00	1,90	1,60	1,80	1,70	3,20	2,10	2,60	2,30	1,90	2,00	1,90	1,80	2,00	1,70
Na_2O	3,10	2,70	2,80	3,00	2,90	3,00	2,50	3,10	2,80	2,80	2,80	2,50	3,00	3,30	3,70	3,00	2,30	2,90	3,10	3,40	3,10	2,70
K_2O	3,30	2,90	4,60	4,70	5,00	5,10	5,10	5,00	5,10	5,30	5,20	5,30	4,10	5,20	4,20	5,10	6,10	5,20	5,40	5,30	5,60	5,70
P_2O_5	0,68	0,23	0,26	0,30	0,17	0,14	0,12	0,12	0,11	0,11	0,12	0,08	0,22	0,18	0,19	0,11	0,11	0,12	0,10	0,10	0,11	0,07
P.F.	<0,01	0,16	<0,01	<0,01	<0,01	0,17	0,09	<0,01	0,13	0,01	0,11	0,18	<0,01	0,20	0,01	0,11	<0,01	0,13	0,11	<0,01	0,09	0,02
Total	99,81	98,86	98,84	98,44	99,28	99,42	99,46	100,18	99,54	99,53	99,64	99,73	98,86	98,84	98,44	99,28	99,38	100,05	99,67	100,19	100,18	100,07
Elementos-traço (p.p.m.)																						
Co	8	14	5	9	n. d.	n. d.	6	4	6	n. d.	4	5	6	n. d.	7	4	4	6	n. d.	5	4	5
V	19	136	59	45	n. d.	n. d.	29	28	26	n. d.	15	16	55	n. d.	49	34	34	35	n. d.	30	27	25
Cu	16	35	23	23	n. d.	n. d.	5	4	9	n. d.	6	9	21	n. d.	13	8	11	9	n. d.	5	2	15
Pb	7	5	43	12	n. d.	n. d.	9	5	6	n. d.	7	8	5	n. d.	4	4	6	7	n. d.	4	3	7
Zn	42	47	80	56	73	44	48	39	45	73	17	39	50	n. d.	44	30	32	48	n. d.	32	20	37
Rb	54	50	126	137	155	218	178	225	215	198	190	178	70	n. d.	135	179	201	222	n. d.	177	166	245
Ba	1277	815	1469	1096	1048	1114	965	833	743	1113	899	1052	1415	1100	939	845	911	776	750	935	926	880
Sr	185	178	249	185	180	182	150	138	138	164	167	164	248	145	191	174	116	152	105	160	164	158
Ga	22	24	26	25	28	22	23	19	25	18	21	21	23	n. d.	22	20	20	20	n. d.	20	17	18
Nb	24,0	13,0	24,0	17,0	18,0	14,0	21,0	21,0	24,0	12,0	18,0	17,0	15,0	n. d.	21,0	22,0	17,0	17,0	n. d.	14,0	8,0	10,0
Zr	273	281	346	361	324	276	428	376	377	231	290	295	462	n. d.	374	387	348	392	n. d.	358	299	327
Y	66	45	51	58	43	55	51	60	53	39	70	37	48	n. d.	56	37	53	56	n. d.	45	30	55
Th	19,00	<5	n. d.	<5	n. d.	2,50	<5	18,00	<5	6,00	n. d.	<5	<5	n. d.	<5	11,00	<5	10,00	n. d.	<5	13,00	21,00
La	39,29	29,32	37,79	35,24	29,89	42,83	41,05	43,46	38,93	32,64	14,47	39,76	25,40	22,35	38,66	28,37	36,31	42,81	49,75	29,76	19,22	40,74
Ce	86,52	63,27	85,24	59,52	67,28	100,80	82,29	92,41	82,22	75,80	31,17	80,82	53,35	50,70	81,35	51,29	73,28	86,57	129,00	52,22	36,05	84,03
Nd	44,02	28,31	44,40	10,06	27,61	48,32	36,86	37,74	37,10	36,70	14,51	34,87	26,79	27,73	36,18	26,90	28,18	32,57	46,68	27,25	15,99	28,06
Sm	10,95	8,09	8,73	3,90	4,53	8,25	7,99	8,16	8,72	6,04	3,20	7,01	6,30	4,74	8,02	3,37	6,05	6,49	8,65	3,71	3,69	5,57
Eu	2,93	0,83	2,40	0,72	0,96	1,43	1,47	1,29	1,59	1,15	0,56	1,60	1,89	1,10	1,29	0,65	0,90	0,89	1,20	0,59	0,96	0,88
Gd	9,36	7,32	6,13	2,93	2,69	5,49	6,89	6,54	7,85	4,03	2,83	5,89	5,40	3,81	6,96	2,44	4,69	4,87	6,08	2,65	3,03	4,18
Dy	6,95	5,01	5,28	1,58	2,04	5,73	6,05	5,17	6,68	4,20	2,41	4,61	3,82	3,48	6,28	1,43	3,32	3,53	4,80	1,64	2,26	2,90
Ho	1,23	0,98	1,00	0,31	0,37	1,12	1,19	0,99	1,34	0,80	0,45	0,90	0,72	0,63	1,27	0,24	0,61	0,62	0,93	0,28	0,40	0,53
Er	2,97	2,75	2,38	0,72	0,79	2,86	3,29	2,61	3,55	1,93	1,31	2,35	1,82	1,40	3,58	0,57	1,56	1,51	2,39	0,64	1,00	1,33
Yb	1,92	2,60	1,58	0,79	0,62	2,15	2,43	1,91	2,82	1,53	1,09	1,89	1,23	1,03	3,19	0,39	1,11	1,07	1,62	0,42	0,69	0,98
Lu	0,27	0,53	0,25	0,12	0,07	0,25	0,34	0,29	0,40	0,16	0,14	0,27	0,17	0,22	0,45	0,07	0,17	0,14	0,24	0,06	0,10	0,14
FeO*/FeO*+MgO	0,92	0,80	0,85	0,83	0,85	0,85	0,86	0,84	0,84	0,87	0,86	0,86	0,82	0,81	0,81	0,81	0,84	0,82	0,84	0,82	0,81	0,83
Na_2O/K_2O	0,94	0,93	0,61	0,64	0,58	0,59	0,49	0,62	0,55	0,53	0,54	0,47	0,73	0,63	0,88	0,59	0,38	0,56	0,57	0,64	0,55	0,47
Eu*/Eu	0,88	0,33	1,00	0,65	0,84	0,65	0,61	0,54	0,59	0,71	0,57	0,76	0,99	0,79	0,53	0,70	0,51	0,48	0,51	0,58	0,88	0,55
$[La/Yb]_N$	13,66	7,56	13,99	29,98	32,24	13,30	11,31	15,24	9,22	14,27	8,92	14,03	13,83	14,51	8,11	48,52	21,80	26,88	20,54	47,16	18,56	27,88
Rb/Ba	0,04	0,06	0,09	0,13	0,15	0,20	0,18	0,27	0,29	0,18	0,21	0,17	0,06	_	0,13	0,15	0,22	0,29	_	0,19	0,18	0,28
Rb/Sr	0,29	0,28	0,51	0,74	0,86	1,20	1,19	1,63	1,56	1,21	1,14	1,09	0,28	_	0,74	0,86	1,73	1,46	_	1,11	1,01	1,55
Sr/Ba	0,14	0,22	0,17	0,17	0,17	0,16	0,16	0,17	0,19	0,15	0,19	0,16	0,22	0,17	0,17	0,17	0,13	0,20	0,14	0,17	0,18	0,18
K/Ba	21,45	29,54	25,99	35,60	39,60	38,00	43,87	49,83	56,98	39,53	48,01	41,82	29,54	25,99	35,60	39,60	55,58	55,63	59,77	47,05	50,20	53,77
K/Rb	507,28	481,46	303,05	284,78	267,77	194,20	237,84	184,47	196,91	222,20	227,19	247,16	481,46	_	284,78	267,77	251,92	194,44	_	248,56	280,03	193,13
10.000Ga/Al	3,15	3,29	3,44	3,15	3,67	2,99	3,20	2,70	3,53	2,62	3,08	2,94	3,29	_	3,15	3,67	2,78	2,80	_	2,74	2,36	2,46
Ca/Sr	208,62	212,80	103,33	119,76	103,23	82,47	95,29	103,58	98,40	69,73	77,03	74,08	212,80	103,33	119,76	103,23	117,06	94,04	129,33	80,40	87,16	76,90

n.d.: não dosado.

Tabela 7.6. Análises químicas das amostras da Suíte Intrusiva Serra da Prata. Continuação.

Óxidos (% peso)	LF-16 CIR	LF-18 CIR	LF-052A CIR	LF-36 CIR	LF-25A CIR	MJ-199B CVSJ	LF-35A CVSJ	LF-35B CVSJ	LF-70 APIAÚ
SiO_2	71,30	73,40	73,70	73,70	77,10	62,70	63,10	68,70	63,90
TiO_2	0,51	0,34	0,36	0,35	0,18	1,30	1,30	0,80	0,93
Al_2O_3	13,50	12,70	13,10	13,00	11,80	12,60	13,40	13,00	15,00
Fe_2O_3	1,67	1,58	1,91	2,00	0,16	2,70	3,60	2,90	6,80
FeO	2,10	1,10	0,71	0,57	1,30	6,20	4,80	2,60	0,42
MnO	0,06	0,03	0,04	0,04	0,03	0,18	0,12	0,08	0,12
MgO	0,56	0,30	0,47	0,58	0,22	2,10	1,80	1,10	1,70
CaO	1,90	1,20	1,60	1,40	0,99	4,10	4,50	2,80	3,60
Na_2O	3,00	2,90	2,40	2,30	2,60	2,60	2,60	2,00	3,20
K_2O	5,40	5,70	5,80	5,80	5,40	4,10	4,10	5,30	3,80
P_2O_5	0,10	0,06	0,04	0,06	0,02	0,25	0,28	0,17	0,25
P.F.	0,29	0,20	0,23	0,29	0,17	0,32	0,05	0,22	0,26
Total	99,65	99,51	100,36	100,09	99,96	99,15	99,65	99,67	99,98
Elementos-traço (p.p.m.)									
Co	7,0	3,7	5,4	7,5	n. d.	17,0	11,0	11,0	15,0
V	24,0	9,1	22,0	26,0	7,0	166,0	82,0	51,0	73,0
Cu	11,0	3,9	4,4	9,4	2,0	28,0	19,0	22,0	26,0
Pb	7,9	8,6	15,0	14,0	5,3	51,0	8,5	12,0	11,0
Zn	45,0	31,0	30,0	38,0	23,0	102,0	42,0	60,0	74,0
Rb	237	241	406	388	301	178	166	320	122
Ba	480	886	279	223	355	470	504	433	975
Sr	101	114	67	64	80	108	105	94	235
Ga	20	21	20	20	19	n. d.	20	21	24
Nb	12,0	11,0	18,0	18,0	14,0	17,0	18,0	21,0	19,0
Zr	191	361	233	231	142	279	256	279	324
Y	72	172	80	101	34	61	56	90	41
Th	16,00	20,00	54,00	19,00	18,00	n. d.	9,00	18,00	8,00
La	39,45	161,70	45,00	59,00	21,00	42,40	37,36	41,70	19,80
Ce	75,21	276,60	67,73	114,20	42,30	103,80	79,90	92,64	39,13
Nd	33,26	127,20	29,62	45,41	18,26	48,13	38,05	41,92	16,81
Sm	7,47	22,84	6,74	10,79	2,85	9,08	9,13	10,04	3,54
Eu	1,01	2,29	0,52	0,60	0,45	1,31	1,51	1,12	0,76
Gd	6,55	18,25	5,33	8,76	2,23	7,01	8,57	9,49	2,77
Dy	6,05	13,56	4,14	7,03	1,52	7,20	8,19	10,11	1,72
Ho	1,22	2,52	0,71	1,23	0,28	1,43	1,65	2,04	0,31
Er	3,37	5,95	1,71	3,08	0,68	3,84	4,39	6,00	0,73
Yb	2,43	3,72	1,15	2,21	0,56	2,91	3,80	5,08	0,46
Lu	0,39	0,47	0,15	0,27	0,12	0,39	0,51	0,64	0,07
FeO*/FeO*MgO	0,87	0,89	0,84	0,80	0,87	0,80	0,82	0,83	0,79
Na_2O/K_2O	0,56	0,51	0,41	0,40	0,48	0,63	0,63	0,38	0,84
Eu*/Eu	0,44	0,34	0,26	0,19	54,00	0,50	0,52	0,35	0,75
$[La/Yb]_N$	10,85	29,10	26,12	17,88	25,26	9,74	6,57	5,49	28,91
Rb/Ba	0,33	0,27	1,46	1,74	0,85	0,38	0,33	0,74	0,13
Rb/Sr	1,58	2,11	6,06	6,06	3,76	1,65	1,58	3,40	0,52
Sr/Ba	0,21	0,13	0,24	0,29	0,23	0,23	0,21	0,22	0,24
K/Ba	67,53	53,40	172,57	215,90	126,27	72,41	67,53	101,61	32,35
K/Rb	205,02	196,33	118,59	124,09	148,92	191,20	205,02	137,49	258,56
10.000Ga/Al	2,82	3,12	2,88	2,91	3,04	_	2,82	3,05	3,02
Ca/Sr	306,30	75,23	170,67	156,34	88,44	271,32	306,30	212,89	109,49

n.d.: não dosado.

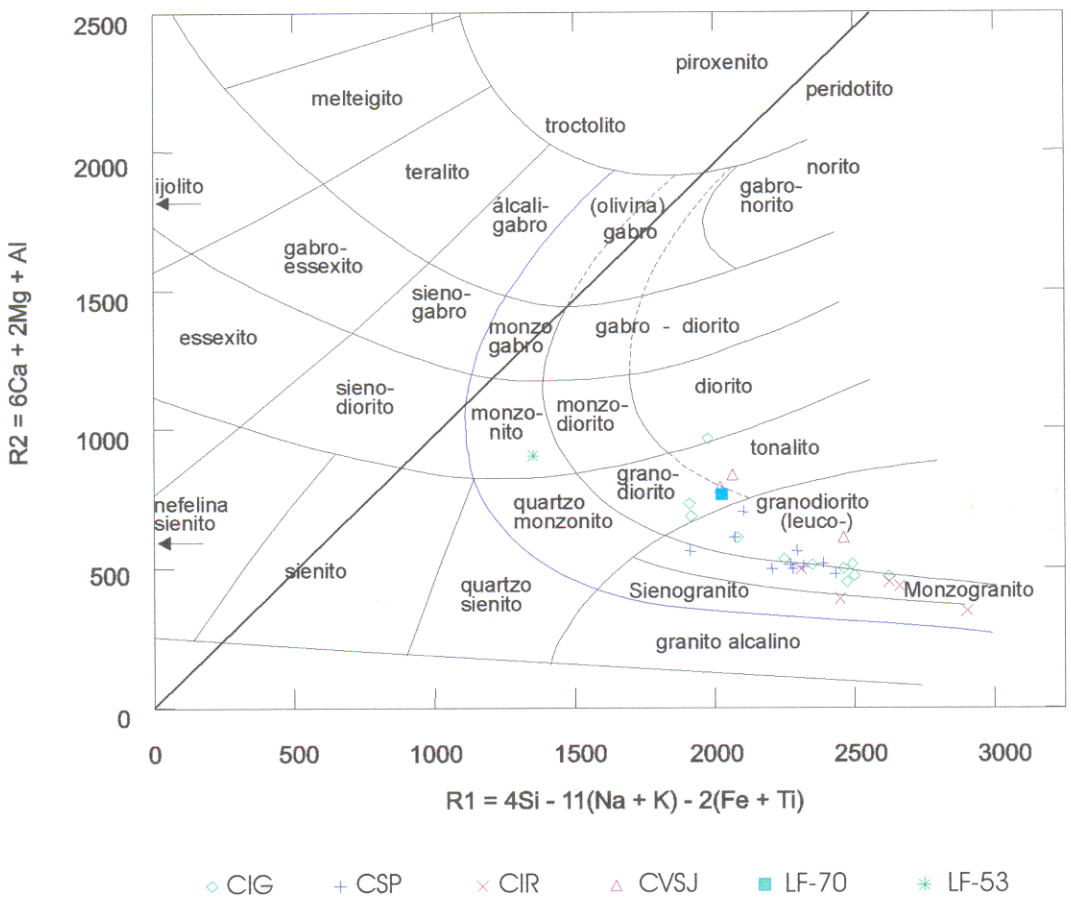


Figura 7.27 - Distribuição das rochas da SISP no diagrama multicatiônico, R1R2, de De La Roche *et al.*(1980). CIG - Corpo do Igarapé Grande; CSP - Corpo da Serra da Prata; CIR - Corpo do Igarapé Roxinho; CVSJ - Corpo da Vila São José.

Nos diagramas de Harker, todos os conjuntos de amostras analisadas revelam tendências similares de empobrecimento em TiO_2, FeO*, CaO e P_2O_5 (**Figuras 7.28a, b, c, d**). De uma forma geral, enriquecem em álcalis com o aumento no conteúdo em sílica (**Figuras 7.28 e**). As amostras do CIG são, em geral, levemente mais ricas em MnO e mais pobres em MgO em relação aos outros corpos (**Figura 7.28e, f**).

O comportamento da razão FeO*/FeO*+MgO, com valores algo invariáveis, entre 0,81 e 0,84 para o CSP e entre 0,80 e 0,87 com correlação positiva com sílica para o CIG (**Figura 7.29a, Tabela 7.6**) separa razoavelmente bem estes dois conjuntos. Os valores desta razão para o CIR não têm correlação com a sílica. A razão Na_2O/K_2O, inferior a um para todos os corpos, decresce com o aumento no conteúdo em sílica (**Figuras 7.29b, Tabela 7.6**).

Quanto aos elementos-traço, as amostras do CVSJ e CIR exibem maiores conteúdos de Rb, e menores conteúdos em Ba e Sr, para o mesmo intervalo em sílica, em relação aos outros corpos (**Figuras 7.30a, b, c Tabela 7.6**). Todos os corpos exibem altos conteúdos em Ga, sendo que as amostras do CIG são levemente enriquecidas neste elemento em relação aos outros corpos (**Figuras 7.30d, Tabela 7.6**). As amostras do CSP tendem a ser mais ricas em Zr, do que a maioria das amostras dos outros corpos (**Figuras 7.30e**). Os valores mais elevados em Y são encontrados em amostras do CVSJ e CIR (**Figuras 7.30f**).

As diferenças nos conteúdos em Rb, Ba e Sr entre os diversos corpos se refletem no comportamento das razões Rb/Ba e Rb/Sr que mostram acentuada correlação positiva com a sílica para o CVSJ e o CIR, e declividades positivas, mais moderadas para os outros corpos (**Figuras 7.31a, b**). A razão Sr/Ba, que tende a ser algo mais elevadas no CVSJ e no CIR, mostra valores na mesma faixa para todo o intervalo de variação em sílica (**Figuras 7.31c**). O diagrama das razões K/Ba *versus* sílica evidencia bem as diferenças no comportamento do CVSJ e CIR em relação ao CIG e CSP (**Figuras 7.31d**). As amostras dos dois primeiros corpos formam tendências com forte declividade positiva, contrastando com a declividade positiva moderada delineada para o CIG e para o CSP.

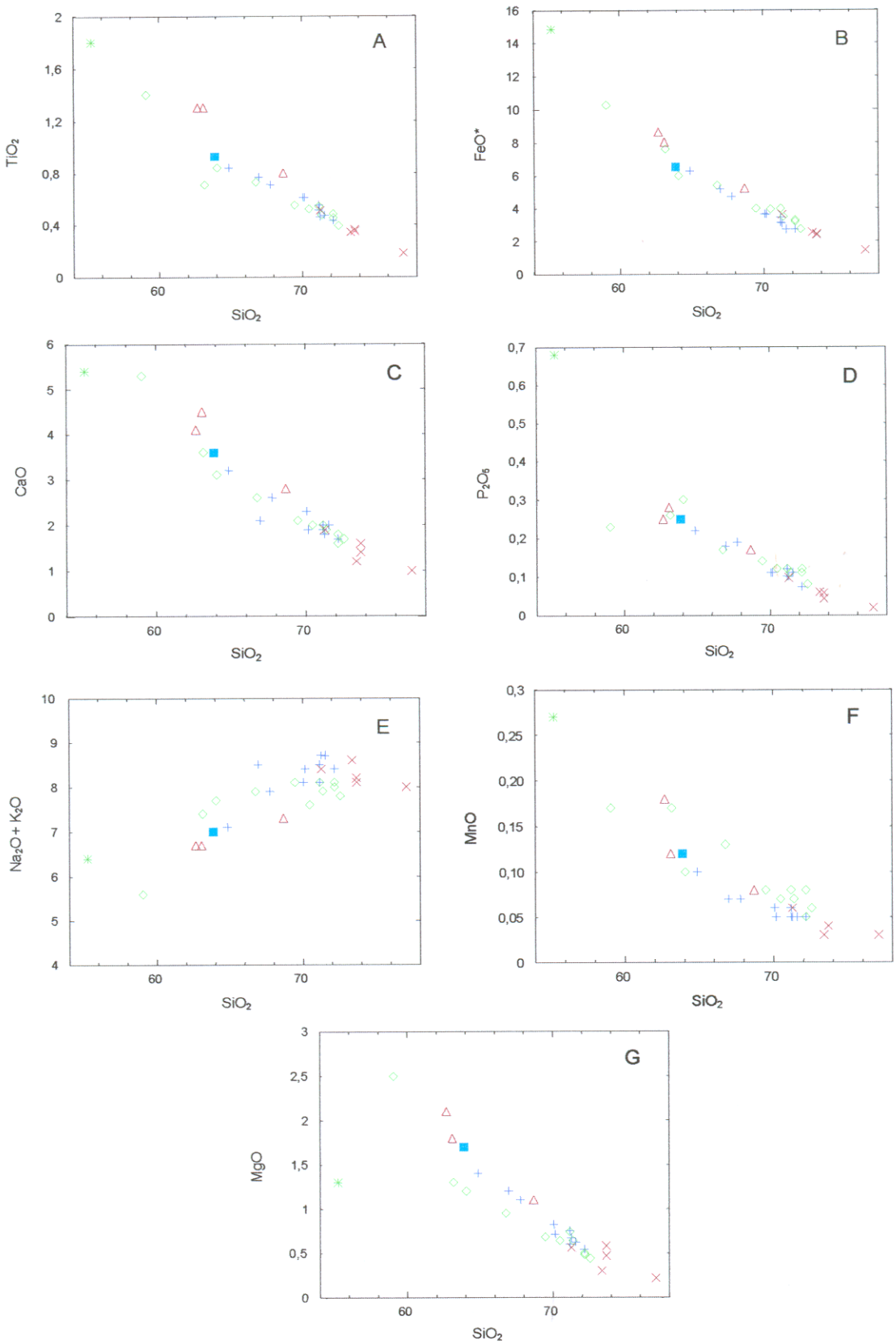


Figura 7.28 – Diagramas de Harker para as rochas da SISP. Óxidos em porcentagem em peso. Símbolos como na figura 7.27.

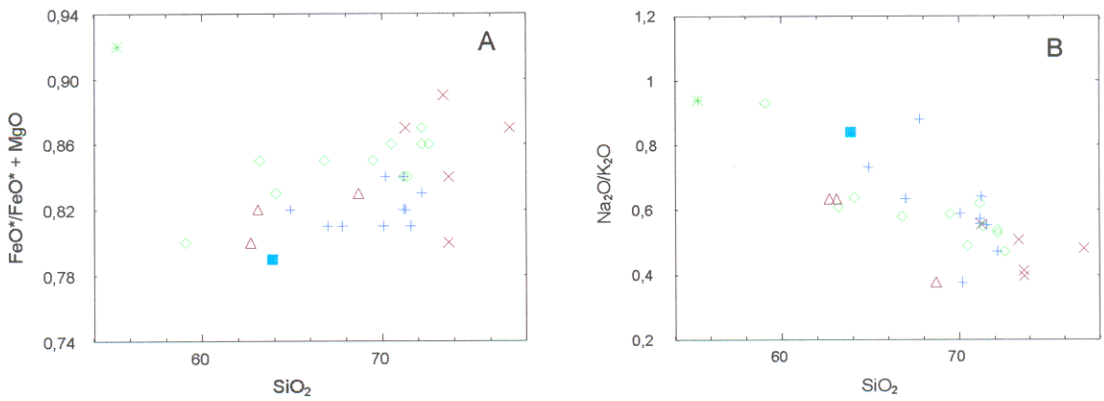


Figura 7.29 – Distribuição das rochas da SISP nos diagramas SiO_2 *versus* FeO*/FeO* + MgO (A), e SiO_2 *versus* Na_2O/K_2O (B). Óxidos em porcentagem em peso. Símbolos como na figura 7.27.

As amostras do CVJS e do CIR exibem os menores valores da razão K/Rb que, como nos outros corpos, tende a decrescer discretamente com o aumento no conteúdo em sílica (**Figuras 7.31e**). A razão Ca/Sr mostra correlação negativa com a sílica para todos os corpos da SISP, com valores mais elevados para o CVSJ e CIR (**Figuras 7.31f**).

A distribuição dos ETR normalizados segundo o condrito (Sun 1980) revela a presença de padrões distintos, mesmo dentro do mesmo corpo. No CIG, ocorrem três padrões caracterizados por diferentes graus de enriquecimento de ETR leves em relação às pesadas. As amostras LF-10E e MJ-188B exibem o maior empobrecimento em ETR pesados de todo o corpo, com razões $[La/Yb]_N$ de 29,98 e 32,24, sendo que a primeira mostra anomalia negativa de európio muito discreta (**Figuras 7.32a, Tabela 7.6**). As amostras LF-26, LF-45, LF-97B, MJ-189A, MJ-188A e MJ-194B, são caracterizadas por razões $[La/Yb]_N$ entre 11,31 e 15,99, exibindo à exceção da MJ-194 A, discretas anomalias negativas em Eu (**Figuras 7.32b, Tabela 7.6**). O quartzo-jotunito da amostra LF-53 mostra padrão de distribuição de ETR similar a este último grupo (**Figura 7.32a**). Finalmente, um terceiro conjunto no CIG é representado pelas amostras LF-114A, LF-114B e LF-12B, que exibem o menor empobrecimento de ETR pesadas em relação às leves de todo o corpo, com razões $[La/Yb]_N$ entre 7,56 e 9,22, mostrando anomalias negativas em Eu mais acentuadas (**Figura 7.32c, Tabela 7.6**).

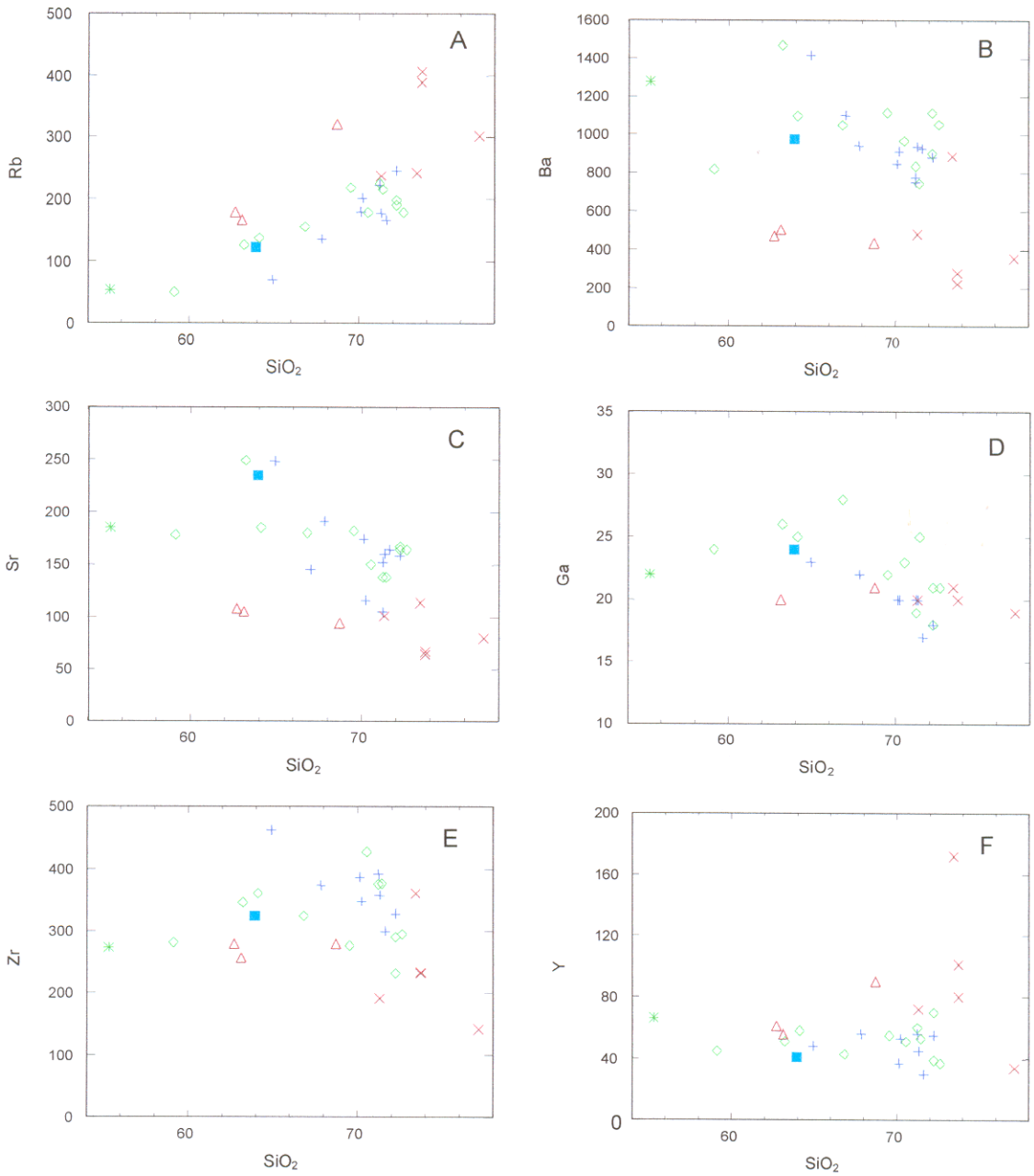


Figura 7.30 – Distribuição das rochas da SISP nos diagramas SiO_2 *versus* Rb (A), Ba (B), Sr (C), Ga (D), Zr (E) e Y (F). Óxidos em porcentagem em peso, elementos–traço em ppm. Símbolos como na figura 7.27.

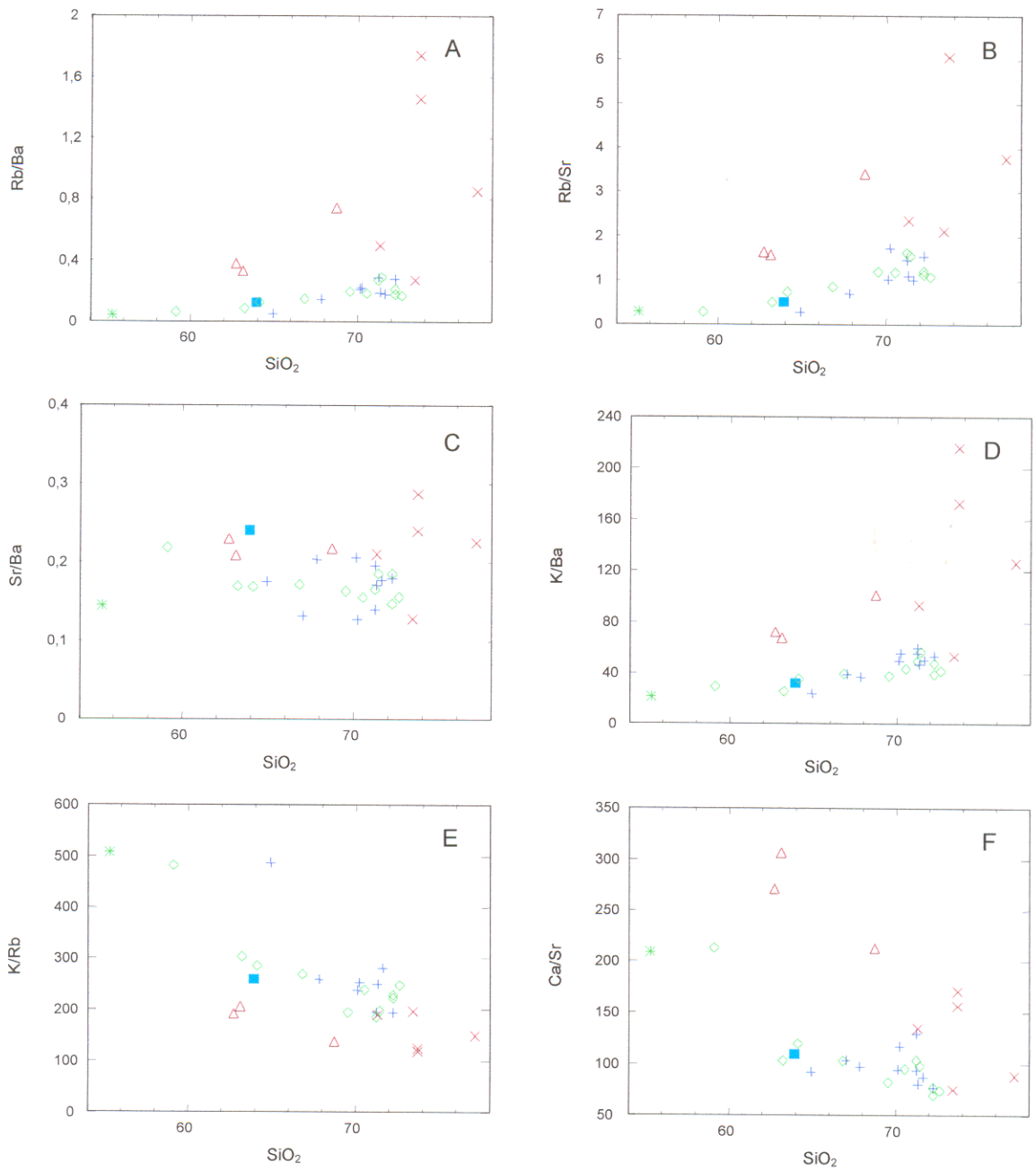


Figura 7.31 – Distribuição das rochas da SISP nos diagramas SiO_2 *versus* Rb/Ba (A), Rb/Sr (B), Sr/Ba (C), K/Ba (D), K/Rb (E), Ca/Sr (F). Óxidos em porcentagem em peso. Símbolos como na figura 7.27.

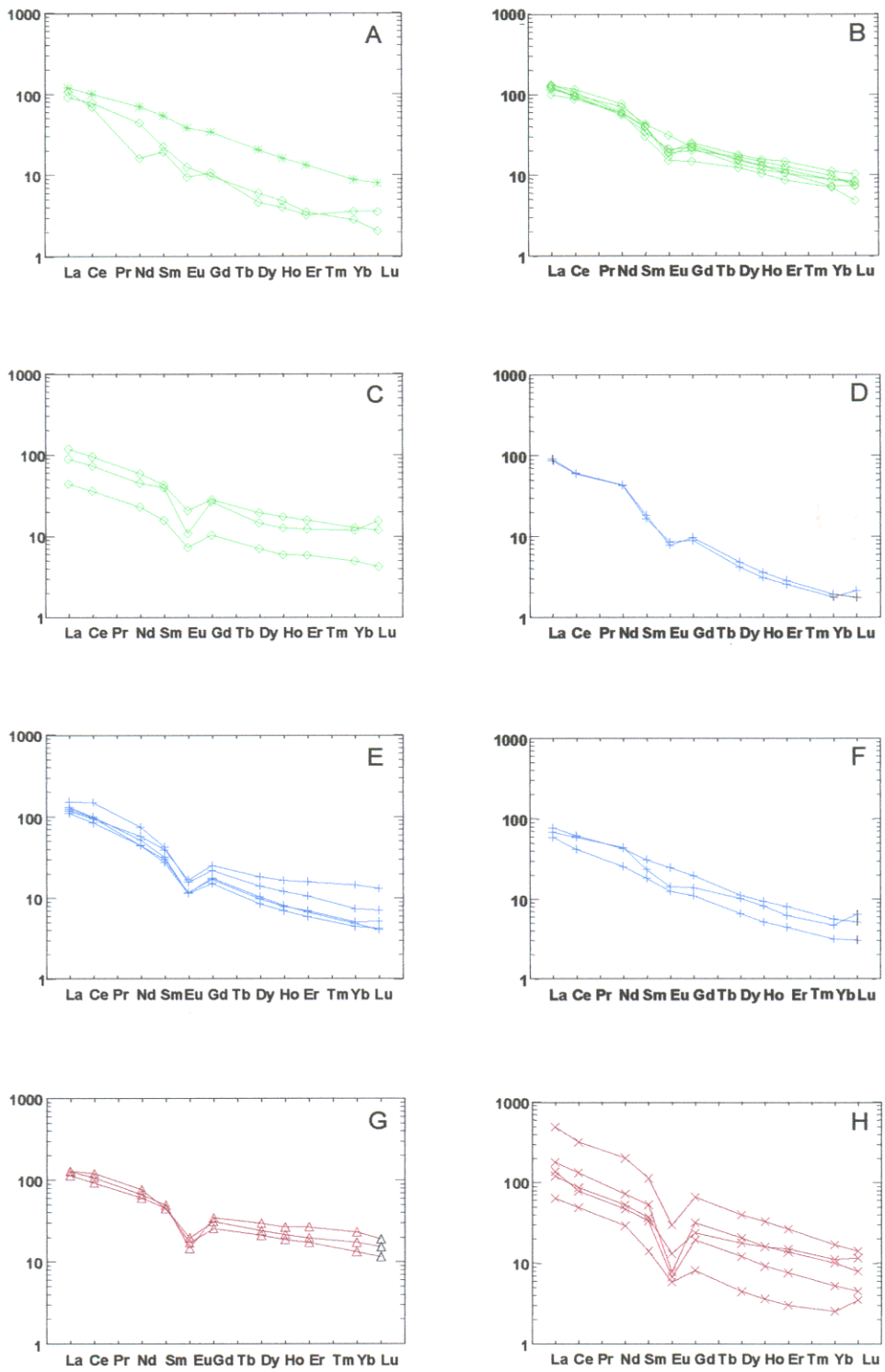


Figura 7.32 – Padrões de distribuição de ETR para as rochas do: CIG, amostras LF-10E, MJ-188 B e LF-53 (A), LF-26, LF-45, LF-97, MJ-189 A e MJ-194 B (B), LF-12 B, LF-114 A e LF-114 B (C); CSP, amostras LF-63 A e LF-58 D (D), LF-64, NN-205, LF-62 C, LF-62 A (E), LF-61, LF-65 A e NN-213 (F); CVSJ (G); e CIR (H). Normalização aos valores condríticos de Sun (1980).

Da mesma forma, no CSP ocorrem grupos com distintos padrões de distribuição de ETR. As amostras LF-63A e LF-58D mostram um extremo empobrecimento em ETR pesadas caracterizado por razões $[La/Yb]_N$ de 47,16 e 48,52, e discretas anomalias negativas em Eu (**Figura 7.32d, Tabela 7.6**), lembrando as amostras LF-10E e MJ-188B. As amostras LF-64B, NN-205, LF-62C e LF-62A apresentam razões $[La/Yb]_N$ entre 20,54 e 27,88 e anomalias negativas em Eu mais acentuadas, sendo que a amostra LF- 59A com $[La/Yb]_N$ de 8,11 mostra maior conteúdo em ETR pesadas (**Figura 7.32e, Tabela 7.6**). As amostras LF-61, LF-65A e NN 213, mostram razões $[La/Yb]_N$ ntre 13,83 e 18,56 (**Figura 7.32f, Tabela 7.6**). As três amostras do CVSJ, mostram padrão de distribuição de ETR muito similar, com ETR levemente enriquecidos em relação a ETR pesadas $[La/Yb]_N$ de 5,49 a 9,74 e anomalias moderadas de Eu (**Figura 7.32g, Tabela 7.6**). As amostra do CIR exibem o maior enriquecimento em ETR totais, anomalias negativas em Eu bastante acentuadas e razões $[La/Yb]_N$ entre 17,88 e 29, 10, sendo que a mostra LF-16, com padrão algo distinto da maioria tem valor para esta razão de 10,85 (**Figura 7.32h, Tabela 7.6**).

Nos diagramas Y+Nb *versus* Rb e Y *versus* Nb (**Figuras 7.33a, b**), com campos discriminantes de ambientes tectônicos propostos por Pearce *et al.* (1984), as rochas de todos os corpos incluídos na SISP distribuem-se majoritariamente no campo dos granitos intraplacas, com algumas amostras nos campos dos granitos de arcos vulcânicos, sin-colisionais e de cadeia oceânica. Na **figura 7.33b** grande parte das amostras ocupam o campo dos granitos pós-colisionais, delineado por Pearce (1996). Nos diagramas de Whalen *et al.* (1987), Zr+Nb+Ce+Y *versus* FeO*/MgO e Zr+Nb+Ce+Y *versus* Na_2O+K_2O/CaO, as amostras da SISP distribuem-se no campo dos granitos tipo A (**Figuras 7.33c, d**).

A **figura 7.34** ilustra a distribuição dos granitos rapakivi da SIM, dos ortognaisses GIB e GIM, bem como de amostras representativas dos charnockitos ígneos de Ardery (CIA), Antártica (dados segundo Kilpatrick & Ellis, 1992) e de corpos charnockíticos pós-colisionais no escudo Svecofeniano (CPS), Finlândia (dados segundo Nironen *et al.* 2000), juntamente com as amostras da SISP.

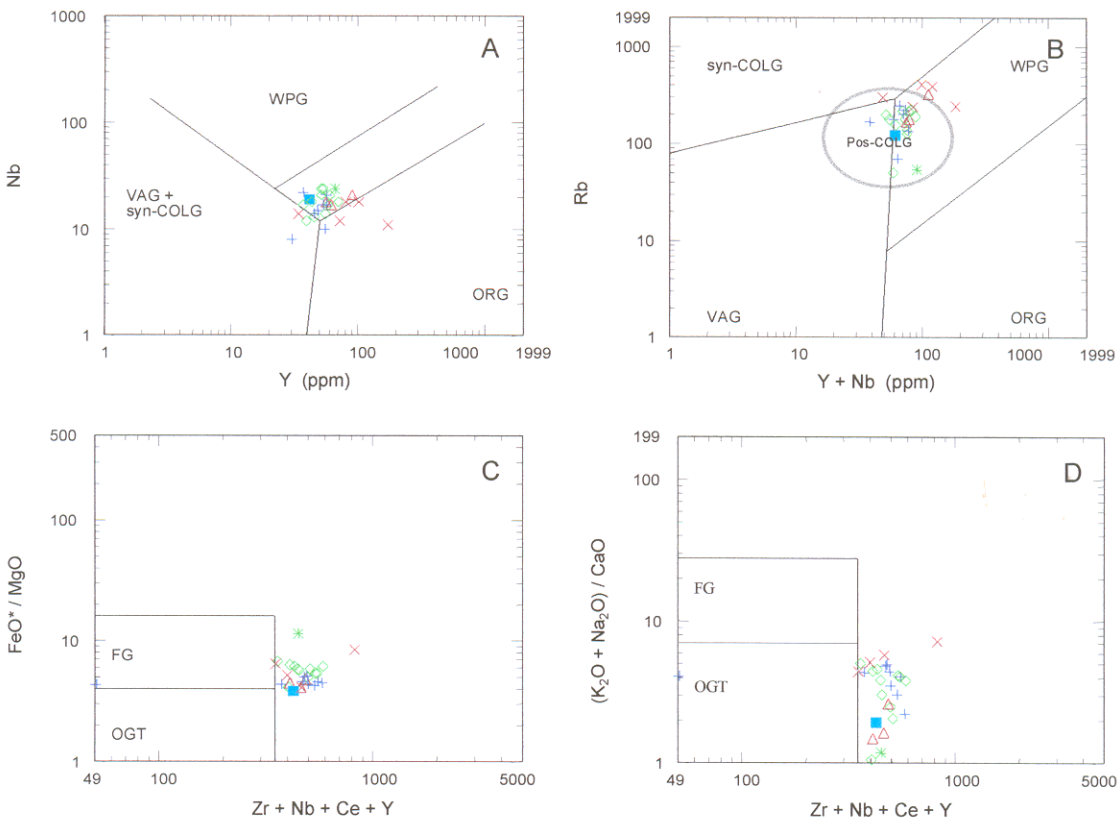


Figura 7.33 – Distribuição dos GIB, GIM e da SIM nos diagramas Y+Nb *versus* Rb (A) e Y *versus* Nb (B) com campos de acordo com Pearce *et al.* (1984), acrescido do campo dos granitos pós-colisionais (Pearce 1996). WPG - granitos intraplacas, syn-COLG - granitos sin-colisionais, VAG - granitos de arco vulcânico, ORG – granitos de cadeis oceânica; Zr+Nb+Ce+Y *versus* FeO*/MgO (C), Zr+Nb+Ce+Y *versus* Na_2O+K_2O (D) com campos de acordo com Whalen et al. (1987). FG – granitos fracionados; OGT – granitos tipo M, I e S não fracionados. Elementos-traço em ppm.

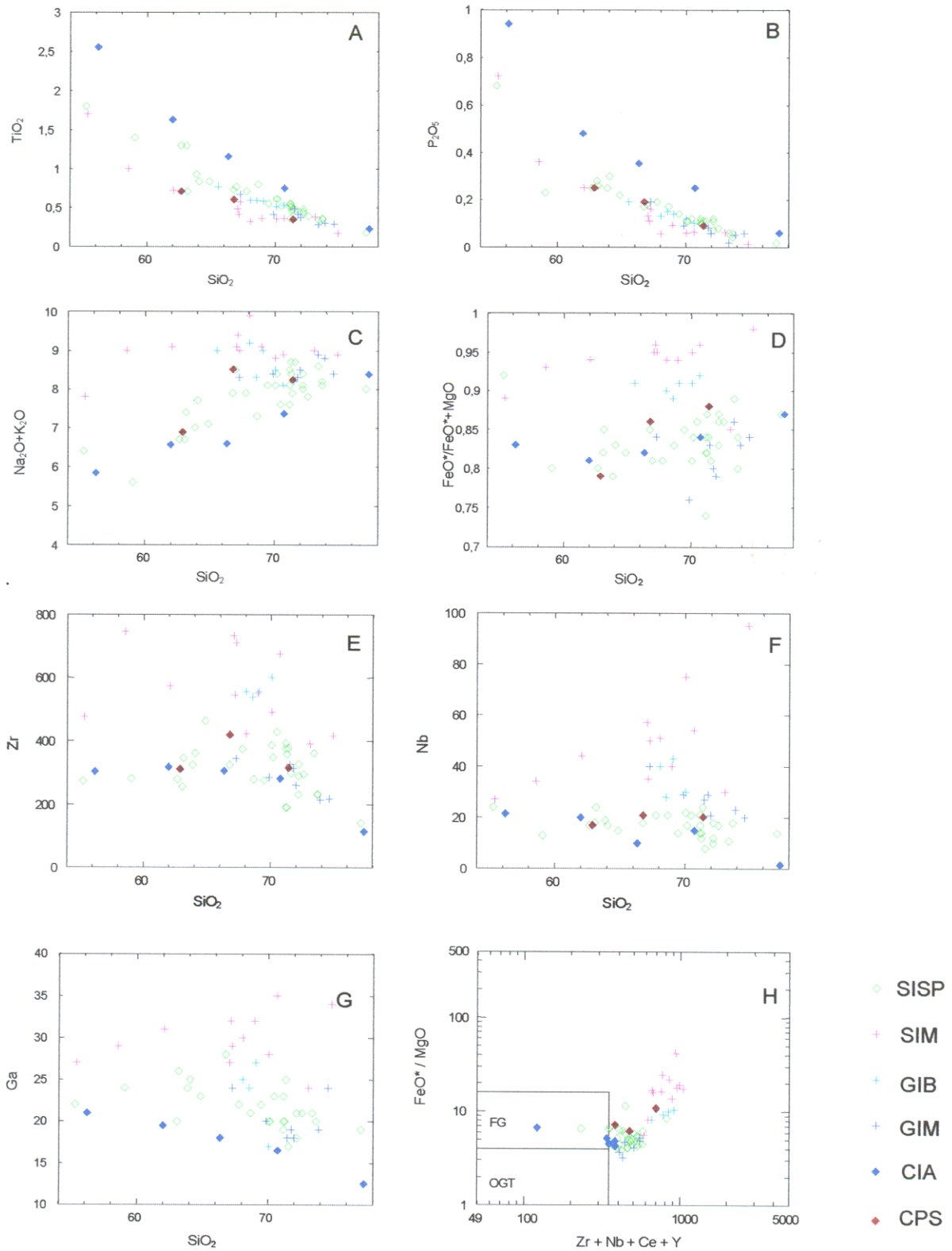


Figura 7.34 – Distribuição das rochas da SISP nos diagramas SiO_2 *versus* TiO_2 (A), P_2O_5 (B) $Na_2O + K_2O$ (C), FeO*/FeO* + MgO (D), Zr (E), Nb (F) e Ga (G) e no diagrama Zr+Nb+Ce+Y *versus* FeO*/MgO (H), com campos segundo Whalen *et al* (1987) (FG – granitos fracionados, OGT, granitos I, S e M não fracionados). Estão representadas amostras representativas da SIM, dos GIB, dos GIM e também dos charnockitos ígneos de Ardery, Antártic (CIA, dados segundo Kilpatrick & Ellis 1992) e de charnockitos ígneos pós-colisionais do Escudo Svecofeniano Finlândia (CPS, dados segundo Nironen *et al.* 2000).

A SISP forma tendência intermediária entre os CIA, que mostram mais alto TiO_2, e os outros grupos, algo mais pobres neste óxido (**Figura 7.34a**). As amostras da SISP e dos CIA mostram, em geral, conteúdos discretamente mais elevados em CaO e FeO* em relação à SIM e aos CPS. As diferenças quanto ao conteúdo em MgO são marcantes. A SISP os CIA, os CPS e GIM são enriquecidos neste óxido em relação à SIM e aos GIB. As diferenças entre os conjuntos ficam claras no diagrama sílica *versus* FeO*/FeO*+MgO, (**Figura 7.34d**). A SISP exibe valores relativamente mais baixos, similares aos apresentados pelos CIA e CPS e GIM, enquanto a SIM apresenta os valores mais altos para a razão FeO*/FeO*+MgO. As amostras do GIB ocupam uma posição intermediária entre a SISP e a SIM. Os CIA são mais enriquecidos em P_2O_5 em relação aos outros conjuntos (**Figura 7.34b**). Os altos conteúdos altos em álcalis separam muito bem os granitos rapakivi da SIM, das rochas charnockíticas da SISP dos CIA e dos CPS (**Figura 7.34c**). Quanto aos elementos-traço, a SISP mostra teores de Zr, Nb (**Figura 7.34e, f**), Rb, Ba, Sr e Y similares aos verificados nos CIA e CPS. As amostras da SIM tendem a ser mais ricas em Rb e Nb, sendo acompanhadas pelos GIB e GIM, e também em Zr, neste caso, seguida apenas pelas amostras dos GIB. A SISP exibe teores em Ga intermediários entre aqueles verificados para os CIA , mais pobres neste elemento, e a SIM, mais rica em Ga (**Figura 7.34g**). O diagrama Zr+Nb+Ce+Y *versus* FeO* + MgO ilustra muito bem a tendência das rochas charnockíticas da SISP, dos CIA e CPS e dos ortognaisses GIM de apresentarem maiores conteúdos em MgO e menores conteúdos em HFSE em relação às amostras da SIM e dos GIB.

7.2.1.2. Dados isotópicos Sm-Nd

Três amostras representativas da SISP foram selecionadas para análises Sm-Nd (**tabela 7. 2**). Foram analisadas as amostras LF-10E e LF-26 do CIG, e a amostra LF-63 a, do CSP. Esta última com idade de cristalização de 1934 ± 3 Ma (ver **Capítulo 6**). Os conteúdos em Sm e Nd variam respectivamente entre 6,58ppm e 9,00ppm e 35,59ppm e 47,17 ppm, valores inferiores aos obtidos para os granitos rapakivi da SIM e para os GIB e na mesma faixa daqueles verificados nos GIM. A razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ varia de

0,11180 a 0,11923, a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,511657 a 0,511686, e o valor para f(Sm/Nd), entre –0,3938 e –0,4316. As idades modelos T_{DM} situam-se entre 2,08 Ga e 2,19 Ga com um intervalo restrito de valores de ε_{Nd} (T) (+0,68 a +1,95) situados entre a curva do manto depletado de De Paolo (1981) e CHUR (**Figura 7.26**). Este quadro permite sugerir, que as rochas charnockíticas, foram geradas a partir da fusão parcial de protólitos com pequena residência crustal, correspondendo, como comentado para os GIB e GIM, a terrenos juvenis paleoproterozóicos, algo mais antigos. Outra possibilidade seria que as idades T_{DM} entre 2,05 Ga e 2,19 Ga resultassem da mistura de componente arqueano, com material juvenil em torno de 1,94 Ga. No entanto, esta última hipótese não encontra suporte nos dados disponíveis para o segmento central do CGC, onde está situada a área alvo deste estudo, já que não existem até o momento evidências da presença de crosta arqueana, ou mesmo registro de zircões arqueanos herdados nos litótipos estudados. A idade de 2,03Ga (Pb-Pb SHRIMP Faria *et al.* 2002) para o Complexo Anaúa, a sul do CGC, em Roraima parece corresponder ao mais antigo registro geocronológico deste setor crustal (ver **Capítulo 2**). Da mesma forma, as idades modelo Sm-Nd, T_{DM} disponíveis até o momento para a região correspondem a: 2,18 Ga, com ε_{Nd} (T) de –1,82, para um gnaisse (Sato & Tassinari 1997); 2,02 Ga e 2,19 Ga para granulitos (?) com valores de ε_{Nd} (T) respectivamente de –0.3 e + 1,5; e 2,32 Ga, com ε_{Nd} (T) de –0,20 para granitóides do Complexo Anauá (Faria *et al.* 2002). Deve-se ressaltar ainda que Gaudette *et al.* (1996) analisou amostras de rochas charnockíticas provenientes da área estudada e cercanias, algumas das quais reestudadas petrograficamente pela autora desta tese. O recálculo das idades modelo Sm-Nd T_{DM} de tais amostras, a partir dos dados analíticos disponibilizados por Gaudette *et al.* (1996), (utilizando-se o programa ISOPLOT) forneceram idades modelo arqueanas que não coincidem com os valores mesoproterozóicos (entre 1,1 Ga e 1,5 Ga) que constam do artigo, criando um quadro de muitas incertezas. No presente trabalho a amostra LF-10E, petrograficamente similar a amostra MP-39 analisada por Gaudette *et al.* (1996), e proveniente da mesma área onde os autores coletaram a mencionada amostra foi analisada numa tentativa de esclarecer este quadro. Como consta da **tabela 7.2**, no entanto, o valor da idade modelo de T_{DM} fornecido foi de 2,19 Ga, muito distante do valor de 1,1 Ga que consta do artigo de Gaudette *et al* (1996) e

do valor arqueano recalculado a partir dos dados analíticos fornecidos pelos autores. Desta forma, os dados Sm-Nd mencionados por estes autores carecem ainda de confirmação.

7.2.2.3. Petrogênese

Feições de coexistência entre magmas ácidos e básicos foram identificadas em vários corpos da SISP. Como descrito no **capítulo 4**, no CIR e no CVSJ ocorrem enclaves máficos incluindo total ou parcialmente cristais de feldspato alcalinos da encaixante granitóide, e redes de veios dos granitóides cortando os enclaves. Em todos os corpos foram observadas várias das feições petrográficas mencionadas por Hibbard (1995) como possivelmente relacionadas à coexistência de magmas básicos e ácidos. As mais freqüentemente identificadas foram: texturas rapakivi e anti-rapakivi; cristais aciculares de apatita; grãos de quartzo arredondados, em enclaves quartzo-dioríticos, exibindo mantos de minerais máficos; e feições sugerindo dissolução, como cristais de piroxênio com arestas arredondadas. Apesar das evidências de coexistência entre magmas ácidos e básicos, a pobreza em litologias intermediárias sugere que mistura magmática não deve ter sido um processo importante na evolução da SISP. Em todos os corpos predominam largamente litótipos ácidos, com apenas três amostra com sílica inferior a 63%.

Os diversos corpos descritos na SISP exibem características levemente distintas que devem refletir diferenças na fonte e no caminho da evolução magmática seguida por cada corpo.

A presença de anomalias negativas de Eu com dimensões variáveis nas amostras da SISP está, provavelmente, relacionada à participação de feldspato como fase fracionada ou residual, em ambiente crustal (Hanson 1980 e Cullers & Graff 1984). O fracionamento de feldspato alcalino e plagioclásio é indicado para todos os corpos da SISP pelo aumento nas razões Rb/Ba e Rb/Sr com o aumento no conteúdo em sílica, bem como pelos valores algo invariáveis para as razões Sr/Ba (**Figuras 7.31a, b, c**).

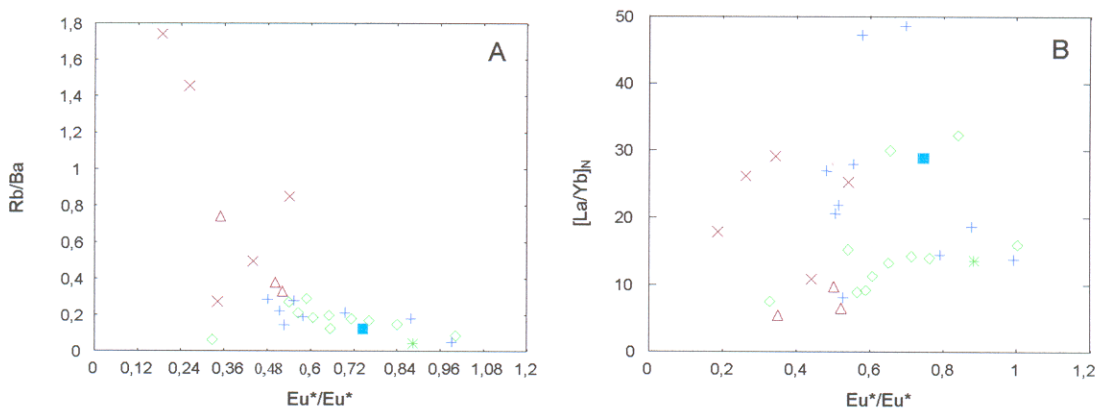


Figura 7.35 – Distribuição das rochas da SISP nos diagramas Eu*/Eu *versus* Rb/Ba (A) e $[La/Yb]_N$ (B). Símbolos como na figura 7.27.

A correlação negativa entre a razão Rb/Ba e o tamanho da anomalia negativa de európio (inversamente proporcional ao valor de Eu*/Eu) (**Figura 7.35a**) também sugere que o fracionamento de feldspatos foi importante na evolução magmática da SISP.

As diferenças nos conteúdos em Rb e Ba e Sr (**Figura 7.30**) verificada entre as amostras provenientes do CVSJ e do CIR e aquelas provenientes do CIG e do CSP, devem refletir diferenças na composição da fonte. As razões K/Ba, superiores, e K/Rb inferiores observadas no CIR e CVSJ em relação ao CIG e ao CSP permitem sugerir, de acordo com as observações de Landerberger *et al.* (1996) para granitóides tipo A na Austrália, que feldspato alcalino deve ter sido uma fase residual importante na geração do CIR e do CVSJ, o que é compatível com as anomalias negativas em Eu mais acentuadas para estes corpos (**Figura 7.35a, b**).

O decréscimo no conteúdo em MgO, FeO*, MnO, CaO, TiO_2 e P_2O_5 (**Figura 7.28**) com o aumento no conteúdo em sílica marca o fracionamento de silicatos máficos, minerais óxidos de Fe-Ti e apatita. No CIG e CSP biotita e hornblenda correspondem, em geral, a fases secundárias a partir da desestabilização dos piroxênios em estágios magmáticos tardios. No CSP ocorrem ainda, localmente, como fases primárias intersticiais tardias, sendo o ortopiroxênio o principal mineral máfico tanto no CIG quanto no CIS. Estas observações petrográficas sugerem que hornblenda e biotita não devem ter controlado de forma importante a evolução magmática destes corpos. No

CVSJ, da mesma forma, hornblenda corresponde a fase magmática tardia. No CIR, ortopiroxênio não foi observado e clinopiroxênio ocorre muito localmente, sendo hornblenda e biotita os minerais máficos presentes. O aumento da razão Rb/Ba e decréscimo das razões K/Rb com o aumento no conteúdo em sílica sugere que o fracionamento de biotita não foi importante em nenhum dos corpos da SISP, em consonância com as observações petrográficas. Da mesma forma, o decréscimo da razão Ca/Sr permite sugerir, que a hornblenda também não deve ter participado de forma significativa da assembléia de minerais fracionados. Por outro lado, o fracionamento de piroxênios deve ter contribuído para os diversos graus de empobrecimento em ETR pesados observados no CSP e CIG. É possível que o fracionamento de piroxênios tenha provocado uma diminuição no tamanho das anomalias de Eu nas amostras do CIG, onde, de uma forma geral, a razão $[La/Yb]_N$ mostra discreta correlação positiva com o valor de Eu*/Eu (**Figura 7.35b**).

Rochas charnockíticas ocorrem como membros dos complexos de anortositos-mangeritos-charnockitos-granitos (AMCG) descritas na Província Labrador por Emslie (1978, 1991). Embora em íntima associação temporal e espacial, os charnockitos são tidos como produtos de fusões da base da crosta continental, como comentado no **item 7.1.3,** enquanto para os anortositos acredita-se em uma origem a partir de magmas mantélicos com variados graus de contaminação crustal (Emslie & Hunt 1990, Emslie *et al.* 1994). No modelo de Emslie & Hunt (1990), os charnockitos correspondem a membros primitivos (registrando condições de pressão e temperatura mais elevadas) das suítes que incluem granitos rapakivi como membros mais fracionados. Os charnockitos e granitos dos complexos AMCG, exibem de acordo com Emslie & Stirling (1993) características químicas e petrográficas similares àquelas dos granitos rapakivi das áreas clássicas da Finlândia.

Kilpatrick & Ellis (1992) relacionaram os charnockitos ígneos a um tipo especial de magmatismo denominado tipo C, caracterizado por maiores conteúdos em TiO_2, P_2O_5, K_2O, Ba, Zr, La e Ce e empobrecimento em CaO, quando comparados aos granitóides tipo I, S e A. O modelo proposto por Kilpatrick & Ellis (1992) envolve a fusão parcial de granulitos férteis, enriquecidos em elementos litófilos de raio iônico grande (large ion litophile elements-LILE), com hornblenda subordinada ou ausente. Estes

granulitos teriam sido gerados durante prévio evento metamórfico que teria resultado em desidratação de protólitos da crosta inferior.

Como ilustra a **figura 7.26** e as **tabelas 7.1** e **7.7**, as rochas relacionadas à SISP, ao contrário do verificado nas suítes charnockíticas dos complexos AMCG, exibem comportamento químico bastante distinto daquele observado para os granitos rapakivi, representados pela SIM. Em especial, a SISP e a SIM mostram marcantes diferenças no conteúdo de MgO, que se reflete em razões FeO*/FeO*+MgO muito elevadas para os granitóides rapakivi da SIM. Estes granitóides são ainda mais pobres em TiO_2 e P_2O_5 e bem mais ricos em Zr, Nb e Ga.

Por outro lado, com relação aos CIA utilizados Kilpatrick & Ellis (1992) para definir o magmatismo tipo C e aos CSP, interpretados por e Nironen *et al.* (2000) como representantes deste mesmo magmatismo, no Escudo Svecofeniano, as rochas charnockíticas mostram grandes similaridades.

Considerando-se as características químicas mencionadas por Kilpatrick & Ellis (1992) para os granitóides tipo C, a SISP exibe comportamento similar aos CIA para CaO, K_2O, Ba, Zr, La e Ce. Quanto aos altos conteúdos em TiO_2 e P_2O_5 mencionados por Kilpatrick & Ellis (1993) para os granitoides tipo C, em relação aos granitóides tipo A, observa-se que a SISP e os CPS mostram teores intermediários entre os granitos tipo A da SIM e tipo C representados pelos CIA. Verifica-se ainda que tomando-se os granitóides tipo A da SIM como parâmetro, tanto os CIA como a SISP e os CPS são mais ricos em CaO, e mais pobres em K2O, Ba e Zr, contrariamente ao proposto por Kilpatrick & Ellis (1992), que citam como característicos dos magmas tipo C, um empobrecimento em CaO e enriquecimento em K2O, Ba, e Zr em relação aos magmas tipo A, I e S. Este fato deve refletir a variação química entre os granitos classificados como tipo A, por sua vez relacionada a variações na composição da fonte, como recentemente observado por vários autores.

As semelhanças químicas entre as rochas da SISP e os CIA e CPS permitem sugerir para a suíte uma afinidade com o magmatismo tipo C definido por Kilpatrick & Ellis (1992).

7.2.3. Hornblenda-gabronoritos e Leucogabronoritos

Corpos de leucogabronoritos e hornblenda-gabronoritos intensamente recristalizados sob condições de temperatura a partir de 650° C ocorrem em íntima associação espacial com as rochas da SISP, na serra da Prata e na região do rio Ajarani (**Figura 7.1**, mapa geológico, Anexo I). Por outro lado, enclaves de rochas rochas gabróicas e gabronoríticas ocorrem nos GIB e GIM, bem como nos corpos da SISP, com feições sugestivas de coexistência entre os magmas ácidos e básicos.

Nesta tese estas rochas não foram consideradas em maior detalhe e apenas três foram selecionadas para análises químicas, estudadas em conjunto com duas análises proveniente do Projeto Roraima Central (CPRM, 2000a) e duas do Projeto Mucajaí (Brandão & Fritas,1994). A **tabela 7.7** apresenta os dados discutidos a seguir.

Duas amostras correspondem a hornblenda-gabronoritos (HGN), quatro referem-se a leucogabronoritos (LGN), e uma a um enclave de leucogabronorito no corpo granitóide do igarapé Roxinho (SISP).

As amostras de HGN são mais pobres em sílica com teores de 47,00% e 47,40% .Nos LGN a sílica varia de 50,20% a 55,10% e o enclave mostra conteúdo de 53,3% (**Tabela 7.7**).

Nos HGN os valores de Mg# são mais elevados, correspondendo a 53,84 e 59,57 (**Figura 7.36 a**). Nos LGN, três amostras apresentam Mg# entre 46,43 e 50,57 e uma com valor de 57,08 se aproxima dos HGN. No enclave e o Mg# corresponde a 48,89.

São rochas subalcalinas, sendo que no diagrama AFM, os HGN e a amostra LF-91C dos LGN ocupam o campo das rochas toleiíticas (**Figura 7.36b, c**). As outras amostras distribuem-se no campo das rochas calci-alcalinas nas proximidades da linha divisória entre os campos.

No diagrama ternário MgO-FeO*-Al_2O_3 (Pearce *et al.* 1977) as amostras com sílica entre 51% e 56% distribuem-se no campo das rochas continentais (**Figura 7.36 d**).

Tabela 7.7 - Análises químicas de amostras de hornblenda-gabronoritos (HGN) e leucogabronoritos (LGN). (LF- este trabalho; NN - CPRM 2000a; FF - e RB - Brandão & Freitas 1994).

	LF-047A	NN-210	LF-058C	LF-091C	NN-208B	FF-270	RB-160
Óxidos (% em peso)	ENCLAVE	HGN	HGN	LGN	LGN	LGN	LGN
SiO_2	53,30	47,00	47,40	50,20	51,10	52,90	55,10
TiO_2	1,50	1,20	1,10	0,84	1,40	1,50	1,60
Al_2O_3	14,00	16,30	16,50	16,40	15,30	14,20	13,20
Fe_2O_3	1,35	3,20	1,72	3,80	3,20	2,50	3,10
FeO	9,40	9,80	9,70	6,90	8,50	8,20	7,90
MnO	0,17	0,22	0,19	0,17	0,18	0,17	0,15
MgO	5,70	8,30	9,30	7,70	6,10	6,00	5,20
CaO	8,30	9,50	10,10	10,10	8,80	8,10	7,80
Na_2O	2,90	2,50	2,20	2,20	2,50	2,80	2,60
K_2O	1,90	0,57	0,45	0,85	1,70	2,30	2,30
P_2O_5	0,29	0,15	0,17	0,12	0,17	0,18	0,20
P.F.	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,20	0,20
Total	98,81	98,75	98,83	99,28	98,96	99,05	99,35
Mg#	48,89	53,84	59,57	57,08	48,86	50,57	46,43
Elementos traços(p.p.m.)							
Cr	122	n. d.	38	157	200	n. d.	n. d.
Ni	68	n. d.	120	83	86	n. d.	n. d.
Co	24	n. d.	22	23	n. d.	n. d.	n. d.
Sc	22	n. d.	24	23	n. d.	n. d.	n. d.
V	133	n. d.	66	135	n. d.	n. d.	n. d.
Cu	54	n. d.	73	72	n. d.	n. d.	n. d.
Pb	13	n. d.	35	29	n. d.	n. d.	n. d.
Zn	31	n. d.	23	19	113	n. d.	n. d.
Rb	62	n. d.	n. d.	14	36	n. d.	n. d.
Ba	479	n. d.	157	204	325	540	520
Sr	137	n. d.	220	257	119	80	70
Nb	9,0	n. d.	6,0	n. d.	15,0	n. d.	n. d.
Zr	191	n. d.	67	74	161	200	1000
Y	38	n. d.	21	20	30	n. d.	n. d.
Th	7,00	n. d.	16,00	n. d.	2,50	n. d.	n. d.
La	20,16	15,63	7,98	12,82	19,99	32,16	30,60
Ce	35,47	37,95	17,12	27,33	44,31	52,93	58,49
Nd	15,54	19,00	8,89	12,04	26,96	33,14	34,56
Sm	2,82	4,92	2,22	3,31	5,07	6,46	6,88
Eu	0,65	1,27	0,69	0,86	1,25	1,29	1,24
Gd	2,27	4,24	2,07	3,00	4,99	6,64	6,58
Dy	1,34	4,06	1,63	2,16	5,95	6,33	6,45
Ho	0,21	0,87	0,30	0,41	1,23	1,24	1,26
Er	0,48	2,64	0,79	1,04	3,53	3,77	3,67
Yb	0,27	1,79	0,52	0,78	3,15	3,38	3,88
Lu	0,04	0,22	0,08	0,12	0,35	0,50	0,49

n.d.: não dosado.

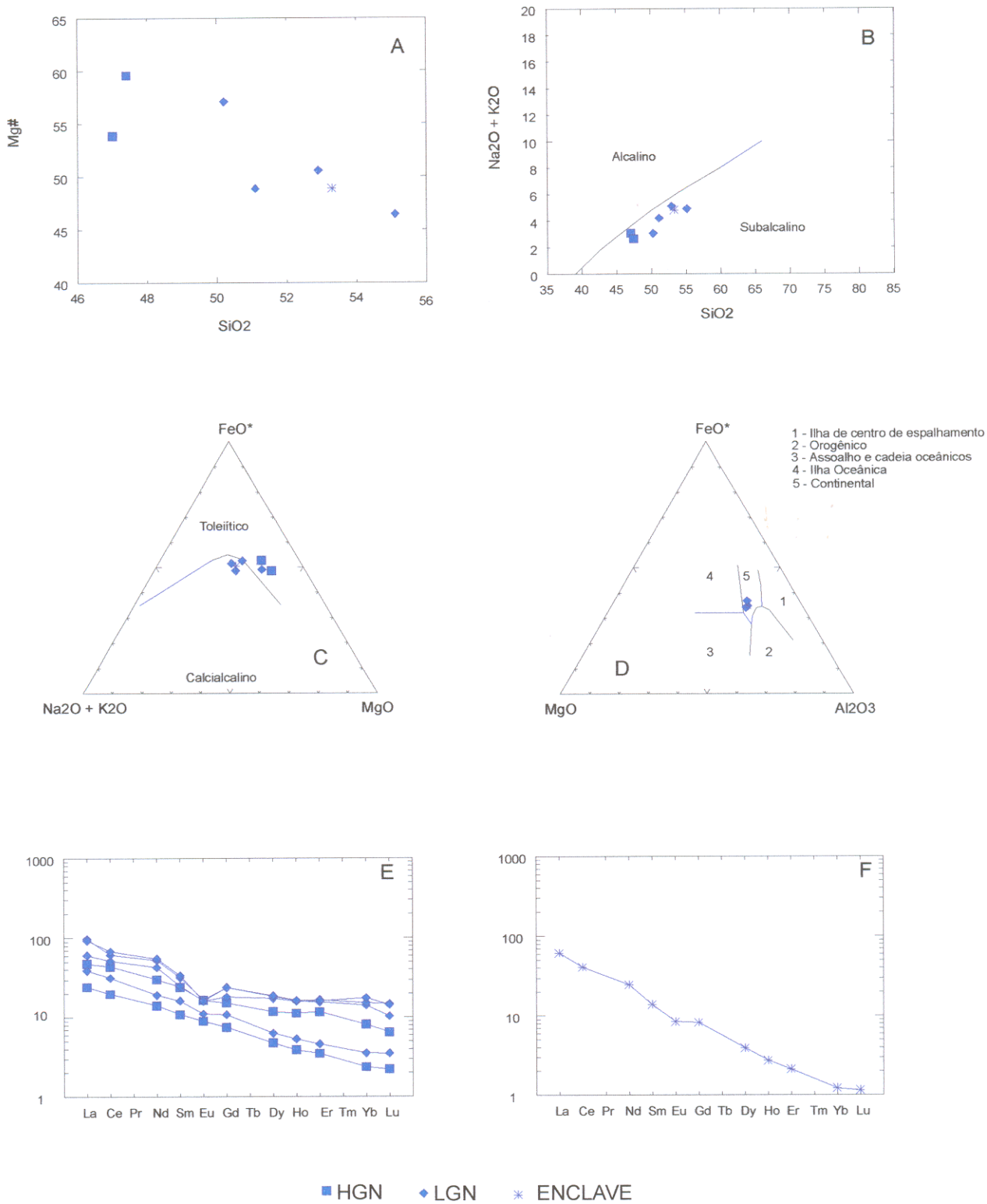


Figura 7.36 - Distribuição dos hornblenda-gabronoritos (HGN) e leucogabronoritos (LGN) nos diagramas: SiO2 *versus* MgO (A); SiO2 versus Na2O + K2O (B) e AFM (C), com campos segundo Irvine & Baragar (1971); MgO-FeO*-Al2O3 (D), com campos segundo Pearce *et al.* (1977);distribuição de ETR, amostras LF-58C, LF91C, RB-160, NN-207 A, NN-208, NN-210 (E) e amostra LF-47A (F).

Dois padrões de distribuição de elementos ETR foram observados, não mostrando correlação com os grupos petrográficos caracterizados. As amostras LF-58C (HGN) e LF-91C (LGN) mostram os menores conteúdos de ETR totais, forte empobrecimento de ETR pesadas em relação às leves, com $[La/Yb]_N$ de 10,27 e 11,02, respectivamente (**Figura 7.36 e, Tabela 7.7**). As amostras RB-160, NN-207A e NN-208B (LGN) são mais ricas em ETR totais, mostram anomalias negativas em Eu mais pronunciadas, e discreto empobrecimento das ETR pesadas em relação às leves, com $[La/Yb]_N$ entre 4,24 e 6,36 (**Figura 7.36 e, Tabela 7.7**). A amostra NN-210 (HGN), com $[La/Yb]_N$ de 5,84 se aproxima bastante do padrão exibidos por estas últimas três amostras. O enclave leucograbonorítico exibe extremo empobrecimento de ETR pesadas em relação às leves com $[La/Yb]_N$ de 50,11 e anomalia negativa em Eu muito discreta (**Figura 7.36 f, Tabela 7.7**).

A amostra LF-58C foi analisada para Sm-Nd (**Tabela 7.4**). Exibe baixos conteúdos em Sm e Nd, respectivamente 3,03ppm e 12,37ppm, com razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ de 0,14929, razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,512166, e f(Sm/Nd) de –0,2410. A idade modelo T_{DM} corresponde à 2,08 Ga com ε_{Nd} (T) de +2,58. Este hornblenda-gabronorito mostra a composição mais juvenil dentre as amostras paleoproterozóicas analisadas, com o maior valor ε_{Nd} (T) (**Tabela 7.2**), no entanto, este valor se aproxima bastante dos valores obtidos para os GIB, GIM e para a SISP. É possível que alguma contaminação crustal tenha resultado em ε_{Nd} (T) similares entre os granitóides e os magmas mantélicos representados pelos gabronoritos. Some-se a isto que os gnaisses e granitóides foliados GIB e GIM, e as rochas charnockíticas da SISP, representam um magmatismo com idade em torno de 1,94 Ga, gerado a partir da fusão parcial de material juvenil, adicionado a crosta formada menos de 100Ma antes, resultando em valores relativamente elevados para ε_{Nd} (T).

7.2.4. A associação de suítes ígneas paleoproterozóicas

Na região de Mucajaí, corpos de granitóides tipo A e tipo C foram colocados, sin-cinematicamente (ver **capítulo 5**) em um período de aproximadamente 10 Ma (ver

capítulo 6). As evidências de coexistência com magmas básicos, provavelmente representados pelos hornblenda-gaboronoritos e leucogabronoritos (não datados) sugere a presença de uma associação bimodal.

Dois ambientes geotectônicos foram considerados por Kilpatrick & Ellis (1992) como possíveis para a geração dos magmas tipo-C. Em ambiente anorogênico, o calor gerado pelo aporte de magmas básicos à base da crosta estável provocaria a fusão parcial dos litótipos, previamente desidratados. Alternativamente, esta fusão crustal estaria associada à instabilidade térmica resultante do espessamento crustal em regiões de colisão continental, com algum aporte de magma básico.

Granitóides tipo A, da mesma forma, podem se formar em ambiente intraplacas (anorogênicos), bem como em cinturões orogênicos com posicionamento pós-colisional (Sylvester 1988, Eby 1992, Rogers & Greenberg, 1990, Yung *et al.* 1996). Uma colocação pós-cinemática em relação à compressão associada à colisão é, em geral, defendida para estes granitóides. Sylvester (1988) menciona ainda granitóides tipo A sin-cinemáticos, colocados durante movimentações transpressionais, transtensionais ou extensionais, comuns nas fases pós-colisionais dos orógenos.

O quadro geotectônico paleoproterozóico no estado de Roraima continua pouco conhecido, no entanto, é sugestivo que a colocação dos granitóides tipo A (GIB e GIM) e tipo C (SISP) representem um magmatismo pós-colisional, em relação acresção de arcos provavelmente transamazônicos.

A sul do CGC, Faria *et al.* (2002) propuseram recentemente para o Complexo Anauá, com idade em torno de 2,03 Ga, uma origem em ambiente arcos de ilhas (embora com base em um acervo reduzido de dados). Caso se confirme este posicionamento para o Complexo Anauá, este poderia representar a fase pré-colisional responsável pela geração das fontes juvenis para as suítes estudadas.

O aporte de magmas básicos mantélicos à base da crosta deve ter contribuído para a instabilidade térmica que resultou nas fusões crustais, resultando na associação entre corpos granitóides tipo A e tipo C com corpos máficos.

Magmas pós-colisionais mostram uma grande heterogeneidade de fontes possíveis e de processos envolvidos sendo de difícil classificação química de acordo

com Pearce (1996). Esta heterogeneidade deve ser responsável pela geração de granitóides tipo A e C em um período de apenas 10 Ma.

Landerberger *et al.* (1996) sugerem que a produção de magmas tipo A e tipo C refletem a fusão parcial de fontes crustais desidratadas, férteis, de composição intermediária, com distintas assembléias de minerais máficos anídricos. A produção prévia de granitóides tipo I, teria provocado a desidratação de grandes parcelas da crosta inferior adjacente, que teriam permanecido, no entanto, não empobrecidas e capazes de gerar por fusão parcial magmas com as características químicas tipo A e tipo C. Este quadro é compatível com o contexto geológico da porção central do CGC, onde a geração dos granitóides foliados e ortognaisses tipo I da Suíte Rio Urubu (ver **Capítulo 2**) em torno de 1, 95 Ga precede a colocação das suítes tipo A e C.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS – A ASSOCIAÇÃO AMG E SUAS ENCAIXANTES NO CONTEXTO DO CINTURÃO GUIANA CENTRAL

O mapeamento geológico do segmento central do Cinturão Guiana Central, em Roraima, aliado a estudos petrográficos e microtectônicos e a novos dados litoquímicos e isotópicos permitiu um significativo avanço na compreensão das associação de suítes ígneas mesoproterozóicas, bem como de suas encaixantes.

O CGC é definido por lineamentos estruturais dominantemente dispostos na direção NE-SW, impressos em unidades litológicas desde paleo- até mesoproterozóicas, envolvendo em seus segmentos nordeste, central e sudoeste, rochas formadas em diferentes estágios de evolução tectônica do Escudo das Guianas.

No segmento central do CGC, corpos granitóides, representados pelos Gnaisses Igarapé Branco (GIB) e Gnaisses Igarapé Miracelha (GIM), e corpos de rochas charnockíticas da Suíte Intrusiva Serra da Prata (SISP), foram colocados em um curto espaço de tempo, entre 1.943 ± 5 Ma e 1.933 ± 2 Ma.

Nos GIB, GIM e na SISP, ocorrem feições indicativas da coexistência com magmas básicos, provavelmente representados pelos corpos de hornblenda gabronoritos e leucogabronoritos, espacialmente associados à SISP, delineando uma associação bimodal.

Estes litótipos paleoproterozóicos foram deformados durante o evento compressional D_1, sob condições de temperaturas muito altas, a partir de 600°-650°C, registradas pela ampla recristalização de feldspatos com predomínio de mecanismos de rotação de subgrãos, pela presença de feldspato alcalino pertítico recristalizado e, de quartzo com padrão de subgrãos em tabuleiro de xadrez. Os corpos paleoproterozóicos foram colocados sin-cinematicamente durante D_1, como registra a presença de diques sin-plutônicos, cortando as feições deformacionais D_1 cedo-cinemáticas, e registrando deformação em estado sólido na mesma faixa de temperaturas altas, próximas ao sólidus granítico, verificada na encaixante.

Os dois principais conjuntos de granitóides foliados e gnaisses, GIB e GIM, mostram características químicas de granito tipo A, estando relacionados, no entanto, a fontes com composições distintas, sendo que as características químicas dos corpos

charnockíticos da Suíte Serra da Prata se assemelham àquelas dos charnocktios ígneos tipo C.

Os dados isotópicos Sm-Nd com idades modelo T_{DM} entre 2,19 Ga e 2,05 Ga e valores de ε_{ND} variando de +0,68 e +2,47 sugerem para os granitóides tipo A das unidades GIB e GIM e tipo C da SISP, fontes juvenis transamazônicas, com pequena residência crustal.

O quadro geológico delineado para as suítes paleoproterozóicas estudadas é incompatível com um posicionamento anorogênico. Por outro lado, vários autores têm descrito a presença de granitóides tipo A e C em ambiente pós-colisional, posicionamento que parece mais coerente com os dados obtidos para os GIB, GIM e SISP. No entanto, deve-se ter em mente que, em Roraima, os eventos orogênicos ainda não foram devidamente caracterizados, o que torna difícil uma definição quanto ao significado geotectônico das suítes estudadas.

No Mesoproterozóico o segmento central do CGC foi mais uma vez o palco de magmatismo bimodal e geração de granito tipo A, desta vez, em ambiente anorogênico. O magmatismo mesoproterozóico é representado por um complexo de anortosito-mangerito-granito rapakivi, AMG, incluindo faialita-quartzo-mangeritos e granitos da Suite Intrusiva Mucajaí em íntima associação espacial e temporal com corpos de anortosito da unidade Repartimento e de gabros e gabronoritos.

No batólito da Serra do Mucajaí, os granitóides mostram feições texturais e litoquímicas típicas de granitóides rapakivi das áreas clássicas da Finlândia, e definem um zoneamento composicional com granitóides mais primitivos, faialita-quartzo-mangeritos, nas proximidades do corpo anortosítico e fácies mais diferenciadas, hornblenda-biotita-granitos e biotita-granitos a maiores distâncias.

Os granitóides da SIM mostram características químicas de granito tipo A, subalcalinos, metaluminosos e caracterizam magmas pobres em H_2O.

Os dados isotópicos Sm-Nd, com idades modelo T_{DM} entre 2,01 Ga e 2,07 Ga muito mais antigas que sua idade de cristalização, entre 1.544 ± 42 Ma e 1.538 ± 5 Ma, e valores de ε_{ND} variando de –2,37 a –1,54, indicam para os granitóides rapakivi fontes crustais extraídas do manto provavelmente durante o Transamazônico. O valor negativo de ε_{ND} (T) exibido pelo anortosito deve refletir a contaminação com Nd crustal.

Feições miloníticas geradas em ambiente rúptil-dúctil, sob temperaturas moderadas, entre 400°C e 450°C, foram impressas nas litologias paleo e mesoproterozóicas durante o evento deformacional D_2, correlacionável ao Episódio K'Mudku, que marca a reativação do CGC em torno de 1,24 Ga. Indicadores cinemáticos observados nas zonas miloníticas D_2 registram transpressão dextral.

As principais zonas miloníticas D_2 foram reativadas em níveis crustais rasos, em ambiente rúptil durante a evolução do Graben do Tacutu, no Mesozóico, indicando a importância das descontinuidades estruturais do CGC na evolução do Escudo das Guianas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALISSON, I.; BARNETT, R.L.; KERRICH, R. 1979. Superplastic flow and changes in crystal chemistry of feldspars. *Tectonophysics*, **53**: 41-46.

ALMEIDA, F.F.M. de. 1978. A evolução dos crátons amazônico e do São Francisco, comparada com a de seus homólogos do Hemisfério Norte. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. *Anais*... Recife : SBG, v. 6, p. 2.393-2.407.

ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. 1984. Introdução. *In*: ALMEIDA F.F.M de & HASUI, Y. (Eds). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blücher, 378 p.

ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces an introduction. *Earth Sci. Rev.*, **17**: 1-29.

ALMEIDA, M.E. 1996. Petrografia e geoquímica de elementos maiores da Suíte Intrusiva Tiquié: o caso dos granitos Tiquié e Marié-Mirim, no Estado do Amazonas.*In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5.Belém. *Anais*... Belém, SBG, p.72-75.

ALMEIDA, M.E. 2000a. Suíte Intrusiva Igarapé Reilau. *In*: CPRM, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Serra Imeri, Folhas NA.20-Y / SA.20-V, Estado do Amazonas, escala 1:500.000*. Brasília/ SUREG-Manaus. p. 28-34. 1CD-ROM.

ALMEIDA, M.E. 2000b. Suíte Intrusiva Marié-Mirim. *In*: CPRM, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Serra Imeri, Folhas NA.20-Y / SA.20-V, Estado do Amazonas, escala 1:500.000*. Brasília/ SUREG-Manaus. p. 40-43. 1CD-ROM.

ALMEIDA, M.E.; FERREIRA, A.L.; PINHEIRO, S. da S. 2001.Principais Associações Graníticas do Oeste do Estado de Roraima. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., Belém. *Anais*... Belém: SBG, Núcleo Norte. CD-ROM.

ALMEIDA, M.E.; FRAGA, L.M.B.; MACAMBIRA, M.J.B. 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. *In*: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Campos do Jordão. *Resumos*... Campos do Jordão, São Paulo. p. 34-37.

AMELIN, Y.V.; LARIN, A.M.; TUCKER, R.D. 1997. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anortosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **127**: 353-368.

ANDERSON, J.L. 1980. Mineral equilibria and crystallization conditions in the late Precambrian Wolf River rapakivi massif, Wisconsin. *Amer. J. Sci.*, **280**: 289-332.

ANDERSON, J.L. 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. *In*: Medaris, L.G., Jr ; Byers, C.W.; Mickelson, D.M.; Shanks, W.C. (Eds.), Proterozoic Geology: Selected Papers from an International Proterozoic Symposium. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **161**: 133-154.

ANDERSON, J.L. & BENDER, E.E. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern of United States of America. *In*: Gorbatschev R (ed) Proterozoic geochemistry. *Lithos* , Berlin, **23**(1/2): 19-52.

ANDERSON, J.L. & CULLERS, R.L. 1978. Geochemistry and evolution of the Wolf River batholith, a late Precambrian rapakivi massif in North Wiscosin, U.S.A. *Precambrian Research*, **7**: 287-324.

ARAÚJO NETO, H. de & MOREIRA, H.L. 1976. Projeto Estanho do Abonari: relatório final. *In*: BRASIL, Ministério das Minas e Energia, DNPM. Convênio DNPM/CPRM, (s. ident.), 2v (relatório inédito).

ASHWALL, L.D.; WOODEN, J.L.; EMSLIE, R.F. 1986. Sr, Nd, and Pb isotopes in Proterozoic intrusives astride the Grenville Front in Labrador: Implications for crustal contamination and basement mapping. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**: 2571-2585.

BAILEY, C.M., SIMPSON, C.; De PAOR, D.G. 1994. Volume loss and tectonic flattening strain in granitic mylonites from the Blue Ridge province, central Appalachians. *J. Struct. Geol.*, **16**: 1.403-1.416.

BARD, J.P. 1986. *Microtexture of igneous and metamorphic rocks*. Doldrecht, D. Reidel Publ. Co. 264p.

BARNES, J.W. 1981. *Basic Geological Mapping*. Englang, Open University Press, Milton Keynes, 112p.

BARKER, F.; WONES, D.R.; SHARP, W.N.; DESBOROUGH, G.A. 1975. The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. *Precambrian Research*, **2**: 97-160.

BARRIOS, F. 1983. Caracterização Geocronológica da região Amazônica da Venezuela. Universidade de São Paulo, 123p. (Dissertação de Mestrado).

BARRON, C.N. 1966. Notes on the stratigraphy of central British Guyana. *In*: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA DAS GUIANAS, 4. Belém. *Anais*... Belém, Brasil, DNPM, Div. Geol. Mineral., Avulso nº 41, p. 121-126. (Avulso nº 41).

BARROS, C.E.M.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of syntectonic

granites. The A-type estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics*, **343**: 93-109.

BARTLETT, M.J.; DOUTGHTY-PAGE, J.S.; HARRIS, N.B.W.; SANTOSH, C.J.H.M. 1998. The aplication of single zircon evaporation and model Nd ages to the interpretation of polymetamorphic terrains: an example from the Proterozoic mobile belt of south India. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **131**: 181-195.

BASEI, M.A.S. 1975. *Geocronologia do T. F. de Roraima e parte norte do Estado do Amazonas*. Projeto RADAMBRASIL, Belém, PA, 19 p. (Rel. Interno).

BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**: 43-55.

BATEMAN, R. 1985. Progressive crystallization of granitoid diapir and its relation to stages of emplacement. *Journal of Geology*, **97**: 645-662.

BELL, T.H. & JOHNSON, S.E. 1989. The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of plagioclase and K-feldspar in the Woodroffe thrust mylonite zone, central Australia. *J. Metamorphic Geol.*,. **7**: 151-168.

BEN OTHMAN, D., POLVÉ, M.; ALLÉGRE, C.J. 1984. Nd-Sm isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, **307**: 510-515.

BERRANGÉ, J.P. 1973. *A synopsis of the geology of southern Guyana*. Rep. Photogeol. Unit, Overseas Div., Inst. Geol. Sci., London, n. 26, 16 p. (Não publicado)

BERRANGÉ, J.P. 1977. *The geology of southern Guyana, South America*. Overseas Mem. Inst. Geol. Sci., 4.

BEST, M.G. 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. New York, W.H.Freeman & Co. 630p.

BETTENCOURT, J.S.; ONSTOTT, T.C.; JESUS, T. de; TEIXEIRA, W. 1996. Tectonic Interpretation of $^{40}Ar/^{39}Ar$ Ages on Country Rocks from the Central Sector of the Rio Negro-Juruena Province, Southwest Amazonian Craton. *International Gelogical Review*, **38**: 42-56.

BETTENCOURT, J.S.; TOSDAL, R.M.; LEITE, W.B.; PAYOLLA, B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonian Tin Province, southwestern border of the Amazon Craton, Brazil-I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Prec. Res.*, **95**: 41-67.

BIRCK, J.L. 1975. *Chronologie primitive des objets planétaires différenciés*. (Thése Univ. Paris, VI-VII).

BLUMENFELD, P. & BOUCHEZ, J.L. 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid state. *J. Struct. Geol.*, **10**: 361-372.

BLUMENFELD, P.; MAINPRICE, D.; BOUCHEZ, J.L. 1986. C-Slip in quartz from subsolidus deformed granite. *Tectonophysics*, **127**: 97-115

BOMFIM, L.F.C.; RAMGRAB, G.E.; UCHÔA, I.B.; MEDEIROS, J.B. de; VIÉGAS FILHO, J. de R.; MANDETTA, P.; KUYUMJIAN, R.M.; PINHEIRO, S. da S. 1974. *Projeto Roraima.* Relatório Final. Manaus : DNPM/CPRM, v. IA-D e II.

BORGES, F.R. 1990. *Projeto Serra do Repartimento*: relatório de progresso. Manaus : CPRM. 30 p.

BOSMA, W.; KROONENBERG, S.B.; MAAS, K.; DE ROEVER, E.W.F. 1983. Igneous and metamorphic complexes of the Guiana Shield in Surinam. *Geol. Min.*, **62**: 241-254.

BOUCHEZ, C.L.; DELAS, C.; GLEIZES, G.; NÉDÉLEC, A. 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, **20**: 35-38.

BRABANDER, D.J. & GILETTI, B.J.1995. Strontium diffusion kinetics in amphiboles and significance to thermal history determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**: 2.223-2.238.

BRANDÃO, R. de L. 1994. *Paredão, Folha NA.20-X-C-III*: relatório final, Manaus, DNPM/CPRM. 110p., il.

BRANDÃO, R. de L. & FREITAS, A.F. de. 1994. *Serra do Ajarani, Folha NA.20.X-C-VI*: relatório final, Manaus, DNPM/CPRM. 153p., il.

BRITO, M.F.L. de. 2000. Suíte Intrusiva Jauari. *In*: CPRM, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Serra Imeri, Folhas NA.20-Y / SA.20-V, Estado do Amazonas, escala 1:500.000*. Brasília/ SUREG-MA, p. 54-58.1CD-ROM.

BRITO, M.F.L. de & PINHEIRO, S. da S. 1999. Caracterização Litoquímica do Maciço Granítico da Serra da Lontra, Roraima. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus. *Anais...* Manaus: SBG. Núcleo Norte. 1 v., p.512-515.

BRITO, M.F.L. de; FRAGA, L.M.B.; SANTOS, J.O.S.; SILVA, L.C. da. 2000a. Complexo Cauaburi. *In*: CPRM, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Serra Imeri, Folhas NA.20-Y / SA.20-V, Estado do Amazonas, escala 1:500.000*. Brasília/ SUREG-MA, p. 23-26.1CD-ROM.

BRITO, M.F.L. de; FRAGA, L.M.B.; SILVA, L.C. da; ALMEIDA, M. E. 2000b. Suíte Intrusiva Marauiá. *In*: CPRM, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Serra Imeri, Folhas NA.20-Y / SA.20-V, Estado do Amazonas, escala 1:500.000*. Brasília/ SUREG-MA, p. 34-40. 1CD-ROM.

CHAPMAN, H.J. & RODDICK J.C. 1994. Kinetics of Pb release during the zircon evaporation technique. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **121**: 601-611.

CHOUDHURI. A. 1980. The Early Proterozoic greenstone belt of the northern Guyana Shield, South America. *Precambrian Research.*, **13**: 363-374.

CLEMENS, J.D.; HOLLOWAY, J.R.; WHITE, A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, **71**: 317-324.

CLIFF, R.A. 1985. Isotopic dating in metamorphic belts. *J. Geol. Soc. London*, **142**: 97-110.

COLE, E. & HEESTERMAN, L.J. 2002. *Geological Map of Guyana.* Scale 1:1000.000. Georgetown. Guyana Geology and Mines Comission, Guyana.

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 south-eastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **80**: 189-200.

CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B. B. 1982. The Geologic Evolution of South America during Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**(1-3): 78-88.

CORDANI, U.G.; TASSINARI; C.G.C.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In*: CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO, 2. Arica. *Anais*... Arica, Chile, p.137-138.

COSTA, J.A.V.; COSTA, J.B.S.; MACAMBIRA, M.J.B. 2001. Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Saracura, RR - Novas Idades Pb-Pb em zircão e interpretação tectônica. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA,7. Belém. *Anais*...Belém : SBG, Núcleo Norte. CD-ROM.

COSTA, J.B.S. 1990. Geologia Estrutural. *In*: Pinheiro *et al. Geologia da Região de Caburaí, Nordeste de Roraima*, CPRM, p. 55-58.

COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. *In*: FINEP, SBG-NO (Ed.). *Geologia da Amazônia*. Belém, p. 15-90.

COSTA, J.B.S.; PINHEIRO, R.V.L; REIS, N.J.; PESSOA, M.R.; PINHEIRO, S. da S. 1991.O Hemigraben do Tacutu, uma estrutura controlada pela geometria do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. *Geociências*, São Paulo, **10**:119-130. 1991.

COSTI, H.T.; PINHEIRO, S. da S.; SANTIAGO, A.F. 1984. *Projeto Uatumã-Jatapu*: relatório final. Manaus, DNPM/CPRM.

COSTI, H.T.; BORGES, R.M.K.; DALL'AGNOL, R. 1997. Primary Mineralizations of the Pitinga tin province, Amazonian Craton, north Brazil. *In*: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED ROCKS (ISGAM), 2, 1997, Salvador. *Resumos...* Salvador : Ferreira, V. P. e Sial, A. N. (ed.), p.44-45.

COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; MOURA, C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of the Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *International Geology Review.*, **42**: 832-849.

CPRM. 2000a. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000.* Brasília/ SUREG-MA. 1CD-ROM.

CPRM. 2000b. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Caracaraí, Folhas NA.20-Z / NA.21-Y, Estado de Roraima, escala 1:500.000*, Brasília/ SUREG-MA. 1CD-ROM.

CPRM. 2000c. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Serra Imeri, Folhas NA.20-Y / SA.20-V, Estado do Amazonas, escala 1:500.000.* Brasília/ SUREG-MA. 1CD-ROM.

CREASER, R.A.; PRICE, R.C.; WORMALD, R. 1991. A-type granites revisited assessment of a residual-source model. *Geology*, **19**: 163-166.

CROSTA, A.P. 1993. *Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto.* Campinas, SP:IG/UNICAMP. 170p.

CULLERS, R.L. & GRAF JR., J.L. 1984. Rare Earth Elements in igneous rocks of the continental crust. *In*: Henderson, P. (ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*. New York : Elsevier, p. 275-316.

DALL'AGNOL, R. & ABREU, A. S. 1976. Características petrográficas e petrológicas do Complexo Guianense da Folha NA.19 Pico da Neblina. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Ouro Preto, 1976. *Anais...* Ouro Preto, SBG, v.2, p.321-350.

DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J.S.; JORGE JOÃO, X. da S.; MEDEIROS, H. de; COSTI, H.T.; MACAMBIRA, M.J.B. 1987. Granitogenesis in northern brazilian region: a review. *Revista Brasileira de Geociências*, **17** (4): 382-403.

DALL'AGNOL, R.; COSTI, H.T.; LEITE, S.A.A., MAGALHÃES, M. S.; TEIXEIRA, N.P. 1999 a . Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Res.* (In print).

DALL'AGNOL, R.; DREHER, A.M.; FRANKLIN, J.V.A.; ABREU, A.S. 1975. Granito Surucucus. *In*: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10., Belém. *Anais*... Belém, PA, DNPM, p. 340-388.

DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA., M. 1994. Proterozoic Anorogenic Magmatism in the Central Amazon Province, Amazon Craton: Geochrononogical, Petrological and Geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, **50**: 113-138.

DALL'AGNOL, R. & MACAMBIRA, M.J.B. 1992. Titanita-biotita granitos do Baixo Rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I : Geologia, petrografia e geocronologia. *Rev. Bras. Geociências*, **22**: 3-14.

DALL'AGNOL,R.; PICHAVANT, M.; CHAMPENOIS, M. 1997. Iron-titanium oxide minerals of the Tamon Granite, Eastern Amazonian Region, Brazil : Implications for the oxigen fugacity of the Proterozoic A-type granites. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **69**(3) : 325-347.

DALL'AGNOL, R.; RÄMÖ, O.T.; MAGALHÃES, M.S.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999b. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, **46**: 431-462.

DAVIS, G.H. & REYNOLDS, S.J. 1996. *Structural geology of rocks and regions*. 2.ed. New York, John Wiley & Sons. 776p.

DEBON, F. & LE FORT, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sciences*, **73**: 135-149.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1980. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. London, Longman Group Limited. 528p.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDE CLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1-R_2 diagrams and major element analyses – its relationship and current nomenclature. *Chem. Geol*, **29**: 183-210.

DELOR, C.; LAFON, J-M; LAHONDERE, D.; De ROEVER, E.W.F. ;FRAGA, L.M. : ROSSI, P. 2001. Paleoproterozoic framework of the Guiana Shield II – continental scale boudinage and ultra-high temperature granulite belt exumation at 2.07-2.05 Ga. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. *Anais*... Belém : SBG, Núcleo Norte. CD-ROM.

DE ROEVER, E.W.F. & BOSMA. W. 1975. Precambrian magmatism and regional metamorphism in Suriname. *In*: CONF. GEOL. INTERGUIANAS, *Anais*... Belém, v.1, p.123-163.

DE VLETER, D.R.; ALEVA, G.J.J.; KROONENBERG, S.B. 1998. Research into Precambrian of Suriname. In: Th.E. WONG, D.R. DE VLETER, L.KROOK, J.I.S.ZONNEVELD; A.J. VAN LOON (Eds). *The history of earth sciences in Suriname* – Kon. Ned. Akad. Wet. & Ned. Inst. Toegep. Geowet. TNO, p. 15-64.

DEWEY, J.F., HOLDSWORTH, R.E.; STRACHAN, R.A. 1998. Transpression and Transtension zones. *In*: HOLDSWORTH, R. E.; STRACHAN, R.A.; DEWEY, J. F. (Eds.),Continental Transpression and transtensional tectonics. London, *Geological Society*. p. 1-14. (Special Publications, 135):

DICKIN, A. P.1997. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge Univ. Press.

DRURY, M.R. & URAI, J.L. 1990. Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics*, **172**: 235-253.

DRURY, M.R. ; HUMPHREYS, F.J.; WHITE, S.H. 1985. Large strain deformation studies using polycrystaline magnesium as rock analogue. Part II. Dynamic recrystallization mechanism at high temperatures. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **40**: 208-222.

DUCHESNE, J.C. & WILMART, E. 1997. Igneous charnockites and related rocks from the Bjerkheim-Sokndal layered intrusion (Southwest Norway): a jotunite (hypersthene monzodiorite)-derived A-type granitoid suite. *J. Petrol.*, **38**: 337-369.

EBY, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**: 641-644.

EIRAS, J.F. & KINOSHITA, E.M. 1987. Evidências de movimentação transcorrente na Bacia Tacutu. *In*: SEMINÁRIO SOBRE RIFTES CONTINENTAIS. Rio de Janeiro, PETROBRAS/DEPEX, p.107-135.

EMSLIE, R.F. 1978. Anorthosite massifs, rapakivi granites, anda Late Proterozoic rifting of North America. *Precambrian Res.*, **7**: 61-98.

EMSLIE, R.F. 1991. Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations. *Precambrian Research*, **51**(1/4): 173-192.

EMSLIE, R.F.; HAMILTON, M.A.; THÉRIAULT, R.J. 1994. Petrogenesis of a mid-Proterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complex: isotopic and chemical evidence from the Nain Plutonic Suite. *J. Geol.*, **102**: 539-558.

EMSLIE, R.F. & HEGNER, E. 1993. Reconnaissance isotopic geochemistry of anorthosite-charnockite-granite (AMCG) complexes, Grenville Province, Canada. *Chemical Geology*, **106**: 279-298.

EMSLIE, R.F. & HUNT, P. 1990. Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockite Suítes associated with massif anorthosites, Grenville Province. *J. of Geology*, **98**: 213-231.

EMSLIE, R.F. & STIRLING, J.A.R. 1993. Rapakivi and related granitoids of the Nain Plutonic Suite: Geochemistry, mineral assemblages and fluid equilibria. *The Canadian Mineralogist*, **31**: 821-847.

EVANS, J.P. 1988. Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. *J. Struct. Geol.*, **10**: 437-443.

FARACO, M.T.L. & McREATH, I. 1998. Evolução petrológica da Suíte Vila Nova na serra do Ipitinga (noroeste do Pará). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte. *Anais*... Belo Horizonte, Minas Gerais, SBG, p.464.

FARIA, M.S.G. de; LUZARDO, R.; REIS, N.J. 2000a. Complexo Metamórfico Anauá. *In*: CPRM, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Caracaraí, Folhas NA.20-Z / NA.21-Y, Estado de Roraima, escala 1:500.000* , p. 12-22. Brasília/ SUREG-Manaus, 1CD-ROM.

FARIA, M.S.G. de; MILLIOTI, C.; REIS, N. J. 2000b. Gabro Caracaraí. *In*: CPRM *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Caracaraí, Folhas NA.20-Z / NA.21-Y, Estado de Roraima, escala 1:500.000*. Brasília/ SUREG-MA, p.78-79. 1CD-ROM.

FARIA, M.S.G. de ;SANTOS, J.O.S. ;LUZARDO, R.; HARTMANN, L.A. 2002. The oldest arc of the Roraima State, Brazil – 2.03 Ga: zircon SHRIMP U-P geochronology of Anauá Complex. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa. *Anais*... João Pessoa, Paraíba, SBG, v.1, p.306.

FAURE, G. 1986. *Principles of Isotope Geology.* New York, John Wiley, 589p.

FIGUEIREDO, E.S. 1983. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folhas NA.20-X-D/NA.21-V-C, Boa Vista/Rio Tacutu, escala 1: 250.000*: Relatório Final. Manaus,DNPM/ CPRM, 1v.

FITZ GERALD, J.D. & STÜNITZ, H. 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, **221**: 269-297.

FRAGA, L.M.B. 2000. Geologia Estrutural. *In*: CPRM, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000*. Brasília/ SUREG-MA, p. 127-177. 1CD-ROM.

FRAGA, L.M.B. & ARAÚJO, R.V. de. 2000a. Suíte Intrusiva Serra da Prata. *In*: CPRM, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000*. Brasília/ SUREG-MA, p. 83-89. 1CD-ROM.

FRAGA, L.M.B. & ARAÚJO,R.V. de. 2000b. Suíte Intrusiva Mucajaí. *In*: CPRM, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000.* Brasília/ SUREG-MA, p. 89-95. 1CD-ROM.

FRAGA, L.M.B. & LUZARDO, R. 2000. Geologia Estrutural. *In*: CPRM, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Serra Imeri, Folhas NA.20-Y / SA.20-V, Estado do Amazonas, escala 1:500.000*. Brasília/ SUREG-MA, p. 67-70. 1CD-ROM.

FRAGA, L.M.B. & REIS, N.J. 1995. A Tectônica K'Mudku ao longo do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central - Estado de Roraima, Brasil. *In*: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 9. Caracas. Temário 2- K'Mudku. Doc, LMFOT 1-2.Doc, LMFOT 3-4 Doc, LMFOT 5-6 Doc.

FRAGA, L.M.B. & REIS, N.J. 1996. A Reativação do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central durante o Episódio K'Mudku. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador. *Anais...* Salvador. Bahia, SBG, v.1, p.424-426.

FRAGA, L.M.B.; ALMEIDA, M.E.; MACAMBIRA, M.J.B. 1997a. First lead-lead zircon ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the state of Roraima, Brazil. *In*: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Campos do Jordão. *Resumos...* Campos do Jordão, São Paulo, p. 115-117.

FRAGA, L.M.B.; ARAÚJO, R.V. de; DUARTE, B.P. 1997b. Igneous charnockitic rocks of the Kanuku Complex and Serra da Prata Suite in the Central Guiana Belt (CGB), Roraima State, Brazil. *In*: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED ROCKS (ISGAM), 2, Salvador. *Resumos...* Salvador, 3p.

FRAGA L.M.B.; ARAÚJO, R.V. de; HADDAD, R.C. 2000. Suíte Metamórfica Rio Urubu. *In*: CPRM, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000.* Brasília/ SUREG-MA, p. 38-48. 1CD-ROM.

FRAGA L.M.B.; HADDAD, R.C.; REIS, N.J. 1997c. Aspectos geoquímicos dos granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada, norte do Estado de Roraima. *Revista Brasileira de Geociências*, **27** (1): 3-12.

FRAGA, L.M.B; REIS, N.J.; ARAÚJO, R.V.; HADDAD, R.C. 1996. Suíte Intrusiva Pedra Pintada – Um registro do magmatismo pós-colisional no Estado de Roraima. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5. Belém. *Anais*... Belém : SBG-Núcleo Norte. 1 v., p.76-78.

FRAGA, L.M.B.; REIS, N.J.;COSTA, J.B.S. 1998. O Cinturão Guiana Central no Estado de Roraima. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte. *Anais*... Belo Horizonte, SBG, p.411.

FREEMAN, S.R.; INGER, S.; BUTLER, W.H.; CLIFF. 1997. Dating deformation using Rb-Sr in white micas: Greenschist facies from the Entrelor shear zone, Italian Alpes. *Tectonics*, **16**: 57-76.

FROST, B.R.; LINDSLEY, D.H.; ANDERSEN, D.J. 1988. Fe-Ti oxide-silicate equilibria: assemblages with fayalitic olivine. *Am. Miner.*, **73**: 727-740.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M.M.; MACHADO, N.M.; DAOUD, W. EL-K. 1993. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4, Brasília, 1993. *Resumos Expandidos*... Brasília, SBGq, p.246-249

GAPAIS, D. 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology*, **17**: 1.144-1.147.

GAPAIS, D. & BARBARIN, B. 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). *Tectonophysics*, **125**: 357-370.

GAUDETTE, H.E. & OLSZEWSKI JR., W.J. 1981. Determination of radiometric ages, AmazonasTerritory, Venezuela. *In*: SIMPOSIUM AMAZONICO, 1, Venezuela. *Memória*..., Venezuela, Direccion General de Minas y Geologia, p.733-746 (Boletim 10).

GAUDETTE, H.E. & OLSZEWSKI JR., W.J. 1985. Geochronology of the basement rocks, Amazonas Territory, Venezuela, and the tectonic evolution of the western Guiana Shield. *Geol. Mijnbouw*, **64**: 131-143.

GAUDETTE, H.E.; LAFON, J-M.; MACAMBIRA, M.J.B.; MOURA, C.A.V.; SCHELLER, T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **11**: 351-363.

GAUDETTE, H.E.; MENDOZA, V.; HURLEY, P.M.; FAIRBAIRN, H.W. 1978. Geology and age of the Parguaza rapakivi granite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89** (9): 1335-1340.

GAUDETTE, H.E.; OLSZEWSKI JR., W.J.; SANTOS, J.O.S. 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **9** (3 e 4):183-195.

GIBBS, A.K & BARRON, C.N. 1993. *The Geology of the Guiana Shield*. Oxford University Press, New York, Claredon Press. 245 p.

GIBBS, A.K. & OLSZEWSKI JR., W.J. 1982. Zircon U-Pb ages of Guyana greenstone-gneiss terrane. *Precambrian Research*, **17**: 199-214.

GIBBS, A.K.; O'DAY, P.A.; RENNER, R. 1984. Recent work in the Barama-Mazaruni Supergroup of Guyana. *In*: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, Manaus. *Anais*... Ministério das Minas e Energia, D.N.P.M., p.39-52.

GILETTI, BJ. 1991. Rb and Sr diffusion in alkali feldspars with implications for cooling histories of rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**: 1.331-1.343.

GOUGARD, A.1991. Comagmatic enclaves in lavas from the Mont-Dore composite volcano, Massif Central, France. *In*: J. DIDIER & B. BARBARIN (Eds). *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, Amsterdam, p.221-233.

GOWER, C.F.; RIVERS, T.; BREWER, T.S. 1990. Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica: an overview of its geological evolution and a summary of the contribuitions made by this volume. *In*: Gower, C.F.; Rivers, T. & Ryan, B. (eds) *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica. Geological Association of Canada Special Paper*, **38**: 485-506.

GOWER, R.J.W. & SIMPSON, C. 1992. Phase boundary mobility in naturally deformed, high grade quartzofeldspathic rocks: evidence for diffusional creep. *J. Struct. Geol.*, **14**: 301-314.

GRASSO, N.G. 1993. Aplications of the IHS Color Transformation for 1:24,000-scale Geologic Mapping: A low Cost SPOT Alternative. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, **59**: 73-80.

GROMET, P.L.1991. Direct dating of deformation fabrics. *In:* HEAMAN, L.& LUDDEN, J.N.(Eds.), *Aplications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology*. p. 167-189. (Min.. assoc. Ca. Course Handbook Min.19)

GRUAU, G.; MARTIN, H.; LEVEQUE, B.; CAPDEVILA, R. 1985. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of Lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guiana, South America. *Precambrian Research*, **30**: 63-80.

GUILLOPPÉ, M. & POIRIER, J.P. 1979. Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite:an experimental study. *J. Geophys. Res.*, **84**: 5.557-5.567.

HAAPALA, I. & RÄMÖ, O.T. 1992. Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Fennoscandia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **83**: 165-171.

HAGGERTY, S.E. 1976. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. *In*: Rumble, D. (Ed.) Oxide Minerals. Soc. Am., *Reviews in Mineralogy*, **3**: 101-300.

HANMER, S.K. 1982. Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. *J. Struct. Geol.* , **4**: 197-215.

HANMER, S.K.& PASSCHIER, C.W. 1991, Shear sense indicators: a review. Geol. Surv. Can., *pap.* **90**:1-71.

HANSON, G.N. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, **38**: 26-43.

HANSON, G.N. 1980. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 8: 371-406.

HARLEY, S.L. 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geol. Mag.*, **126**(3):215-247.

HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. 1986.Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *In*: COWARD, M.P. & RIES, A.C. (Eds). *Collision Tectonics*. p. 67-81. (Geological Society Special Publication, 19).

HARRISON, T.M.; DUNCAN, I.J.; McDOUGALL, I. 1985. Diffusion of ^{40}Ar in biotite: Temperature pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**: 2.461-2.468.

HASUI, Y.; HARALYI, N.L.; SCHOBBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. *In*: SIMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, Manaus. *Anais*... Manaus, AM, DNPM, MME, p. 129-147.

HIBBARD, M.J. 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. *In*: J. DIDIER & B. BARBARIN (Eds), *Enclaves and granite petrology*. Amsterdam, Elsevier, p. 431-443.

HIBBARD, M.J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. London, Prentice-Hall, 587p.

HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. 1976. *An outline of Structural Geology*. New York, John Wiley & Sons, 570 p.

HORBE, M.A.; HORBE, A.C.; TEIXEIRA, J.T.; COSTI, H.T. 1985. Granito Madeira: Petrologia, petroquímica e mineralizações. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, 1985. *Anais.*. Belém, SBG, v.2, p.284-320.

HUHMA, H. 1986. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 337, 48 p.

HUTTON, D. H. W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **79**: 245-255.

INGRAN, G.M. & HUTTON, D.H.W. 1994. The Great Tonilite Sill: Emplacement into contractional shear zone and implications for Late Cretaceous to early Eocene tectonics in southeastern Alaska and Brith Columbia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **106**: 715-728.

JENKIN, G.R.T.; ROGERS, G.; FALLICK, A.E.; FARROW, C.M. 1995. Rb-Sr closure temperature in bi-mineralic rocks: a mode effect and tes for different diffusion models. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **122**, 227-240.

JOHN, B.E. & BLUNDY, J.D. 1993. Emplacement-related deformation of granitoid magmas, southern Adamello Massif, Italy. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **105**: 1.517-1.541.

JUNG, S.; MEZGER, K.; HOERNES, S. 1998. Petrology and geochemistry of syn- to post-collisional metaluminous A-type granites – a major and trace element and Nd-Sr-Pb-O-isotope study from the Proterozoic Damarc Belt, Namibia. *Lithos*, **45**: 147-175.

KARABINOS, P. & GROMET, L.P.1993. Aplications of single-grain zircon evaporation analyses to detrital grain studies and age discrimination in igneous suites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **57**: 4.257-4.267.

KILPATRICK, J.A. & ELLIS, D.J. 1992. C-type magmas igneous charnockites and their exclusive equivalents. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **83**: 155-164.

KLÖTZLI, U.S. 1999. Th/U zonation in zircon derived from evaporation analysis: a model and its implications. *Chemical Geology*, **158**: 325-333.

KOBER, B. 1986. Whole grain evaporation for $^{207}Pb/^{206}Pb$ age investigations on single zircons using double filament source. *Contrib. Miner. Petrol.*, **93**: 482-490.

KOBER, B. 1987. Single-zircon evaporation combined with Pb+ emitter bedding for $^{207}Pb/^{206}Pb$-age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contrib. Miner. Petrol.*, **96**: 63-71.

KOBER, B.; PIDGEON, R.T.; LIPPOLT, H.J. 1989. Single-zircon dating by stepwise Pb-evaporation constrains the Archean history of detrital zircons from the Jack Hills, Western Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, **91**: 286-296.

KRÖNER, A. 1977. Precambrian mobile belts of southern and eastern Africa: ancient sutures or sites of ensialic mobility ? A case for crustal evolution towards plate tectonics. *Tectonophysics*, **40**: 101-135.

KROONENBERG, S.B. 1976. Amphibolite-facies and granulite-facies metamorphism in the Coeroeni-Lucie area, southwestern Surinam. PhD Thesis Amsterdan, *Geol. Mijnb. Dienst. Sur. Med.*, **25**: 109-289.

KROONENBERG, S.B. 1985. El Borde Occidental del Escudo de Guayana en Colombia. *In*: SIMPOSIUM AMAZÔNICO, 1, Puerto Ayacucho. *Boletin de Geologia*, Ministerio de Energia y Minas, Direction de Geologia, Venezuela, p. 51-61. (Pub. esp. 10).

KRUHL, J.H. 1996. Prism- and basal plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *J. Metamorphic Geol.*, **14**, 581-589.

LAFON,J-M., ROSSI, P., DELOR, C., AVELAR, V.G.; FARACO, M.T.L., 1998. Novas testemunhas de relíquias arqueanas na crosta continental paleoproterozóica da Província Maroni-Itacaiúnas. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte, 1998. *Anais*... Belo Horizonte, SBG, p.64.

LAFRANCE, B., JHON, B.E.; SCOATES, J.S. 1996. Syn-emplacement recrystallization and deformation microstructures in the Poe Mountain anorthosite, Wyoming. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **122**: 431-440.

LANDERBERGER, B. & COLLINS, W.J. 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi complex, eastern Australia. *Journal of Petrology*, **37**: 145-170.

LA ROCHE, H.; LETERRIER J.; GRANDCLAUD, P.; MARCHAL, M. 1980. A Classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 diagram and major element analyses. Its relationship with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29: 183-210.

LEDRU, P.; JOHAN, V.; MILÉSI, J.P; TEGYEY, M. 1994. Evidence for a 2,0Ga continental accretion in the circumsouth Atlantic provinces. *Precambrian Research*, **69**: 169-191.

LE MAITRE, R.W. (Ed.) ; BATEMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J.; LAMEYRE, J.; Le BAS, M.J.; SABINE, P.A.; SCHIMID, R.; SORENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLEY, A.R.; ZANETTIN, B. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell Scientific Publications, 193p.

LIMA, M.I.C. & PIRES, J.L. 1985. Geologia do Alto Rio Negro-AM. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém. *Anais*... Belém, SBG, v.1, p.140-154.

LIMA, M.I.C. de ;OLIVEIRA, E.P. de ; TASSINARI, C.C.G. 1982. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Cráton Amazônico. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém. *Anais*..., Belém, Pará, SBG, Núcleo Norte, vol. I, p. 147-162.

LIMA, M.I.C.; SANTOS, J.O.S.; SIGA JR., O de. 1986. Os terrenos de alto grau do Cráton Amazônico. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia. *Anais*... Goiânia, SBG, v.2, p.751-765.

LOISELLE, M.C. & WONES, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, **11**: 468.

LUZARDO, R. & OLIVEIRA, M.J.R. 2000. Geologia Estrutural. *In*: CPRM, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Caracaraí, Folhas NA.20-Z / NA.21-Y, Estado de Roraima, escala 1:500.000*. Brasília/ SUREG-Ma, p.100-108. 1CD-ROM.

LUZARDO, R. & REIS, N.J. 2001. O Grupo Cauarane (Estado de Roraima): uma breve revisão litoestrátigráfica. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. *Anais*... Belém : SBG, Núcleo Norte. CD-ROM.

LUZARDO, R., LARIZZATTI, J.H., GIOVANNINI, C.A. FRAGA, L.M.B.; SILVA, L.C. da. 2000c. Coberturas Sedimentares Proterozóicas. *In*: CPRM, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Serra Imeri, Folhas NA.20-Y / SA.20-V, Estado do Amazonas, escala 1:500.000*. Brasília/ SUREG-MA, p. 45-50. 1CD-ROM.

MARRE, J. 1986. *The Structural Analysis of Granitic Rocks*. New York, Elsevier.

McCLAY, K. 1987. *The Mapping of Geological Structures*, Open University Press, Milton Keynes, England, 161p.

MELO, A.F.F. de & VILLAS BOAS, P.F. 1993. Projeto Alto Rio Negro. Manaus: CPRM 3v. (Relatório Preliminar).

MELO, A.F.F. & VILLAS BOAS, P.F..1994. Síntese Geológica da Região do Alto Rio Negro Porção Noroeste do Estado do Amazonas. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Anais*... Camboriú, SBG, v.2, p.119-121.

MELO, A.F.F. de; SANTOS, A.J.; CUNHA, M.T.P.; CAMPOS, M.J.; D'ANTONA, R. de J.G. 1978. *Projeto Molibdênio em Roraima*; Relatório Final. Manaus. DNPM/CPRM, V.I-B. il.

MELO, A.F.F. de; SENA COSTA, J.C.; VILLAS BOAS, P.F. 1994. Novos dados sobre o quadro tectônico da região do Alto rio Negro, noroeste do estado do Amazonas. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1996. *Anais*... Camboriú, SBG, v.2, p.282-284.

MENDOZA, V.S. 1972. Geologia del area del Rio Suapure: parte noroccidental del escudo de Guayana, Estado Bolivar. *In*: CONFERENCIA GEOLOGICA INTERGUIANAS, 9.a, Guayana, *Memória*... Guayana, Ministério de Minas Y Hidrocarburos, 692p., *Boletim de Geologia. Publ. Espec.*, **6**: 306-338.

MENDOZA, V.S., 1975. Estudios geoquímicos del no-tectonizado granito del Parguaza, Noroeste Guyana Venezuelana. *In*: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10, Belém, *Anais*... Belém, PA, DNPM, p. 628-656.

MENDOZA, V.S. 1977. Evolución Tectónica do Escudo de Guayana. *In*: CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 2, Caracas. *Memoria*... Caracas, Ministerio de Minas y Hidrocharburos, Direção de Geología, *Boletin de Geología*, Tomo II, p. 2.237-2.270.(Publicación Especial 7)

MILLER, R.B. & PATERSON, S.R. 1994. The transition from magmatic to high-temperature solid-state deformation: implications from the Mount Stuart batolith, Washington. *J. Struct. Geol.*, **16**: 835-865.

MINISTÉRIO DO EXÉRCITO. 1980. Diretoria de Serviço Geográfico. *Folhas Maloca do Sucuba, Boa Vista, Vila Nova, Mucajaí, Paredão e Serra do Ajarani (RR). NA.20-X-C,NA.20-X-D,NA.20-Z-A e NA.20-Z-B*. Escala 1:100.000.

MITRA, G. 1978. Ductile deformation zones and mylonites: The mechanical processes involved in deformation of chrystalline basement rocks. *Am. J. Sci.*, **278**: 1.057-1.084.

MONTALVÃO, R.M.G de; MUNIZ, M.C.; ISSLER, R.S., DALL'AGNOL, R.; LIMA, M.I.C.; FERNANDES, P.E.C.A.; SILVA, G.G. 1975. Geologia da Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21. *In*: BRASIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. PROJETO RADAMBRASIL. *Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21.* Rio de Janeiro : DNPM, 1975. (Levantamento de Recursos Minerais, 8).

MONTGOMERY, C.M. 1979. Uranium-lesd geochronology of Archean Imataca Series, Venezuelan Guyana Shield. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**: 167-176.

MONTGOMERY, C. M. & HURLEY, P.M. 1978 Total rock U-Pb and Rb-Sr systematics in the Imataca Series, Guyana Shield, Venezuela. *Earth Planetary Science Letters*, **39**: 281-290.

MOURA C.A.V. 1992. *Geochronology and geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia Belt, Brazil.* New Hamshire, University of New Hampshire. 236p. (PhD Thesis).

MUNHÁ, J.M. & TASSINARI, C.C.G. 1999a. Modelos de difusão em Termocronologia Metamórfica: aplicação aos granitóides da Serra dos Orgãos , Rio de Janeiro, (Cinturão Ribeira, SE do Brasil). *Rev. Bras. Geol.*, **29**: 599-602.

MUNHÁ, J.M. & TASSINARI, C.C.G. 1999b. Modelos de difusão em Termocronologia Metamórfica: Filosofia e métodos. *Rev. Bras. Geol.*, **29**: 593-598.

NEYMARK, L.A.; AMELIN, V.Y.; LARIM, A.M. 1994. Pb-Nd-Sr Isotopic and Geochemical Constraints on the Origin of 1,54-1,56 Ga Salmi rapakivi Granite-Anorthosite Batholith (Karelia, Russia). *Miner. Petrol.*, **50**: 173-193.

NIRONEN, M.; ELLIOT, B.A.; RÄMÖ, D.T. 2000. 1.88-1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence. *Lithos*, **53**: 37-58.

OLSZEWSKI JR., W.J.; GAUDETTE, H.E.; SANTOS, J.O. 1989. Isotopic age results from the shield areas of western Brazil [abs.]: *Geol. Soc. Amer. Abs. Prog.*, **20**: 76.

PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. 1996. *Micro-tectonics*. Berlin, Springer-Verlag, 289p.

PASSCHIER, C.W.; MYERS, J.S.; KRÖNER, A. 1993. *Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau.* Tradução de Mário C.H.Figueiredo - São Paulo: Ed. da Universidade de São Paulo, 188p.

PATCHETT, P.J.; KOUVO, O.; HEDGE, C.E.; TATSUMOTO, M. 1981. Evolution of Continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contribuitions to Mineralogy and Petrology*, **78**: 279-297.

PATERSON, S.R. & TOBISCH, O.T. 1992. Rate of processes in magmatic arcs: implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation. *J. Struct. Geol.*, **14**: 291-300.

PATERSON, S.R.; FOWTER JR., T.K.; SCHMIDT, K.L., YOSHINOBU, A.S.; YUAN, E.S.; MILLER, R.B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, **44**: 53-82.

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. Struct. Geol.*, **11**: 349-363.

PAWLEY, M.J. & COLLINS, W.J. 2002. The development of contrasting structures during cooling and crystallization of a syn-kinematic pluton. *J. Struct. Geol.*, **24**: 469-483.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace elements discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.

PEARCE, J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**: 120-125.

PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRKETT, T.C. 1975. The TiO_2-K_2O-P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, **24**: 419-426.

PINHEIRO, S.S.; FERNANDES, P.E.C.A.; PEREIRA, E.R.; VASCONCELOS, E.G.; PINTO, A.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; ISSLER, R.S.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, W.; FERNANDES, C.A.C. 1976. Geologia. *In*: MME. PROJETO RADAMBRASIL ed. *Folha NA.19-Pico da Neblina*. Rio de Janeiro. DNPM, p. 17-137. (V. 11). (Levantamento de Recursos Naturais).

PINHEIRO, S. da S.; NUNES, A.C.B.; COSTI, H. T.; YAMAGUTI, H.S.; FARACO, M.T.L.; REIS, N.J.; MENEZES, R.G. de; RIKER, S.R.L.; WILDNER, W. 1981. *Projeto Catrimâni - Uraricoera*; Relatório de Progresso. Manaus, DNPM/CPRM, V.I-A. il.

PINHEIRO, S. da S.; REIS, N.J.; COSTI, H.T. 1990. *Geologia da Região de Caburaí - nordeste de Roraima;* Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, 1v. il.,91p.

PINHEIRO, S. da S.; SANTOS, J.O.S.; REIS, N.J. 1984. Levantamento geológico no oeste de Roraima. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. *Anais*... Rio de Janeiro, p. 2.140-2.151.

PITCHER, W.S. 1983. Granite type and tectonic environment. *In*: HSU, K.J.(Ed.), *Mountain Building Processes*. London: Academic Press, 19-40.

PONS, J.; BARBEY, P.; DUPUIS, D.; LÉGER, J.M. 1995. Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimian of southwestern Niger. *Prec. Rec.*, **70**: 281-301.

PRIEM, H.N. A. 1971. Isotopic ages of the Trans-Amazonian acid magmatism and the Nickerie metamorphic episode in the Precambrian basement of Suriname, South America. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **82**: 1.667-1.680.

PRIEM, H.N.A.; BOERLRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; KROONENBERG, S.; VERDURMEN, E.A.TH.; VERSCHURE, R.H., 1977. Isotopic Ages in the high-grade metamorphic Coeroene Group, southwestern Suriname. *Geol. en Minj.*, **56**(2): 155-160.

PRIEM, H.N.A.; BOERLRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; KUIJPER, R.P.; De ROEVER, E.W.F.; VERDURMEN, E.A.TH.; VERSCHURE, R.H.; WIELENS, J.B.W. 1978 How old are the supposedly Archean charnockitic granulites in the Guyana Shield Basement of western Surinname (South America). *In*: Aartman, R.E. (ed.), Short Papers of the FOURTH INTERNAT. CONF. GEOCHRONOLOGY, COSMOCHRONOLOGY, ISOTOPE GEOLOGY, U.S. Geol. Survey Open File Report ,78-701, p. 341-343.

PRYER, L.L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontário, Canada. *J. Struct. Geol.*, **15**: 21-36.

RAMGRAB, G.E.; OLIVEIRA, J.F. de; KUYUMJIAN, R.M.; BOMFIM, L.F.C. ; MANDETTA, P. 1971. *Projeto Roraima - 1ª. Fase*. Mapeamento geológico da área Boa Vista-Lethen; Boa Vista, DNPM/CPRM, 38p.

RÄMÖ, O.T., 1991. *Petrogenesis of the Proterozoic Rapakivi Granites and Related Basic Rocks of Southeastern Fennoscandia: Nd and Pb Isotopic and General Geochemical Constrains*. Geological Survey of Finland, Bulletin 355.

RÄMÖ, O.T. & HAAPALA, I. 1991. The rapakivi granites of eastern Fennoscandian: A review with insights into their origin in the light of new Sm-Nd Isotopic Data. In: Gower, C.F., Rivers, T. and Ryan, B., Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica. Geological Association of Can p. 33-38. ada, *Special Paper*, **38**: 401-415.

RÄMÖ, O.T. & HAAPALA, I. 1995. One hundred years of Rapakivi Granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **52**: 129-185.

RAMSAY, G.J. 1989. Emplacemente Kinematics of granite diapir: the Chindamora batholith, Zimbabwe. *J. Struct. Geol.*, **11**: 191-209.

REIS, N.J. & ALMEIDA, M.E. 2000. Granitos tipo S. *In*: CPRM, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000.* Brasília/ SUREG-Manaus, p. 33-38. 1CD-ROM.

REIS, N.J. ; FARIA, M.S.G. de ; FRAGA, L.M.; HADDAD, R.C. 2000. Orosirian Calc-Alkaline Volcanism and the Orocaima Event in the Northern Amazonian Craton, Eastern Roraima State, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **30**: 380-383.

REIS, N.J.; FRAGA, L.M.B.; PINHEIRO, S. da S. 1994. Reconhecimento geológico da região do rio Uatatás - setor oeste do Estado de Roraima. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém. *Anais*... Belém, SBG, Núcleo Norte. p.33-36.

RESOR, P.G.; CHAMBERLAIN, K.R.; FROST, C.D.; SNOKE, A. W.; FROST, B.R. 1996. Direct dating of deformation: U-Pb age of syndeformational sphene growth in the Proterozoic Laramie Peak shear zone. *Geology*, **24**: 623-626.

RIKER, S.R.L. ARAÚJO, R.V. de; REIS, N. J. 2000a. Grupo Cauarane. *In*: CPRM, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000*. Brasília/ SUREG-MA p. 20-33. 1CD-ROM.

RIKER, S.R.L. ARAÚJO, R.V. de; REIS, N.J. 2000b. Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá. *In*: CPRM, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000*. Brasília/ SUREG-MA, p. 72-76.1CD-ROM.

RIZZOTTO, G.J.; SCANDOLARA, J.E.; QUADROS, M.L.E.S. 1996. Aspectos da Associação Mangerito-Charnockito-granito (MCG) da porção oriental do estado de Rondônia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. *Anais*... Salvador : SBG, 7 v., v.1, p.35-37.

ROBIN, P.Y.F. & CRUDEN, A.R. 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpressin zones. *J. Struct. Geol.*, **16**: 447-466.

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. Geology*, **98**: 291-309.

ROLLINSON, H. 1993. Using Geochemical Data : Evaluation Presentation, Interpretation. Essex: Longman Scientific and Technical. 352p.

ROY, A.B. & KRÖNER, A. 1996. Single zircon evaporation ages constraining the growth of the Archean Aravalli craton, northwestern India shield. *Geol. Mag.*, **133**: 333-342.

SADOWSKI, G.R. & BETTENCOURT, J.S. 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and western border of the Amazon Craton. *Precambriam Research*, **76**: 213-227.

SALONSAARI, P.T. 1995. Hybridization in the Subvolcanic Jaala-Iitti Complex and its Petrogenetic Relation to Rapakivi Granites and Associated Mafic Rocks of Southeastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, **67**, Part 1b. 104p.

SANTOS, C.A. & MELO, A.F.A. 1994. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Serra Imeri. Folhas NA.20-Y e SA.20-V*: relatório final. Manaus, CPRM. (no prelo).

SANTOS , J.O.S. 1999. New understanding of the Amazon Craton Gold Provinces. *In*: New Developments in Economic Geology. Center for Teaching and research in strategic Mineral Deposits. Perth, University of Western Australia, 10p.

SANTOS, J.O.S. & OLSZEWSKI, W. 1988. Idade dos granulitos tipo Kanuku em Roraima. *In*: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém. *Anais*... Belém, SBG/DNPM, p. 378-388.

SANTOS, J.O.; FARIA, M.S.G. de; HARTMANN, L.A.; McNAUGHTON, N.J. 2002. Significance of the Tapajós-Parima orogenic belt in the Roraima Region, Amazon Craton based on SHRIMP U-Pb Zircon Geochronology. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa. *Anais*... João Pessoa, SBG, v.1, p.336.

SANTOS, J.O.S. ; FARIA, M.S.G. de; HARTMANN, L.A.; McNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. 2001a. Oldest charnockite magmatism in the Amazon Craton: zircon U-Pb SHRIMP Geochronology of the Jaburu Charnockite, Southern Roraima, Brazil. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. *Anais*... Belém : SBG, Núcleo Norte. CD-ROM.

SANTOS, J.O.S.; HARTMAN, L.A. ; GAUDETTE, H.E. ; GROVES, D.I. ; McNAUGTHON, N.J.; FLETCHER, I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**: 453-488.

SANTOS, J.O.; POTTER, P.E.;REIS, N.J.; HARTMANN, L.A.; McNAUGHTON, N.J. 2001b. Age and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima Like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. *Anais*... Belém : SBG, Núcleo Norte. CD-ROM.

SANTOS, J.O.S.; REIS., N.J.; HARTMAN, L.A; McNAUGTHON, N.J.; FLETCHER, I.R. 1999. Associação Anortosito-Charnockito-Granito Rapakivi no Calimiano do Norte do Cráton Amazônico, Estado de Roraima: Evidências Obtidas por Geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircão e baddeleyíta. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus. *Anais*... Manaus: SBG, Núcleo Norte, p. 503-506.

SATO, K. & TASSINARI, C.C.G. 1997 Principais Eventos de Acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. *In*: FINEP, SBG-NO (ed.), *Geologia da Amazônia*, Belém, p. 91- 142.

SCHMID, S.M.; PANOZZO, R.; BAUER, S. 1987. Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric. *J. Struct. Geol.*, **9**: 747-778.

SCHOBBENHAUS, C.; HOPPE, A.; LORK, A.; BAUMANN, A. 1994. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): Primeiros resultados. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Anais*... Camboriú, SC, SBG, v.2, p. 395-397.

SCHOFIELD, D.I. & D'LEMOS, R.S. 1998. Relationships between syn-tectonic granite fabrics and regional P-T-td paths: na example from Gander-Avalon boundary of NE Newfoundland. *J. Struct. Geol.*, **20**: 459-471.

SCHULMANN, K.; MLCOCH, B.; MELKA, R. 1996. High temperature microstructures and rheology of deformed granites, Erzgebirge, Bohemian Massif. *J. Struct. Geol.*,**18**: 719-733.

SHACKLETON, R.M. 1986. Collision Tectonics in Africa. *In*: COWARD, M.P. & RIES, A.C. (Eds), *Collision Tectonics*, p. 329-349. (Spec. Publ. Geol. Soc. London, 19).

SHAOCHENG, J. & MAINPRICE, D. 1990. Recrystallization and Fabric development in Plagioclase. *J. Geol.*, **98**: 65-79.

SILVA, L.C. & SANTOS, J.O.S. 1994. Complexo Kanuku: Um exemplo de charnockitização *in situ. In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, 1994, Belém. *Anais*... Belém : SBG Núcleo Norte, p. 231-234.

SILVA, L.C. & SANTOS, J.O.S. 1994. Distribuição e granitogênese na região do Alto Rio Negro (AM). *In* : SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém, 1994 *Anais*... Belém, SBG, Núcleo Norte, p. 235-237.

SIMPSON, C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition.*J. Struct. Geol.*, **7**: 503-511.

SINGH, S. 1966. Geology and petrology of part of the Guiana Shield in the South Savannas - Rewa area of Southern Guiana. *Geol. Surv.Br. Guiana Bull.*, 37: 127 p.

SÖDERLUND,U. 1996. Conventional U-Pb dating versus single-grain Pb evaporation dating of complex zircons from a pegmatite in the high-grade gneisses of southwestern Sweden. *Lithos*, **38**: 93-105.

SÖDERLUND,U.; JARL, L-G; PERSSON, P-O; STEPHENS, M.B.; WAHLGRE, C-H. 1999. Protolith ages and timing of deformation in the eastern marginal part of the Sveconorwegian orogen, southwestern Sweden. *Prec. Res.*, **94**: 29-48.

SPOONER, C.H.; BERRANGÉ, J.P.; FAIRBAIRN, H.W. 1971. Rb-Sr whole-rock age of the Kanuku Complex, Guyana: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**: 207-210.

SRIVASTAVA, P. & MITRA, G. 1996. Deformation Mechanisms and inverted thermal profile in the North Almora Thrust mylonite zone, Kumaon Lessser, Himalaya, India. *J. Struct. Geol.*, **18**: 41-60.

STACEY,J.S. & KRAMERS, J.D. 1975. Approximation of terrestrial Pb isotope by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**: 207-221.

STEIGER, R.H. & JÄGER, E. 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constanta in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**: 359-362.

STRECKEISEN, A.C. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**: 1-33.

STÜNITZ, H. & FITZ GERALD, J.D., 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grades II: Granular flow in albite-rich mylonites. *Tectonophysics*, **221**: 299-324.

SUN, S.S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and islands arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A 294**: 409-455.

SUN, S.S. 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochem. Cosmochim. Acta* , 46: 179-192.

SWAPP, S.M., & ONSTOTT, T.C. 1989. P-T Time Characterization of the Transamazonian Orogeny in the Imataca Complex, Venezuela. *Precambrian Research.*, **42**: 293-314.

SYLVESTER, P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, **97**: 261-280.

TASSINARI, C.C.G. 1981. *Evolução geotectônica da Província Rio Negro Juruena na Região Amazônica*. São Paulo, USP. IG, 99p. (Dissertação de Mestrado)

TASSINARI, C.C.G., 1996. *O Mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. Inst. Geoc. Univ. São Paulo. (Tese de Livre docência).

TASSINARI, C.G.C. & MACAMBIRA M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3): 174-182.

TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P.; VAN SCHMUS, W.R.; BETTENCOURT, J.S.; TAYLOR, P.N. 1996. Geochronological systems on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazon Craton) and tectonic implications. *Int. Geol. Ver.*, **38**: 161-175.

TEIXEIRA, W.; KAWASHITA, K.; TAYLOR, P.N.; OJIMA, S.K. 1985. Reconhecimento geocronológico da Guiana Francesa: Novos dados e Implicações tectônicas.. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, *Anais*... v. 1, p. 194-206.

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-227.

THORPE, R & BROWN, G. 1996. *The Field Description of Igneous Rocks*. Baffins Lane, John Wiley & Sons, 154p.

TORQUATO, J.R. & KAWASHITA, K., 1992. Geocronologia Nuclear, Capítulo III, O método K/Ar. *Revista de Geologia*, **5**: 177-207.

TRIBE, I.R. & D'LEMOS, R.S. 1996. *Significance of a hiatus in down-temperature fabric development whithin syn-tectonic quartz diorite complexes*. Channel Island, UK.

TULLIS, I. & YUND, R.A. 1977. Experimental deformation of dry Westerly granite. *J. Geophys. Res.*, **82**: 5.705-5.718.

TULLIS, J. & YUND, R.A. 1985. Dynamic recrystallization of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, **13**: 238-241.

TULLIS, I. & YUND, R.A. 1987. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: Mechanisms and microstructures. *Geology* ,**15**: 606-609.

URAI,J.L. ; MEANS, W.D.; LISTER, G.S. 1986. Dynamic recrystallization of minerals. *Geophys. Monogr.* , *Am. Geophys. Union*, **36**: 161-199.

VANDERHAEGE, O.; LEDRU, P.; THIÉBLEMONT, D.; EGAL., E.; COCHERIE, A.; TEGYEY, M.; MILÉSI, J. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research*, **92**: 165-193.

VAN SCHMUS, W.R & BICKFORD, M.E. 1981. Proterozoic chronology and evolution of the midcontinent region, North America. *In*: A. Kröner (Editor), *Precambrian plate tectonics*, Elsevier, Amsterdam, 261-296.

VASCONCELOS, P.M.; ONOE, A.T.; KAWASHITA, K.; SOARES, A.; TEIXEIRA, W. 2002. $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation, analytical procedures, and calibration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* , **74**(2): 297-342.

VEIGA JR., J.P.; NUNES, A.C.B.; SOUZA, E.C. de; SANTOS, J.O.S.; AMARAL, J.E.; PESSOA, M.R.; SOUZA, S.A. de S. 1979. *Projeto Sulfetos do Uatumã*: relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, 6v.

VERNON, R.H. & FLOOD, R.H., 1988. Contrasting deformation of S- and I- type granitoids in the Lachlan Fold Belt, Eastern Australia. *Tectonophisics*, **147**: 127-143.

VERNON, R.H., ETHERIDGE, M.A.; WALL, V.J. 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, **22**: 1-12.

VERNON, R.H.; PATERSON, S.R.; GEARY, E.E. 1989. Evidence for sintectonic intrusion of plutons in the Bear Mountains fault zone, California. *Geology*, **17**: 723-726.

VERNON, R.H.; WILLIAMS, V.A.; DÁRCY, W.F. 1983. Grain-size reduction and foliation development in deformed granites. *Tectonophysics*, **92**: 123-145.

VIGNERESSE, J.L.; BARBEY, P.; CUNEY, M. 1996. Rheological Transitions During Partial Melting and Crystallization with Application to Felsic Magma Segregation and Transfer. *J. Petrol.*, **37**: 1.579-1.600.

VIGNOL, L.M. 1987. *Ètudes geochimiques des granulites du Brèsil et Içа zone d'Ivore: Les elements (K, Rb, Sr, Sm, Nd) et les isotopes radiogeniques (Sr and Nd)*. Diplome d'éstudes approfondies de geochimie. Université Paris, VII – Inst. Physique du globe de Paris

VOLL, G. 1976. Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. Schweiz. Mineral. *Petrogr. Mittl.*, **56**: 641-647.

VORMA, A. 1976. On the petrochemistry of rapakivi granites with special reference to the Laitila massif, southwestern Finland. *Geol. Surv. Finl., Bull.* **285**, 98 p.

WHALEN, J.B.; CURRIE, K.I.; CHAPPEL, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**: 407-409.

WHITE, S. H.; BURROWS, S. E.; CARRERAS, J.; SHAW, N. D.; HUMPHREYS, F. J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, **2**: 175-187.

WILLIAMS, H.; TURNER, F.J.; GILBERT, C.M. 1985. *Petrography – An Introduction to the study of rocks in thin sections*. CBS Publ., N. Delhi, 626p.

WILSON, M. 1989. *Igneous Petrogenesis, a global tectonic approach*. London, Unwin Hyman, 466p.

WINDLEY, B.F. 1983. A tectonic review of the Proterozoic. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **161**: 1-10.

YORK, D. 1969. Least-square fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Letters*, **5**: 320-324.

YUND, R.A. & TULLIS, J. 1991. Compositional changes of minerals associated with dynamic recrystallization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **108**: 346-355.

ZEITLER, P.K. 1989, The geochronology of Metamorphic Processes. *In*: DALY, J.S., CLIFF. R.A. & YARDLEY, B.W.D. (Eds), *Evolution of Metamorphic Belts, Geological Society*, p. 131-147. (Special Publication 43):