



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

**"PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO GRANITO POJUCA, SERRA DOS
CARAJÁS-PA"**

TESE APRESENTADA POR

MARCO ANTONIO HORBE

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

Data de Aprovação: 14.06.1998

Comitê de Tese:

.....
ROBERTO DALL'AGNOL (Orientador)

.....
RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS

.....
LAURO VALENTIM STOLL NARDI

.....
RICARDO SAUERESSIG

Belém

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E
GEOQUÍMICA**

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO GRANITO
POJUCA, SERRA DOS CARAJÁS -PA**

**AUTOR:
MARCO ANTONIO HORBE**

**ORIENTADOR:
ROBERTO DALL'AGNOL**

**BELÉM - PARÁ - BRASIL
1998**

AGRADECIMENTOS

Para que essa tese pudesse ter sido executada pessoas e instituições contribuíram decisivamente. Transmito meus sinceros agradecimentos a:

Universidade Federal do Pará, mais particularmente ao Instituto de Geociências, nas pessoas dos professores, alunos/colegas e técnicos de um modo geral.

Ao Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento - CNPq, pela bolsa de mestrado.

A DOCEGEO, que possibilitou o acesso às informações para a execução desse trabalho. Grato, em especial, ao Ricardo Saueressig.

Aos colegas do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides - GPPG, pelo apoio, incentivo e amizade. Dentre tantos, especial agradecimento ao Hilton, Albano, Régis, Lamarão, Renato, Marco Aurélio, Adélia.

Ao Roberto Dall'Agnol, professor, orientador e amigo. Muito devo a ele.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	v
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1- INTRODUÇÃO	5
1.1- APRESENTAÇÃO	5
1.2- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	6
1.3- GEOLOGIA DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	10
1.3.1- Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (TGGRM)	12
1.3.2- Bloco Carajás	13
1.3.2.1- As Coberturas Sedimentares da Região de Carajás	15
1.4- A GRANITOGÊNESE PALEOPROTEROZÓICA DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	17
1.4.1- Generalidades	17
1.4.2- Histórico dos Trabalhos Desenvolvidos	18
1.4.3- Idade do Magmatismo Anorogênico	22
1.4.4- Aspectos Geológicos	23
1.4.5- Aspectos Petrográficos	24
1.4.6- Suscetibilidade Magnética	25
1.4.7- Características Geoquímicas	26
1.4.8- Estudos sobre Maciços Isolados	28
1.4.8.1- Introdução	28
1.4.8.2- Granito Jamon (Gj)	29
1.4.8.3- Granito Musa (Gmu)	30
1.4.8.4- Granito Cigano (Gcig)	31
1.4.8.5- Granito Antonio Vicente (Gav)	33
1.4.8.6- Granito Central da Serra dos Carajás (Gcsc)	35
1.5- GEOLOGIA DA ÁREA POJUCA	37
1.5.1- Introdução	37
1.5.2- Evolução dos Conhecimentos sobre a Área	40
1.5.3- Complexo Xingu	41
1.5.4- Grupo Igarapé Pojuca (Supergrupo Itacaiúnas)	42
1.5.4.1- Formação Bueno	43
1.5.4.2- Formação Corpo 4	44
1.5.4.3- Formação Gameleira	45
1.5.5- Formação Águas Claras	45
1.5.6- Granito Pojuca	46
1.6- APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA	47
1.7- OBJETIVOS	49

1.8- METODOLOGIA	50
1.9- LOCALIZAÇÃO, VIAS DE ACESSO E INFORMAÇÃO SOBRE A SONDAGEM	52
1.9.1- Localização e Vias de Acesso	52
1.9.2- Informações sobre a Sondagem	55
 2- PETROGRAFIA DO GRANITO POJUCA	57
2.1- CARACTERÍSTICAS GERAIS	57
2.2- DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS VARIEDADES DO GRANITO POJUCA	61
2.3- FEIÇÕES MESOSCÓPICAS DO GRANITO POJUCA	63
2.3.1- Introdução	63
2.3.2- Feições Mesoscópicas das Rochas Encaixantes	64
2.3.3- Feições Mesoscópicas dos Monzogranitos (MzG) e Monzo a Sienogranitos (MzSG)	67
2.3.4- Feições Mesoscópicas dos Anfibólio Granitóides	71
2.3.5- Características Mesoscópicas dos Leucogranitos do Bloco 4	71
2.4- PETROGRAFIA MICROSCÓPICA DO GRANITO POJUCA	77
2.4.1- Introdução	77
2.4.2- Análises Modais	77
2.4.3- Feições Microscópicas dos Monzogranitos (MzG) e Monzo a Sienogranitos (MzSG)	83
2.4.4- Feições Microscópicas dos Granitóides com Anfibólio e Álcali-Feldspato Granitos	84
2.4.5- Feições Mineralógicas e Texturais dos MzG, MzSG, Granitóides com Anfibólio e Álcali-Feldspato Granitos	85
2.4.5.1- Quartzo	85
2.4.5.2- Feldspato Potássico	87
2.4.5.3- Plagioclásio	92
2.4.5.4- Minerais Varietais	94
2.4.5.5- Minerais Acessórios	95
2.4.6- Feições Microscópicas dos Leucogranitos (LG e LGIH) do Bloco 4	99
2.4.6.1- Feições Microscópicas dos Leucogranitos (LG)	99
2.4.6.2- Feições Microscópicas dos Leucogranitos Intensamente Hidrotermalizados (LGIH)	102
 3- GEOQUÍMICA DO GRANITO POJUCA	109
3.1- INTRODUÇÃO	109
3.2- ELEMENTOS MAIORES	111
3.3- ELEMENTOS TRAÇO	115
3.4- ELEMENTOS TERRAS RARAS	120
 4- DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	124
4.1- COMPARAÇÕES ENTRE O GRANITO POJUCA E OS GRANITOS ANOROGÊNICOS DA AMAZÔNIA ORIENTAL	124
4.2- OS LEUCOGRANITOS DO MACIÇO POJUCA E O SEU SIGNIFICADO	134
4.2.1- Interpretação da Natureza dos Leucogranitos	134

4.2.2- Breve Comparação entre o Albita-Granito Pojuca e outros Albita-Granitos	135
4.3- CONCLUSÕES	136
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	139

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Fig.1 Mapa geológico simplificado da Província Mineral de Carajás, destacando o magmatismo anorogênico Paleoproterozóico	9
Fig.2 Mapa geológico da área Pojuca, Serra dos Carajás-PA	39
Fig.3 Mapa de localização e acesso da área Pojuca, Serra dos Carajás-PA	54
Fig.4 Mapa geológico e de localização dos furos de sondagem da área Pojuca	56
Fig.5 Mapa geológico simplificado e perfis geológicos esquemáticos da porção estudada do Granito Pojuca	58
Fig.6 Descrição esquemática do Granito Pojuca nos perfis de sondagem EF e CD	59
Fig.7 Planta de sondagem do Bloco 4W e descrição esquemática do Granito Pojuca nos perfis de sondagens	60
Fig.8a gnaisses (Complexo Xingu) intercalados na seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Igarapé Pojuca	66
Fig.8b contato brusco entre o granito e xistos da encaixante	66
Fig.9a granito com feições híbridas, próximos do contato com as encaixantes	68
Fig.9b monzogranito castanho, inequigranular, com textura rapaquivítica	68
Fig.10a monzo a sienogranito, médio, isótropo, rosado	70
Fig.10b monzo a sienogranito localmente deformado por processo dúctil	70
Fig.11a clorita-anfibólio monzo a sienogranito representativo da fácies	72
Fig.11b leucogranito isótropo, hololeucocrático, médio a fino, róseo	72
Fig.12a leucogranito inequigranular cortado por veio pegmatóide com turmalina	74
Fig.12b leucogranito com concentrações de turmalina, textura “cacho-de-uvas”	74
Fig.13a leucogranito graisenizado, fácies LGIH, coloração esverdeada	76
Fig.13b leucogranito cinza com clorita, cortado por leucogranito róseo	76
Fig.14 Diagrama QAP para amostras do Granito Pojuca	81
Fig.15a clorita-hornblenda granodiorito com textura hipidiomórfica	86
Fig.15b intercrescimento granofírico em rocha monzogranítica	86
Fig.16a intercrescimento mirmequítico, rocha da fácies MzSG	88
Fig.16b fenocristal de K-feldspato e cloritas com fusóides nas clivagens	88
Fig.17a albita intergranular, no contato entre grãos de K-feldspato (MzSG)	91
Fig.17b plagioclásio intensamente descalcificado (“de-anortizado”), transformado em albita secundária e, posteriormente, substituído por FK2 (MzSG)	91
Fig.18a veio de FK2 cortando o K-feldspato primário-FK1 e o plagioclásio albitico (MzSG)	93
Fig.18b núcleo do plagioclásio intensamente transformado em albita, sericita, epidoto, clorita, fluorita e carbonatos	93
Fig.19a alteração evidenciando zonalidade composicional do plagioclásio, destaque para o epidoto secundário (MzG)	96
Fig.19b cristais esqueléticos de clorita tardia, cortando todos os minerais da rocha	96
Fig.20a concentração máfica destacando-se allanita e fusóides de epidoto e K-feldspato ao longo das clivagens da clorita	98

Fig.20b cristal idiomórfico de fluorita	98
Fig.21a leucogranito (LG) de granulação média a fina exibindo quartzo sacaroidal ..	100
Fig.21b leucogranito (LG) mostrando intercrescimento granofírico	100
Fig.22a leucogranito intensamente hidrotermalizado (LGIH) com presença de mica levemente pleocróica (fengita? Siderofilita?)	101
Fig.22b agregado de grãos de plagioclásio intensamente sericitizados	101
Fig.23a sericitização generalizada sobre o plagioclásio albítico ou albita primária (LGIH)	104
Fig.23b cristais de albita associados com carbonatos intersticiais	104
Fig.24a diminutos cristais de albita englobados pelo quartzo (textura <i>snow ball</i>)	105
Fig.24b cristais de albita levemente deformados pelo topázio(sericitizado) (LGIH) ...	105
Fig.25 graisenização incipiente do K-feldspato, alterado à sericita e carbonato	106
Fig.26a generalizada carbonatização da rocha, substituindo a albita	108
Fig.26b topázio sericitizado na borda, tensionando a albita (LGIH)	108
Fig.27 Diagramas de variação dos óxidos em relação à sílica para as fácies do Granito Pojuca	112
Fig.28 Diagramas químicos discriminatórios para as rochas do Granito Pojuca: (a) índices de Shand, (b) diagrama AxB (Debon & Le Fort, 1983), (c) diagrama R1xR2 (La Roche, 1980), (d) diagrama YxNb (Pearce <i>et al.</i> , 1984)	117
Fig.29 Diagramas de variação de Rb, Ba, Sr, Zr em relação à sílica, bem como RbxSr e BaxSr	118
Fig.30 Distribuição dos elementos terras raras em amostras do Granito Pojuca	123
Fig.31 Diagrama NK/A vs A/CNK, comparando o Granito Pojuca com outros granitos anorogênicos da Amazônia	130
Fig.32 Diagrama Na ₂ O vs K ₂ O, comparando o Granito Pojuca com outros granitos anorogênicos da Amazônia Oriental	130
Fig.33 Diagrama FeO _t /FeO _t +MgO vs SiO ₂ , comparando o Granito Pojuca com outros granitos anorogênicos da Amazônia	131
Fig.34 Diagramas Nb-Y-Zr/4, comparando o Granito Pojuca com diversos granitos anorogênicos da Amazônia e do tipo A de outros continentes	131
Fig.35 Diagrama FeO _t / MgO vs (Zr+Ce+Nb+Y), comparando o Granito Pojuca com demais granitos anorogênicos da Amazônia Oriental	132
Fig.36 Diagrama Nb _x Y, comparando o Granito Pojuca com outros granitos da Amazônia Oriental	132
Fig.37 Padrões de elementos terras raras de diferentes granitos anorogênicos da Amazônia Oriental	133

TABELAS

Tab.1 Composições modais das fácies do Granito Pojuca	79
Tab.2 Composições químicas das fácies do Granito Pojuca	110
Tab.3 Composições normativas (CIPW) das fácies do Granito Pojuca	116
Tab.4 Conteúdo de elementos terras raras das fácies do Granito Pojuca	122

RESUMO

O Granito Pojuca aflora na porção norte da Serra dos Carajás, mostrando contato intrusivo com as rochas arqueanas do Supergrupo Itacaiúnas.

Os estudos petrográficos, a partir de testemunhos de sondagens, revelaram que na porção estudada (subaflorante) o corpo é constituído por monzogranitos (MzG), dominantes, com variações para termos transicionais monzo a sienograníticos (MzSG), ocorrendo subordinadamente anfibólio-granitóides, álcali-feldspato-granitos, rochas pegmatóides e leucogranitos hidrotermalizados.

As rochas são, no geral, isótropas, equigranulares médias a grossas, rosadas, muito pobres em máficos (clorita $\pm$ anfibólio $\pm$ turmalina <7%), constituindo variedades leucocráticas a hololeucocráticas, com deformação dútil muito localizada.

Os monzogranitos e os monzo a sienogranitos são muito similares petrograficamente, porém apresentam diferente comportamento geoquímico, marcado pelo enriquecimento em K₂O e empobrecimento em Na₂O nas rochas da fácies dos MzSG em relação aos MzG. Os anfibólio-granitóides evidenciam características petrográficas e químicas que indicam uma origem híbrida, enquanto que os álcali feldspato-granitos se relacionam a porções hidrotermalizadas e ocorrem muito localmente.

Os leucogranitos (LG) estão restritos à extremidade sudeste do granito e têm comportamento mineralógico, petrográfico e geoquímico bem diferenciado em relação às demais fácies estudadas. Representam a cúpula do granito, em contato inferior brusco com MzG e MzSG, com evidências de serem precoces em relação às outras fácies, tendo sido fragmentados durante a colocação das mesmas.

Os LG são rochas de granulação média a fina, de cor rosa a creme, localmente cinza ou esverdeada, hololeucocráticas (M<2%), sendo hidrotermalizadas em variados graus. Petrograficamente distinguem-se duas subfácies, individualizadas a partir da intensidade das transformações: leucogranitos (LG) e Leucogranitos intensamente hidrotermalizados (LGIH).

Apesar das dificuldades na distinção entre albita primária (magmática) e o

plagioclásio descalcificado, que também têm composição albítica, concluiu-se, com base nas evidências petrográficas e geoquímicas, que os leucogranitos são efetivamente albita-granitos, assumindo-se a hipótese de sua origem magmática.

A partir da notável coincidência de idades entre o Granito Pojuca e diversos granitos anorogênicos da Amazônia Oriental e as demais semelhanças existentes entre eles, comparou-se o Granito Pojuca com os granitos Jamon, Musa, Cigano e Serra dos Carajás. Em termos de composição modal ele não difere dos demais granitos, entretanto os leucogranitos (albita-granitos) presentes no Granito Pojuca representam uma variedade particular, que não foi registrada nos demais corpos.

O Granito Pojuca exhibe características geoquímicas do tipo A, intraplaca, e semelhanças com diversos granitos anorogênicos da Amazônia Oriental. Dentre os escolhidos para comparação é nítida sua maior afinidade com os granitos Serra dos Carajás e Cigano e a existência de diferenças claras em relação aos granitos Jamon e Musa. Confirma-se, portanto, a existência de contrastes geoquímicos entre os granitos anorogênicos do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (TGGRM) e aqueles do Bloco Carajás (Pojuca, Serra dos Carajás e Cigano).

O albita-granito identificado no Granito Pojuca difere em termos mineralógicos, petrográficos e geoquímicos dos demais albita-granitos descritos na Amazônia, porém essa comparação deverá ser aprofundada tendo em vista a importância econômica e petrológica que essas rochas possuem.

ABSTRACT

The Pojuca Granite outcrops in the northern part of the Serra dos Carajás, intruding the Archean supracrustal rocks of the Itacaiunas Supergroup.

Petrographic studies in drill cores of the not exposed area of the pluton show that the monzogranites (MzG) are the dominant rock types, with variations to transitional monzo- to syenogranites (MzSG) and subordinated amphibole granites, alkali feldspar granites, pegmatoid granitic rocks and leucogranites.

The MzG and MzSG are isotropic, medium- to coarse grained pink rocks, showing only a discrete brittle deformation, usually restricted to narrow fracture zones. The whole rock set has a low mafic content (chlorite $\pm$ tourmaline $\pm$ amphibole), being defined as leucocratic or hololeucocratic granites.

The MzG and MzSG display very similar petrographic characteristics, with transitional contacts between them. Geochemically, the MzSG are enriched in K₂O and depleted in Na₂O when compared to the MzG. The amphibole granites show petrographic and geochemical characteristics that suggest a hybrid origin for this facies.

The leucogranites occur only in the southeastern sector of the Pojuca granite. They show peculiar petrographic and geochemical characteristics and are distinct of the other rocks. The leucogranites occur at the top of the intrusion, locally showing deeper levels sharp contacts with the MzG and MzSG. The contact relationships suggest that the leucogranites are an early phase, being fragmented during the intrusion of the MzG and MzSG.

The leucogranites are gray to greenish gray fine to medium grained rocks, with modal mafic content lower than 2%. They show different degrees of hydrothermal alteration and this aspect was employed to distinguish the "normal" leucogranites (LG) from the intensely altered leucogranites (IALG). In spite of the difficulties to distinguish between primary (magmatic) albite and altered de-anorthised plagioclase, which also has an albitic composition, petrographic and geochemical evidences suggest that the leucogranites are "truly" albite granites of magmatic origin.

Considering the large age coincidence between the Pojuca granite and

several anorogenic granites of the Provincia Amazonia Oriental, the Pojuca granite is compared to the Jamon, Musa, Cigano and Serra dos Carajás granites. The petrographic characteristics of the MzG and MzSG are similar to those of equivalent facies observed in the other granites. The leucogranites are, however, a particular rock variety that occurs only in the Pojuca granite.

The Pojuca Granite displays geochemical characteristics of A-type granites. When compared with other granites of the Eastern Amazonian Region, the Pojuca granite shows strong affinities with the Serra dos Carajás and Cigano granites, and clear contrasts with the Jamon and Musa granites, corroborating the existence of geochemical differences between the anorogenic granites of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain (Jamon and Musa granites) and the granites of the Carajás Block (Pojuca, Serra dos Carajás and Cigano granites).

The albite granite facies of the Pojuca granite differs in terms of mineralogy, geochemistry and petrographic aspects from the tin-mineralized albite granites described in others areas of the Amazonian craton.

1- INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

Durante a evolução do Cráton Amazônico ocorreu um extenso magmatismo anorogênico, de ampla distribuição geográfica, com amplitude cronológica entre o final do Paleoproterozóico e o início do Neoproterozóico (Província Anorogênica Proterozóica; DALL'AGNOL et al., 1993). Essa granitogênese gerou um grande volume de rochas graníticas subalcalinas a alcalinas (DALL'AGNOL et al., 1994) que apresentam fortes afinidades geoquímicas com os granitos intraplaca (PEARCE et al., 1984) e com os granitos tipo A (COLLINS et al., 1982; PITCHER, 1979).

No extremo sudeste do Cráton Amazônico, nos domínios da bloco Oriental da Província Amazônia Central (TEIXEIRA et al., 1989), ocorrem os granitos anorogênicos mais antigos do Cráton Amazônico, com idades (U-Pb) de 1,8-1,9 Ga. Dentro da Província Mineral de Carajás destacam-se, entre outros, os granitos Antonio Vicente, Carajás, Seringa, Gradaús, Musa, Jamon, Cigano, Velho Guilherme, Pojuca.

Ao longo das duas últimas décadas esses granitos têm sido objeto de uma série de estudos, que tiveram início com a descoberta de cassiterita associada a alguns desses corpos (p. ex., Antonio Vicente, Mocambo, Velho Guilherme). Investigações geológicas sistemáticas foram executadas basicamente pelo Projeto RADAMBRASIL, CPRM e CVRD/DOCEGEO, porém somente a partir de DALL'AGNOL (1980) os granitos passaram a ser estudados em detalhe.

A partir de estudos petrográficos e geoquímicos mais aprofundados obteve-se um grande avanço no conhecimento sobre os aspectos petrológicos de muitos maciços, considerando-se bem estudados atualmente os granitos Jamon, Musa, Cigano, Central-Carajás, Cigano e Antonio Vicente. Informações um pouco menos abrangentes foram obtidas para os granitos Velho Guilherme, Mocambo, Marajoara, entre outros.

Os dados existentes sobre o Granito Pojuca são resultado dos trabalhos de prospecção para cobre executados pela CVRD/DOCEGEO na região homônima,

sintetizados no Projeto Cobre Carajás-Pojuca (DOCEGEO, 1984) e pela UFPa durante a execução do Projeto Serra dos Carajás e Pojuca (MACAMBIRA *et al.*, 1990a).

MEDEIROS NETO (1985), WINTER (1995), PINTO DA SILVA (1996) e S.SOUZA (1996) realizaram estudos específicos sobre a mineralização cupro-zincífera do depósito Pojuca, desenvolvida sobre rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Igarapé Pojuca (Supergrupo Itacaiúnas; DOCEGEO, 1988). S.SOUZA (1996) obteve dados geocronológicos e de geoquímica isotópica para o Granito Pojuca. Em nenhum desses estudos foi feito tratamento químico para as rochas do Granito Pojuca, limitando-se a uma abordagem petrográfica preliminar do mesmo.

O programa de sondagem realizado pela DOCEGEO propiciou uma amostragem significativa de parte da porção subaflorante (borda sudeste) do corpo. Os testemunhos permitem a visualização das relações de contato do granito com as encaixantes do Grupo Pojuca (contato intrusivo), fornecendo ainda informações sobre o zoneamento das rochas graníticas nessa porção da cúpula.

O presente trabalho tem como objetivo a caracterização petrográfica e geoquímica das variedades de rochas ao longo da porção estudada. Essas informações, além de serem essenciais para o entendimento da evolução petrológica do Granito Pojuca, deverão ser usadas no futuro para compará-lo com granitos anorogênicos similares presentes nessa porção do Cráton Amazônico.

1.2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton Amazônico foi estabilizado tectonicamente durante o Mesoproterozóico ou mesmo antes em certas áreas. A sua evolução a partir do Ciclo Transamazônico ($2,0 \pm 0,2\text{Ga}$) tem sido discutida com base em interpretações distintas.

Dentre os vários modelos propostos, uma série deles (e.g. AMARAL, 1974; ALMEIDA, 1978; ALMEIDA *et al.*, 1981; SANTOS, 1978; SANTOS & LOGUÉRCIO, 1984; HASUI & ALMEIDA, 1985; MONTALVÃO & BEZERRA, 1985) relacionam a evolução do Cráton a diversas fases de reativações plataformais que teriam ocorrido durante o Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico (Eventos Uatumã,

Parguazense e Rondoniense, conforme AMARAL, 1974). Nessa linha de pensamento, o Cráton Amazônico é interpretado como uma extensa Plataforma arqueana, na qual os greenstone belts mais antigos teriam se desenvolvido durante o Ciclo Transamazônico, com uma série de protoativações entre 1,8 e 1,0 Ga, processos esses que teriam gerado falhamentos, vulcanismo, plutonismo e acumulação de sedimentos.

Um modelo alternativo (e.g. CORDANI *et al.*, 1979; CORDANI & BRITO NEVES, 1982; CORDANI, 1981; GIBBS & BARRON, 1983; GAUDETTE & OLSZEWSKI JR., 1985; TEIXEIRA *et al.*, 1989; TASSINARI *et al.*, 1996) associa o desenvolvimento geodinâmico dessa região à atuação de cinturões móveis em épocas sucessivas. TEIXEIRA *et al.* (1989), com a interpretação de dados geocronológicos, subdividem o Cráton Amazônico em cinco províncias: (1) Província Amazônia Central, correspondendo a terrenos arqueanos parcialmente cobertos por seqüências vulcânicas e sedimentares mais jovens; (2) Província Maroni-Itacaiúnas, formada por acreção crustal e retrabalhamento de terrenos mais antigos durante o Proterozóico Inferior (Ciclo Transamazônico); (3) Província Rio Negro-Juruena, de idades entre 1,75 e 1,5 Ga, interpretada como um arco magmático relacionado à subducção (TEIXEIRA *et al.*, 1989) ou, alternativamente, como um cinturão de colisão continental (DALL'AGNOL *et al.*, 1987); (4 e 5) Províncias Rondônia e Sunsas, ambas com núcleos de um embasamento mais antigo que 1,56 Ga e de caráter predominantemente ensialico, retrabalhados, porém, durante o Proterozóico Superior.

Esse modelo alternativo foi ligeiramente modificado por TASSINARI *et al.* (1996), que propuseram uma nova província denominada Ventuari-Tapajós (1,95 - 1,8 Ga). Para os autores, a evolução crustal das províncias envolveu tanto a formação de crosta nova quanto o retrabalhamento de material crustal mais antigo. Toda a extensão das Províncias Rio Negro-Juruena e Ventuari-Tapajós e parte da Província Maroni-Itacaiúnas evoluíram através de sucessivos arcos magmáticos, estando as províncias Rondoniense-San Ignacio e Sunsas associadas à inversão de cinturões marginais ou a eventos de colisão continente-continente.

HASUI *et al.* (1984), com a utilização de dados geofísicos, apresentam um modelo de estruturação tectônica para a região Amazônica. Em termos da Amazônia

Oriental, consideram que a evolução foi condicionada pela articulação de blocos crustais denominados Belém, Araguacema, Juruena e Porangatu. Individualizam, ainda, os cinturões Araguaia, Itacaiúnas e Tapajós, nas bordas do bloco Araguacema e, no seu núcleo, o terreno granito-greenstone do sul do Pará.

LIMA (1984) distingue para a porção oriental do Cráton Amazônico três províncias, relacionadas a diferentes embasamentos: (1) Cinturão Móvel Maroni-Itacaiúnas, originado por retrabalhamento crustal entre 2,45 e 2,2 Ga, cujo embasamento corresponderia ao Complexo Bacajá; (2) Província Amazônia Central, apresentando um núcleo cratônico arqueano, denominado de Complexo Pau D'Arco; (3) Cinturão Juruena, relacionado ao Cinturão Móvel Parima (LIMA *et al.*, 1982), de idade em torno de 2,0 Ga, cujo embasamento seria o Complexo Xingu.

ARAÚJO *et al.* (1988) subdividem o Cinturão Itacaiúnas da região de Carajás em dois domínios estruturais: (1) porção sul, correspondendo a um sistema imbricado de zonas de cisalhamento e (2) porção norte, correspondendo a uma estruturação em "flor positiva", originada por movimentos transcorrentes.

DALL'AGNOL *et al.* (1994) dividem a Província Amazônia Central (PAC) nos blocos Oriental, Central e Ocidental, estabelecendo uma zonação geográfico-geocronológica para a distribuição dos granitos anorogênicos do Cráton Amazônico. O Bloco Oriental, no extremo sudeste da província, inclui a Província Mineral de Carajás (PMC) e os terrenos granito-greenstone da região de Rio Maria e São Félix do Xingu. O mapa geológico da Província Mineral de Carajás, com destaque para o magmatismo anorogênico presente na região, é ilustrado na Fig. 1.

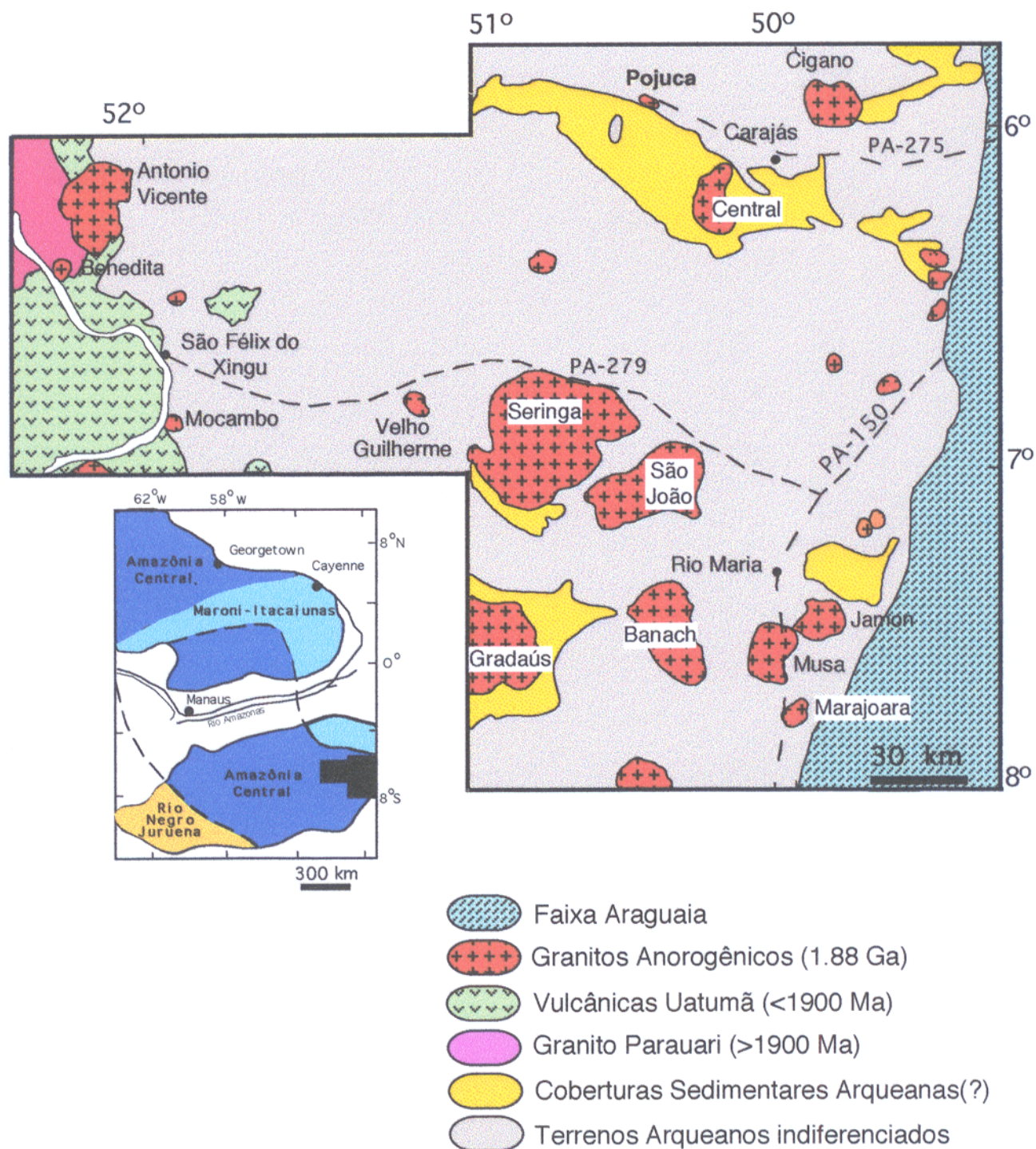


Figura 1 - Mapa geológico simplificado da Província Mineral de Carajás, destacando o magmatismo anorogênico Paleoproterozóico (extraído de Dall'Agnol et al., 1993). Encarte com mapa de localização das Províncias geocronológicas (Teixeira et al., 1989).

1.3 - GEOLOGIA DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARÁJAS

A Província Mineral de Carajás (PMC; SANTOS, 1981) é parte integrante do Bloco Oriental (DALL'AGNOL *et al.*, 1994) da Província Amazônia Central (CORDANI *et al.*, 1979), ou da Província Amazônia Oriental (LIMA, 1984) ou, ainda, do bloco Araguacema (HASUI *et al.*, 1984). Essa região, face a seu exuberante potencial mineral, tem sido muito estudada na última década e, dentre as diversas sínteses a respeito de sua evolução geológica, destacam-se como trabalhos mais abrangentes os de HIRATA *et al.* (1982); DOCEGEO (1988); Z.SOUZA *et al.* (1990); ARAÚJO *et al.* (1994); COSTA *et al.* (1994, 1995); DALL'AGNOL *et al.* (1994); Z.SOUZA (1994); M.MACAMBIRA & LAFON (1995); ALTHOFF (1996).

Os dados petrológicos, estruturais e geocronológicos disponíveis levam, grosso modo, a duas linhas de interpretação distintas, para a evolução dessa porção do Cráton Amazônico.

No modelo desenvolvido a partir dos trabalhos de mapeamento executados pela CPRM-Belém (e.g. ARAÚJO *et al.*, 1988; ARAÚJO & MAIA, 1991; ARAÚJO *et al.*, 1994; COSTA *et al.*, 1994, 1995), os autores definem a presença de um núcleo granito-greenstone preservado na região de Rio Maria - Serra dos Gradaús, limitado ao norte e ao sul, respectivamente, pelos cinturões de cisalhamento Itacaiúnas (COSTA *et al.*, 1990) e Pau D'arco (COSTA *et al.*, 1994). Na integração dos dados obtidos por esses autores (ARAÚJO *et al.*, 1994; COSTA *et al.*, 1995), o Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (TGGRM) é descrito como sendo formado por gnaisses trondhjêmíticos (Gnaiss Mogno), seqüências metavulcano-sedimentares pertencentes aos grupos Tucumã e Andorinhas (incluindo as seqüências Identidade, Babaçu, Mamão, Lagoa Seca, Seringa, e outras), corpos de granodioritos (Granodiorito Rio Maria) e de granitos (Granito Mata Surrão). O Cinturão Itacaiúnas (CI) é constituído por faixas e lentes de gnaisses granulíticos (Complexos Pium e Bacajá), gnaisses migmatizados, incluídos no Complexo Xingu e no Gnaiss Estrela, seqüências metavulcano-sedimentares (e.g. grupos Misteriosa, Buritirama, Salobo, Rio Novo, Grão-Pará, São Félix) e granitos estratóides gnaissificados (Suíte Plaquê). O Cinturão Pau D'arco

(CPD) é constituído por gnaisses tonalíticos (Gnaiss Arco Verde); rochas metassedimentares, metavulcânicas e formações ferríferas (Grupo Serra do Inajá); e corpos de granodioritos (Granodiorito Rio Maria) e granitos milonitizados (Granito Mata Surrão).

Uma interpretação diversa para a evolução da PMC, em especial para o TGGRM, evoluiu a partir das pesquisas desenvolvidas pelo Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG), bem como por pesquisadores do Laboratório de Geologia Isotópica, ambos do Centro de Geociências da UFPA (GASTAL, 1987; MEDEIROS *et al.*, 1987 a; Z.SOUZA *et al.*, 1990; ALTHOFF *et al.*, 1991, 1995 a; M.MACAMBIRA, 1992; DUARTE, 1992; DALL'AGNOL *et al.*, 1987, 1994); M.MACAMBIRA & LAFON, 1995; Z.SOUZA, 1994; LEITE, 1995;. ALTHOFF *et al.* (1991, 1995 a) indicam a continuidade do TGGRM até, pelo menos, Redenção e não confirmam a existência do Cinturão Pau D'arco. O limite norte entre o TGGRM e o Cinturão Itacaiúnas também é questionado, sendo situado imediatamente ao sul de Xinguara (COSTA *et al.*, 1994) ou a norte da Faixa Sapucaia (Z.SOUZA, 1994; Z.SOUZA *et al.*, no prelo).

Segundo Z.SOUZA *et al.* (no prelo) e ALTHOFF (1996), os dados geológicos, geocronológicos e tectônicos atualmente disponíveis para a Província Mineral de Carajás sugerem evoluções geológicas distintas entre o TGGRM e o Bloco Carajás (BC), este correspondendo aproximadamente ao domínio do Cinturão Itacaiúnas, sendo que as rochas do setor norte da PMC (Serra dos Carajás) apresentam idades menores que as do setor sul (Rio Maria-Gradaús), especialmente no que se refere às seqüências vulcano-sedimentares, granitóides, gnaisses e complexos básico-ultrabásicos.

A partir de uma síntese dos dados geocronológicos disponíveis para a PMC, M.MACAMBIRA & LAFON (1995) estabelecem para a mesma a formação de uma crosta siálica no intervalo de 3,0-2,87 Ga, constituída de: 1) granulitos como os do Complexo Pium (que poderiam ser mais antigos que 3,0 Ga); 2) Metatonalito Arco Verde da região de Rio Maria ($2,96 \pm 0,02$ Ga); 3) granitóides arqueanos, como o Granodiorito Rio Maria e o Granito Mata Surrão ($2,87 \pm 0,01$ Ga), e 4) Complexo Xingu

(sem idade definida). As seqüências supracrustais de natureza vulcano-sedimentar seriam representadas no TGGRM pelo Supergrupo Andorinhas (2,98-2,9 Ga ou mais velhas) e no Bloco Carajás pelo Supergrupo Itacaiúnas (2,76 Ga). Complexos básico-ultrabásicos associam-se ou são intrusivos nas seqüências referidas anteriormente, sendo representados em Carajás pelo Complexo Luanga (2,76 Ga; MACHADO *et al.*, 1991) e no TGGRM pelo Complexo Serra Azul (2,97 Ga; MACHADO *et al.*, 1991).

1.3.1 - Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (TGGRM)

Os mapeamentos sistemáticos realizados na área do TGGRM permitiram demonstrar a inexistência no mesmo do Complexo Xingu, com o seu desdobramento em diversos granitóides que incluem, além do Tonalito Arco Verde (Tav; ALTHOFF *et al.*, 1991; ALTHOFF, 1996) e dos tonalitos gnáissicos presentes nas proximidades de Xinguara (LEITE, 1995), o Granodiorito Rio Maria (GDrm; MEDEIROS, 1987; HUHNS *et al.*, 1988), o Trondhjemitó Mogno (TRmog; HUHNS *et al.*, 1988) e os granitos Xinguara (Gxin; LEITE, 1995), Mata Surrão (Gms; DUARTE, 1992) e Guarantã (Ggua; ALTHOFF *et al.*, 1991; ALTHOFF, 1996).

As relações estratigráficas entre o Tav, que é o granitóide mais antigo datado (2957 $\pm$ 25/-21 Ma; M.MACAMBIRA, 1992), com os greenstone belts do Supergrupo Andorinhas (SGand; 2979 $\pm$ 5 Ma; PIMENTEL & MACHADO, 1994) não foram definidas até o momento. O Granodiorito Rio Maria e o Trondhjemitó Mogno são intrusivos no SGand (HUHNS *et al.*, 1988; Z. SOUZA *et al.*, 1990) e foram datados em 2,87 Ga (M.MACAMBIRA & LANCELOT, 1991; M.MACAMBIRA, 1992; PIMENTEL & MACHADO, 1994). O Granito Xinguara é intrusivo em tonalitos afins ao Tav e no GDrm (LEITE, 1995) e tem idade entre 2,87 e 2,80 Ga (M.MACAMBIRA, 1992). O Granito Mata Surrão é intrusivo no Tav (DUARTE, 1992) e sua idade é de 2,87 Ga (RODRIGUES *et al.*, 1992; LAFON *et al.*, 1994). O Granito Guarantã é igualmente intrusivo no Tav (ALTHOFF *et al.*, 1991), porém ainda não foi datado. Essas unidades são localmente recobertas discordantemente pelos sedimentos neoarqueanos (?) do Grupo Rio Fresco (HUHNS *et al.*, 1988).

As rochas que compõem os greenstone belts do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (Sapucaia, Identidade e Babaçu) se enquadram em três séries geoquímicas (HUHN *et al.*, 1988; OLIVEIRA, 1993; Z.SOUZA, 1994): (i) komatiítica, (ii) toleítica e (iii) cálcico-alcalina, englobando, respectivamente, komatiitos, basaltos + gabros e dacitos. A associação caracteriza um vulcanismo bimodal, com metamorfismo de fácies xisto verde ou na sua transição para a fácies anfibolito (HUHN *et al.*, 1988; Z.SOUZA, 1994). Metagrauvacas e meta-siltitos ocorrem associados.

Os granitóides e gnaisses dividem-se em três grandes associações, geneticamente independentes (DALL'AGNOL *et al.*, no prelo): a) tonalitos, trondhjemitos e rochas afins; b) granodioritos do tipo Rio Maria; c) leucogranitos (Gxin, Gms, Ggua, e similares), enquadrando-se, respectivamente, nas séries cálcico-alcalina tonalítico-trondhjemítica, cálcico-alcalina granodiorítica e no campo dos granitos crustais ou dos termos mais evoluídos da série precedente (LAMEYRE & BOWDEN, 1982). Os dados geoquímicos (DALL'AGNOL *et al.*, 1996, 1997) corroboram a separação dos granitóides em três séries, sendo que o Tav, o TRmog e rochas afins comportam-se como as séries trondhjemíticas arqueanas, enriquecidas em Na₂O e empobrecidas em K₂O; o GDrm segue a tendência das séries cálcico-alcalinas de médio K₂O; e os leucogranitos apresentam maiores afinidades geoquímicas com granitóides cálcico-alcalinos altamente fracionados, com elevado teor em K₂O (DUARTE, 1992; LEITE, 1995).

1.3.2 - Bloco Carajás

O Bloco Carajás (BC) representa o setor norte (Serra dos Carajás) da PMC, correspondendo aproximadamente ao domínio do Cinturão Itacaiúnas (CI; COSTA *et al.*, 1990). O limite entre o TGGRM e o CI é bastante controverso, sendo situado imediatamente ao sul de Xinguara (COSTA *et al.*, 1994) ou ao norte da Faixa Sapucaia (Z.SOUZA, 1994), que é um greenstone belt similar aos presentes no TGGRM (OLIVEIRA, 1993).

No Bloco Carajás mantem-se a designação de Complexo Xingu para os granitóides e gnaisses tidos como formadores do seu embasamento, refletindo provavelmente a escala dos mapeamentos desenvolvidos até o momento. As idades dos mesmos são de 2,97 Ga (AVELAR *et al.*, 1994) e 2,86 Ga (MACHADO *et al.*, 1991). Já na parte norte do BC, granitóides do tipo A e mais jovens (2,55 Ga, Granito Estrela, BARROS *et al.*, 1992, BARROS & DALL'AGNOL, 1993; 2,57 Ga, Granito Antigo Salobo, MACHADO *et al.*, 1991, LINDENMAYER *et al.*, 1994; 2,56 Ga, Granito Deformado Itacaiúnas, S.SOUZA, 1996) são de ocorrência muito comum (BARROS *et al.*, 1997; DALL'AGNOL *et al.*, no prelo).

Na porção centro-norte da PMC, que corresponde a parte sul do BC, são freqüentes granitos alongados, de direção E-W, enquadrados na Suite Plaquê (ARAÚJO *et al.*, 1988) e interpretados como produtos da colisão de blocos crustais (JORGE JOÃO & ARAÚJO, 1992), diretamente ligados à evolução do Cinturão Itacaiúnas. Esses leucogranitos foram considerados como sendo possivelmente contemporâneos e similares àqueles presentes no TGGRM (DALL'AGNOL *et al.*, 1996). Porém, a datação geocronológica de granitos da Suite Plaquê, pelo método Pb-Pb em zircão, indicou uma idade de 2729 ± 29 Ma (AVELAR, 1996), levando DALL'AGNOL *et al.* (no prelo) a rever essa hipótese, fortalecendo àquela assumida anteriormente por JORGE JOÃO & ARAÚJO (1992).

As seqüências supracrustais arqueanas de natureza vulcano-sedimentar aflorantes na região da Serra dos Carajás foram agrupadas pela DOCEGEO (1988) no Supergrupo Itacaiúnas (SGit), reunindo os grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão-Pará, Igarapé Bahia e Buritirama. Posteriormente, ARAÚJO *et al.* (1988), ARAÚJO & MAIA (1991) e ARAÚJO *et al.* (1994) reuniram parte dessas unidades no Grupo Grão-Pará (formações Parauapebas, Carajás e Águas Claras), denominando as demais de Salobo, Buritirama, Rio Novo, entre outras. Uma idade de 2.758 ± 39 Ma foi obtida por WIRTH *et al.* (1986) para riolito do Grupo Grão-Pará, confirmada posteriormente por MACHADO *et al.* (1991), que obteve idade de 2.757 ± 2 Ma em vulcânicas félsicas do mesmo grupo.

Para LINDENMAYER *et al.* (1995) a semelhança geoquímica existente entre

os anfibolitos Salobo e basaltos Grão-Pará, juntamente com a reinterpretação da idade do Grupo Salobo, sugerem fortemente que ambos os grupos sejam cogenéticos, tendo sido o Grupo Salobo gerado na mesma bacia do Grupo Grão-Pará.

1.3.2.1 - As Coberturas Sedimentares da Região de Carajás

As coberturas sedimentares da região da Serra dos Carajás são uma das grandes controvérsias da geologia da Província Mineral de Carajás. TOLBERT *et al.* (1968), em uma das primeiras tentativas de empilhamento estratigráfico para a região, descreveram arenitos e conglomerados, correlacionando essas rochas à Formação Gorotire proposta por BARBOSA *et al.* (1966). LIANDRAT (1972) introduz as denominações Formações Zé Gladstone e Igarapé do Ouro, correlacionando-as às formações Rio Fresco e Gorotire-Cubencranquém, respectivamente.

BEISIEGEL *et al.* (1973) e ANDERSON *et al.* (1974) seguem basicamente a estratigrafia proposta pelo consórcio CVRD/CMM (1972), mantendo a denominação de Formação Gorotire para o pacote sedimentar da Serra dos Carajás. A partir do trabalho de SILVA *et al.* (1974), a seqüência sedimentar clástica da região passa a ser generalizadamente correlacionada à Formação Rio Fresco, esta última desmembrada do Grupo Uatumã por HIRATA *et al.* (1982).

FIGUEIRAS & VILLAS (1984) e RAMOS *et al.* (1984) discordam da correlação entre a seqüência clástica de cobertura da Serra dos Carajás e a Formação Rio Fresco de BARBOSA *et al.* (1966). Para esses autores, as diversas seqüências teriam evoluído em ambientes diferentes e apresentariam idades distintas.

ARAÚJO *et al.* (1988) posicionam essa seqüência sedimentar no topo do Grupo Grão-Pará, introduzindo para a mesma a denominação de Formação Águas Claras e caracterizam-na como um pacote metassedimentar, bastante preservado e isento de metamorfismo apenas na porção mais interna da bacia. ARAÚJO *et al.* (1988) e ARAÚJO & MAIA (1991) limitaram a Formação Águas Claras aos domínios do Sistema Transcorrente Carajás (ARAÚJO *et al.*, 1988), sem estendê-la a outros compartimentos geotectônicos.

A partir do trabalho de ARAÚJO *et al.* (1988) e dos mapeamentos realizados pela CPRM-Belém no desenvolvimento do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - Programa Grande Carajás (e.g. ARAÚJO & MAIA, 1991; ARAÚJO *et al.*, 1994; COSTA *et al.*, 1994), é proposto, com base em evidências estruturais, uma idade arqueana para as coberturas sedimentares da Serra dos Carajás e aquelas das regiões de Rio Maria e Serra dos Gradaús.

Até recentemente, o único dado geocronológico confiável que se dispunha (U-Pb em zircões) era o de uma idade mínima de 1,88 Ga (MACHADO *et al.*, 1991), valor esse obtido para o Granito Central da Serra dos Carajás, intrusivo nos sedimentos da Formação Águas Claras. O fato de esses sedimentos estarem truncados por metagabros, como os da área Águas Claras na Serra dos Carajás (SOARES *et al.*, 1994), reforçava a hipótese de que, pelo menos a parte inferior da seqüência sedimentar do Bloco Carajás, seria de idade arqueana.

DIAS *et al.* (1996) obtiveram uma idade média para o metagabro de Águas Claras de 2.645 ± 12 Ma (2σ), pelo método de evaporação do Pb em zircões, sendo esta, portanto, a idade mínima para os sedimentos da Formação Águas Claras. MOUGEOT *et al.* (1996b) também dataram os metagabros e zircões detríticos da Formação Águas Claras, obtendo idades coerentes com as de DIAS *et al.* (1996). Considerando-se uma idade em torno de 2,76 Ga para a geração das vulcânicas do Grupo Grão-Pará (GIBBS *et al.*, 1986; OLSZEWSKI JR., *et al.*, 1989; MACHADO *et al.*, 1991), a deposição dos sedimentos fica restrita ao intervalo de tempo entre 2.760 e 2.645 Ma, sendo possível que as idades do Grupo Grão-Pará e da Formação Águas Claras sejam similares, o que iria ao encontro da proposta estratigráfica de ARAÚJO & MAIA (1991), na qual a Formação Águas Claras é integrante do Grupo Grão-Pará.

NOGUEIRA *et al.* (1995) redefinem a litoestratigrafia da Formação Águas Claras na parte central da Serra dos Carajás. O pacote, com espessura da ordem de 1.500 m, é subdividido em duas unidades: (1) Membro Inferior, constituído por pelitos, siltitos e arenitos, apresentando características deposicionais de plataforma marinha, e (2) Membro Superior, composto predominantemente por arenitos, depositado sob condições litorâneas (porção inferior) e fluviais (porção superior). A Formação Águas

Claras mostra discordância estratigráfica com as unidades sub e sobrejacentes, essa última formada por arenitos e conglomerados subhorizontalizados e correlacionáveis, segundo os autores citados, à Formação Gorotire.

1.4 - A GRANITOGÊNESE PALEOPROTEROZÓICA DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

1.4.1 - Generalidades

A granitogênese do Proterozóico Inferior (Paleoproterozóico) da Amazônia Oriental é uma das mais estudadas do Cráton Amazônico, dispondo-se de um grande volume de informações sobre as características petrográficas, geoquímicas, geocronológicas e petrológicas de corpos graníticos dessa porção do Cráton, em especial para a Província Mineral de Carajás (PMC).

O magmatismo anorogênico do Cráton Amazônico, mais especificamente o referente à Província Amazônia Central (PAC), tem sido objeto de muitos estudos ao longo dos últimos quinze anos, destacando-se, a nível regional, os trabalhos de SILVA *et al.* (1974), CUNHA *et al.* (1981), DALL'AGNOL (1980, 1982a, 1982b, 1982c, 1987), SANTOS (1982), IANHEZ *et al.* (1982), DALL'AGNOL *et al.* (1984, 1986, 1987, 1994), MONTALVÃO *et al.* (1982), ISSLER *et al.* (1985) e ISSLER & LIMA (1987). Devem ser destacados ainda, como de grande contribuição, os mapeamentos realizados pela CPRM (ARAÚJO *et al.*, 1988; ARAÚJO & MAIA, 1991; E.MACAMBIRA & VALE, 1997; OLIVEIRA *et al.*, 1994). Os dados geocronológicos disponíveis são discutidos em DALL'AGNOL *et al.* (1984), WIRTH *et al.* (1986), GASTAL *et al.* (1987), GONÇALEZ *et al.* (1988), MACHADO *et al.* (1988, 1991), M.MACAMBIRA *et al.* (1990 a, b), M. MACAMBIRA *et al.* (1993), BARBOSA *et al.* (1994), M. MACAMBIRA & LAFON (1995), AVELAR *et al.* (1994), LAFON *et al.* (1995) e M.MACAMBIRA & DALL'AGNOL (1997).

No âmbito da Província Mineral de Carajás, a granitogênese anorogênica proterozóica é marcada pelos granitos Antonio Vicente, Mocambo, Velho Guilherme, Central da Serra dos Carajás, Cigano, Pojuca, Jamon, Musa, Marajoara, Banach,

Serlinga, Redenção e Gradaús, entre outros (Fig.1). Alguns desses corpos são mineralizados a estanho, com destaque para os granitos Antonio Vicente, Mocambo e Velho Guilherme. Mineralizações de wolfrâmio ocorrem mais raramente, como exemplificado pela jazida de Pedra Preta associada ao Granito Musa.

Os granitos anorogênicos da PMC (Fig.1) apresentam características petrográficas e geoquímicas que permitem classificá-los como tipos subalcalinos, metaluminosos a fracamente peraluminosos, que mostram afinidades com os granitos intraplaca (PEARCE *et al.*, 1984) e com os granitos do tipo A (WHALEN *et al.*, 1987).

DALL'AGNOL *et al.* (1987, 1994, submetido) propõem como fonte para os magnetita- granitos (Musa e Jamon) a anatexia de quartzo-dioritos do terreno granito-greenstone arqueano da região de Rio Maria (TGGRM).

Diferenças nas características geoquímicas e petrológicas das rochas-fonte, bem como quanto à natureza e abundância das fases fluidas (H_2O , F, Cl, CO_2) e à fugacidade do oxigênio, são as hipóteses mais plausíveis para explicar os contrastes petrográficos e geoquímicos entre os corpos graníticos.

1.4.2 - Histórico dos trabalhos desenvolvidos

As primeiras referências a rochas graníticas de caráter pós-tectônico na porção oriental do Cráton remontam a KNUP (1971, In: SILVA *et al.*, 1974) e BEISIEGEL *et al.* (1973), que descreveram o Granito Central da Serra dos Carajás; HIDROSERVICE/SUDAM (1973), que realizaram estudos no Granito Serlinga; e ABREU & RAMOS (1974), que denominaram de Velho Guilherme um dos corpos graníticos estaníferos identificados no interflúvio Xingu-Araguaia.

Na década de 70, o mapeamento da região pelo Projeto RADAMBRASIL, possibilitou, com a introdução de imagens de radar em apoio aos trabalhos de campo, a delimitação de um grande número de corpos graníticos pós-tectônicos (SILVA *et al.*, 1974). Esses autores propuseram a separação dos granitos em duas suítes magmáticas distintas, baseando-se na forma e dimensão dos corpos, na presença ou não de mineralizações associadas, bem como em dados geocronológicos muito

limitados: (1) granitos tipo Serra dos Carajás, representados por corpos de dimensões batolíticas, não-mineralizados em cassiterita e correspondendo à suíte mais antiga (>1.700 Ma); (2) granitos tipo Velho Guilherme, englobando stocks circulares, normalmente mineralizados e supostamente mais jovens (cerca de 1.400 Ma).

No extremo sudeste do Cráton, o prosseguimento do Projeto RADAMBRASIL (CUNHA *et al.*, 1981; IANHEZ *et al.*, 1982) possibilitou a individualização de três suítes graníticas: (1) A Suíte Rio Dourado, constituída por um grande número de corpos e considerada por CUNHA *et al.* (1981) como comagmática com o vulcanismo Iriri e gerada concomitantemente ou logo após o mesmo; (2) A Suíte Intrusiva Tarumã, que compreendia uma quantidade bem mais reduzida de intrusões, considerada por CUNHA *et al.* (1981) como de idade pós-Formação Gorotire; (3) A Suíte Intrusiva Redenção, que englobava dois corpos graníticos, tendo um dos mesmos (Granito Redenção) sido objeto de estudos petrológicos mais aprofundados (MONTALVÃO *et al.*, 1982), devido ao seu potencial metalogenético.

SANTOS (1982) apresenta uma sistematização ampla para o Cráton Amazônico, com relação à distinção de suítes e/ou gerações de granitos. A exemplo dos trabalhos do Projeto RADAMBRASIL, o autor individualizou diferentes suítes graníticas em função, primordialmente, do relacionamento estratigráfico com o vulcanismo e com as diferentes seqüências sedimentares de cobertura. Nessa síntese são reconhecidos três grandes grupos de granitos para o Cráton Amazônico: (1) granitóides pré-Uatumã; (2) granitos relacionados ao evento Uatumã, com idade em torno de 1,7 a 1,8 Ga e (3) granitos relacionados à reativação Parguazense, com idades aproximadas de 1,5 a 1,6 Ga. Essa subdivisão relaciona-se, grosso modo, aos eventos termotectônicos ou processos de reativação durante o Meso e o Neoproterozóico, esboçados por diferentes autores, com interpretações distintas (e.g. AMARAL, 1974; BASEI, 1974; TEIXEIRA *et al.*, 1989; TASSINARI *et al.*, 1996).

TASSINARI *et al.* (1984) reavaliaram os dados geocronológicos disponíveis para os granitóides do Cráton, correlacionando-os a diversas épocas metalogenéticas. Para a porção sul da Amazônia Oriental foram configuradas cinco diferentes suítes de granitos pós-Transamazônico: (1) Serra dos Carajás (1.700 ± 45 Ma); (2) Rio Dourado

(1.737 ± 50 Ma); (3) Tarumã (1.641 ± 22 Ma); (4) Velho Guilherme (1.400 Ma) e (5) Redenção (1.350 ± 80 Ma).

DALL'AGNOL (1980, 1982c) desenvolveu estudos sobre cinco maciços graníticos representativos dos tipos Velho Guilherme e Carajás, de SILVA *et al.* (1974). A partir da caracterização e comparação petrográfica e química entre os granitos Antonio Vicente, Mocambo, Velho Guilherme, Serra dos Carajás e Jamon, o autor individualiza três grupos petrológicos: um grupo (i) constituído pelos leucogranitos dos maciços Antonio Vicente, Mocambo e Velho Guilherme; um segundo (ii) correspondendo ao granito Serra dos Carajás, cuja variedade dominante mostra analogia com as fácies grossas do maciço Antonio Vicente; e o granito Jamon (iii), com características destoantes dos demais maciços estudados. Desses conjuntos, o primeiro parece ser o único que constitui um grupo petrológico bem definido, apresentando similaridades petrológicas com variedades de diversas outras suítes do Cráton Amazônico, como Surucucu, Maloquinha e Rondoniana (DALL'AGNOL, 1982 b, c; DALL'AGNOL *et al.*, 1984), podendo ser correlacionado ao tipo Velho Guilherme de SILVA *et al.* (1974).

DALL'AGNOL (1982 c) e DALL'AGNOL *et al.* (1984) ressaltaram que, com os dados petrográficos e geoquímicos então disponíveis, o Gcsc não poderia ser distinguido dos granitos Velho Guilherme, Mocambo e Antonio Vicente. DALL'AGNOL *et al.* (1986) englobam ambos os tipos sob a denominação de granitos anorogênicos, e também questionam as suítes Rio Dourado, Tarumã e Redenção, ressaltando a necessidade de dados geocronológicos mais precisos. DOCEGEO (1988), na sua revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, assumem as colocações de DALL'AGNOL *et al.* (1986). ARAÚJO *et al.* (1988), e nos mapeamentos subsequentes executados pela CPRM - Projeto Grande Carajás, incluem os granitos da região em uma única suíte anorogênica proterozóica, e ressaltam a falta de conhecimentos geológico-geocronológicos suficientes para uma subdivisão dessa suíte granítica.

Cabe destacar que, até então, era admitido, pela grande maioria dos autores, um caráter comagmático para os granitos pós-tectônicos e para as vulcânicas ácidas e intermediárias genericamente correlacionadas ao Supergrupo Uatumã. Por

todo o Cráton, diversos pesquisadores (e.g. ISSLER, 1977; PRIEM *et al.*, 1971; SANTOS, 1982) distinguem, grosso modo, tipos graníticos contemporâneos e pós-vulcânicos. DALL'AGNOL (1982 c) já colocava em dúvida essa íntima relação granitos/vulcânicas, uma vez que, embora ambos ocorram, em geral, nas mesmas regiões, não são freqüentes associações entre ambos num mesmo complexo.

DALL'AGNOL *et al.* (1987) voltam a reiterar que não há evidências conclusivas sobre uma origem comagmática para as vulcânicas Uatumã e os granitos associados, ressaltando o incipiente conhecimento sobre as rochas vulcânicas e a necessidade de uma caracterização petrológica e geoquímica mais aprofundada do vulcanismo Uatumã. Ressaltam os autores a existência de mais de um episódio vulcânico no Cráton e da impossibilidade, até então, de uma clara separação entre os vários eventos. DALL'AGNOL *et al.* (1987) destacam que os dados existentes sugerem que as séries andesito-dacito-riodacito-riolíticas, de caráter cálcico-alcálico, são mais antigas, não mostrando comagmatismo com os granitos, porém, segundo esses mesmos autores, rochas vulcânicas félsicas mais jovens e mais alcalinas podem estar associadas ao magmatismo anorogênico. Em resumo, a definição do(s) evento(s) vulcânico(s) Uatumã, bem como do magmatismo granítico anorogênico a ele relacionado, carece de definição até os dias atuais, constituindo-se numa das questões-chave para a melhor compreensão da evolução geológica do Cráton Amazônico.

Estudos sobre o potencial metalogenético dos granitos da PMC vem sendo realizados desde meados da década de 70, período que marcou o início das atividades de exploração/exploração de cassiterita por companhias privadas de mineração. ABREU & RAMOS (1974) fizeram o primeiro estudo voltado para os granitos estaníferos no interflúvio Xingu-Araguaia, com ênfase na questão das mineralizações associadas. DALL'AGNOL (1980, 1982c) forneceu critérios para distinção, a nível regional, entre corpos potencialmente favoráveis à mineralização em estanho e corpos graníticos considerados estéreis. DALL'AGNOL *et al.* (1993) estabeleceram critérios petrográficos, geoquímicos e de suscetibilidade magnética para caracterizar diferenças entre os corpos especializados em estanho (granitos Antonio Vicente, Benedita, Velho

Guilherme e Mocambo) e os granitos não-mineralizados/estéreis (Jamon, Cigano). JAVIER RIOS *et al.* (1995 a,b) e BARROS *et al.* (1995) utilizaram esses critérios na avaliação do potencial metalogenético, respectivamente, das rochas das bordas norte e oeste do Granito Central da Serra dos Carajás, concluindo que as porções estudadas não apresentam características típicas dos granitos estaníferos da Amazônia.

O estudo de suscetibilidade magnética (SM) e de minerais opacos vem sendo desenvolvido sistematicamente (DALL'AGNOL *et al.*, 1988; MAGALHÃES, 1991; MAGALHÃES & DALL'AGNOL, 1992, 1993; MAGALHÃES *et al.*, 1994; BARROS *et al.*, 1995) para a maioria dos corpos graníticos e os resultados obtidos demonstram ser essa uma linha de pesquisa valiosa para uma melhor interpretação petrológica do magmatismo anorogênico proterozóico que afetou a PMC.

1.4.3 - Idade do Magmatismo Anorogênico

Até o final da década de 80 os dados geocronológicos disponíveis para os granitos anorogênicos da porção oriental da Província Amazônia Central haviam sido obtidos pelo método Rb-Sr em rocha total, fornecendo um intervalo de idade de formação desses granitos entre 1,85 e 1,5 Ga (e.g. GOMES *et al.*, 1975; TASSINARI *et al.*, 1982, 1984; DALL'AGNOL *et al.*, 1984; GASTAL *et al.*, 1987; GONÇALEZ *et al.*, 1988; M.MACAMBIRA *et al.*, 1993). A tentativa de individualizar as diferentes fases desse magmatismo não gerou, à época, conclusões satisfatórias.

MACHADO *et al.* (1991) definiram uma estreita faixa de tempo, entre 1872 e 1888 Ma, para a granitogênese anorogênica da PMC, através da análise (U-Pb) de zircões e titanitas dos granitos Central da Serra dos Carajás (1880 ± 2 Ma), Pojuca (1874 ± 2 Ma), Cigano (1883 ± 2 Ma) e Musa ($1883 \pm 5/-2$ Ma). Idades obtidas pelo método Pb-Pb em rocha total para os granitos Velho Guilherme (1874 ± 30 Ma; RODRIGUES *et al.*, 1992), Redenção (1893 ± 178 Ma; BARBOSA *et al.*, 1994), Pojuca (1859 ± 25 Ma; S.SOUZA *et al.*, 1995) e pelo método Pb-Pb por evaporação em zircões do Granito Serlinga (1892 ± 30 Ma; AVELAR *et al.*, 1994) confirmam o curto intervalo de tempo do magmatismo anorogênico da Província Mineral de Carajás.

A partir desse considerável volume de dados, observa-se que as idades Rb-Sr são sistematicamente inferiores (100-200 Ma) às idades obtidas por métodos mais precisos (U-Pb, Pb-Pb). Conforme ressaltado por M.MACAMBIRA & LAFON (1995), é conhecida na literatura a existência de isócronas de rochas ácidas vulcânicas e plutônicas fornecendo idades Rb-Sr inferiores à idade de sua formação, sem que nenhum evento termo-tectônico pós-cristalização seja evidenciado. Segundo esses autores os granitos anorogênicos da PMC, por apresentarem razões Rb/Sr muito elevadas, teores de Sr baixos e, por vezes, uma paragênese mineral de alteração hidrotermal, reúnem condições suficientes e favoráveis para provocar uma reabertura parcial sistemática do cronômetro Rb-Sr, fornecendo, assim, idades sem significado geológico. Dessa maneira, concluem os autores, somente um estudo comparativo sistemático com os métodos U-Pb em zircão, Pb-Pb em rocha total ou zircão, permitirá determinar se o evento magmático gerador desses granitos se limitou efetivamente ao período de 1,87-1,88 Ga ou, como alternativa, se outros eventos magmáticos marcaram a região em diferentes épocas do Proterozóico.

1.4.4 - Aspectos Geológicos

Corpos graníticos anorogênicos são muito freqüentes no Bloco Oriental da PAC (Fig. 1), onde se localiza a PMC, sendo a região composta por um embasamento arqueano, coberturas sedimentares arqueanas (Fm. Águas Claras) e proterozóicas (correlacionáveis à Fm. Gorotire) e ocorrências restritas de rochas extrusivas proterozóicas (vulcânicas Uatumã) (ALTHOFF, 1996; Z.SOUZA *et al.*, no prelo; DALL'AGNOL *et al.*, no prelo).

Os granitos anorogênicos da PMC ocorrem, de um modo geral, como maciços de contorno irregular ou forma ovóide, destacando-se, pela expressão areal aflorante, os maciços Serlnha, Gradaús, Central da Serra dos Carajás e Antonio Vicente. Normalmente correspondem a estruturas de relevo positivo, com textura bem evidenciada em imagens de radar e de satélite, apresentando um padrão particular em levantamentos aerogeofísicos, caracterizado por anomalias aerogamaespectométricas

positivas e, menos distintivamente, por baixos aeromagnetométricos.

O caráter intrusivo dos corpos é salientado pelas relações nitidamente discordantes com as unidades encaixantes, sendo os contatos bruscos e generalizado o desenvolvimento de auréolas de metamorfismo de contato.

Os granitos caracterizam-se por uma marcante ausência de foliação, mesmo nas suas fácies de borda, o que indica uma dominância do líquido sobre as fases cristalinas durante a fase final de alojamento dos corpos (PITCHER, 1979), a qual teria ocorrido sob condições de baixa pressão (0,5 a 2 kbar), típicas da intrusão de corpos em níveis crustais rasos (DALL'AGNOL *et al.*, 1987).

1.4.5 - Aspectos Petrográficos

Os granitos anorogênicos paleoproterozóicos da PMC apresentam como característica petrográfica marcante o domínio de composições modais graníticas strictu sensu, segundo a classificação recomendada pela IUGS (STRECKEISEN, 1976). As rochas monzo e sienograníticas perfazem mais de 90% das análises modais disponíveis. Feldspato alcalino granitos e granodioritos ocorrem muito subordinadamente, enquanto termos sieníticos e monzoníticos não têm sido descritos na região.

Os maciços graníticos caracterizam-se pela ausência de variações composicionais importantes, com passagens gradacionais entre os tipos monzograníticos e sienograníticos, amplamente dominantes. As variações faciológicas ocorrem notadamente em função da diversidade textural, do conteúdo das fases máficas varietais e do grau de alteração dos litotipos.

De um modo geral, são rochas leucocráticas a hololeucocráticas, com conteúdo de máficos raramente atingindo 10%, de coloração cinza clara a rosada e um marcante isotropismo de sua trama mineral. A textura mais freqüente é equigranular média a grossa, sendo as variedades porfiríticas ou microgranulares restritas a porções de alguns maciços. Variedades com textura rapakivi são observadas em alguns complexos, com destaque para o Granito Central da Serra dos Carajás e Granito

Redenção (DALL'AGNOL *et al.*, 1994).

Segundo a nomenclatura proposta por TUTTLE & BOWEN (1958), os corpos estudados são compostos por rochas de caráter subsolvus, caracterizadas pela presença de duas fases feldspáticas - plagioclásio e feldspato potássico - bem individualizadas. Quartzo, feldspato alcalino perítico e plagioclásio sódico ocorrem como fases minerais essenciais. A biotita é a principal fase máfica nos granitos mais evoluídos, enquanto que nas variedades faciológicas menos evoluídas de diversos corpos (p.ex., granitos Antonio Vicente, Central, Jamon e Musa) ela ocorre associada a anfibólio cálcico rico em ferro. Os minerais acessórios são zircão, allanita, apatita, fluorita, óxidos de ferro (ilmenita $\pm$ magnetita) e, mais raramente, monazita e topázio.

Processos de alteração tardi a pós-magmáticos geram feições marcantes e diagnósticas nos corpos graníticos especializados/mineralizados em estanho. Essas feições, resumidas por DALL'AGNOL *et al.* (1993), incluem: (a) ocorrência significativa de cristais de fluorita $\pm$ topázio, tanto na forma de cristais individuais como de diminutos grãos secundários, substituindo o plagioclásio; (b) alteração generalizada do plagioclásio primário para uma assembléia de albita + muscovita + fluorita ou topázio; (c) conteúdos significativos ($>2\%$) de albita intergranular substituindo o feldspato alcalino perítico; (d) "breakdown" da biotita original e sua substituição por muscovita ou clorita, acompanhada por óxidos de ferro ou titânio; (e) muscovitização do feldspato alcalino perítico; e (f) presença de siderofilita estável.

1.4.6 - Suscetibilidade Magnética

A partir dos dados de SM e minerais opacos obtidos por DALL'AGNOL *et al.* (1988), MAGALHÃES (1991), MAGALHÃES & DALL'AGNOL (1992, 1993), MAGALHÃES *et al.* (1994), podem ser individualizados três distintos grupos de granitos anorogênicos na PMC. Os granitos Jamon e Musa, configurando o grupo I, são ricos em magnetita, caracterizados por altos valores de SM (13×10^{-4} a 322×10^{-4} SI); o grupo II é representado pelo Granito Cigano, que apresenta grande dispersão dos valores de SM ($0,57 \times 10^{-4}$ a 175×10^{-4} SI); e o grupo III inclui os granitos especializados

em estanho, marcados por uma predominância de valores comparativamente baixos de SM, com a maioria das amostras exibindo medidas de $SM < 6,3 \times 10^{-4} SI$.

De um modo geral, os granitos de alta SM apresentam intercrescimentos de magnetita e ilmenita "trellis" (ilmenita T), associados com ilmenita individual ou "composite", tipos I e C, respectivamente. Em algumas amostras desse grupo a titanomagnetita primária está melhor preservada, com incipiente desenvolvimento dos intercrescimentos. Por sua vez, os granitos com baixo valor de SM são marcados por conteúdos modais de minerais opacos muito baixos, com amplo predomínio de ilmenita, normalmente sob a forma de diminutos cristais ao longo das clivagens de micas ou clorita.

1.4.7 - Características Geoquímicas

Dentre os granitos anorogênicos da PMC existe um bom número de análises químicas para os maciços Jamon, Musa, Cigano, Antonio Vicente e Central da Serra dos Carajás. Uma caracterização geoquímica mais restrita envolve os granitos Velho Guilherme e Mocambo. Os dados estão sintetizados em DALL'AGNOL *et al.* (1993, 1994) e BARROS *et al.* (1995).

Os granitos apresentam afinidade subalcalina a alcalina, situando-se próximo ao campo dos granitos, quando lançados em diagrama R1-R2 (LA ROCHE, 1980). Mostram trends muito contrastantes quando comparados às séries graníticas cálcico-alcalinas típicas.

Utilizando-se os parâmetros de SHAND, através de diagramas $Al/(Na+K) \times Al/(Na+K+Ca)$, os granitos da PMC mostram um caráter metalumínico a fracamente peralumínico. O granito estanífero Antonio Vicente foge desse padrão, apresentando uma tendência peralumínica, mais acentuada, porém sem atingir valores muito elevados de coríndon normativo. Rochas peralcalinas não foram, até o momento, descritas nessa porção do Cráton Amazônico.

Os granitos anorogênicos distribuídos ao longo do bloco oriental da Província Amazônia Central mostram como principais similaridades químicas

conteúdos elevados em SiO_2 , K_2O , Fe_2O_3 , Zr, Rb, Nb, Y, Ga e elementos terras raras (ETR), a exceção do Eu, e baixos teores de CaO, MgO, Ba, Sr e Cl.

As razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, não raro superiores a 1,5, e as razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, são normalmente altas. Os valores de ferro total (FeO), a razão FeO/MgO e os teores de CaO e TiO_2 de um modo geral são mais elevados, dentro de um mesmo corpo granítico, nas variedades com anfibólio e biotita, que apresentam valores modais de minerais máficos mais elevados.

O comportamento do Rb, Ba e Sr, por serem elementos extremamente móveis durante os processos de alteração tardi a pós-magmáticos, é usado como indicador do potencial metalogenético dos granitos do Cráton Amazônico de um modo geral. Conforme ressaltado por DALL'AGNOL *et al.* (1994), Rb, Sr e Ba apresentam fortes variações em diferentes corpos ou mesmo entre variedades faciológicas de um mesmo maciço, mostrando Rb-Sr e Rb-Ba correlações negativas, enquanto Ba-Sr apresentam correlação positiva. Em granitos com mineralizações estaníferas associadas (p.ex., Antonio Vicente), o enriquecimento em Rb e o empobrecimento em Sr são extremos, enquanto que nos maciços menos afetados por processos deutéricos (p.ex., Jamon, Musa, Cigano) os conteúdos de Sr e Rb nas fases mais evoluídas são similares aos observados nos granitos altamente fracionados das séries cálcico-alcalinas.

DALL'AGNOL *et al.* (1993) discutem o comportamento dos elementos F, Cl, Sn, Nb, Y, Li, Th e U em amostras do granito Antonio Vicente, testando, através desses elementos, a importância dos fluidos nos processos de alteração e mineralizações associadas. Os dados obtidos revelam que o F aumenta e Cl e Sn decrescem durante a evolução magmática, enquanto no estágio deutérico F e Sn aumentam e o Cl tende a diminuir. Nb e Y têm tendência a serem enriquecidos em algumas amostras alteradas, não apresentando, porém, trends tão definidos como os exibidos pelos elementos acima considerados. Os conteúdos de Th decrescem no sentido das fases a anfibólio para as rochas mais evoluídas, ao passo que o U tende inicialmente a aumentar, permanecendo aproximadamente constante nas rochas mais intensamente alteradas. A partir de tal comportamento, a razão Th/U diminui no sentido das rochas alteradas,

mais evoluídas.

Os elementos terras raras (ETR) apresentam, no geral, um padrão caracterizado por elevados teores para os elementos terras raras leves (ETRL), com fraco fracionamento e padrão subhorizontalizado dos elementos terras raras pesadas (ETRP), com anomalias moderadas de Eu.

Os dados apresentados por DALL'AGNOL *et al.* (1993, 1994) e BARROS *et al.* (1995) mostram diferenças significativas para os padrões dos ETR entre os granitos mineralizados em estanho (Gav) e os não-mineralizados (Gj, Gcig, Gcsc). Para os corpos não mineralizados há um enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP, resultando num padrão levemente inclinado. Para os granitos estaníferos observa-se uma gradual diminuição para os ETRL e concomitante aumento para os ETRP no sentido das fases menos evoluídas para as mais alteradas, com sensível aumento das anomalias negativas de Eu e diminuição na razão La/Yb. Esse comportamento dos ETR resulta num padrão horizontalizado, típico de granitos especializados em estanho.

1.4.8 - Estudos sobre Maciços Isolados

1.4.8.1 - Introdução

A partir dos trabalhos de DALL'AGNOL (1980, 1982a, 1982b, 1982c) e DALL'AGNOL *et al.* (1984, 1986) fica evidenciada a dificuldade do estabelecimento de parâmetros para uma definição clara entre as diferentes gerações de granitos. Nesses trabalhos é feita uma tentativa no sentido de se caracterizar os diferentes maciços graníticos da região oriental da Amazônia, limitando-se a assinalar as analogias e diferenças existentes entre os vários corpos, e o seu enquadramento em grupos petrológicos.

O estudo de uma série de maciços graníticos permitiu, ao longo das duas últimas décadas, uma melhor compreensão sobre os aspectos petrográficos, geoquímicos e petrológicos desses corpos plutônicos anorogênicos. O emprego de métodos geocronológicos de alta precisão e os estudos de suscetibilidade magnética,

entre outras ferramentas, têm permitido uma visualização mais nítida sobre a tipologia, idade e enquadramento geotectônico da granitogênese paleoproterozóica da porção sudeste do Cráton Amazônico.

Os corpos com maior volume de informações são descritos sucintamente a seguir. A localização destes corpos é indicada na Figura 1.

1.4.8.2 - Granito Jamon (Gj)

O Granito Jamon (Gj) foi estudado inicialmente durante os trabalhos da DOCEGEO na região da Serra das Andorlnhas (CORDEIRO & SAUERESSIG, 1980). DALL'AGNOL (1980) realizou estudos petrográficos detalhados que, aliados aos dados químicos, permitiram uma interpretação petrológica refinada do maciço. Os dados sobre a evolução petrológica do Gj estão sintetizados em DALL'AGNOL (1982 a, 1987).

O Granito Jamon mostra em planta uma forma grosseiramente circular, com diâmetro aproximado de 13 km. Na sua porção nordeste apresenta relações de contato intrusivo com rochas da seqüência greenstone belt Babaçu/Lagoa Seca do Supergrupo Andorlnhas (SGand), sendo observado nessas rochas o desenvolvimento de uma auréola de contato, constituída por hornfels composicionalmente variados em função das diferentes encaixantes (CORDEIRO & SAUERESSIG, 1980; DALL'AGNOL *et al.*, 1985).

Nos limites norte e noroeste é intrusivo no Granodiorito Rio Maria (GDrm) e nas porções sul e sudeste secciona rochas do Tonalito Arco Verde (Tav), sendo que as relações de contato com ambos não são bem estabelecidas.

O maciço é formado por rochas de composição monzogranítica sendo subdividido (DALL'AGNOL, 1980), com base em critérios texturais, em quatro variedades: (1) granito equigranular médio (GE); (2) granito heterogranular médio a fino (GH); (3) microgranito (MG) e; (4) granito alasquítico (GAL). A biotita é o máfico mais abundante e de distribuição mais ampla; o anfibólio é importante sobretudo no GE. Os minerais acessórios são minerais opacos, titanita, apatita, zircão e allanita. Os

constituintes secundários são epidoto, fluorita, clorita, muscovita, minerais argilosos e hidróxidos de ferro.

Os dados petrográficos e químicos indicam que o processo de diferenciação magmática ocorreu com a sequência de formação dos GE, GH, MG, GAL, com transições gradacionais de um tipo para outro. A diferenciação foi controlada nos estágios iniciais pela cristalização da hornblenda e do plagioclásio (andesina), com um decréscimo no conteúdo dos minerais máficos e no teor de An do plagioclásio durante a diferenciação, sem variação considerável do conteúdo de quartzo e K-feldspato.

DALL'AGNOL (1980, 1982a, 1987) estimou para o início da cristalização uma pressão de 7-8 kbar, atingindo 2-3 kbar na fase final de colocação do corpo, valor este confirmado a partir dos estudos de metamorfismo de contato (DALL'AGNOL *et al.*, 1985).

1.4.8.3 - Granito Musa (Gmu)

Dados preliminares sobre o Granito Musa (Gmu) foram apresentados por CORDEIRO (1982), CORDEIRO *et al.* (1984) e DALL'AGNOL *et al.* (1986). GASTAL (1987) elaborou um trabalho detalhado, discutindo os aspectos petrológicos e geocronológicos do maciço. GASTAL (1988), ao discutir o magmatismo ácido-intermediário da região de Rio Maria, refere-se à formação do Granito Musa num estágio pós-tectônico, relacionado ao desenvolvimento de uma margem continental. JAVIER RIOS (1995) estudou as mineralizações e fluídos da jazida de Pedra Preta, associada ao Granito Musa.

O Granito Musa representa um plúton de cerca de 275 km² que corta a leste, sul e sudeste rochas do Tav; a noroeste e numa pequena faixa a nordeste secciona seqüências do tipo greenstone belt (gb Pedra Preta, Supergrupo Andorinhas) e, a norte, é intrusivo no Granodiorito Rio Maria. Cortando o maciço ocorrem diversos diques de dacitos (DP), granitos pórfiros (GP) e microdioritos (MD).

GASTAL (1987) distinguiu no maciço variedades composicionais monzograníticas e sienograníticas. Em função das variações texturais e mineralógicas

foram definidas as seguintes fácies: biotita-anfibólio monzogranito (BAM); anfibólio-biotita monzogranito (ABM); biotita monzogranito (BM); leucogranito (LM); anfibólio-biotita sienogranito grosso (ABSG); anfibólio-biotita sienogranito heterogranular (ABSH); leucosienogranito (LS) e microsienogranito (MCS). A presença de enclaves de monzogranitos nos ABSG e os contatos entre ABM e ABSH, com bordas de resfriamento nos últimos, indicam que os monzogranitos precederam os sienogranitos.

Os dados químicos configuram trends que se sobrepõem, sugerindo ligações genéticas entre as fácies monzo e sienograníticas. Ainda segundo GASTAL (1987), apesar das duas variedades possuírem derivação comum, teriam evoluído de forma distinta, sendo suas principais diferenças de natureza petrográfica (conteúdo em máficos, aspectos texturais, relações biotita/anfibólio e plagioclásio / K-feldspato).

GASTAL (1987) faz referências, ainda, ao Granito Marajoara, um corpo de cerca de 4-5 km de diâmetro situado a SE do Granito Musa (Fig. 1). Trata-se de um biotita monzogranito à muscovita, de coloração rosa avermelhada, hololeucocrático, de textura porfirítica com fenocristais de K-feldspato e quartzo de granulação grossa.

1.4.8.4 - Granito Cigano (Gcig)

O Granito Cigano (Gcig) foi citado primeiramente em HIRATA *et al.* (1982), que o correlacionaram aos granitos da suíte Serra dos Carajás. DELLA SENTA (1986) efetuou o mapeamento e estudo petrográfico das encaixantes da porção sul do corpo, com o intuito de caracterizar os hornfels identificados no contato do maciço. DALL'AGNOL *et al.* (1986) sintetizaram os dados obtidos nas primeiras etapas de mapeamento e estudo petrográfico do Gcig, destacando as fácies até então reconhecidas.

GONÇALEZ *et al.* (1988) apresentaram dados mais detalhados quanto à geologia do corpo, relação com as encaixantes, separação faciológica e dados geocronológicos com base no método Rb-Sr. DALL'AGNOL *et al.* (1988) apresentam alguns dados de suscetibilidade magnética (SM). MAGALHÃES (1991) realiza um estudo detalhado dos minerais opacos e suscetibilidade magnética do maciço,

correlacionando os dados de SM com as variedades faciológicas, o conteúdo mineral e o conteúdo químico, com estimativas qualitativas das condições de fugacidade de oxigênio para a formação das rochas que compõem o Granito Cigano.

O maciço granítico Cigano representa um batólito com cerca de 300 km², de formato em planta grosseiramente circular. Na sua porção norte e nordeste corta rochas gnáissicas do Complexo Xingu; ao sul, sudeste e sudoeste, suas encaixantes são representadas por rochas do Grupo Igarapé Pojuca; e, a leste, por arenitos da Formação Águas Claras.

Conforme observações de DELLA SENTA (1986), em diversos locais ao longo das bordas sul e sudeste do Gcig, é freqüente a ocorrência de auréolas de contato no Grupo Igarapé Pojuca, que se estendem por até 1 km a partir da borda do corpo, sendo identificadas, nessas faixas, texturas poiquiloblásticas e granoblásticas, típicas de hornfels, com presença de cordierita mostrando textura em peneira. Foram definidas as paragêneses biotita+anfibólio+cordierita e espinélio+hiperstênio+biotita+cordierita, pertencentes, respectivamente, às fácies hornblenda hornfels e piroxênio hornfels, de acordo com TURNER (1981) ou de grau médio e alto, segundo WINKLER (1977). Os dados obtidos no estudo do metamorfismo de contato permitiram a GONÇALEZ *et al.* (1988) concluir que a colocação do Gcig deu-se sob regime de baixas pressões, da ordem de 2 kbar, e que no momento da colocação do corpo a temperatura da mistura cristais-líquido devia ser relativamente elevada, provavelmente não inferior a 750°C.

No Granito Cigano, segundo GONÇALEZ *et al.* (1988), distinguem-se morfologicamente duas áreas, divididas grosseiramente pelo rio Parauapebas, que correspondem a zonas composicionalmente distintas, com (1) anfibólio-biotita monzogranitos grossos (ABMG), dominando a leste e (2) biotita monzogranitos grossos (BMG) e biotita monzo a sienogranitos equigranulares (BMSE), a oeste. Em ambas as áreas encontram-se zonas de anfibólio-biotita monzogranitos porfiríticos, sendo as mesmas, porém, mais proeminentes na porção ocidental do maciço. Ocorrem ainda, localizadamente, biotita sienogranitos porfiríticos (BSP), monzogranitos transformados (MT) e microgranitos (MG).

A fácies dos MT é marcada por uma zona de contornos irregulares, grosseiramente alongada na direção NE-SW, estando localizada na porção mais central do maciço. Essa fácies é constituída por uma associação de rochas monzograníticas desprovidas de anfibólio e que foram submetidas a um intenso processo de transformação tardi a pós-magmático, responsável pelos conteúdos reduzidos ou nulos de biotita, compensado pelo aumento das proporções de clorita, acompanhada por epidoto, que costuma ser a fase máfica dominante. Outros efeitos dos processos de transformação são a forte descalcificação do plagioclásio, bem como a presença freqüente de albita intergranular e de cristais mais desenvolvidos de fluorita.

Na área de ocorrência dos MT é marcante a presença de diques micrograníticos e riolíticos, zonas restritas de gnaiss de coloração escura (quartzo+ albita neoformada + muscovita + epidoto + mica verde + fluorita + zircão + óxidos de ferro + cassiterita(?), além de restos de K-feldspato e plagioclásio, veios pegmatíticos ou de quartzo leitoso, freqüentemente associados a epidoto, muscovita, clorita, fluorita, carbonatos e sulfetos (molibdenita, calcopirita).

As relações de campo e os dados petrográficos, geocronológicos e geoquímicos (traços) sugerem que a colocação das fácies ABMG e ABMP foi precoce e que, provavelmente, os ABMG colocaram-se num pulso magmático anterior aos ABMP. A fácies MG ocorre como diques cortando os MT e deve representar o último pulso magmático.

1.4.8.5 - Granito Antonio Vicente (Gav)

O primeiro estudo efetuado sobre o Granito Antonio Vicente (Gav) foi elaborado por DALL'AGNOL (1980), restrito à porção centro-sudeste do corpo, tendo o autor diferenciado diversas fácies, com base em aspectos texturais: microgranito (MG), granito heterogranular (GH), granito médio (GM) e granito grosso (GG). Em função das características químicas das fácies, DALL'AGNOL (1980) sugeriu que os GG representariam um líquido magmático precoce, ao passo que os líquidos formadores

das outras três fácies seriam provenientes de uma diferenciação tardia, onde os MG seriam anteriores aos GM e GH. Nesse trabalho foram destacados os processos de transformação tardi-magmáticas, tais como albitização, formação de muscovita, fluorita, topázio, observados em diversas zonas do corpo granítico.

SÁ & ZANOL (1984) descreveram diversos litotipos no maciço, tais como granitos grossos (rapakivi), leucogranitos porfiríticos, granitos finos (microgranitos), até biotita granitos ou granitos alcalinos, além de faixas graisenizadas estéreis ou mineralizadas em cassiterita. SÁ (1985) define para o maciço uma composição sienogranítica dominante, com monzogranitos subordinados e, localmente, termos granodioríticos, feldspato alcalino granitos e plagiogranitos.

TEIXEIRA & DALL'AGNOL (1991) apresentam um detalhado estudo sobre o maciço, envolvendo mapeamento, caracterização petrográfica e considerações sobre a sua evolução petrológica.

O maciço granítico Antonio Vicente apresenta uma forma amebóide com área aflorante de cerca de 600 km², sendo intrusivo em rochas do Complexo Xingu, em rochas meta(vulcano?)sedimentares do Grupo Grão-Pará (extremidade oeste da Serra dos Carajás), em seqüências (meta?)sedimentares correlacionadas ao Grupo Rio Fresco, e em vulcânicas andesíticas do Supergrupo Uatumã. Na porção oeste da estrutura ocorrem, localmente, rochas gabróicas e litotipos granitóides, petrograficamente similares ao Adamelito Água Branca de JORGE JOÃO *et al.* (1985). Nas imediações da porção sul do Gav ocorrem três stocks graníticos, identificados como granitos Benedita, Ubim Norte e Ubim Sul.

TEIXEIRA & DALL'AGNOL (1991) distinguiram no maciço quatro domínios principais de rochas graníticas: (1) biotita-anfibólio sienogranitos a monzogranitos, esses subordinados, ricos em máficos (BASMG, M>5%); (2) anfibólio-biotita sienogranitos (ABSG) e álcali-feldspato granitos, pobres em máficos (M<3%), biotita sienogranitos com clorita (BSGCI) e feldspato alcalino leucogranitos; (3) biotita sienogranitos; e (4) biotita monzogranitos. Micromonzogranitos e sieno e monzogranitos granofíricos ocorrem localmente, constituindo fácies não mapeáveis na escala adotada no trabalho.

Os autores destacam a associação muscovita-fluorita-albita-topázio como representativa das transformações tardi a pós-magmáticas, extremamente comuns principalmente nos biotita sienogranitos da porção sudeste do corpo. Nessas zonas foram identificadas, localmente, muscovita e/ou clorita graissens e zonas hidrotermalizadas, onde é comum o desenvolvimento de faixas milimétricas a centimétricas de coloração verde escura. A relação entre as transformações intensas e as áreas mineralizadas em cassiterita é marcante.

O estudo comparativo da suscetibilidade magnética para as diversas faciologias do Gav (MAGALHÃES, 1991) evidencia uma forte correlação entre valores de mais baixa SM com os sienogranitos mais intensamente alterados (ABSG e IABSG). Para os biotita sienogranitos menos afetados por alterações tardi a pós-magmáticas (BSG), os valores de SM têm ampla variação, enquanto que as variedades com anfibólio (BASMG) mostram os mais altos valores. Esses dados demonstram que há uma marcante e significativa diminuição de SM das fácies com anfibólio, menos evoluídas e pouco ou não alteradas, para as fácies mais evoluídas e alteradas.

A partir do comportamento geoquímico anômalo do Gav em relação aos demais granitos da PMC, marcado pelo seu caráter peraluminoso e conteúdos relativamente baixos de Ga, DALL'AGNOL *et al.* (1994) sugerem uma contribuição de rochas sedimentares para a geração do magma-parental desse complexo.

1.4.8.6 - Granito Central da Serra dos Carajás (Gcsc)

O Granito Central da Serra dos Carajás (Gcsc) é um corpo de dimensões batolíticas, com área aflorante aproximada de 300 km², tendo eixo maior (N-S) com cerca de 25 km. É intrusivo em rochas sedimentares da Formação Águas Claras, as quais sofreram metamorfismo de contato, atingindo, na borda oeste, a fácies cordierita-granada hornfels (BARROS *et al.*, 1995), enquanto que no setor norte foi observada apenas recristalização de muscovita (BEISIEGEL *et al.*, 1973).

O Gcsc tem sua primeira menção feita por KNUP (1971, In: SILVA *et al.*, 1974), que o denominou informalmente de Granito Central. Diversos trabalhos de

caracterização petrográfica e geoquímica foram realizados, notadamente na porção norte do Granito Central da Serra dos Carajás, destacando-se entre eles: BEISIEGEL *et al.* (1973); SANTOS & ZULETA (1978); ALMEIDA (1980); DALL'AGNOL (1982 c); JAVIER RIOS (1991); JAVIER RIOS & VILLAS (1991); BARROS *et al.* (1995); JAVIER RIOS *et al.* (1995 a, b).

JAVIER RIOS (1991), JAVIER RIOS & VILLAS (1991) e JAVIER RIOS *et al.* (1995 a, b) realizaram estudos aprofundados sobre a alteração hidrotermal da porção norte do Gcsc, embasados em estudos petrográficos, geoquímicos e microtermométricos. O potencial metalogenético do granito foi investigado nos trabalhos de JAVIER RIOS & VILLAS (1991), DALL'AGNOL *et al.* (1993), JAVIER RIOS *et al.* (1995 a) e BARROS *et al.* (1995). Estudos sobre a suscetibilidade magnética (SM) e sobre os minerais opacos foram realizados por DALL'AGNOL *et al.* (1988), em rochas do domínio norte do corpo, e por BARROS *et al.* (1995), naquelas da porção oeste do maciço.

Os estudos realizados por BARROS *et al.* (1995) revelam uma variação faciológica relativamente significativa para a porção oeste do corpo. Biotita monzogranitos e biotita sienogranitos são as fácies dominantes, com aspectos texturais semelhantes, sendo caracterizados por coloração rosa clara, textura isotrópica, equigranular grossa. Localizadamente ocorrem texturas rapakivíticas. Litotipos com anfibólio são mais freqüentes em direção à borda do granito. Granitos heterogranulares, biotita ou turmalina micromonzogranitos e biotita - feldspato alcalino granitos ocorrem como variedades faciológicas subordinadas.

Nos domínios dos biotita monzo e biotita sienogranitos grossos foram descritos por BARROS *et al.* (1995) granitos hidrotermalizados, restritos a zonas de fraturas de atitude N 20° E/ subvertical. Nas porções fortemente transformadas a rocha assume coloração ocre, granulação fina, sendo a textura original obliterada. Constata-se a presença de agregados de finos cristais de turmalina, clorita, quartzo, minerais opacos e estiplonmelana. Nas rochas hidrotermalizadas ocorre forte enriquecimento em Fe₂O₃, e diminuição dos teores de CaO e Na₂O, os quais apresentam valores bastante contrastantes em relação aos das rochas não transformadas.

O padrão apresentado pelos elementos terras raras é característico de granitos pós-tectônicos ou anorogênicos, sendo bastante similar àqueles observados para o Granito Cigano (DALL'AGNOL *et al.*, 1994) e para os biotita-anfibólio sieno a monzogranitos (BASMG) do maciço Antonio Vicente.

Os valores de SM para os biotita-anfibólio monzogranitos e anfibólio-biotita monzogranitos são mais elevados do que os apresentados pelos biotita sienogranitos e turmalina micromonzogranitos, evidenciando uma diminuição da SM no sentido das rochas mais evoluídas.

Os valores de SM obtidos para amostras da borda oeste do Gcsc são muito similares aos obtidos para o Granito Cigano (MAGALHÃES & DALL'AGNOL, 1993), bem como aos das fácies não mineralizadas do Granito Antonio Vicente (DALL'AGNOL *et al.*, 1993). Eles superpõem-se aos valores mais baixos de SM do Granito Musa, correspondentes às suas fácies mais evoluída (MAGALHÃES & DALL'AGNOL, 1992).

BARROS *et al.* (1995), em sua avaliação do potencial metalogenético para estanho da borda oeste do Gcsc, concluem que as características petrográficas e químicas dessa porção do corpo não são similares as dos granitos estaníferos da Amazônia, conforme sintetizado por DALL'AGNOL *et al.* (1993). Salientam os autores que, embora sejam encontradas rochas hidrotermalizadas, seu modo de ocorrência e suas feições texturais e químicas diferem em muito dos albita granitos e graissens típicos de cúpulas graníticas mineralizadas. Permanece, portanto, a necessidade de investigação sobre a fonte primária para o estanho aluvionar identificado pela DOCEGEO nos domínios das rochas encaixantes (Fm. Águas Claras) das porções noroeste, oeste e sudoeste do Gcsc.

1.5 - GEOLOGIA DA ÁREA POJUCA

1.5.1 - Introdução

O Granito Pojuca (Gpoj) e as demais unidades estratigráficas que ocorrem na área homônima estão inseridos no contexto do Bloco Carajás, cujo quadro

litoestratigráfico foi abordado em diversos trabalhos (e.g. HIRATA *et al.*, 1982; CORDANI *et al.*, 1984; DOCEGEO, 1988; ARAÚJO *et al.*, 1988; J.MACAMBIRA *et al.*, 1990; ARAÚJO & MAIA, 1991; ARAÚJO *et al.*, 1994; COSTA *et al.*, 1995).

A área Pojuca integra a aba norte da Serra dos Carajás, sendo constituída por um pacote de rochas metavulcano-sedimentares (Grupo Igarapé Pojuca, do Supergrupo Itacaiúnas; DOCEGEO, 1988), encaixado em gnaisses do Complexo Xingu e recoberto por sedimentos da Formação Águas Claras. O Granito Pojuca, de idade paleoproterozóica, e diversos diques de rochas básicas, são intrusivos nas unidades arqueanas mencionadas. Perfis lateríticos, depósitos de alúvios e colúvios, desenvolvidos no Cenozóico, recobrem todas as demais unidades.

As rochas presentes na área estão estruturadas na forma de um conjunto de serras alinhadas WNW-ESE, enquadrando-se na porção norte do Sistema Transcorrente Carajás (ARAÚJO *et al.*, 1988) e no contexto do Cinturão Itacaiúnas, na interpretação de ARAÚJO & MAIA (1991). O mapa geológico da área, com seu respectivo empilhamento estratigráfico, está ilustrado na Fig. 2.

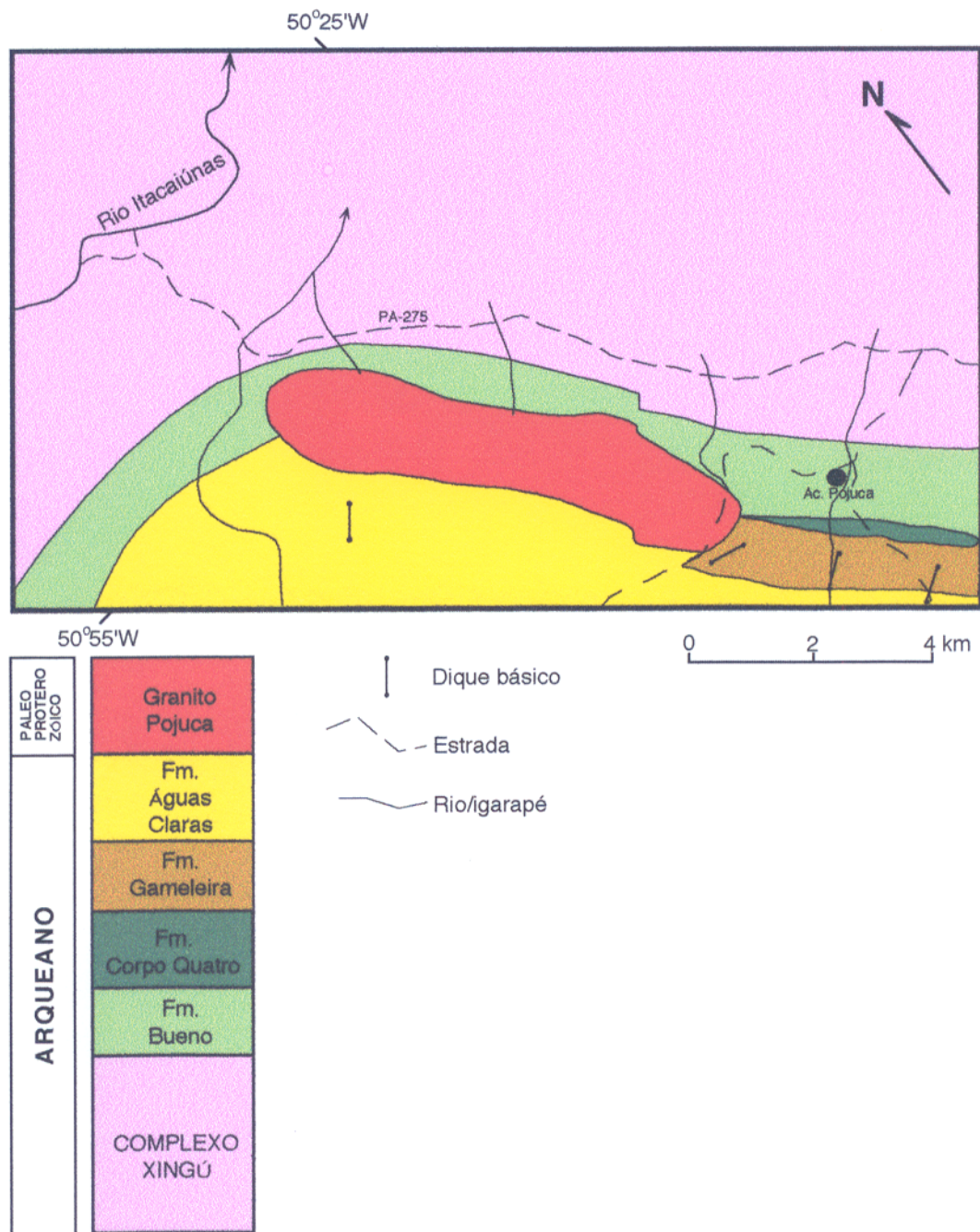


Figura 2. Mapa geológico da área Pojuca, Serra dos Carajás, PA (Macambira et al., 1990; coluna estratigráfica modificada com base em Nogueira et al, 1995; Dias et al, 1996)

1.5.2 - Evolução dos conhecimentos sobre a área

A evolução do conhecimento sobre a área Pojuca está intimamente relacionada ao desenvolvimento das pesquisas executadas pela DOCEGEO/CVRD na área denominada Pojuca, um dos projetos mais significativos desenvolvidos na fase inicial da ampla campanha de prospecção geológica realizada na região da Serra dos Carajás, iniciada na década de 60.

Os trabalhos de pesquisa na área Pojuca tiveram início em 1971, logo após a descoberta da jazida de manganês do Azul pela Companhia Meridional de Mineração - CMM. No final de 1975 os trabalhos, então conduzidos pela Amazônia Mineração S/A - AMZA, resultaram na identificação de significativas anomalias de cobre na área. No final de 1976, os furos iniciais da sondagem revelaram a primeira ocorrência realmente significativa de sulfeto de cobre na região amazônica. A partir de 1977 os trabalhos de pesquisa passam a ser conduzidos pela Rio Doce Geologia e Mineração (DOCEGEO).

Os dados da pesquisa mineral, avaliação e cubagem da área Pojuca, obtidos ao longo das campanhas acima mencionadas, estão integrados no relatório interno denominado Projeto Cobre Carajás - Pojuca (DOCEGEO, 1984), sintetizados por FARIAS *et al.* (1984). Os dados apresentados sobre o Granito Pojuca nesse relatório são escassos, sendo o mesmo designado como granito tipo Carajás e formado por "corpos graníticos de natureza intrusiva e dimensões variáveis, comuns na área Pojuca, principalmente a sul dos Corpos (alvos de pesquisa) 1, 2 e 3; onde ocorrem grandes afloramentos com relevo pronunciado" (DOCEGEO, 1984; p. 55).

O Granito Pojuca foi também objeto de investigação durante a execução dos projetos Serra Norte e Pojuca, executado por alunos da disciplina "Estágio de Campo III" do curso de Geologia do Centro de Geociências da UFPa, através de um convênio SEPLAN/DNPM/DOCEGEO/UFPa. Os trabalhos de mapeamento geológico e pesquisas subseqüentes para a área específica do projeto Pojuca desenvolveram-se entre março de 1986 e junho de 1987. Os dois projetos, por terem áreas contíguas, foram integrados em relatório final com texto único, denominado Projeto Serra Norte e

Pojuca (J.MACAMBIRA *et al.*, 1990).

Neste projeto o Granito Pojuca, à época denominado de Granito Itacaiúnas, foi alvo de um estudo de petrografia microscópica mais aprofundado, tecendo os autores correlações petrográficas desse com o Granito Central. Os estudos realizados são referentes apenas à porção aflorante do corpo e não há dados de análise química para o mesmo.

Trabalhos posteriores sobre a área, como os de MEDEIROS NETO (1985), WINTER (1995) e PINTO DA SILVA (1996), desenvolvidos sob a forma de teses de pós-graduação, realizam investigações aprofundadas sobre a mineralização presente na porção leste da área Pojuca. MEDEIROS NETO (1985) e, mais aprofundadamente, WINTER (1995) discorrem sobre os aspectos geológicos, geoquímicos e microtermométricos da jazida. PINTO DA SILVA (1996) trata sobre a geologia e geoquímica da mineralização aurífera supergênica das jazidas Pojuca-Leste e Salobo. S. SOUZA (1996) realizou estudos geocronológicos e de geoquímica isotópica sobre o Grupo Igarapé Pojuca, o Granito Pojuca, o Granito Deformado Itacaiúnas (desmembrado do Complexo Xingu) e diques metaultrabásicos que ocorrem na região.

A presente descrição da geologia da área Pojuca está calcada fundamentalmente nos trabalhos sistemáticos de mapeamento desenvolvidos por DOCEGEO (1984) e J.MACAMBIRA *et al.* (1990), acima mencionados. A descrição das unidades litoestratigráficas presentes na área é apresentada a seguir.

1.5.3 - Complexo Xingu

O Complexo Xingu (SILVA *et al.*, 1974) é representado na área por rochas gnáissicas de composição granodiorítica dominante a tonalítica, ocorrendo ainda intercalações restritas de anfibolitos. Esse conjunto de rochas aflora na parte norte da área (Figura 2), correspondendo às zonas de relevo arrasado.

São rochas de coloração cinza a rosada, de granulação média, mineralogicamente formadas por plagioclásio (oligoclásio), quartzo, K-feldspato, biotita e anfibólio (Fe-hastingsita) como fases essenciais; zircão, apatita e opacos, como

minerais acessórios e clorita, epidoto, sericita e argilo-minerais como produtos secundários.

Os gnaisses mostram bandamento milimétrico a centimétrico, com níveis onde predominam quartzo e feldspatos que se alternam com bandas onde dominam biotita e anfibólio. A orientação desses minerais marca uma foliação milonítica (N15° a 85° W), apresentando-se o quartzo estirado e os feldspatos amendoados ou ocelares, sendo ambos envolvidos pelos minerais máficos (J.MACAMBIRA *et al.*, 1990).

J.MACAMBIRA *et al.* (1990) mantêm a interpretação de que as rochas gnáissicas e afins representem o embasamento regional. MACHADO *et al.* (1991) propõem que a idade de 2.859 ± 4 Ma dos gnaisses enquadrados no Complexo Xingu representa a última migmatização sofrida por essas rochas. Porém, como destacam M.MACAMBIRA & LAFON (1995) "em função da maneira como o Complexo Xingu tem sido entendido, sua idade não pode ser precisamente definida e seu posicionamento na coluna litoestratigráfica é uma questão a ser deixada em aberto, uma vez que engloba rochas de diferentes naturezas e idades "(p. 277).

1.5.4 - Grupo Igarapé Pojuca (Supergrupo Itacaiúnas)

Em termos de evolução da nomenclatura para essas rochas, inicialmente foi utilizada a denominação Seqüência Salobo-MM1, abrangendo os conjuntos de rochas vulcano-sedimentares descritas anteriormente nas áreas MM-1 (Pojuca), por BEISIEGEL & FARIAS (1978), e Salobo Três Alfa, por MEYER & FARIAS (1980), além de outras áreas a elas correlacionadas (Buritirama, Cinzento, Jaca e Serra do Rabo). HIRATA *et al.* (1982) denominaram essa unidade de Seqüência Salobo-Pojuca, na qual foram incluídas por MEIRELES *et al.* (1984) as rochas da Serra Verde e Rio Novo. DOCEGEO (1984), na pesquisa restrita à área, passa a utilizar a denominação Seqüência Pojuca. O termo Grupo Igarapé Pojuca foi proposto por DOCEGEO (1988),

o qual juntamente com os grupos Salobo, Grão-Pará, Igarapé Bahia e Buritirama, passaram a integrar o Supergrupo Itacaiúnas.

DOCEGEO (1984) individualizou para a Seqüência Pojuca (Grupo Igarapé Pojuca) cinco unidades litológicas na porção NW/NNW da área, a saber: anfibolito; formação ferrífera bandada; biotita-anfibólio xisto; biotita anfibolito e granada-feldspato-andaluzita-muscovita-biotita-quartzo xisto. No extremo SE, no corpo 4, o Grupo Igarapé Pojuca está representado por rochas metavulcânicas básico-intermediárias e metassedimentares clasto-químicas com níveis mineralizados em $\text{Cu} \pm \text{Zn}$.

A partir da nova proposição litoestratigráfica introduzida por DOCEGEO (1988), o Grupo Igarapé Pojuca é subdividido em três unidades: (1) Formação Bueno, na base, composta por formação ferrífera bandada e anfibolitos variados; (2) Formação Corpo 4, composta por rochas metassedimentares clasto-químicas e metavulcânicas básicas e intermediárias; e (3), capeando as anteriores, Formação Gameleira, uma seqüência de metarenitos e metassiltitos de grau médio a baixo. J.MACAMBIRA *et al.* (1990) mantêm essa proposição, conforme indicado na Figura 3.

Segundo DOCEGEO (1984), as rochas do Grupo Igarapé Pojuca evidenciam grau de metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito, muito raramente exibindo assembléias da fácies granulito (hiperstênio-biotita-hornblenda-plagioclásio). É ressaltada, no trabalho citado, uma tendência de aumento no grau metamórfico de SE para NW. Para WINTER (1995), as rochas vulcânicas da Formação Corpo 4 sofreram três eventos metamórficos, sendo o primeiro de caráter regional (fácies xisto verde alto a anfibolito baixo), e os segundo e terceiro correlacionados, respectivamente, aos eventos de colocação dos granitos Antigo Salobo (LINDENMAYER *et al.*, 1994) e Pojuca.

1.5.4.1 - Formação Bueno

A Formação Bueno ocorre na porção NW / NNW da área, ao longo dos alvos denominados de corpos 1, 2 e 3 por DOCEGEO (1984). É constituída por cinco unidades litológicas, com contatos concordantes e normalmente gradacionais, a saber:

anfibolito; BIFs de fácies óxido-silicato; biotita-anfibólio xisto; biotita anfibolito e mica-quartzo xisto com andaluzita e almandina. Intercalações de gnaisses, anfibolitos, xistos diversos e rochas com antofilita-cordierita são comuns na unidade dos BIFs.

A área Pojuca encerra uma jazida de Cu e Zn, contendo ainda teores significativos de ouro, prata e cádmio. Nos domínios da Formação Bueno os sulfetos de cobre estão hospedados principalmente na unidade dos biotita-anfibólio xistos e, subordinadamente, nos granada-feldspato-andalusita-muscovita-biotita xistos. A calcopirita é o sulfeto mais abundante, com bornita em menores proporções, ambos ocorrendo disseminados ou sob a forma de vênulas concordantes com os planos de foliação e/ou associadas a quartzo e hornblenda, em vênulas milimétricas discordantes (DOCEGEO, 1984).

1.5.4.2 - Formação Corpo 4

A Formação Corpo 4 é marcada por um conjunto de rochas metassedimentares clástico-químicas, encaixadas entre duas unidades de rochas metavulcânicas, com as quais mostram contatos concordantes e gradacionais (FARIAS et al., 1984).

Segundo MEDEIROS NETO & VILLAS (1984) e MEDEIROS NETO (1985), as rochas metassedimentares são representadas na base por BIFs (fácies silicato-sulfetada), que gradam, no sentido do topo, para anfibólio xistos com fragmentos de metassilexito e, às vezes, de granada, correspondendo às unidades "Rochas com fragmentos" e "Rochas granatíferas com fragmentos" individualizadas por DOCEGEO (1984).

De um modo geral, as rochas metapelíticas consistem em xistos de granulação média a grossa, formados por quartzo, biotita e quantidades subordinadas de plagioclásio, clorita, granada e hornblenda, sendo turmalina, fluorita, zircão e minerais opacos as fases acessórias principais. Os anfibolitos, por sua vez, mostram granulação média, textura granolepidoblástica, possuindo como principais minerais plagioclásio (oligoclásio), hornblenda hastingsítica, biotita e quartzo. As formações

ferríferas, pouco expressivas na área, ocorrem na forma de corpos métricos lenticulares encaixados nos xistos, apresentando estrutura bandada com níveis milimétricos de quartzo alternados com bandas de magnetita-hematita, hastingsita e clorita.

Os dados geocronológicos disponíveis para as rochas do Grupo Igarapé Pojuca foram obtidos por MACHADO *et al.* (1991), que dataram zircões de um anfibolito da Formação Corpo 4, obtendo a idade de 2.732 ± 2 Ma, interpretada como datação do evento metamórfico que afetou a região.

A mineralização a $\text{Cu} \pm \text{Zn}$ na Formação Corpo 4 está hospedada principalmente nas rochas bandadas, sendo pirrotita, calcopirita e esfalerita os minerais de minérios predominantes. É freqüente a ocorrência de gahnita junto aos níveis com esfalerita. Conteúdos expressivos de cádmio são comuns nos níveis ricos em zinco. Os sulfetos apresentam-se preferencialmente disseminados e em bandas, sendo comum ocorrerem preenchendo fraturas.

1.5.4.3 - Formação Gameleira

Para DOCEGEO (1984), as rochas pertencentes a essa unidade marcam o topo do Grupo Igarapé Pojuca, sendo constituída por uma seqüência de metarenitos e metassiltitos, de médio a baixo grau metamórfico, que ocorre na porção sul da área Pojuca, sobre os xistos da Formação Corpo 4 ou em contato com rochas intrusivas básicas. Predominam arenitos cinzentos, de granulação fina à média, compostos por quartzo, biotita e muscovita. Raramente exibem evidências de estruturas primárias preservadas.

1.5.5 - Formação Águas Claras (Grupo Grão-Pará)

Rochas sedimentares clásticas enquadradas na Formação Águas Claras, do Grupo Grão-Pará (ARAÚJO *et al.*, 1988), ocorrem balizando a porção sul-sudoeste da área Pojuca, mostrando discordância tectônica e estratigráfica com as rochas

subjacentes do Grupo Igarapé Pojuca.

J.MACAMBIRA *et al.* (1990) enquadram esse pacote sedimentar na Formação Igarapé Azul de CUNHA *et al.* (1984), restrita, segundo aqueles autores, à região de Carajás e não pertencente ao Grupo Rio Fresco.

NOGUEIRA *et al.* (1995), em sua revisão litoestratigráfica da Formação Águas Claras da parte central da Serra dos Carajás, subdividem a unidade em um Membro Inferior, depositado em condições de plataforma marinha e Membro Superior, composto por arenitos de origem fluvial. No caso da área Pojuca, os dados são insuficientes para permitir uma correlação mais precisa com os sedimentos estudados ao sul pelos autores citados.

1.5.6 - Granito Pojuca

A denominação Granito Pojuca foi introduzida por MACHADO *et al.* (1991), em substituição ao termo Granito Itacaiúnas utilizado por J.MACAMBIRA *et al.* (1990).

O Granito Pojuca (Fig. 2) aflora na forma de um pequeno stock, com área de cerca de 9 km², cujo eixo principal (NW) acompanha a orientação regional das rochas do Grupo Igarapé Pojuca. Esse corpo granítico é intrusivo tanto nas rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Igarapé Pojuca, nos seus limites NE, E e SE, como também na Formação Águas Claras, a S e SW (Unidade Meta-arenitos/siltitos, de DOCEGEO, 1984; ou Formação Igarapé Azul, segundo J.MACAMBIRA *et al.*, 1990). Contatos por falhamentos são mais marcantes ao longo da borda sudeste da porção aflorante do corpo.

Resumidamente, os dados obtidos por DOCEGEO (1984) e J. MACAMBIRA *et al.* (1990) caracterizam o Granito Pojuca como sendo formado por rochas que apresentam homogeneidade composicional e textural, equigranulares médias a grossas, de coloração cinza com tons rosados e marcante isotropismo. O litotipo é pobre em máficos, sempre representados por biotita cloritizada. Algumas amostras apresentam certo grau de ação pneumatolítica e eventualmente contêm calcopirita e/ou molibdenita em fraturas.

Segundo os dados petrográficos obtidos por J.MACAMBIRA *et al.* (1990), trata-se de um granito típico. Esses mesmos autores admitem um mesmo evento para a origem dos granitos Pojuca e Central.

Os dados obtidos pelo presente estudo, envolvendo a porção subaflorante do flanco E-SE da estrutura granítica, indicam variações tanto composicionais como texturais para as rochas que compõem o Granito Pojuca. Tais dados serão abordados em capítulos subsequentes.

O caráter intrusivo do corpo granítico é evidenciado por alterações texturais e nas paragêneses minerais das rochas encaixantes. J.MACAMBIRA *et al.* (1990) destacam a formação localizada de andaluzita em arenitos da Formação Igarapé Azul (Formação Águas Claras). Segundo DOCEGEO (1984), o metamorfismo termal ocasionado pelo corpo granítico é responsável pela formação de texturas tipo hornfels, bem evidentes em testemunhos de sondagem do corpo 2, pela formação de biotita a partir de anfibólios (cummingtonita ou hornblenda) e, possivelmente, responsável também pela formação de grande parte das rochas com cordierita-antofilita que ocorrem ao longo da Formação Corpo 4.

Análises Pb-Pb em rocha-total e feldspato forneceram para o Granito Pojuca uma idade de 1.859 ± 25 Ma (S.SOUZA *et al.*, 1995), a qual é, considerando-se a faixa de erro, similar a idade U-Pb em zircão de 1.874 ± 2 Ma obtida por MACHADO *et al.* (1991).

1.6 - APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

A província anorogênica proterozóica do Cráton Amazônico é uma das mais significativas do mundo, em razão da enorme extensão geográfica do seu magmatismo, da significativa amplitude cronológica de sua formação (1,9 a 1,0 Ga) e das importantes reservas minerais a ela associadas.

Os granitos da Província Amazônia Central, mais particularmente no seu bloco oriental, são predominantemente subsolvus, metaluminosos a fracamente peraluminosos, geoquimicamente similares a granitos intraplaca do tipo A e

apresentam características petrográficas e geoquímicas que sugerem uma fonte crustal (DALL'AGNOL *et al.*, 1994). Granitos estaníferos ocorrem em proporção significativa na região (TEIXEIRA & DALL'AGNOL, 1991).

Contrariamente a diversos outros corpos graníticos anorogênicos da região, o Granito Pojuca foi pouco estudado, em parte devido à sua pequena área aflorante e à pobreza das exposições. Carece-se de uma visão mais clara das variedades que o compõem, da distribuição lateral dessas fácies e de suas características geoquímicas.

Não se dispõem na literatura de dados de geoquímica de rocha sobre esse corpo, os quais, juntamente com a petrografia, permitiriam compará-lo com maior rigor com corpos similares (Central, Cigano, entre outros), bem como avaliar o seu potencial metalogenético para estanho e elementos afins.

A ausência de dados de suscetibilidade magnética e sobre os minerais opacos do Granito Pojuca é outra lacuna grave, tendo em vista a importância de tais dados para o entendimento da evolução petrológica e potencial metalogenético (MAGALHÃES, 1991; MAGALHÃES & DALL'AGNOL, 1992; MAGALHÃES *et al.*, 1994).

A amostragem de rochas granitóides na região de Carajás é, de um modo geral, bastante dificultada face à baixa densidade de afloramentos, ocasionada pela presença de um espesso (10-70 m) perfil de intemperismo. Outra restrição para a investigação das estruturas graníticas advém da exposição praticamente bidimensional das mesmas, face à ocorrência de superfícies de relevo subhorizontalizadas no geral, com desníveis pouco acentuados, impossibilitando uma visualização tridimensional dos corpos graníticos.

No caso do Granito Pojuca, a disponibilidade de amostras de testemunho de sondagem, representativas do topo da intrusão, na zona de contato com o Supergrupo Itacaiúnas, propicia condições mais favoráveis para a investigação do comportamento petrográfico e geoquímico das suas unidades litológicas. O estudo a partir de amostras obtidas por essa perfilagem vertical não possibilita a visualização tridimensional do corpo, uma vez que os testemunhos limitam-se apenas ao topo da intrusão. Eles permitem, entretanto, uma melhor caracterização do zoneamento petrográfico, geoquímico e de suscetibilidade magnética das unidades faciológicas presentes nesta

porção do corpo.

1.7 - OBJETIVOS

O estudo desenvolvido no presente trabalho visa à caracterização petrográfica das fácies graníticas ao longo do bloco estudado, procurando traçar uma correlação desses dados com os obtidos por J.MACAMBIRA *et al.* (1990) para a porção aflorante da estrutura.

Pretende-se, integrando as informações da sua porção aflorante com os da perfilagem vertical em sua extensão subaflorante, definir o zoneamento faciológico do Granito Pojuca. Serão caracterizadas as várias unidades faciológicas, suas paragêneses minerais e os processos magmáticos e hidrotermais que as afetaram.

A perfilagem vertical com medidas de suscetibilidade magnética (SM) deverá definir o padrão e variações da SM para as unidades faciológicas do corpo. Os dados de suscetibilidade magnética, aliados aos estudos de minerais opacos, deverão fornecer subsídios para a compreensão da evolução magmática do corpo, auxiliando na melhor caracterização tipológica do Granito Pojuca, bem como na estimativa de seu potencial metalogenético.

Esse objetivo, definido no planejamento da pesquisa, foi executado apenas parcialmente. As medidas de SM foram executadas, porém, face às limitações de prazos, optou-se por não discutir os resultados no presente trabalho. Eles poderão, no entanto, ser aproveitados no futuro.

A caracterização geoquímica dos litotipos, através de análises químicas em rocha total, fornecerá dados sobre a natureza e evolução do magmatismo, bem como sobre os processos de alteração superimpostos às rochas estudadas.

Os resultados obtidos permitirão uma comparação entre o Granito Pojuca e os granitos anorogênicos da Amazônia Oriental, com base em dados mineralógicos, petrográficos e químicos. Essa análise comparativa dirigirá especial atenção aos Granitos Central da Serra dos Carajás, Cigano e Salobo (Granito Jovem Salobo).

1.8 - METODOLOGIA

Com o intuito de alcançar os objetivos traçados foram utilizadas as seguintes metodologias de trabalho:

-Etapa de Campo

Nesta fase foi feita a descrição, seleção e amostragem sistemática dos testemunhos de sondagem provenientes dos 24 furos que interceptaram a cúpula subaflorante do Granito Pojuca, executados pela DOCEGEO durante o desenvolvimento do Projeto Cobre-Pojuca. O material coletado nesta etapa perfaz um acervo de 176 amostras de testemunho do granito e, ainda, 45 amostras de litotipos do Grupo Igarapé Pojuca próximos ao contato (< 10 m). A localização das amostras das rochas graníticas estudadas está assinalada nas Figuras 6 e 7.

-Pesquisa Bibliográfica

Envolveu, ininterruptamente, o levantamento bibliográfico sobre a geologia regional da Amazônia, em particular sobre a Província Mineral de Carajás e os granitos anorogênicos nela presentes. Em termos teóricos, as pesquisas bibliográficas concentraram-se em temas voltados para geoquímica, petrogênese e suscetibilidade magnética de rochas graníticas.

-Estudos Petrográficos

(a) Descrição macroscópica dos testemunhos de sondagem, com a utilização de lupa binocular, objetivando a caracterização das unidades faciológicas e visualização de sua distribuição e das relações espaciais entre as mesmas. A caracterização macroscópica das unidades serviu de base para a seleção de amostras para os estudos microscópicos. Nessa fase foram fotografadas as feições texturais e estruturais mais significativas das unidades individualizadas.

(b) Análise microscópica de seções delgadas, em microscópio de luz polarizada, objetivando a caracterização das paragêneses minerais, relações texturais

e transformações tardi a pós-magmáticas, para as diferentes fácies graníticas. A análise microscópica envolveu a descrição de 90 lâminas dos litotipos graníticos provenientes dos testemunhos de sondagem.

Não foi possível, face ao péssimo estado das lâminas, a reavaliação das seções delgadas referentes à porção aflorante do granito, amostrada e estudada por J.MACAMBIRA *et al.* (1990). Dessa maneira ficou prejudicada a tentativa de definir a distribuição de fácies de modo mais generalizado no corpo granítico. Nas lâminas das unidades metavulcano-sedimentares encaixantes (30 seções) foi realizado apenas um rápido reconhecimento, por não ser o estudo das feições de metamorfismo de contato sobre essas rochas um dos objetivos da atual fase de estudos.

(c) Análises modais de amostras representativas das várias unidades faciológicas, com a utilização de um contador de pontos automático e contagem de 1.500 pontos por lâmina. Os resultados obtidos a partir da análise de 45 lâminas permitiram a classificação petrográfica mais precisa e sistemática dos litotipos, através da utilização de diagramas QAP (STRECKEISEN, 1976).

(d) Seleção de amostras representativas das diversas unidades faciológicas para as análises químicas.

-Suscetibilidade Magnética

As medidas de suscetibilidade magnética (SM) foram obtidas através da utilização de um suscetibilímetro modelo SI-1 fabricado pela Sapphire Instruments, tendo sido os dados mais antigos arquivados e processados numa calculadora HP48SX e os mais recentes em computador IBM PC. Para os testemunhos serrados com face lisa o sensor utilizado foi uma bobina plana, enquanto que para as amostras cilíndricas utilizou-se um sensor do tipo solenóide (bobina CMS). MAGALHÃES (1991) discute de forma detalhada a metodologia referente aos estudos de SM.

-Análises Químicas em Rocha Total

Todas as análises químicas foram realizadas no laboratório da Geosol - Geologia e Sondagens Ltda (Geolab), com o emprego de métodos instrumentais

combinados e via úmida..

Os constituintes maiores (óxidos) SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , MnO , P_2O_5 , TiO_2 e Fe_2O_3 total foram analisados por Fluorescência de Raios X, em amostras fundidas com $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$. Na_2O foi determinado por Absorção Atômica após abertura com $\text{HF}+\text{HClO}_4$; FeO por decomposição com $\text{HF}+\text{H}_2\text{SO}_4$ e titulação do FeO com KMnO_4 em presença de ácido bórico. O F foi analisado em fusão alcalina com determinação por eletrodo de íon específico. A perda-ao-fogo (PF) foi determinada por calcinação a 1000°C .

Os constituintes menores (elementos-traço) Cl, Th, Ba, Ta, Nb, Cs, U, Rb, Hf, Sr, Y, Zr e Ga, foram analisados por Fluorescência de Raios X usando técnica de pó prensado. Para o B foi empregada a técnica de Espectrografia Ótica conjugada a processo de pré-concentração.

Para os elementos terras raras a metodologia usada constou da separação do grupo dos ETR (pré-concentração) em coluna de troca iônica com a determinação final por Espectrometria de Plasma ICP.

-Integração dos Dados

Envolveu a redação final da dissertação, com a integração dos resultados obtidos e a comparação dos mesmos com os obtidos em corpos graníticos correlatos.

1.9 - LOCALIZAÇÃO, VIAS DE ACESSO E INFORMAÇÕES SOBRE A SONDAGEM

1.9.1 - Localização e vias de acesso

O Granito Pojuca aflora na porção central da aba norte da Serra dos Carajás (Figura 1), região sudeste do estado do Pará, município de Parauapebas, na porção centro-sul da folha Serra Pelada (SB.22-X-C), muito próximo do limite com a folha Serra dos Carajás (SB.22-Z-A), sendo aproximadamente $5^\circ 58' \text{ S}$ e $50^\circ 25' \text{ W}$ as coordenadas do ponto central de sua área aflorante. Está localizado à margem direita do rio Itacaiúnas (Figura 3), do qual dista cerca de 5 km, situando-se no interflúvio dos

igarapés Azul e Águas Claras, ambos afluentes da margem direita do rio Itacaiúnas.

Face ao grande número de jazidas em exploração ou em implantação, existe uma rede muito boa de estradas vicinais dentro da área do Projeto Carajás, sendo as mesmas de revestimento primário e de boa trafegabilidade mesmo durante o período chuvoso. O acesso à área do Granito Pojuca (Figura 3) é feito a partir do núcleo urbano de Carajás, a sede do projeto, pela estrada que liga a pera ferroviária de escoamento de minério de ferro de N-4 até a mina do Salobo, distando das mesmas 30 e 25 km, respectivamente.

O acesso rodoviário, a partir de Belém, pode ser feito através da BR-010 até o entroncamento com a PA-070, que leva à cidade de Marabá. A partir de Marabá, pela PA-150 alcança-se a PA-275, que corta a porção norte da Serra dos Carajás, até a sede do projeto, totalizando um percurso aproximado de 800 km.

A vila de Carajás possui um moderno aeroporto, com vôos diários para Belém e para Brasília. Está também ligada ao porto de Itaqui, em São Luis (MA), através da estrada de ferro Carajás - Ponta da Madeira.

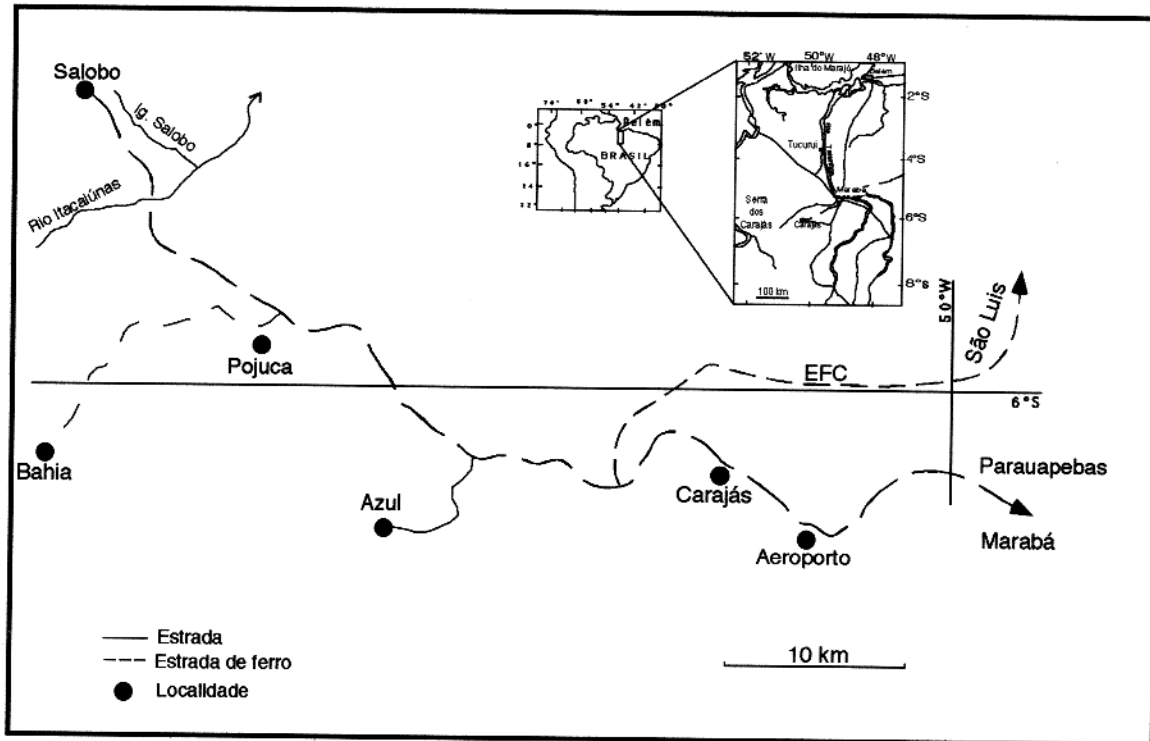


Figura 3 - Mapa de localização e acesso da área Pojuca, Serra dos Carajás - PA.

1.9.2 - Informações sobre a Sondagem

Um extenso programa de sondagem rotativa foi realizado na área Pojuca, no período de outubro/76 a maio/84, tendo como objetivo o estudo e a avaliação das reservas de $\text{Cu} \pm \text{Zn}$ da jazida. Até o final de 1978 as perfurações foram concentradas nos alvos denominados corpos 1, 2 e 3. Os alvos foram áreas previamente demarcados por zonas com anomalias geoquímicas (Cu) e geofísicas individualizadas nos trabalhos de superfície. Os resultados favoráveis dessa primeira fase levaram o programa de sondagem a direcionar-se no sentido das anomalias existentes na parte leste da área, concentrando-se principalmente no denominado corpo 4, em malha que foi sucessivamente adensada até 50 x 50 m.

Ao longo de toda a programação foram perfurados 16.385m, totalizando 63 furos de sondagem. A maioria dos furos locados nos corpos 1, 2 e 3 interceptou a cúpula do Granito Pojuca (6 furos). No bloco de sondagem do corpo 4, na sua parte oeste, foram obtidos testemunhos de granito na área entre as linhas LT 900 W e LT 1700 W (8 furos).

MEDEIROS NETO (1985) menciona que na porção leste do corpo 4 (4E, Pojuca Leste) “os furos de sonda estudados não interceptaram a cúpula dos corpos graníticos, sendo, entretanto, comuns, através de toda seção, corpos métricos de textura aplítica e veios milimétricos a centimétricos de natureza quartzo-feldspática” (p. 27).

Em sua grande maioria os furos pouco adentraram no granito, com uma média de 5 m de testemunhagem do mesmo. Para os corpos 1, 2 e 3 as exceções são os furos F2, F6, F11 e F14, nos quais a amostragem ultrapassou os 20 m, atingindo cerca de 50 m no F6. No corpo 4, na sua porção oeste, a amostragem vertical do granito foi mais expressiva, destacando-se o furo F30, com cerca de 70m de testemunhagem.

A Figura 4 ilustra a localização dos furos de sonda que interceptaram o Granito Pojuca.

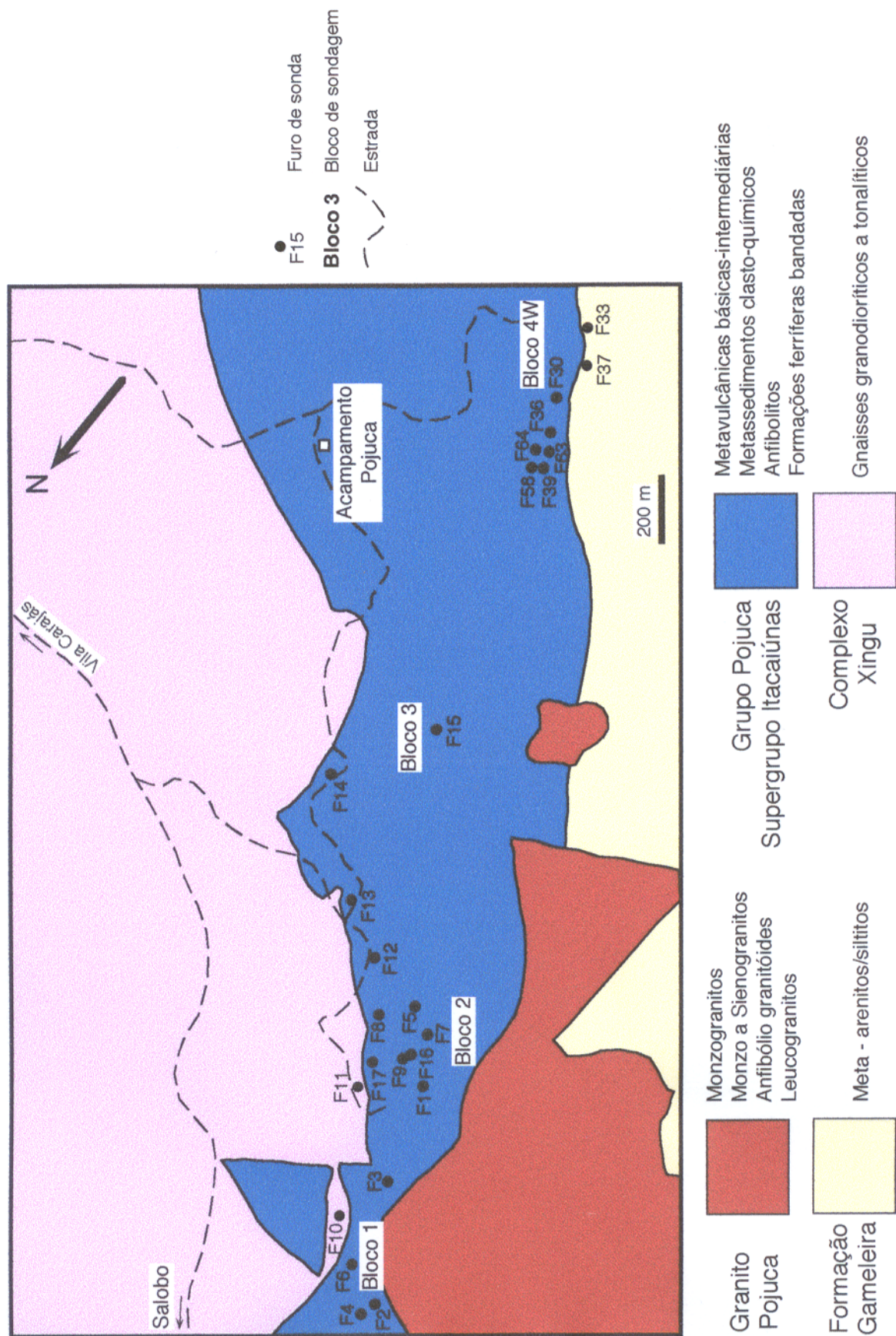


Figura 4 - Mapa geológico e de localização dos furos de sondagem da área Pojuca (DOCEGEO, 1984; com modificações).

2 - PETROGRAFIA DO GRANITO POJUCA

2.1 - CARACTERÍSTICAS GERAIS

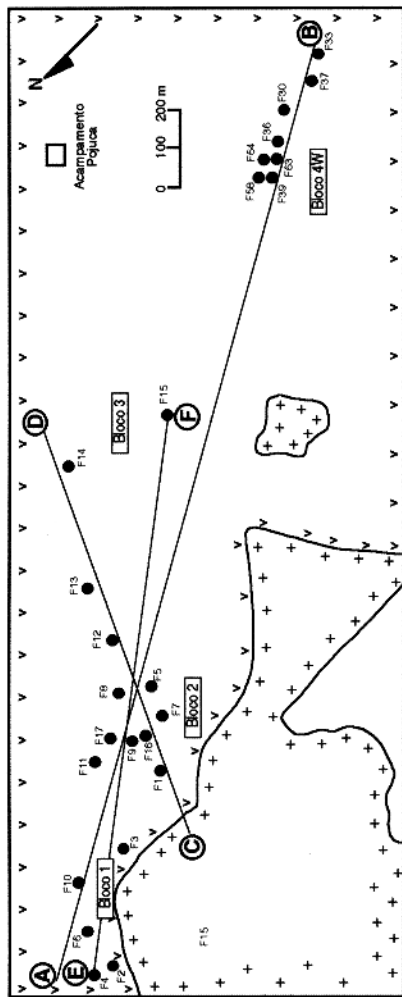
O Granito Pojuca, na porção estudada, é constituído, no geral, por rochas isótropas equigranulares, de granulação média e coloração rósea a castanha. São monzogranitos e monzo a sienogranitos, leucocráticos a hololeucocráticos, com baixos teores de clorita e minerais acessórios. Em proporções subordinadas ocorrem anfibólio-granitóides, álcali feldspato-granitos e leucogranitos, esses alterados, de granulação mais fina e que representam as rochas mais evoluídas do granito. Todo o conjunto é formado por rochas subsolvus (TUTTLE & BOWEN, 1958).

A integração do estudo petrográfico microscópico aos dados mesoscópicos permitiu identificar cinco variedades faciológicas principais, a saber: (1) Granitóides com anfibólio; (2) Monzogranitos; (3) Monzo a sienogranitos; (4) Leucogranitos; (5) Rochas Pegmatóides. A distribuição dessas fácies está ilustrada nas figuras 5, 6 e 7.

As rochas de composição transicional monzo a sienograníticas (MzSG) são similares aos termos monzograníticos (MzG), diferenciando-se dos mesmos pela proporção entre feldspato alcalino e plagioclásio e, em menor escala, pela maior variação textural observada nos MzSG. Os contatos entre essas rochas são transicionais e de difícil delimitação. A separação desses dois grupos de rochas apoiou-se também nos dados geoquímicos, sendo as altas razões K_2O/Na_2O determinantes na caracterização dos monzo a sienogranitos.

Os monzogranitos e os termos transicionais monzo a sienogranitos são petrograficamente similares, sendo as pequenas variações de suas feições meso e microscópicas resultado normalmente da interação (hibridismo) com as rochas encaixantes. As transformações hidrotermais nessas rochas são pouco significativas.

A descrição dos litotipos presentes na parte aflorante da estrutura (J.MACAMBIRA *et al.*, 1990) e o reexame das poucas amostras e lâminas disponíveis dessa porção sugerem fortemente uma continuidade física entre os MzG e MzSG das porções subaflorante e aflorante do corpo do Granito Pojuca (Figuras 2, 4 e 5).



5.a - Mapa geológico simplificado do Granito Pojuca com localização das sondagens Perfis C-D e E-F detalhados na Figura 6

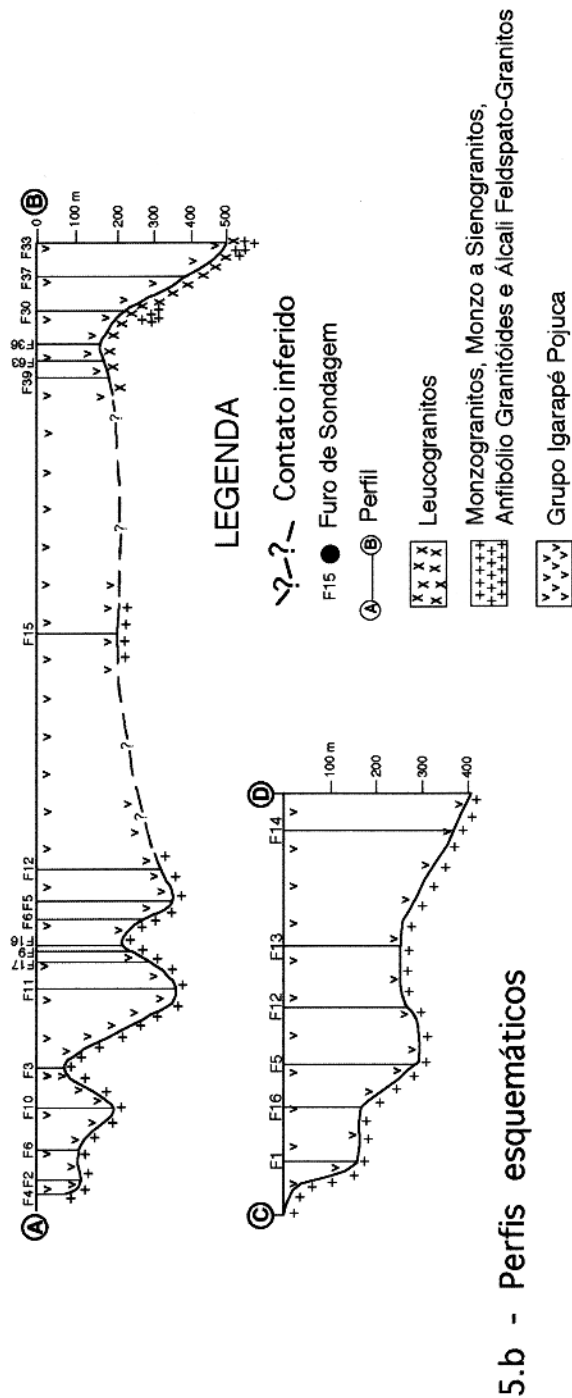


Fig. 5 Mapa geológico simplificado e perfis geológicos esquemáticos da porção estudada do Granito Pojuca, mostrando a distribuição do granito em subsuperfície.

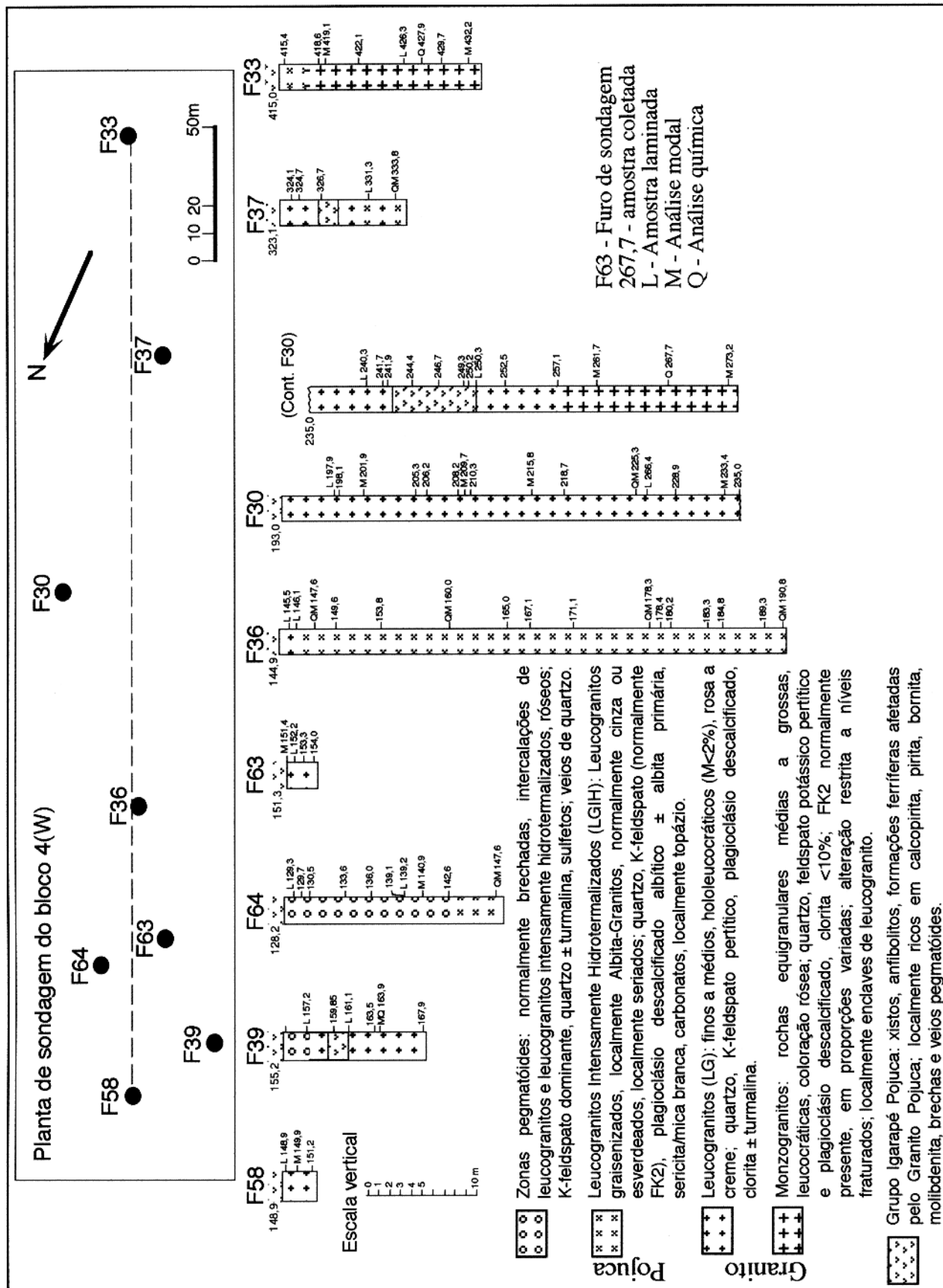


Figura 7 - Planta de sondagem do bloco 4(W) e descrição esquemática do Granito Pojuca nos perfis de sondagens. Ao longo dos perfis são indicadas as profundidades de procedência das amostras coletadas, laminadas e submetidas a análises modais e químicas.

Os leucogranitos (LG) (Figura 7) são rochas isótropas, médias a finas, com feições mesoscópicas aplíticas, hololeucocráticas, devido às proporções extremamente reduzidas de minerais máficos ($M < 2\%$). Mostram uma coloração rosa a creme, sendo localmente acinzentados ou, menos comumente, esverdeados ao longo das zonas mais hidrotermalizadas (leucogranitos mais transformados). Predomina a granulação média, com tamanho dos grãos geralmente inferior a 2 ou 3 mm, com variações localizadas para termos finos. A textura é, no geral, hipidiomórfica equigranular, muito localmente seriada.

Dentre os LG são observadas porções de rochas mais hidrotermalizadas, assumindo coloração acinzentada ou, mais particularmente, esverdeada. Essas rochas normalmente exibem feições de carbonatização e sericitização mais pronunciada, evidenciando uma graisenização incipiente.

Os granitóides com anfibólio têm área muito reduzida, sendo restritos ao topo do furo F11 (Figura 6), apresentando-se como rochas de caráter híbrido, fraturadas, com variações texturais e composicionais provavelmente resultantes da interação entre o granito e a encaixante.

Os álcali fedspato-granitos são também rochas intensamente hidrotermalizadas, com substituição dos máficos e do plagioclásio por cloritas, sendo sua ocorrência restrita a domínios fraturados e brechados.

As rochas pegmatóides são leucocráticas e de coloração rósea dominante. Têm composição quartzo-feldspática, com predomínio do feldspato alcalino. Turmalina, albita, clorita, epidotos, muscovita/mica branca, óxidos de ferro, carbonatos e sulfetos (molibdenita, calcopirita, pirita) ocorrem subordinadamente. Concentrações significativas de turmalina são comuns.

2.2 - DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS VARIEDADES DO GRANITO POJUCA

As figuras 5, 6 e 7 foram concebidas para permitir uma visualização da amostragem disponível, dos estudos efetuados nas diferentes amostras e, sobretudo, da distribuição das diferentes variedades na porção do corpo em subsuperfície que foi

estudada. Embora as Figuras 6 e 7 mostrem apenas de modo esquemático as relações espaciais entre as várias fácies, o conjunto de observações feitas permite algumas conclusões importantes sobre a distribuição espacial das várias fácies descritas anteriormente.

Os monzogranitos (MzG) e os monzo a sienogranitos (MzSG) ocorrem de forma constante ao longo dos blocos 1, 2 e 3 de sondagem (Figs. 5 e 6) e, muito provavelmente, constituem também as rochas dominantes da porção aflorante do corpo granítico, cujo estudo fica dificultado pela pobreza extrema de afloramentos e pela ação do intemperismo naqueles existentes (J.MACAMBIRA et al., 1990). Litotipos enquadrados nessas fácies também foram identificados nos furos F30 e F33 (MzG) no bloco 4 (Figura 7) e, embora não haja continuidade lateral com os MzG e MzSG testemunhados nos demais blocos, o fato de se ter também ocorrência de MzG no furo F15, único efetuado em posição intermediária entre o bloco 4 e os demais (Figura 5), indica que MzG e MzSG devem constituir as variedades amplamente dominante em toda a área do Granito Pojuca da qual se dispõe de amostragem.

Os leucogranitos, excetuando pequenas ocorrências associadas aos MzG, sem expressão em termos de volume, se concentram no extremo sudeste da porção estudada, correspondente ao bloco 4 de sondagem. Distribuem-se em uma área significativa, conforme revelado pelo número de furos onde foi identificada essa fácies, mas cuja dimensão, em termos de extensão lateral não pode ser definida com rigor (Figs. 7 e 8). O mais provável, face à pouca expressão dessas rochas nos demais blocos é que as mesmas correspondam a uma variedade importante, mas de distribuição localizada no corpo granítico. Os dados obtidos nos furos de sondagem do bloco 4 que amostraram mais profundamente a cúpula granítica (F30 e F36; Fig. 7) revelam que os LG atingem, pelo menos localmente, mais de 50 m de espessura. Por outro lado, a identificação na base dos furos F30 e F33 de MzG, sugere que os leucogranitos correspondem a uma fácies de topo da intrusão do Granito Pojuca, cuja distribuição não é generalizada, limitando-se ao corpo 4.

Os contatos entre os LG e os MzG e MzSG são abruptos ou marcados por zonas de deformação dútil, não sendo possível definir claramente as relações

temporais entre essas duas variedades. Constatou-se, no entanto, no furo F33, a presença de enclaves nos MzG de aspecto macroscópico similar ao dos leucogranitos da parte superior desse mesmo furo. Admitindo-se que os enclaves são efetivamente de leucogranitos, seria possível pensar que estes teriam sido parcialmente fragmentados e englobados durante a colocação dos MzG. A passagem lateral entre essas duas variedades não pôde ser observada.

A individualização de variedades faciológicas dentre os leucogranitos com base apenas em aspectos meso e macroscópicos é bastante difícil, porém constatam-se nos testemunhos diversas ocorrências de rochas mais intensamente hidrotermalizadas que exibem geralmente uma coloração esverdeada. Na Figura 7 faz-se tentativamente a distinção entre os leucogranitos (LG) e leucogranitos intensamente hidrotermalizados LGIH) com base nesse critério e em aspectos microscópicos discutidos adiante. Os contatos entre os LG e LGIH são transicionais. Logo, as suas distribuições ao longo dos furos (Fig. 7) não puderam ser definidas com muita precisão, sendo portanto sujeitas a uma certa dose de subjetividade.

As rochas pegmatóides ocorrem ao longo de toda área estudada porém são bem mais constantes e expressivas associadas aos leucogranitos do bloco 4. Constituem bolsões ou, mais comumente, pequenos corpos tabulares, posicionados preferencialmente na porção apical do granito, marcando o contato com as encaixantes. Ocorrem de modo mais característico intercaladas com os leucogranitos, veios de quartzo e porções de rochas híbridas ou em zonas de deformação dútil, podendo distribuir-se de modo descontínuo em intervalos de 5 m (F63) ou, no máximo, 20 m (F39 e F64; Fig. 7). O desenvolvimento de texturas granofíricas e gráficas, bem como a presença de bolsões aplíticos e veios de quartzo associados são comuns.

2.3 - FEIÇÕES MESOSCÓPICAS DO GRANITO POJUCA

2.3.1 - Introdução

A caracterização das feições mesoscópicas do Granito Pojuca foi obtida

através da descrição macroscópica sistemática, no campo, dos testemunhos de furos de sondagem e, em laboratório, das amostras individuais coletadas. A investigação mesoscópica envolveu a análise das feições estruturais, texturais, da coloração e dos aspectos mineralógicos essenciais das rochas em estudo, procurando-se definir as fácies existentes, bem como a distribuição espacial das mesmas, tanto no sentido horizontal, como no sentido vertical, em profundidade, no corpo granítico.

2.3.2 - Feições Mesoscópicas das Rochas Encaixantes

Nesse item são tecidas considerações sobre as feições mais relevantes exibidas pelas rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Igarapé Pojuca, doravante designadas de encaixantes. Essas informações foram obtidas mediante análise macroscópica dos testemunhos e das amostras, na zona de contato, sendo a amostragem restrita aos testemunhos situados a menos de 10 m do contato direto granito-encaixante. Dados adicionais foram obtidos a partir das descrições dos testemunhos contidas em DOCEGEO (1984).

A encaixante observada ao longo dos furos é representada por tipos rochosos que incluem xistos, anfibolitos e formações ferríferas bandadas (BIFs). Rochas com antofilita-cordierita, rochas "bandadas", normalmente com granada, e formações cupríferas bandadas são unidades que ocorrem exclusivamente na área do corpo 4. Encaixantes enriquecidas em sulfetos ocorrem também nos domínios dos MzG, p. ex. nos furos F3 e F13, na forma de níveis normalmente pegmatóides ricos em calcopirita $\pm$ pirita $\pm$ molibdenita.

É importante destacar ainda a presença de rochas gnáissicas, finas, de cor cinza-acastanhada, muito deformadas (Fig.8 a), intercaladas nas encaixantes (furos F8 e F11) e que podem representar tanto uma unidade integrante da seqüência como estruturas na forma de lascas do Complexo Xingu incorporadas ao Grupo Igarapé Pojuca.

As rochas encaixantes apresentam, no geral, granulação média e coloração cinzenta a cinza-esverdeada, passando localmente, em zonas mais alteradas, a

apresentar coloração castanha.

O contato entre o granito e as encaixantes de um modo geral é brusco e bem delimitado, percebendo-se efeitos claros da intrusão em faixas com espessura, em geral, não superior a 3m. Em alguns locais (p. ex. F 17-256,70) o contato é abrupto e direto, sem rochas de transição, sendo bem marcado em amostras-de-mão (Fig. 8 b).

Por outro lado, próximo ao teto do granito, alguns furos (F 12, F 14 e F 16) apresentam rochas híbridas, interpretadas como resultantes da interação granito-encaixantes, nas quais ocorrem zonas com maior enriquecimento em máficos (Fig. 9a), estruturas brechóides, fraturamento mais intenso, veios de quartzo, epidoto e sulfetos e zonas pegmatóides localizadas. O litotipo granítico nessa zona é heterogêneo, com tonalidades cinza mais escuras que o normal, alternando porções grossas e outras médias a finas de aspecto granofírico. Localmente ocorrem zonas bandadas, com porções de granito alternados com restos da encaixante modificada em diferentes graus.

Muito localizadamente a rocha encaixante exhibe alteração textural marcada pela diminuição em sua granulação, restrita a níveis situados a no máximo 2 a 3 cm do contato, onde apresenta coloração mais escura e um aspecto mais córneo que o da rocha mais distante do contato.

Lentes ou níveis da rocha encaixante foram individualizados em vários furos de sondagem que cortam o corpo granítico, sendo mais uma evidência clara do caráter intrusivo do mesmo. Ao longo do furo F30, por exemplo, são observados níveis métricos da encaixante englobada pelo granito, a cerca de 50m abaixo do topo do mesmo. Nesse nível, com cerca de 8 m de espessura, há uma grande heterogeneidade de litotipos, estando a encaixante mais transformada do que na zona de contato, parcialmente assimilada e intercalada com veios pegmatíticos, aplíticos e de quartzo, normalmente brechados.

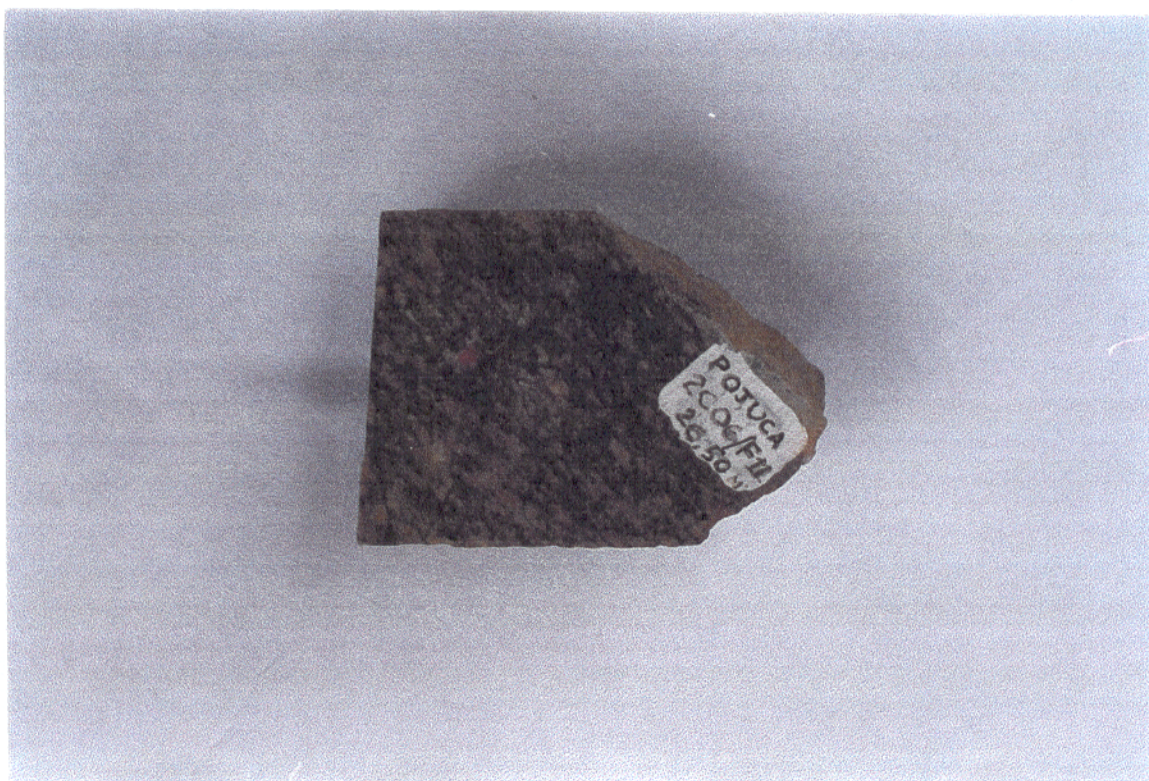


Fig. 8a. Gnaiss do Complexo Xingu (?) intercalado na sequência metavulcano-sedimentar do Grupo Igarapé Pojuca (Supergrupo Itacaiúnas) (F11-26,5). Diâmetro do testemunho: 42 mm, diâmetro válido para todos os testemunhos de sondagem.

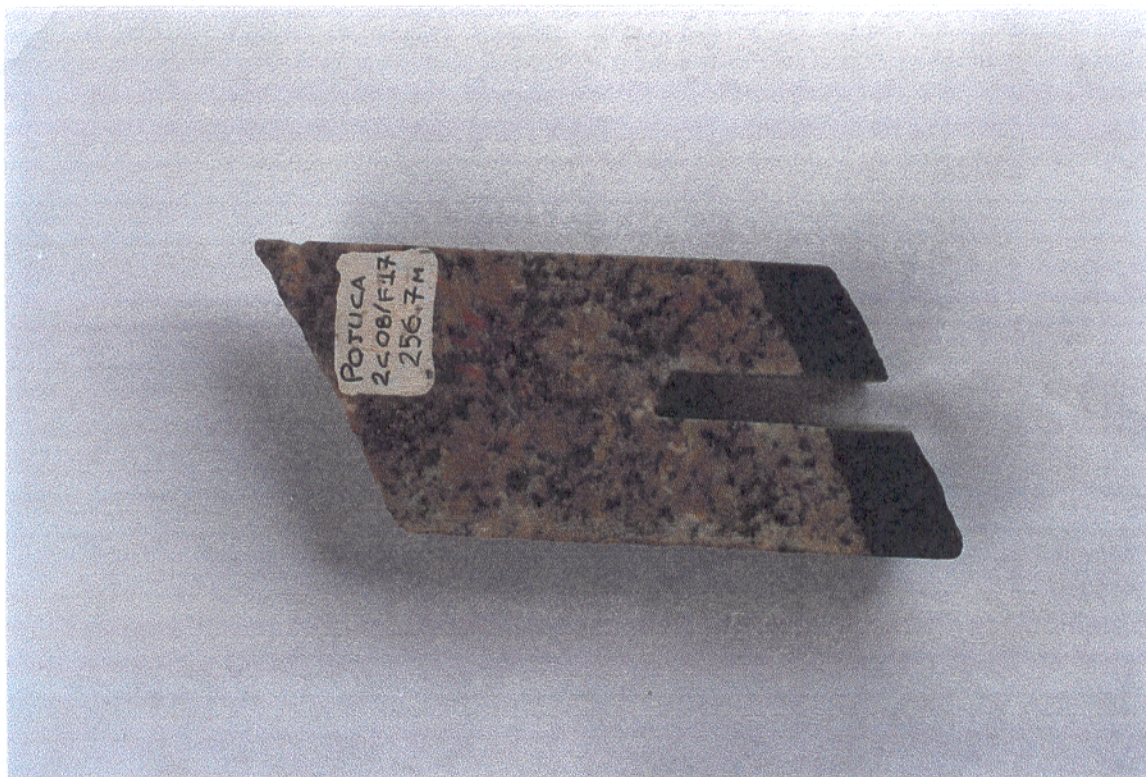


Fig. 8b. Contato brusco entre o granito e xistos da encaixante (F17-256,7).

É comum a presença de apófises graníticas intrusivas no pacote metavulcano-sedimentar encaixante, na forma de agregados quartzo-feldspáticos isolados ou de veios com espessura variando de poucos milímetros (vênulas) até 5m. As apófises concentram-se nas proximidades da zona de contato, mas ocorrem a cotas de até 130m acima da cúpula do granito. Macroscopicamente distinguem-se leucoaplitos e leucopegmatitos, estes, em geral, de coloração rósea e composição quartzo-feldspática, podendo conter como acessórios turmalina, clorita, albita, epidoto, anfibólio(?) e sulfetos.

2.3.3 - Feições Mesoscópicas dos Monzogranitos (MzG) e Monzo a Sienogranitos (MzSG)

As rochas pertencentes a essas duas variedades faciológicas são descritas em conjunto face à grande similaridade macro e mesoscópica entre ambas.

MzG e MzSG são em sua maioria rochas de granulação média, menos comumente média a fina e, mais raro, grossa. A textura normal é equigranular, com tipos seriados muito subordinados. Localizadamente ocorrem rochas porfíricas com fenocristais, comumente de K-feldspato, com dimensões de até 1,5 cm. Localmente esses pórfiros apresentam textura rapaquivítica (F30-261,70; Fig. 9b). Bolsões de rocha fina estão restritos a níveis de granitos granofíricos.

Os litotipos dessas unidades têm coloração dominante rósea com tons acastanhados (Fig. 10a). A coloração da rocha reflete a proporção e as características de suas fases minerais essenciais, ocorrendo, grosso modo, quartzo, K-feldspato e plagioclásio em proporções similares. A cor resultante da rocha é dada pela mistura entre o róseo do feldspato alcalino e o branco do plagioclásio, visto que o conteúdo de máficos é baixo e o quartzo é neutro na composição da cor.

Cores acinzentadas são subordinadas, mais comuns nos níveis afastados do contato e correspondendo normalmente às rochas menos hidrotermalizadas. Ao longo de algumas fraturas, a rocha assume uma coloração mais castanha, dada pela modificação de tonalidade do K-feldspato, mais argilizado nesses locais (F15).



Fig. 9a. Granito com feições híbridas, enriquecido em máficos, formado nas proximidades do contato com as encaixantes (F14-376,3).



Fig. 9b. Monzogranito castanho, inequigranular, com pórfiros de K-feldspato localmente manteados por plagioclásio, configurando textura rapaquivítica (F30-261,7).

De maneira geral o plagioclásio apresenta-se na forma de cristais subédricos, exibindo seções retangulares, com tamanho variando entre 2 e 6 mm, com dimensão média em torno de 3 mm e coloração branca a creme. O feldspato alcalino é normalmente róseo, localmente avermelhado, no geral subédrico a anédrico e com dimensões médias de 5 mm, oscilando entre 3 e 7 mm. O quartzo, translúcido, ocorre tanto na forma de cristais subédricos isolados (2 a 5 mm), como em agregados de grãos com dimensão de até 1 cm.

A fase varietal máfica presente é normalmente a clorita, ocorrendo mais raramente turmalina. A clorita apresenta-se em geral em agrupamentos de cristais (normalmente entre 5 e 10), sendo constituída individualmente por palhetas subédricas com tamanho entre 1 e 5 mm e dimensão média em torno de 3 mm, apresentando normalmente formas que indicam o pseudomorfismo sobre a biotita original da rocha. A ocorrência de turmalina é localizada, como cristais euédricos a subédricos, normalmente de cor preta (schorlita).

As rochas pertencentes às fácies MzG e MzSG apresentam marcante isotropismo e nenhuma evidência de estruturas planares dúcteis. Feições geradas por deformação rúptil são muito localizadas, marcadas por zonas de fraturas ao longo das quais ocorrem níveis de espessura restrita a poucos centímetros, onde se observa uma tênue orientação da rocha, dada pela disposição subparalelizada da clorita (Fig.10b).

O fraturamento é no geral pouco desenvolvido, normalmente oblíquo, de espessura milimétrica, sendo marcado por finas lâminas escuras compostas por clorita, óxi-hidróxidos de ferro e epidoto, em proporções variáveis. As porções mais fraturadas desenvolvem-se notadamente na porção apical do granito. Os furos F11 e F15 são os mais intensamente fraturados.



Fig. 10a. Monzo a Sienogranito isótopo, de granulação média e cor rosada.



Fig. 10b. Amostra de Monzo a Sienogranito, localmente deformado por processos dúcteis, observando-se orientação incipiente dos cristais de clorita (F11-339,3).

2.3.4 - Feições Mesoscópicas dos Anfibólio Granitóides

Rochas contendo anfibólio ocorrem exclusivamente na porção superior do furo F11. A identificação do anfibólio é feita pelas seções basais pseudo-hexagonais e chega a constituir 5 a 10% da rocha. Na zona próxima ao contato a rocha é heterogênea, com granulação média ou média a fina, subordinada, apresentando zonas com concentrações anômalas de máficos (p. ex. amostra F11-312,3), zonas de leucopegmatitos e porções muito fraturadas. No nível do furo onde o anfibólio é a fase máfica dominante, a rocha tem coloração cinza, com pontuações escuras (anfibólio $\pm$ clorita) e brancas (plagioclásio) (Fig. 11a). A partir de 20m abaixo do contato, o granito passa a conter exclusivamente clorita configurando claramente o domínio da fácies dos monzo a sienogranitos, caracterizada por litotipos de cor rósea dominante com níveis cinzas alternados. Todo o conjunto apresenta-se fraturado.

O fato de as rochas graníticas próximas ao contato do furo F11 serem bastante heterogêneas, com zonas de enriquecimento em máficos, associado à ausência de granitos com anfibólio nos demais furos, indica que a formação desse mineral possa ser consequência da interação granito-encaixante.

2.3.5 - Características Mesoscópicas dos Leucogranitos do Bloco 4

O grupo dos leucogranitos engloba rochas com variável grau de alteração, sendo difícil a distinção precisa entre as variedades com base apenas nas suas feições mesoscópicas. A descrição das características macroscópicas, a seguir, é pertinente ao conjunto dos leucogranitos, procurando-se destacar, porém, as feições mais relevantes dos leucogranitos intensamente hidrotermalizados (LGIH).

Os Leucogranitos têm como principais características macroscópicas um caráter marcadamente hololeucocrático, coloração clara, no geral rosada, granulação média ou fina e ausência de deformação dúctil (Fig. 11 b). Essas feições, exceto a deformação, contrastam com as dos MzG e MzSG, que apresentam mais elevado conteúdo de máficos, coloração mais acastanhada e tem granulação mais grossa.

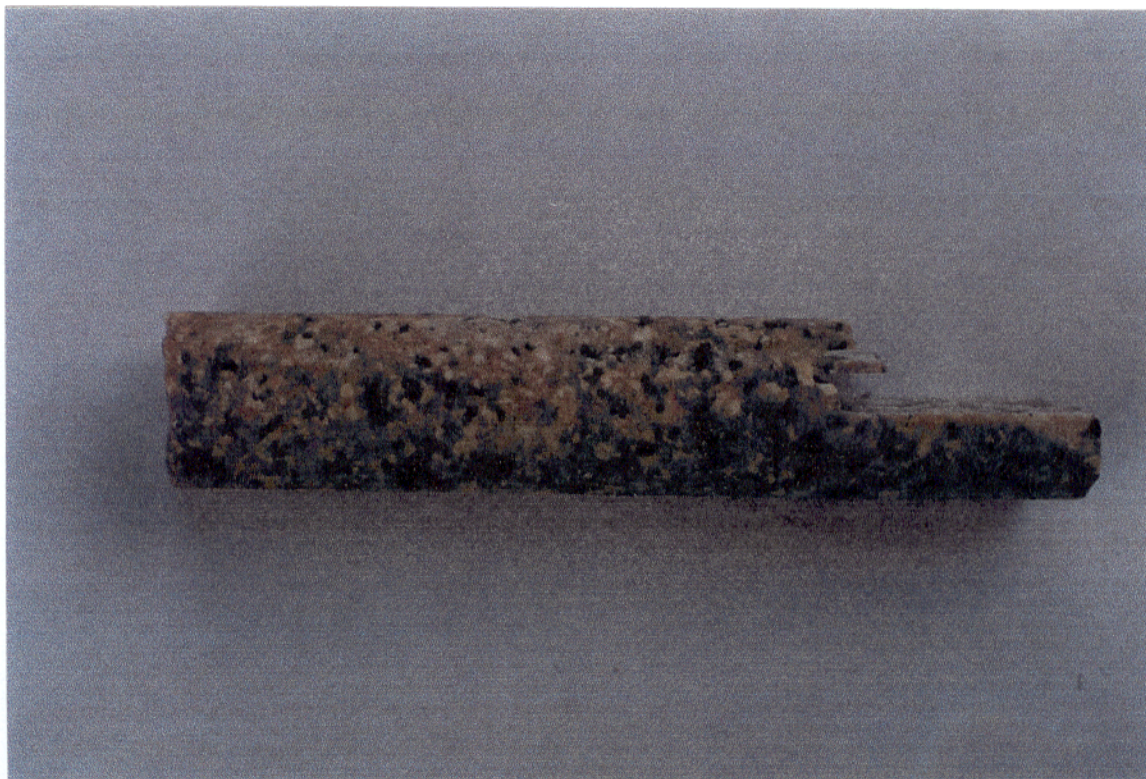


Fig. 11a. Clorita-Anfibólio Monzo a Sienogranito, castanho, com plagioclásio de cor branca (F11-303,7),

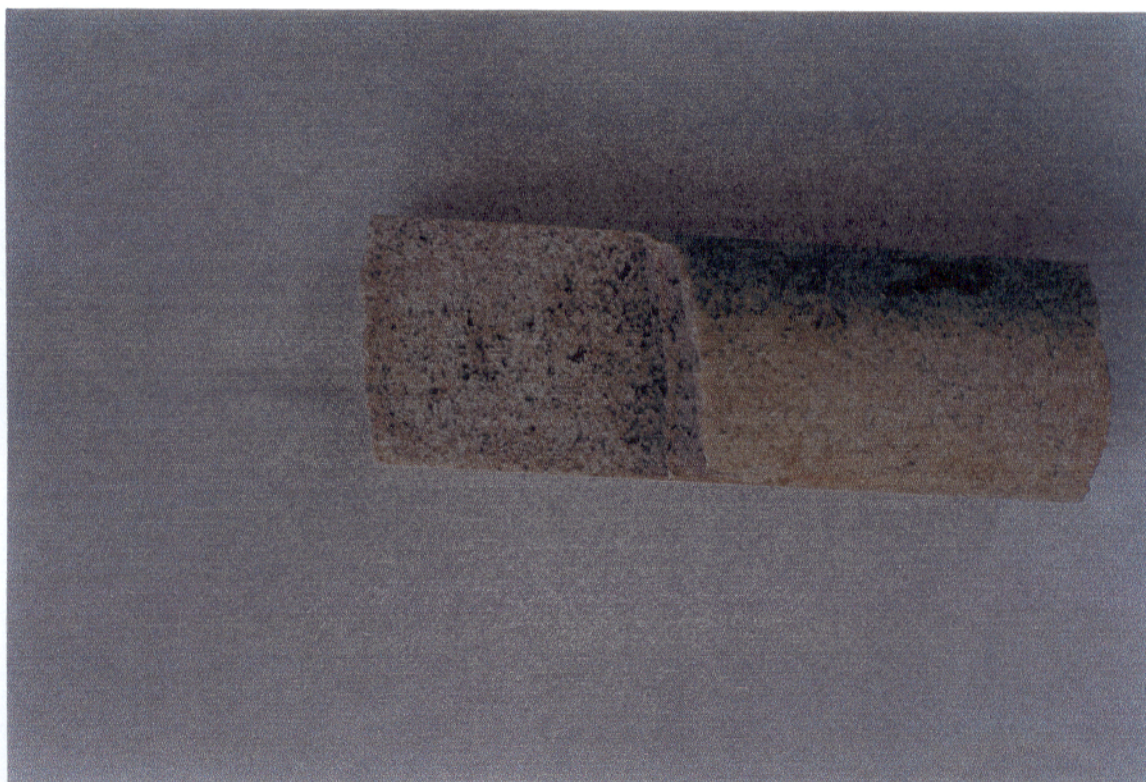


Fig. 11b . Leucogranito típico, isótropo, hololeucocrático, róseo e de granulação média a fina (F30-233,4).

O exame mais detalhado a nível mesoscópico, corroborado pela petrografia microscópica, revela que os leucogranitos são granitos médios, ocorrendo localmente microgranitos; apresentam textura predominantemente hipidiomórfica granular, sendo raros os bolsões de rocha com textura alotriomórfica ou xenomórfica, para as quais caberia o termo aplito. O aspecto aplítico de algumas amostras é dado pelos grãos de quartzo sacaroidais.

Os leucogranitos apresentam no geral uma textura hipidiomórfica equigranular, sendo raros os termos inequigranulares porfíricos. A granulação dominante dos litotipos é média, com diâmetro dos grãos na faixa de 2 a 3 mm. Bolsões de rocha mais fina, com granulometria na ordem de 0,5 a 1 mm, ocorrem em zonas restritas a no máximo poucos centímetros. Leucogranitos de grão médio a grosso (>5 mm) estão normalmente condicionados a faixas próximas de fraturas, associados a rochas pegmatóides (Fig. 12a).

Mineralogicamente são constituídos por quartzo, K-feldspato, plagioclásio albitico, que ocorrem em proporções similares, sendo as fases máficas (clorita e/ou turmalina) muito escassas.

O quartzo é subédrico a anédrico, dando um aspecto sacaróide à rocha. O feldspato alcalino tem coloração rósea a creme, hábito subédrico a anédrico e forma tabular pouco desenvolvida. Nas porções mais argilizadas a rocha apresenta-se com coloração mais escura em tom castanho.

Os cristais do plagioclásio albitico exibem seções retangulares e têm coloração creme a branco-marfim ou esverdeada. As fases máficas, clorita e/ou turmalina, ocorrem em proporções muito reduzidas. Os máficos, em especial a turmalina, ocorrem localmente agrupados, formando concentrações de grãos com dimensões de até 3 cm que configuram texturas designadas informalmente como do tipo cacho-de-uvas (Fig. 12b).

A variação na coloração é um dos principais critérios para a distinção entre os leucogranitos e os leucogranitos intensamente hidrotermalizados. Os LG apresentam cor normalmente rosada ou rósea-creme, enquanto que as variedades mais alteradas são predominantemente esverdeadas ou cinzas.



Fig. 12a. Leucogranito inequigranular, róseo, cortado por veio pegmatóide quartzo-feldspático com turmalina (F63-152,2).



Fig. 12b. Leucogranito com concentrações de turmalina formando uma textura característica na forma de "cacho-de-uvas" (F30-215,8).

Durante a descrição dos testemunhos de sondagem e coleta de amostras, observou-se a ocorrência de feldspatos de cor verde-claro, normalmente associados a zonas de fratura, assim como de porções de leucogranitos com tonalidades esverdeadas (Fig. 13a). Essa variação na tonalidade das rochas é observada mesmo ao longo da seção vertical de alguns furos, como por exemplo no F30, no qual intervalos dominados por leucogranitos de coloração rosada ocorrem alternados ou entremeados com porções de cor cinzenta, cinza-esverdeada ou mesmo verde-claro (leucogranitos intensamente hidrotermalizados) (Fig. 13 b). Os subsídios fornecidos pela petrografia microscópica e difratogramas de raios-X, reforçados por análises de microsonda eletrônica (R.N.N. VILLAS, inf. verbal), permitiram a identificação do mineral verde mencionado como sendo albita.

Além das porções de leucogranitos esverdeados, também existem rochas de tonalidade cinza associadas às faixas com maiores evidências de alteração ao longo dos testemunhos de leucogranitos. Uma das características mesoscópicas desses litotipos, incluídos igualmente entre os leucogranitos intensamente hidrotermalizados, é a presença localizada de concentrações de finas palhetas de mica branca, que conferem um brilho sedoso à rocha. Essas concentrações micáceas e veios de carbonatos são feições muito freqüentes e bastante características dos LGIH.

Concluindo, a delimitação dos contatos entre os leucogranitos e leucogranitos intensamente hidrotermalizados é difícil, mesmo com a ajuda da petrografia microscópica. A cor funciona como um critério distintivo no caso dos LGIH de cor esverdeada, mas ela é um critério ambíguo quando se trata dos LGIH de cor cinza. Logo, a separação apresentada na Figura 7 entre os LG e os LGIH indica, sobretudo, a variedade dominante, procurando destacar as zonas afetadas por hidrotermalismo mais intenso.

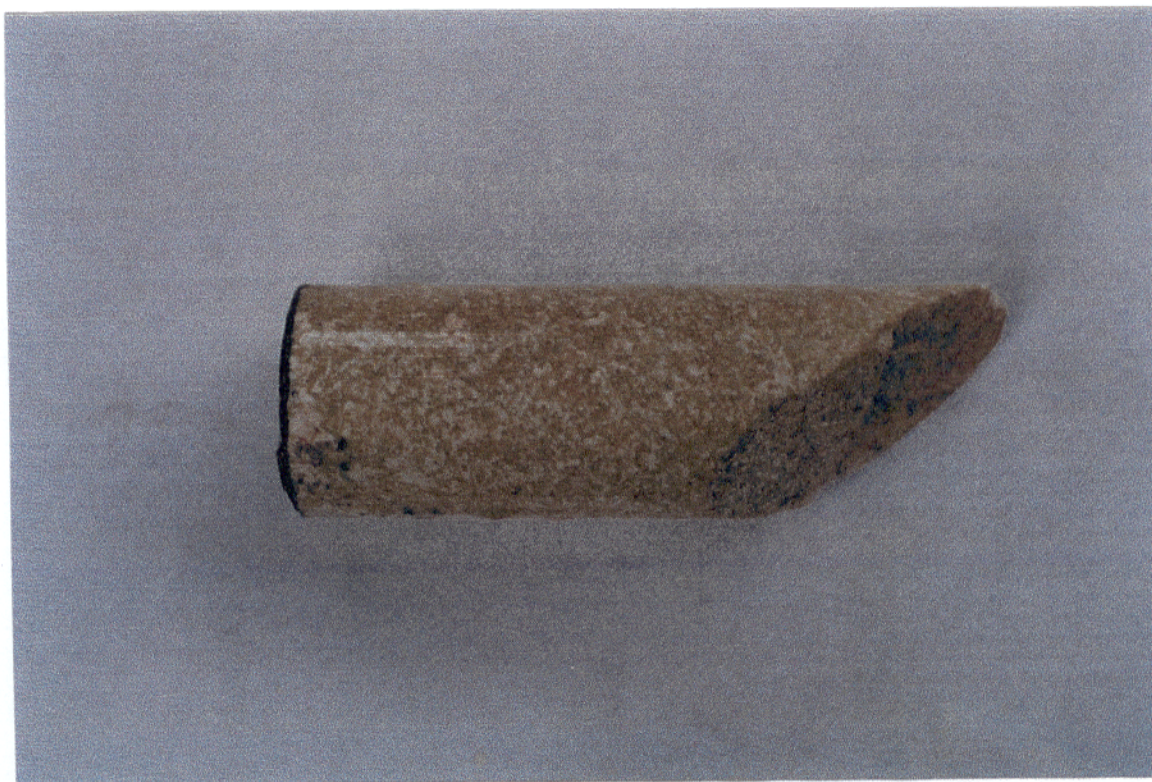


Fig. 13a. Leucogranito graisenizado (LGIH) de cor esverdeada mostrando a sua típica textura equigranular média e caráter hololeucocrático (F36-146,1).

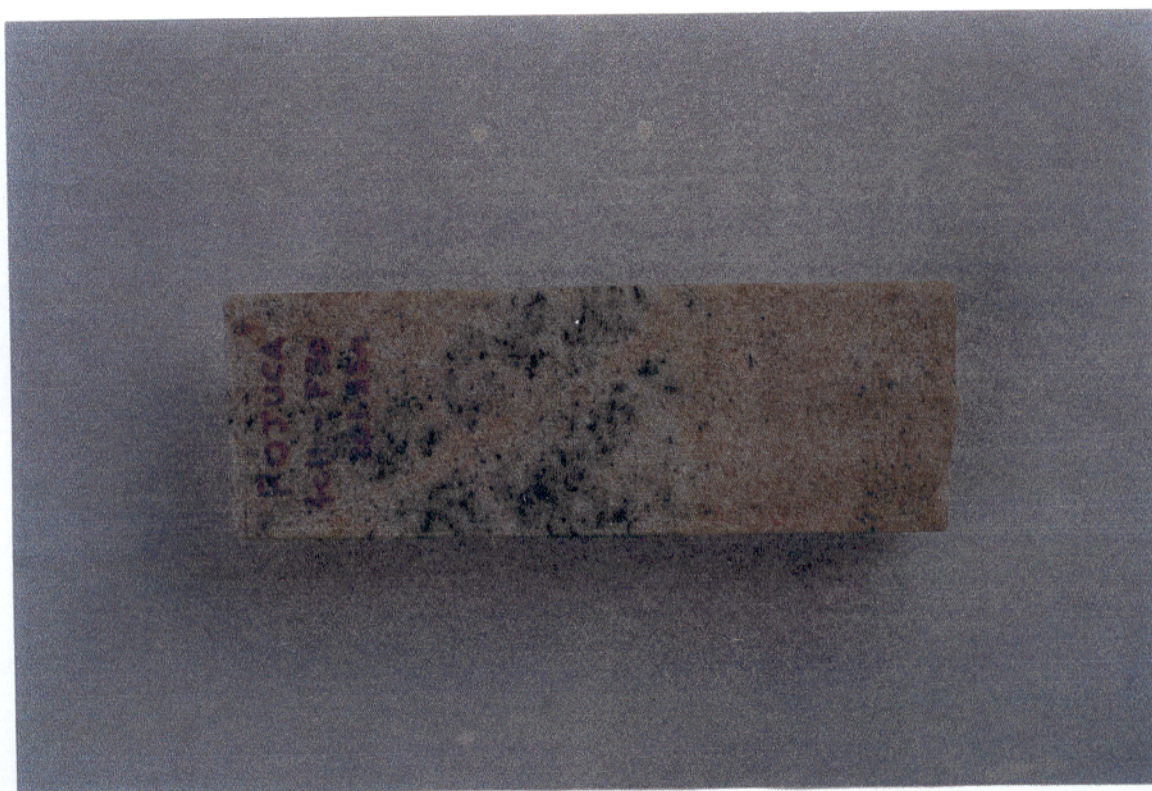


Fig. 13b. Leucogranito cinza mais rico em clorita, cortado por aplito fino, rosado (F30-201,9).

2.4 - PETROGRAFIA MICROSCÓPICA DO GRANITO POJUCA

2.4.1 - Introdução

A petrografia do Granito Pojuca está calcada na descrição microscópica de 89 lâminas delgadas, realizadas em amostras previamente selecionadas a partir da mesoscopia. Foram examinadas também 28 amostras das rochas encaixantes e seis seções delgadas de amostras provenientes da área aflorante do granito, as últimas relacionadas ao Projeto Serra Norte - Pojuca (J.MACAMBIRA *et al.*, 1990).

Em cada lâmina foi realizada uma análise mineralógica e textural detalhada, identificando-se as fases e paragêneses minerais, a morfologia e relações de contato entre os minerais, suas zonações e alterações.

Para a determinação ótica do teor de An dos plagioclásios utilizou-se o método do ângulo de extinção em seções paralelas a (100) e de suas relações com as clivagens (010) e (001). Procurou-se realizar no mínimo uma determinação por lâmina, o que nem sempre foi possível face ao forte grau de desestabilização geralmente exibido pelo plagioclásio. Foram feitas cerca de 120 determinações.

2.4.2 - Análises modais

Para a determinação do conteúdo modal das rochas do Granito Pojuca foram analisadas 49 lâminas, com varredura de 1.500 pontos por seção. Os conteúdos modais das 49 amostras estão relacionados na tabela 1.

Para o cálculo da proporção modal foram discriminados os conteúdos de todos os minerais silicáticos primários, sendo que minerais opacos englobam os óxidos (magnetita, ilmenita, hematita) e os sulfetos (pirita, calcopirita e molibdenita). Os resultados referentes aos acessórios fluorita, turmalina, sericita, epidotos e carbonatos não incluem os grãos interpretados como produtos da alteração do plagioclásio, sendo computada somente sua ocorrência como fases individualizadas intersticiais.

Os conteúdos modais das amostras foram plotados em diagrama QAP (Fig.

14; campos conforme STRECKEISEN, 1976), permitindo a classificação do conjunto das rochas de acordo com a nomenclatura proposta pela IUGS. Os leucogranitos são apresentadas em diagrama separado (Fig. 14b), visto serem rochas com características petrográficas (e químicas) bem distintas dos monzogranitos (Fig. 14a).

A grande maioria das rochas estudadas apresenta composição monzogranítica, observando-se porém um grupo transicional, cuja composição situa-se no limite entre monzogranitos e sienogranitos. Por apresentarem, além da variação composicional, alguns aspectos petrográficos que os diferenciam (além do comportamento geoquímico) esses dois conjuntos são tratados como diferentes variedades faciológicas, monzogranitos (MzG) e monzo a sienogranitos (MzSG).

Os álcali feldspato-granitos (Fig. 14a) originaram-se a partir da intensa alteração dessas fácies, pela ação de fluidos hidrotermais que modificaram a rocha, destruindo o plagioclásio.

Tabela 1. Composições modais, em percentagem, das fácies do Granito Pojuca (contagem de 1500 pontos).

(continua)

Fácies	Monzogranito																				Anf.-gran.		Alc.feld-gran.	
	F1	F2	F2	F3	F4	F8	F9	F12	F12	F12	F13	F14	F14	F14	F15	F16	F30	F30	F33	F33	F11	F11	F10	F12
Furo	162	114	125	47	74	229	216	158	274	274	259	379	388	395	174	185	261	273	419	432	303	312	163	266
Prof. (m)																								
Qz	26,8	30,6	32,4	32,0	43,0	30,8	29,4	38,4	27,9	27,9	29,3	30,3	37,3	27,9	30,7	34,7	29,6	32,8	28,6	31,4	31,7	36,1	43,9	32,7
Fk	37,8	37,0	35,1	30,4	29,9	36,3	37,3	27,6	35,9	39,6	39,6	39,4	31,5	39,6	35,6	38,6	35,5	34,7	41,5	39,1	34,5	12,2	37,8	52,8
Pl	31,7	25,4	28,8	32,4	23,8	28,8	30,6	31,7	31,7	29,0	28,6	28,5	28,3	28,3	30,1	24,7	30,9	28,9	28,7	25,8	25,6	45,6	-	-
Cl	3,2	5,8	2,8	3,3	1,9	3,8	2,0	2,3	2,8	2,8	1,8	1,7	2,5	2,5	2,8	1,5	2,9	3,2	1,1	2,5	-	-	-	-
Hb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,7	4,1	-	-
All	0,1	0,8	0,3	-	0,2	0,1	0,2	-	-	-	-	-	-	0,5	-	-	-	-	-	-	0,6	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Op	-	-	-	-	0,8	-	-	-	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3	0,3	-	0,2
Fl	-	0,2	-	1,5	-	-	-	-	1,3	-	-	-	-	0,3	0,7	0,5	0,3	0,4	0,1	0,6	0,1	-	-	-
Tu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	0,6	-	-	-
Ser	-	-	-	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	6,9	-
Ep	0,2	-	0,9	-	0,4	0,1	0,4	-	-	-	0,2	-	0,1	0,5	0,1	-	0,6	-	-	0,6	0,8	1,7	-	2,9
Carb	0,2	-	-	-	-	0,1	0,1	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	0,3	-	-	-	-	-	0,6	-

Qz: quartzo; Fk: feldspato potássico; Pl: plagioclásio; Cl: clorita; Hb: hornblenda; All: allanita; Zr: zircão; Tit: titanita; Op: opacos;
 Fl: fluorita; Tu: turmalina; Ser: sericita; Ep: epidoto; Carb: carbonato; Top: topázio.

Tabela 1. (conclusão)

Fácies	Monzo a sienogranito															Leucogranito																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																						
	F2	F5	F6	F6	F6	F6	F6	F6	F6	F6	F11	F11	F11	F17	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30	F30

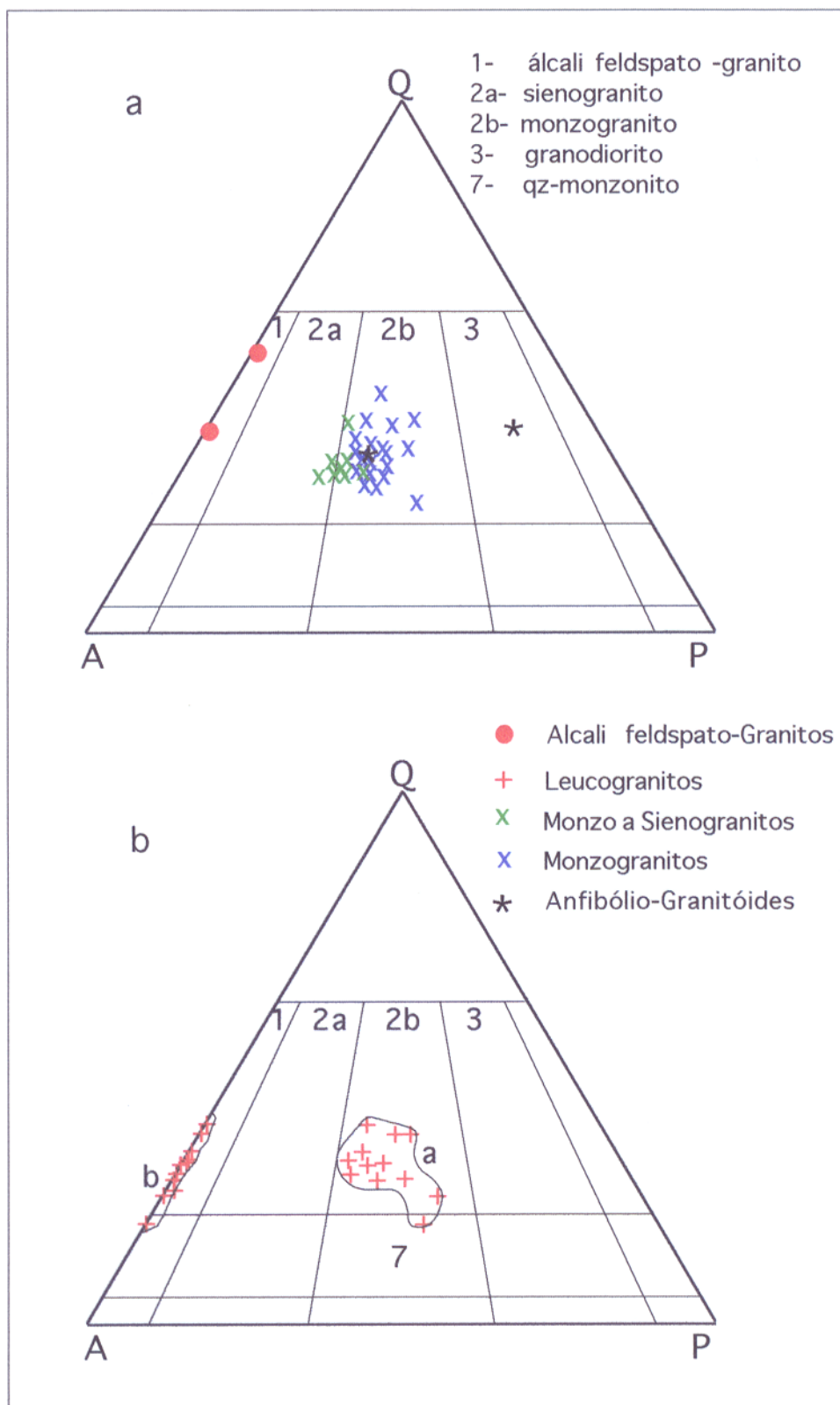


Figura 14. Diagramas QAP (Streckeisen, 1976) para amostras do Granito Pojuca. As razões P/A dos leucogranitos não levam em conta a ocorrência de albita nessas rochas (campo a); se todo o plagioclásio for considerado como albita, os leucogranitos situam-se no campo dos álcali-feldspato granitos (b).

As rochas portadoras de anfibólio, apesar da pequena expressão em área/volume, têm uma acentuada variação composicional, representada no diagrama QAP por granodiorito e monzogranito. Apresentam variações na textura e nos conteúdos de anfibólio e clorita. Mostram feições indicativas de se tratarem de rochas híbridas. A formação do anfibólio deu-se, muito provavelmente, a partir da interação do granito com a encaixante.

Em relação ao grupo dos leucogranitos (Fig. 14b), a grande dificuldade assinalada na descrição das feições mesoscópicas, para distinção das variedades de rochas leucograníticas, persistiu ao nível do estudo microscópico. Isso se deve à problemática separação nas rochas estudadas entre albita primária (magmática) e albita resultante da descalcificação do plagioclásio sódico. Na maioria dos albita-leucogranitos (cf. COSTI *et al.*, 1995, 1997), a albita primária se distingue ao microscópio do plagioclásio descalcificado pelo fato de apresentar, em geral, aspecto límpido e ausência de transformações expressivas. Nos leucogranitos do Granito Pojuca isso não se verifica e a identificação inequívoca e quantificação da albita primária pelos métodos óticos nem sempre são precisas ou mesmo possíveis. Isso se deve, pelo menos em parte, ao fato de ser petrograficamente inviável, no caso em questão, separar albitas primárias transformadas de plagioclásios sódicos descalcificados. As observações feitas indicam, porém, que a albita primária está presente e pode ser inteiramente dominante em diversos leucogranitos e esse aspecto não pode ser desconsiderado pela importância metalogenética potencial que possuem tais rochas.

Procurou-se, em função dos aspectos observados na mesoscopia e macroscopia, relacionar as variações de cor com a presença dominante de plagioclásio sódico descalcificado ou albita. Em alguns litotipos de coloração acinzentada constata-se, na microscopia, a presença de albita primária, que ocorre em conteúdos variados e aparentemente associada com plagioclásio descalcificado. A coloração cinza dessas rochas parece ser em boa parte dada pelos cristais límpidos, translúcidos, de albita primária. Já nos leucogranitos esverdeados, a albita provavelmente primária costuma ter como característica principal o fato de ser fortemente sericitizada, com presença

subordinada de clorita e carbonatos. A cor esverdeada parece, portanto, condicionada à presença extensiva de transformações nos cristais de albita, o que dificulta enormemente estabelecer a origem primária ou secundária da mesma. Além disso, a presença da albita esverdeada parece estar amplamente condicionada às zonas mais hidrotermalizadas, enquanto que nas porções menos alteradas a albita exibe normalmente uma coloração esbranquiçada.

Outro aspecto a considerar é a presença de topázio em alguns dos leucogranitos estudados. Esse mineral é típico de leucogranitos especializados muito pobres em cálcio e não costuma ocorrer em leucogranitos comparativamente menos evoluídos (cf. DALL'AGNOL et al., 1993). Embora a associação hidrotermal verificada no Granito Pojuca envolva turmalina, fase ausente na quase totalidade dos leucogranitos estaníferos da Amazônia, a presença de topázio aponta no sentido de leucogranitos especializados e, portanto, seria coerente com a hipótese de ocorrência de albita-leucogranitos no corpo Pojuca.

Como não foi possível a determinação dos conteúdos de albita primária, a classificação modal do conjunto dos leucogranitos fica comprometida. Não tendo sido realizada a distinção entre albita primária e plagioclásio descalcificado, as proporções de plagioclásio e as razões P/A estão superavaliadas. Em razão disso, embora os dados apresentados na Tabela 1 e lançados no diagrama QAP (Fig. 14b) indiquem sistematicamente uma composição monzogranítica para essas rochas, na verdade muitos leucogranitos, senão todos, seriam albita-granitos e devem ter composição de álcali-feldspato granitos, pois, seguindo as recomendações da comissão de nomenclatura da IUGS (STRECKEISEN, 1976; LE MAITRE, 1989), a albita primária ($An < 5$) deve ser considerada para efeitos de classificação como álcali feldspato (cf. campo b da Fig. 14).

2.4.3 - Feições microscópicas dos Monzogranitos (MzG) e Monzo a Sienogranitos (MzSG)

Os monzogranitos e monzo a sienogranitos de modo geral são marcados por

litotipos isótipos, de granulação grossa ou média a grossa, normalmente com textura equigranular hipidiomórfica, constituídos essencialmente por quartzo (quatro tipos morfológicos), feldspato alcalino peritítico (dois tipos morfológicos) e plagioclásio invariavelmente descalcificado, albitico.

A clorita é a fase máfica, com conteúdos entre 3 e 7% (Tabela 1), conferindo um caráter leuco a hololeucocrático para as rochas. Allanita, turmalina, zircão, titanita, opacos e apatita são os acessórios normais, que ocorrem em proporções reduzidas, com algum destaque para a allanita. Os minerais secundários são albita, feldspato potássico (FK2), clorita, sericita, fluorita, epidoto, carbonato, óxidos de ferro e argilo-minerais.

Em todo esse conjunto de rochas, bem como para toda a porção estudada do Granito Pojuca, observa-se a formação de uma geração tardia de feldspato potássico (FK2), indicando a atuação de um metassomatismo potássico, que se desenvolveu, segundo as evidências texturais, no estágio *subsolidus* da cristalização do granito, sendo posterior ao processo de descalcificação que desestabilizou o plagioclásio.

2.4.4 - Feições microscópicas dos Granitóides com Anfibólio e Álcali-Feldspato Granitos

Rochas portadoras de anfibólio e álcali feldspato-granitos são variedades localizadas, com feições peculiares que destoam das rochas dominantes, tanto pela maior variação da textura como, principalmente, em aspectos composicionais e genéticos. Nas rochas com anfibólio (furo F11; Tabela 1; Figs. 6 e 15a), a hornblenda é a fase máfica dominante, associada a quantidades significativas de clorita, epidotos e, por vezes, opacos. A proporção anfibólio/clorita diminui com a profundidade, observando-se nas amostras mais afastadas do contato (F11-312,3) apenas relictos de hornblenda. Essas rochas mostram sensível variação nos conteúdos de feldspatos e de máficos, que localmente (no topo do furo) atingem 10% do volume da rocha. Apresentam-se fraturadas, localmente brechadas, com variações texturais e

composicionais mais acentuadas, desde termos granodioríticos até a transição sieno a monzogranito.

Álcali feldspato-granitos estão presentes em porções localizadas do corpo, nas quais MzG e MzSG foram submetidos à deformação rúptil, com desenvolvimento de hidrotermalismo ao longo de planos de fraqueza, gerando rochas brechadas, normalmente porfiríticas, com teores variados das fases quartzo-feldspáticas e de clorita. Sericitização ($\pm$ mica branca), cloritização, carbonatos, titanita e óxidos de ferro normalmente acompanham essas rochas.

2.4.5 - Feições mineralógicas e texturais dos MzG, MzSG, Granitóides com Anfibólio e Álcali feldspato-Granitos

2.4.5.1 - Quartzo

A partir das características morfológicas e das relações com os demais minerais foram distinguidos quatro tipos morfológicos: Qz1, Qz2, Qz3 e Qz4, com amplo predomínio do primeiro.

Os cristais de quartzo 1(Qz1) comumente ocorrem sob a forma de agregados de grãos, de formato irregular e dimensões de até 1 cm. Cristais isolados possuem hábito subédrico a anédrico, granulação média a fina e dimensões no geral na faixa de <1 a 3 mm. Os contatos intergranulares são normalmente retilíneos, sem feições de corrosão marcantes. Normalmente seus cristais apresentam-se pouco deformados exibindo fraturamento e extinção ondulante mais acentuados e localmente formando subgrãos em zonas restritas onde a rocha deformada constitui álcali feldspato-granito. As inclusões são raras.

A variedade morfológica Qz2 ocorre sob a forma de intercrescimentos granofíricos com os feldspatos (Fig. 15b). Tem hábito anédrico a subédrico, ocorrendo caracteristicamente em intercrescimentos com o K-feldspato e, mais raro, com plagioclásio, ao longo das porções granofíricas que ocorrem normalmente na forma de bolsões de granulação fina indicando uma cristalização localizada de líquido magmático residual.

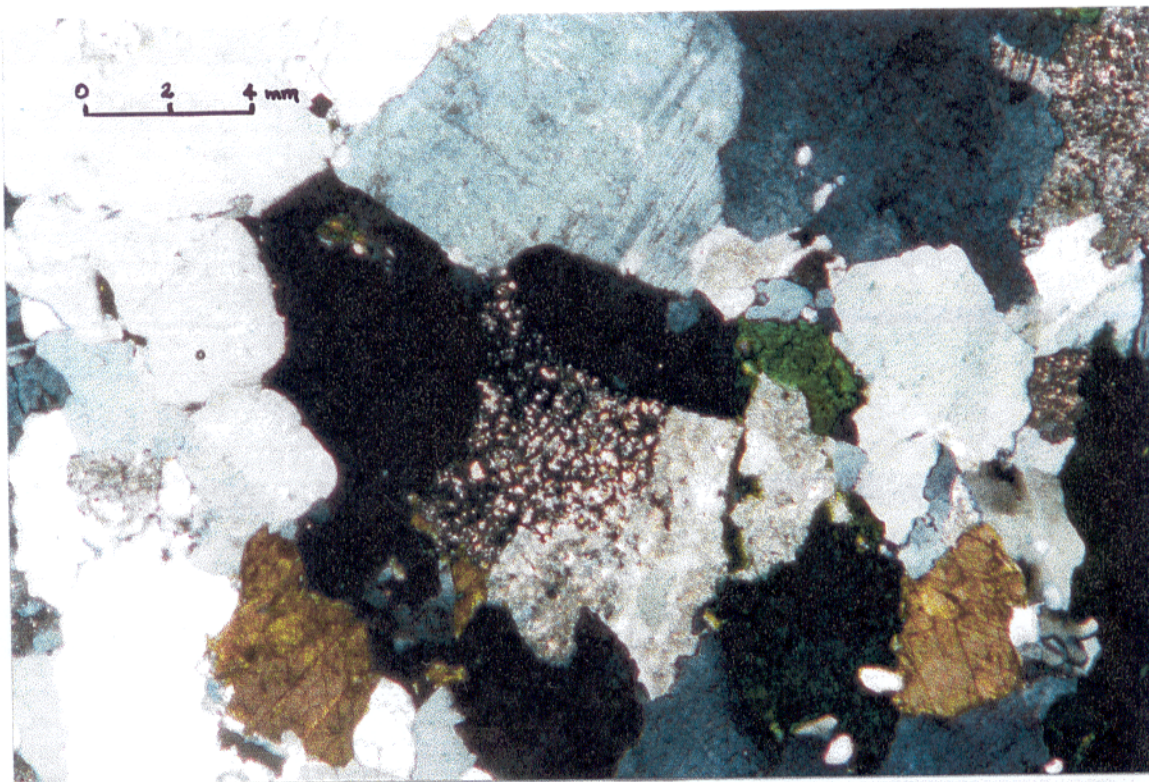


Fig. 15a. Clorita-hornblenda granodiorito com textura hipidiomórfica equigranular média (F11-303,7). (Nicóis cruzados - NX - 2,5X). Todas as fotomicrografias são em Nicóis cruzados- NX.

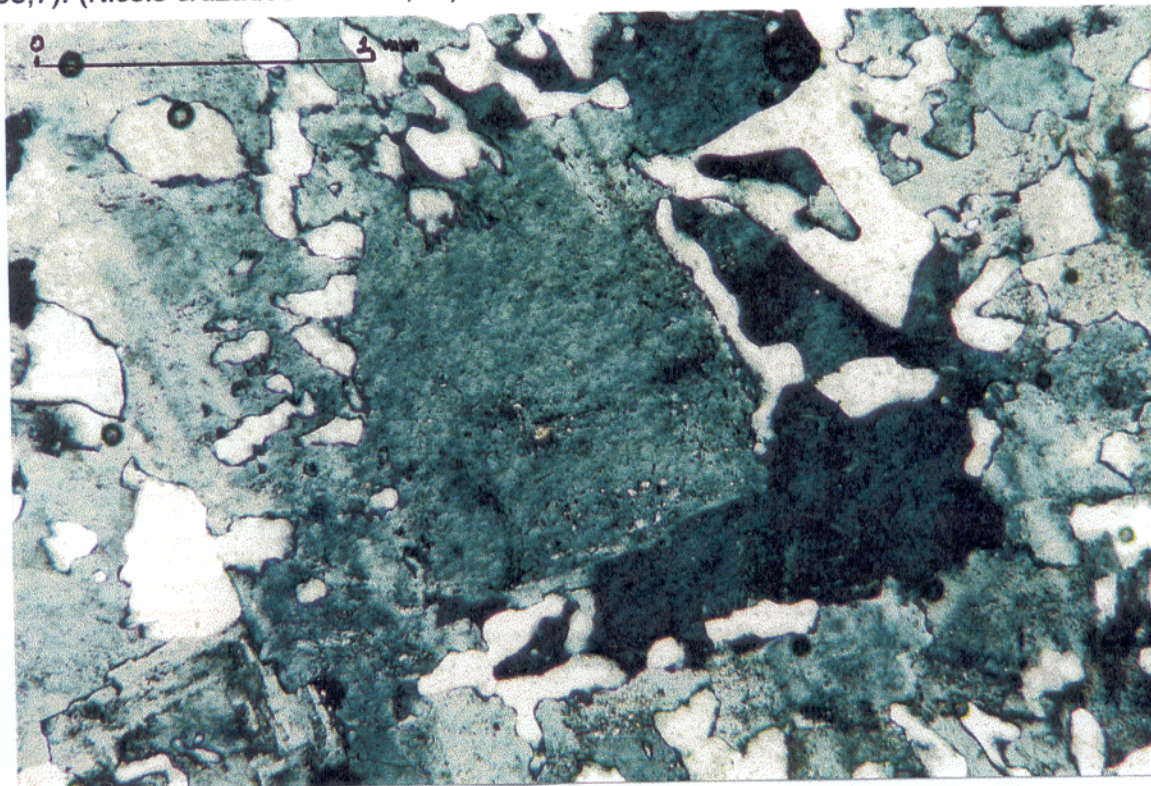


Fig. 15b. Intercrescimento granofírico entre quartzo (Qz2) e K-feldspato (F3-48,1). (10X).

A variedade Qz3 corresponde às formas vermiculares presentes nos intercrescimentos mirmequíticos que ocorrem esporadicamente no contato entre cristais de K-feldspato ou desse com o plagioclásio. As mirmequitas podem apresentar forma planar ou em bulbos (Fig. 16a) e, apesar de estarem presentes em quase todas as lâminas, tem maior destaque nas amostras F2-114,6; F11-326,2 e F14-395,0.

Ocorrem, ainda, grãos de quartzo (Qz4) sob a forma de inclusões no K-feldspato, que se concentram mais comumente próximo as bordas desse, mostrando normalmente disposição subparalela ao contorno do cristal hospedeiro. No plagioclásio, marcam o limite entre a porção interna e a auréola sódica externa.

2.4.5.2 - Feldspato Potássico

O feldspato potássico constitui, no geral, a fase mineral mais abundante das rochas estudadas, com conteúdos variando de 12.2% (granodiorito; F11-312,3) até 52.8% (álcali feldspato-granito; F12-266,9) (Tabela 1). A gradação entre rochas monzograníticas e as transicionais monzo a sienograníticas (Fig. 14a) é marcada pelo aumento no conteúdo de K-feldspato, com diminuição concomitante no teor de plagioclásio. Esta variação na razão A/P é gradacional e sugere que o fracionamento do plagioclásio nas rochas precoces levou ao enriquecimento em feldspato potássico com a evolução magmática (essa hipótese não é, no entanto, fortalecida pelos dados geoquímicos, apresentados adiante).

De modo geral, o feldspato potássico mostra granulação média (1 a 4 mm), ou, em menor proporção, granulação grossa (5 a 9 mm). Esporadicamente ocorrem fenocristais com dimensões de até 1,5 cm. São, ainda, constituintes essenciais das porções granofíricas da rocha, onde exibem continuidade ótica e granulação variável.

O K-feldspato exhibe hábito normalmente subédrico, não sendo raros, entretanto, cristais poiquiloblásticos, de desenvolvimento tardio englobando os minerais pré-existentes. Os cristais tabulares exibem geralmente geminação do tipo Carlsbad. A presença de maclas em xadrez é pouco freqüente e no geral restrita a grãos xenomorfos (Fig. 16b).

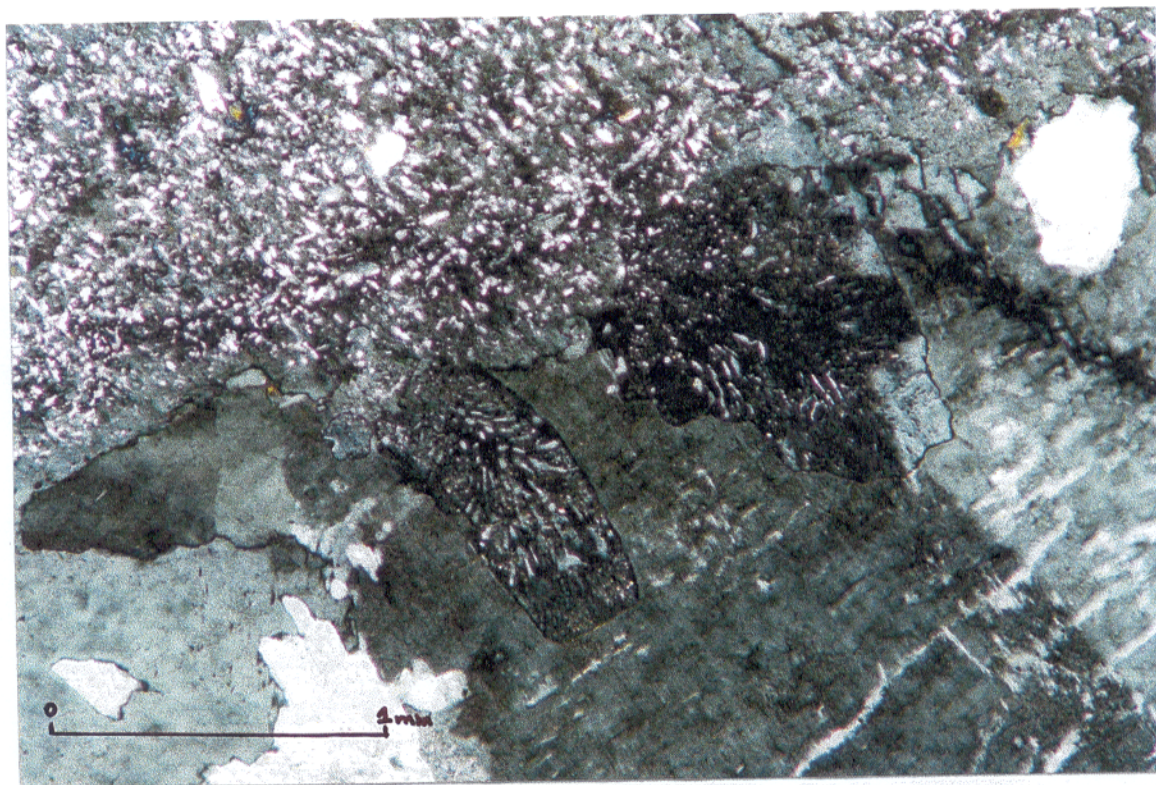


Fig. 16a. Intercrescimentos mirmequíticos (tipo bulbo) entre K-feldspato pertítico e plagioclásio desestabilizado (F11-326,2). (10 X).

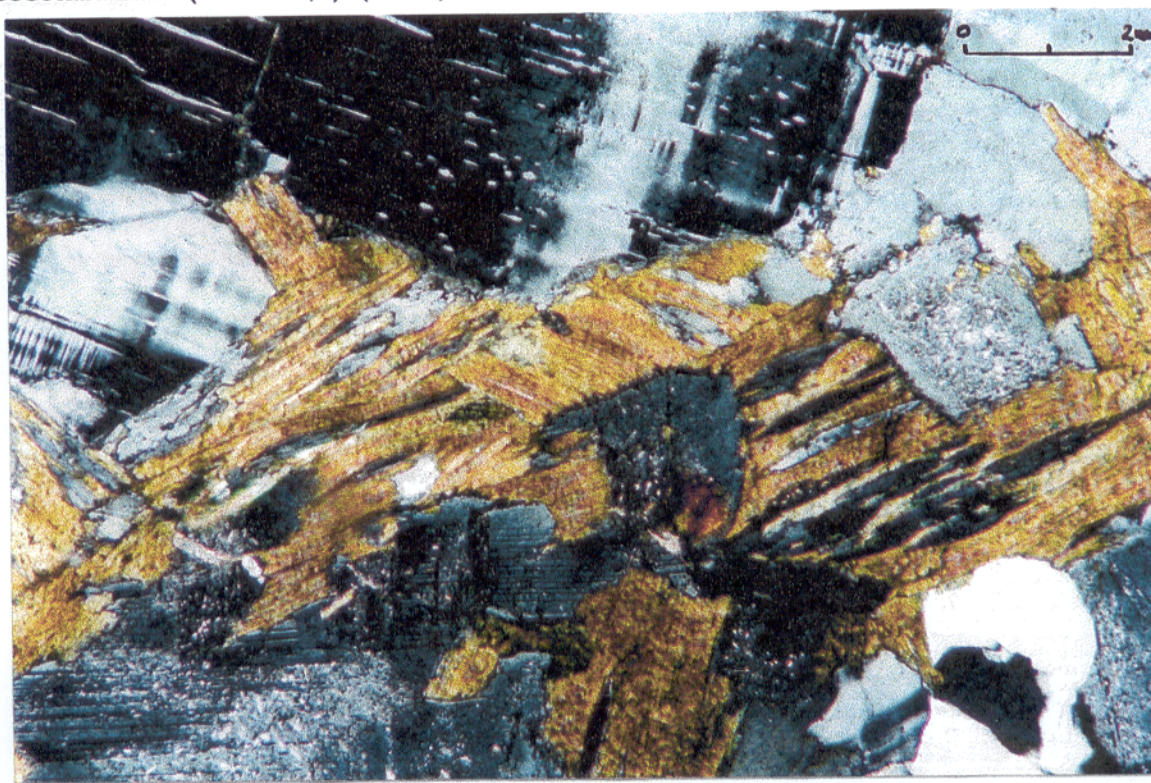


Fig. 16b. Fenocrystal de K-feldspato com geminação xadrez bem desenvolvida. Notar presença de fusóides de K-feldspato ao longo das clivagens da clorita (F1-161,8). (2,5 X).

Normalmente o K-feldspato mostra intercrescimento micropertítico com lamelas sódicas não muito abundantes e de distribuição homogênea ao longo dos cristais, sendo o zoneamento observado apenas esporadicamente, em função da diminuição na densidade das lamelas sódicas do núcleo para a zona de borda dos grãos. As lamelas sódicas mais comuns, segundo a conceituação de ALLING (1932), são dos tipos *string* e *stringlet*, ocorrendo subordinadamente as formas “entrelaçadas” e “em mancha”.

As inclusões de plagioclásio e quartzo são freqüentes e ocorrem normalmente na porção mais externa do K-feldspato. Os cristais de plagioclásio inclusos muitas vezes apresentam uma coroa sódica ou mirmequítica. As inclusões de quartzo (Qz4) podem se distribuir aleatoriamente ou formar pseudo-coroas nas bordas do feldspato. Inclusões de clorita são pouco comuns e os minerais acessórios raros.

Os contatos com o plagioclásio são irregulares, normalmente sugerindo a corrosão desse. É comum a presença de bordas sódicas entre os dois minerais, não raro acompanhada de intercrescimentos mirmequíticos. Com o quartzo os contatos são regulares, marcados normalmente por linhas retilíneas. A relação com a clorita é ora marcada por contatos regulares, ora pela corrosão dessa.

A albitização do feldspato potássico é muito restrita, com os conteúdos de albita intergranular normalmente inferiores a 1% do volume da rocha. A albita intergranular (Fig. 17a) ocorre, por vezes, em substituição ao K-feldspato, podendo desenvolver feições texturais do tipo coroa trocadas (*swapped-rims*; SMITH, 1974). Albita *chess-board* (SMITH, 1974) é muito rara.

A argilização do FK1 não é muito pronunciada sendo mais intensa nas zonas mais deformadas, como no furo F10, em que a extensiva argilização do feldspato confere uma coloração acastanhada à rocha. A sericitização do feldspato potássico é extremamente localizada, restringindo-se às proximidades de zonas hidrotermalizadas.

Uma das peculiaridades marcantes do Granito Pojuca é a ocorrência de dois tipos distintos de feldspato potássico, denominados FK1 e FK2. A variedade FK1, já descrita, representa a fase normal da cristalização magmática enquanto que o tipo FK 2, subordinado, está associado a transformações ligadas ao estágio *subsolidus* de

evolução do corpo.

A presença de K-feldspato de origem tardi a pós-magmática (FK2) reflete um processo de alteração potássica que levou a uma feldspatização em graus variáveis porém extensiva das rochas do Granito Pojuca. A sua identificação microscópica nem sempre é clara e precisa, pois não forma cristais com contornos definidos, ocorrendo normalmente sob a forma de manchas irregulares e difusas, com aspecto geral turvo, pelo fato de achar-se, via de regra, fortemente argilizado (Fig. 17b). Não mostra ao microscópio maclas e intercrescimentos micropertíticos. Os aspectos mencionados permitem sua identificação e distinção do FK1.

As manchas de FK2 desenvolvem-se em geral no interior do plagioclásio e estão normalmente associadas (não geneticamente) a albita secundária, epidotos, sericita e demais produtos de alteração do plagioclásio hospedeiro. O FK2 normalmente situa-se nas porções mais internas, geralmente correspondentes às zonas mais cálcicas do plagioclásio. Nessa zona tem-se geralmente uma mais forte presença de epidotos do grupo da pistacita (R.N.N. VILLAS, inf. verbal).

Embora a feldspatização seja marcante em muitas amostras (furos F2, F6, F12, entre outros), os conteúdos de FK2 são muito variáveis, mesmo ao longo da distribuição vertical de um mesmo furo. Merece ser destacado novamente que em muitos casos a identificação do FK2 não é simples e que, de um modo geral, a sua quantificação é difícil.

Mais localizadamente observa-se a presença de K-feldspato com as mesmas propriedades óticas do FK2 na forma de vênulas, com espessura de no máximo 0,5 mm. Esses veios são claramente tardios. As relações texturais sugerem contemporaneidade entre o feldspato potássico dos veios e o FK2 alojado no plagioclásio, como pode ser observado na amostra F9-216,8 (Fig. 18a).

Outra forma de ocorrência de FK2, bem mais rara, é preenchendo cavidades miarolíticas, associado à clorita, epidoto, titanita, zircão e opacos (furo F11-335,7). Nesse último caso e também na amostra F6-83,7, há evidências texturais de substituição do FK1 por FK2. Essas transformações estão relacionadas a zonas de fraturamento no granito, certamente afetadas por hidrotermalismo mais intenso.

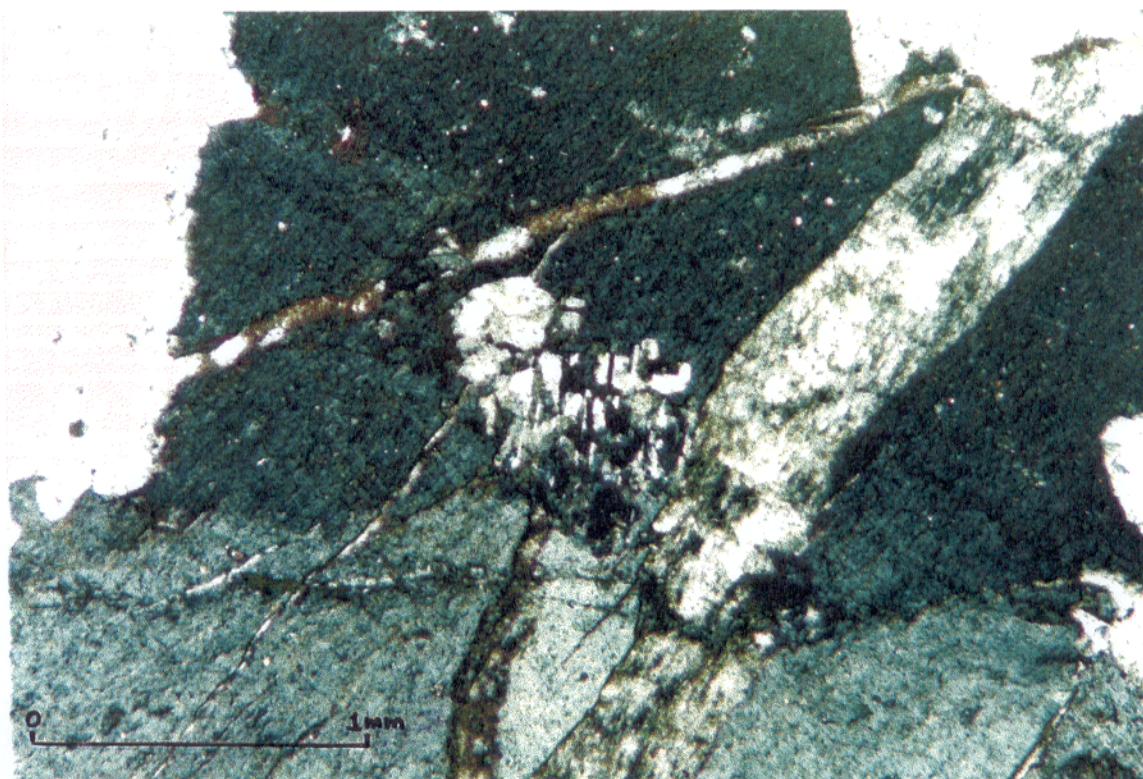


Fig. 17a. Albite intergranular desenvolvida no contato entre grãos de K-feldspato (F2-103,25). (10X).

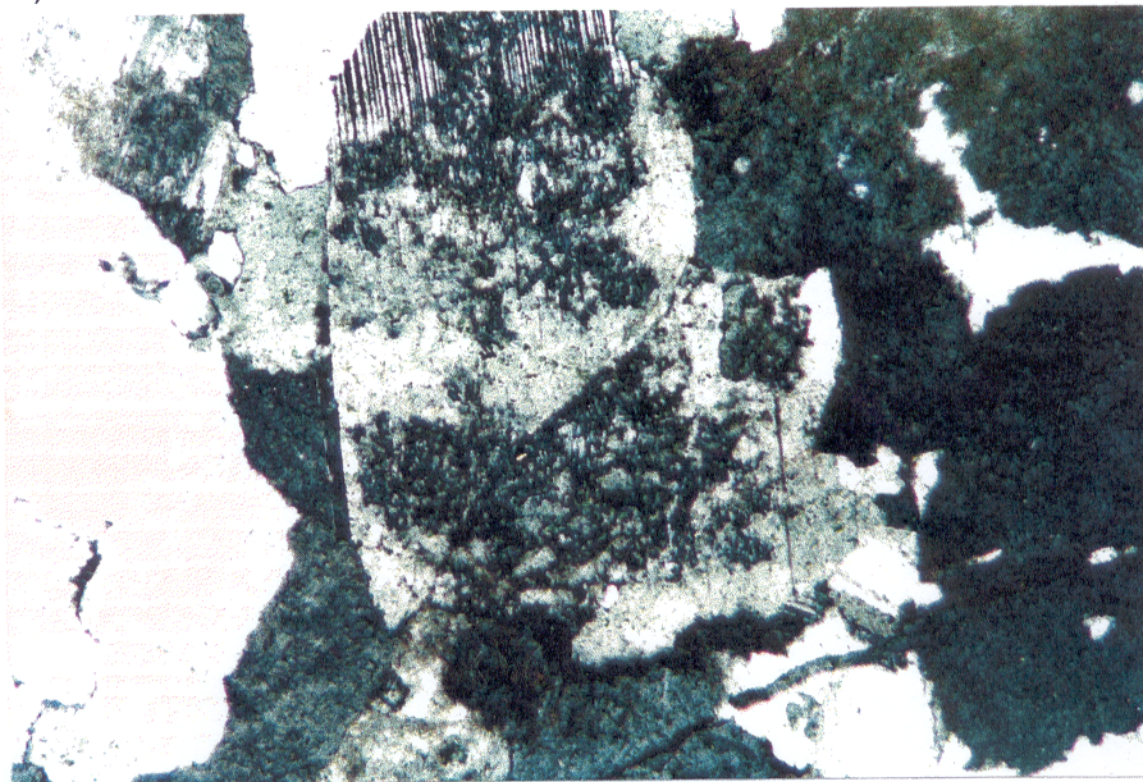


Fig. 17b. Plagioclásio intensamente descalcificado transformado em albite secundária e, posteriormente, substituído por K-feldspato (FK2) (F2-103,2). (10 X).

2.4.5.3 - Plagioclásio

O plagioclásio ocorre normalmente em proporções similares ao K-feldspato (MzG), variando entre 21,5% (MzSG) até um teor máximo de 45,6% (anfibólio-granodiorito). Está ausente nos álcali feldspato-granitos metassomatizados (p. ex. F10-163,4) (Tabela 1).

Ocorre na forma de cristais de granulação média dominante, subidiomorfos a idiomorfos, apresentando seções retangulares ou, eventualmente, quadráticas. Mostra contatos regulares, por vezes interpenetrados, com o quartzo (Qz1) e normalmente irregulares com o K-feldspato, sendo corroído por esse. Em determinados locais seus cristais formam agregados, alguns dos quais mostram relações análogas as de *synneusis*, conforme definida por VANCE (1969).

Uma das feições marcantes do plagioclásio é o seu forte grau de alteração. O plagioclásio original apresenta-se desestabilizado por processo de descalcificação (*de-anorthization*) e substituído basicamente por albita, sericita, epidotos e fluorita $\pm$ clorita $\pm$ carbonatos (Fig. 18b). Epidotos, fluorita e carbonatos são as fases secundárias cálcicas. Turmalina, clorita, minerais argilosos e óxi-hidróxidos de ferro são os demais produtos da alteração do plagioclásio. O plagioclásio é substituído ainda, em maior ou menor escala, por feldspato alcalino (FK2), através de extensivo e marcante processo de feldspatização potássica.

A albita é o produto direto da descalcificação do plagioclásio original, sendo normalmente preservada nas partes mais externas do cristal. As demais fases secundárias normalmente delimitam zonas no interior do plagioclásio, concentrando-se preferencialmente no núcleo. Os epidotos formam agregados de pequenos grãos, em geral concentrados na zona mais interna e originalmente mais cálcica do plagioclásio (Fig. 19a). A sericitização ($\pm$ cloritas) é globalmente mais expressiva do que a epidotização, sendo controlada preferencialmente pelos planos de clivagens. É ausente apenas ao longo das auréolas albíticas, normalmente presentes nas bordas dos grãos de plagioclásio.

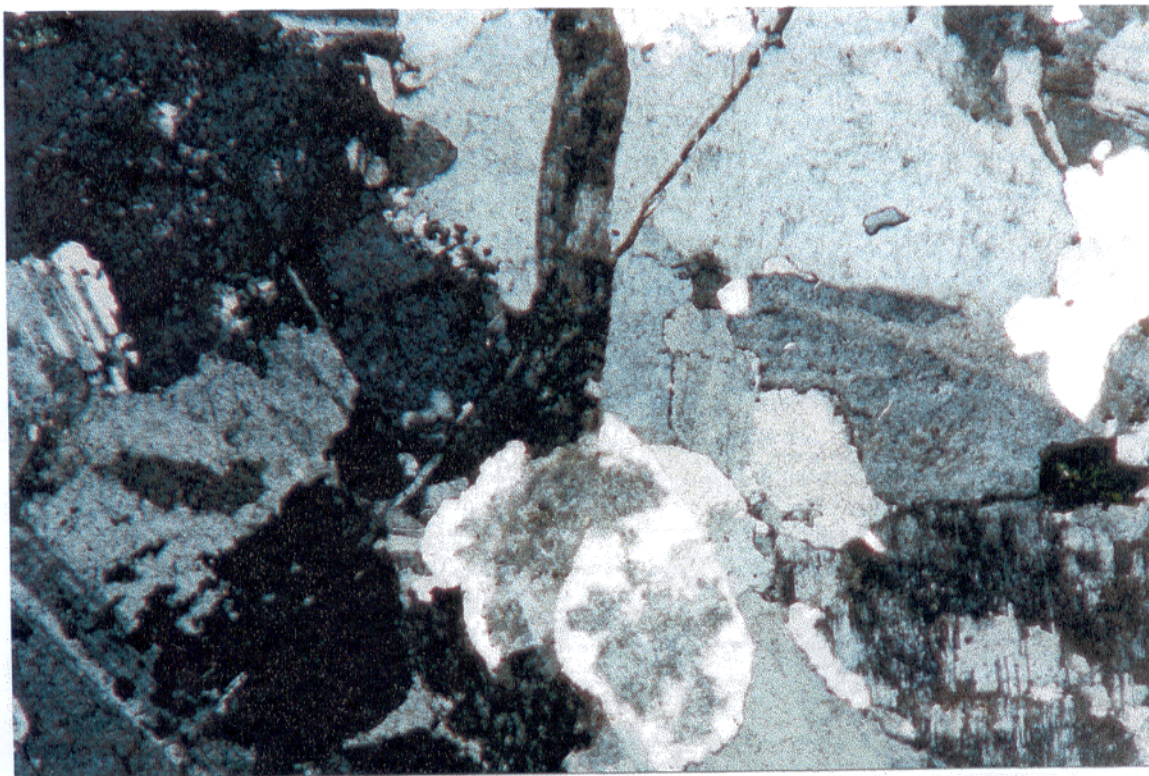


Fig. 18a. Veio de FK2 cortando o K-feldspato primário (FK1) e o plagioclásio descalcificado. As feições do FK2 são idênticas tanto no veio como no interior do plagioclásio (F2-103,2). (2,5X).

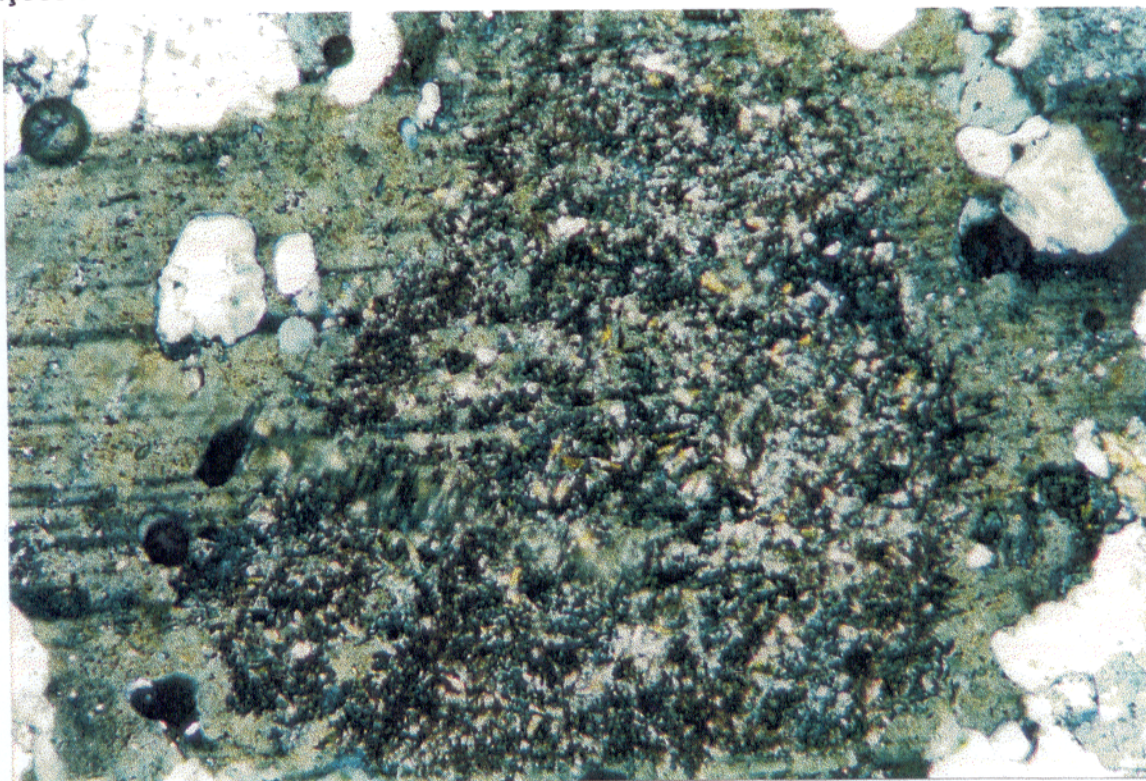


Fig. 18b. Porção de núcleo do plagioclásio intensamente transformado em albita, sericita, epidoto, clorita, fluorita e carbonatos (F30-261,7). (10X).

O zoneamento do plagioclásio é pouco acentuado. A sericitização e/ou epidotização (saussuritização) diferenciadas sugerem uma zonação normal, com conteúdos de anortita mais elevados no núcleo. De modo geral, observa-se um contraste entre a zona interna do cristal, com aspecto turvo e mascaramento das maclas, e a zona de borda, límpida, de composição sódica, e muito provavelmente albítica. Existe a possibilidade, portanto, de ter-se zona sódica de borda que reflita o zoneamento normal do plagioclásio primário, não sendo necessariamente produto da sua descalcificação.

O processo de feldspatização do plagioclásio (FK2), apesar de não ser observado de forma tão intensa como a sericitização e a saussuritização, é muito comum nas rochas estudadas do Granito Pojuca. É destacável a associação entre o FK2 e a pistacita.

O forte grau de transformação do plagioclásio dificulta a determinação dos teores de anortita dos cristais primários, pois esses tiveram suas composições modificadas. Tanto as maclas como os traços de clivagem ocorrem normalmente mascarados pela alteração superimposta. Nessas condições os teores de anortita obtidos por métodos óticos indicam a composição do cristal transformado, descalcificado, e não a sua composição original.

Em amostras onde o plagioclásio encontra-se comparativamente menos alterado, foram obtidos só muito raramente valores acima de An 10 (máximo de An 13). Em torno da metade das determinações realizadas indicam composição de albita pura, sendo que as restantes variam entre An 3 e An 9. A partir da natureza das fases de alteração, de sua zonalidade no interior dos cristais e da comparação dessas feições com as observadas em maciços graníticos similares, é sugerida uma composição original de oligoclásio a, no máximo, andesina sódica para o plagioclásio primário.

2.4.5.4 - Minerais Varietais

A clorita é a fase varietal mais comum do Granito Pojuca, representando cerca de 3% do volume das rochas analisadas. Esses teores são enriquecidos em

faixas de rochas hidrotermais. Nos anfibólio-granitóides ocorre associada à hornblenda. Em raros locais a cloritização da biotita não é total, observando-se raros cristais de biotita parcialmente preservada.

Ocorre normalmente na forma de lamelas subédricas de dimensão fina a média. Mostra inclusões de pequenos grãos de titanita, opacos, zircão, allanita e, mais raro, apatita. É relativamente comum apresentar fusóides de epidotos, K-feldspato e carbonatos.

Em algumas amostras a clorita apresenta forma alongada e esqueletal, desenvolvendo-se localmente ao longo das fraturas nos minerais da trama da rocha (Fig. 19b), o que indica a cristalização tardia da mesma. Um hábito particular da clorita (amostra F11-307,9) é em lamelas mais alongadas, subparalelas (fraturas sinmagmáticas?).

2.4.5.5 - Minerais Acessórios

Os minerais acessórios primários estão representados por allanita, apatita, zircão e opacos, perfazendo em média 0,6% da rocha.

A allanita é a fase mais abundante e com distribuição razoavelmente regular ao longo da fácies, chegando a atingir conteúdos próximos de 1% da rocha. Ocorre na forma de cristais subédricos a euédricos (Fig. 20a), com no máximo 1,5 mm. Mostra normalmente grau médio a forte de metamictização, sendo normal a zonação dos grãos. A sua desestabilização, às vezes, leva à formação de fluorita.

Os opacos primários são subidiomorfos a idiomorfos e ocorrem em proporções normalmente inferiores a 0,3%. Observou-se ainda a presença de sulfetos em algumas amostras, localmente identificados como molibdenita.

Zircão e apatita apresentam-se normalmente inclusos na clorita na forma de finos cristais idiomorfos, ocorrendo em proporções relativamente reduzidas, especialmente o zircão, em relação a granitos similares.

Dentre as fases minerais secundárias figuram epidoto, titanita, sericita, fluorita, calcita, clorita, turmalina, albita, argilo-minerais e óxi-hidróxidos de ferro.

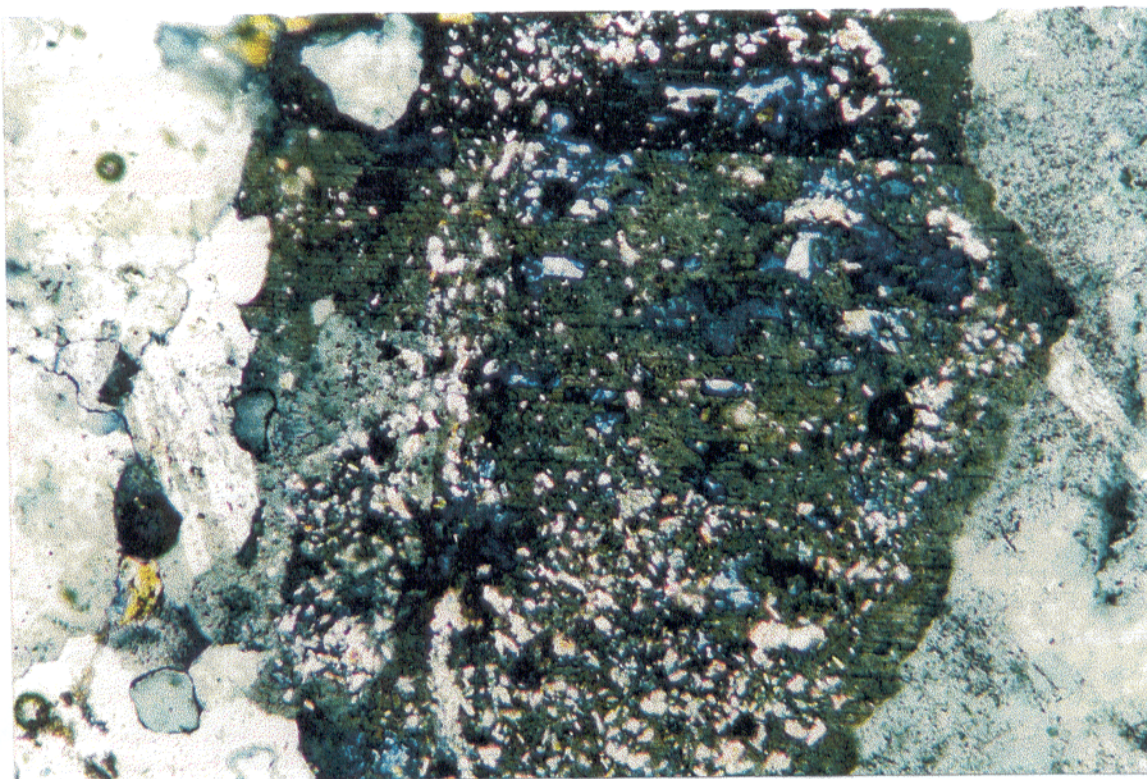


Fig. 19a. Alteração evidenciando zonalidade composicional do plagioclásio, com clinozoizita (azul) concentrada no centro e sericitização mais acentuada nas bordas (F30-261,7). (10X).

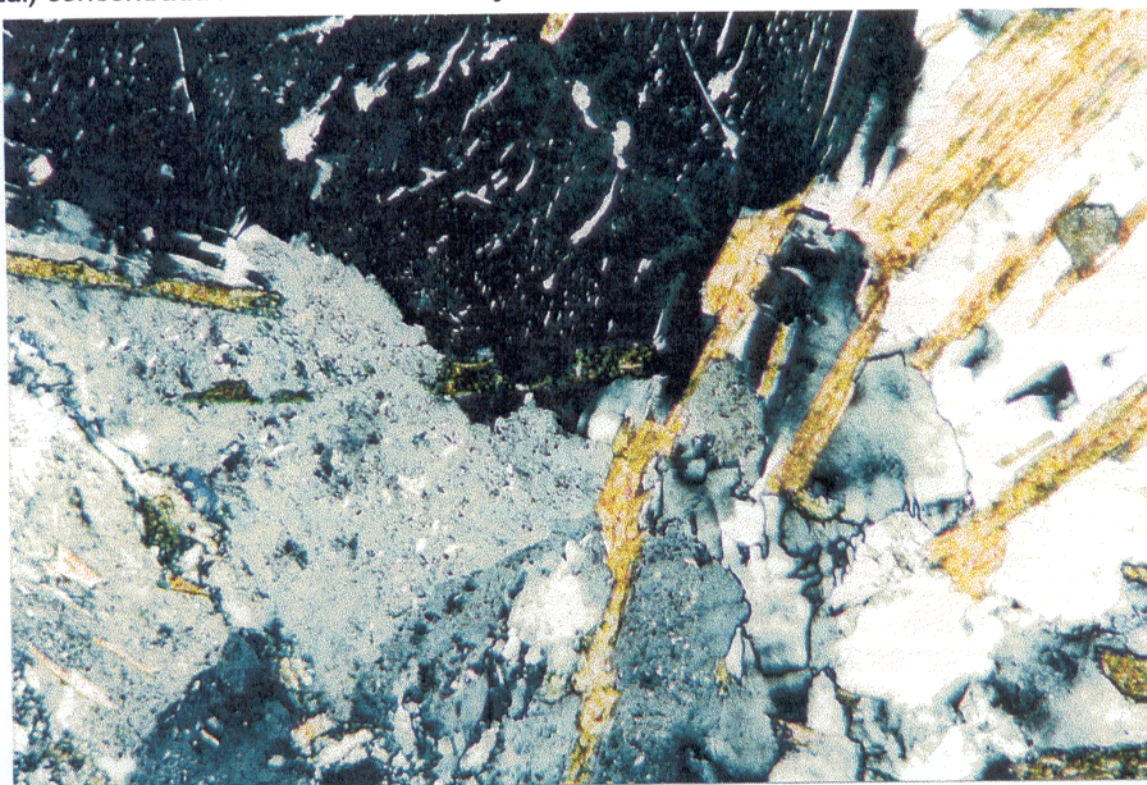


Fig. 19b. Cristais de clorita esqueléticos, algo orientados ao longo de fraturas, cortando todos os demais minerais, indicando sua cristalização tardia (F16-177,5). (10X).

Albita, epidotos, sericita, carbonatos, fluorita, turmalina são normalmente produtos da alteração do plagioclásio. Epidotos, óxi-hidróxidos de ferro, titanita e, subordinadamente, carbonatos e sericita são as fases associadas à clorita, originados pela transformação da mica primária. Os argilo-minerais ocorrem notadamente associados ao FK2. Sua presença como alteração do FK1 não é constante, limitando-se a fraturas e locais de maior tensionamento do mesmo.

O epidoto associado à desestabilização do plagioclásio tem normalmente as características óticas da pistacita. A presença de fusóides de epidoto na clorita não é rara (Fig. 20a).

A titanita normalmente ocorre alojada nos planos de clivagem da clorita, com características típicas de mineral secundário. Só muito raramente aparece sob a forma de cristais automorfos, de dimensão milimétrica, aparentemente primários. Mais raramente encontra-se ao longo de fraturas ou cavidades miarolíticas, juntamente com epidotos, clorita, opacos, FK2 e quartzo.

A fluorita ocorre em determinados locais na forma de cristais euédricos (Fig.20b), com dimensões de até 2 mm, e em conteúdos localmente significativos, como por exemplo na amostra F3-47,15 (1,5%). A forma de ocorrência e os teores de fluorita são similares aos observados em granitos similares.

Os carbonatos também podem ocorrer em vênulas, sob a forma de filmes nos contatos entre minerais ou preenchendo cavidades de dissolução, chegando a perfazer 1% da rocha como na amostra F6-127,8m. Quando em fraturas seus cristais apresentam-se subidiomorfos a idiomorfos, com relações texturais indicando serem os mesmos posteriores a todas as demais fases minerais da rocha.

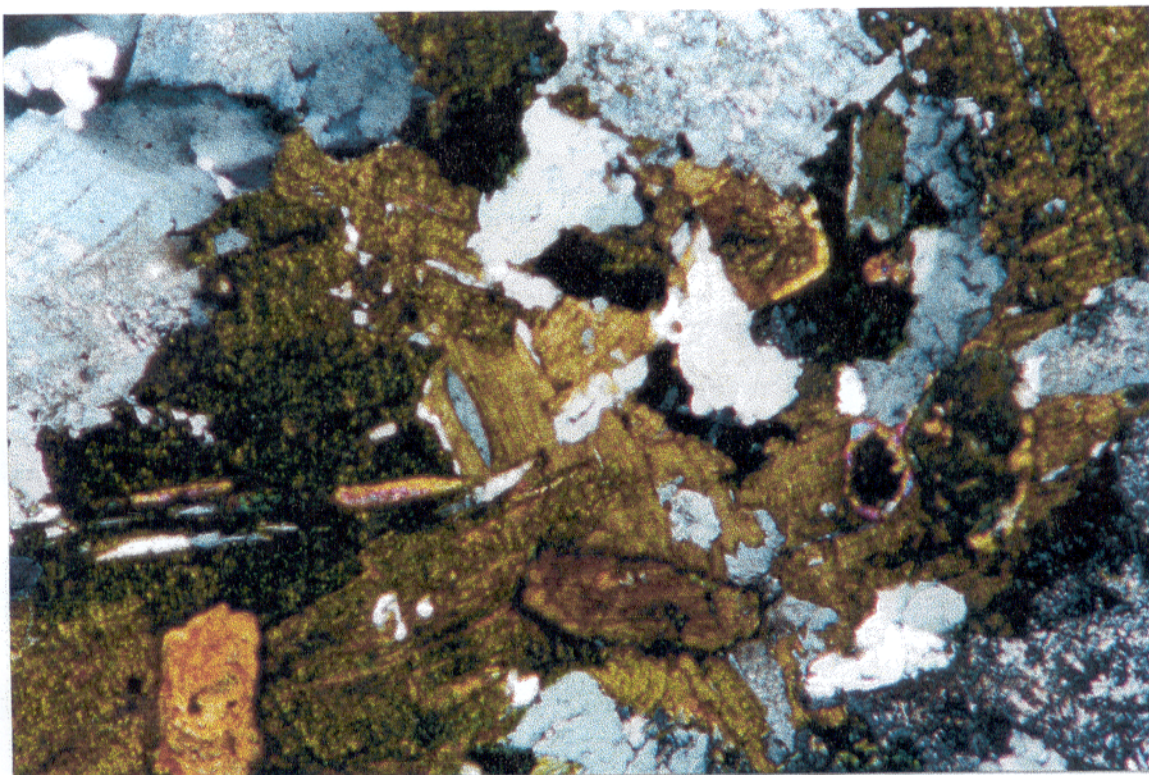


Fig. 20a. Concentração de máficos, com allanita subédrica apresentando graus variados de metamictização. Notar fusóides (epidoto e feldspato) na clorita (F6-106,1). (2,5X).

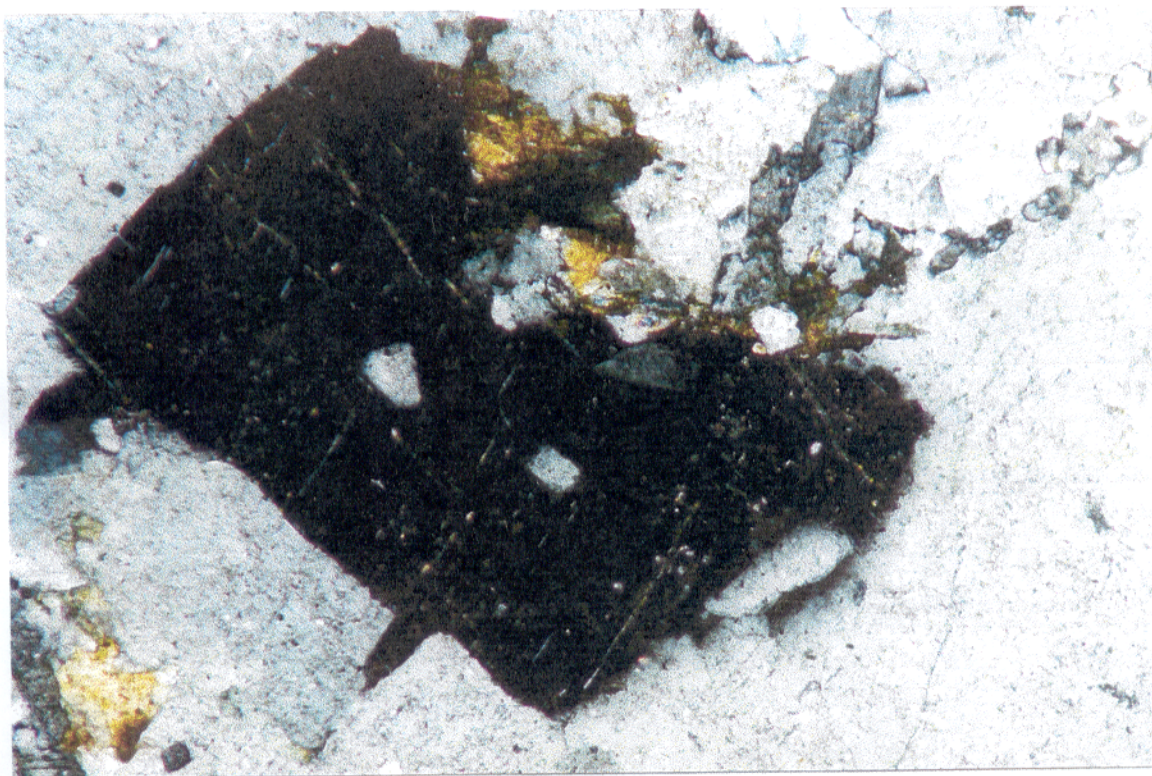


Fig. 20b. Cristal idiomórfico de fluorita no interior do plagioclásio (F3-47,1). (10X).

2.4.6 - Feições microscópicas dos Leucogranitos (LG e LGIH) do Bloco 4

Deixando de lado as variações nos conteúdos modais de plagioclásio descalcificado e albita primária, de quantificação inviável conforme já foi assinalado, o conjunto de leucogranitos apresenta variações pouco significativas em relação à sua composição mineral. Quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio albitico apresentam conteúdos bastante similares, com pequenas variações em seus teores (tab. 1). Uma das características distintivas desse conjunto de rochas em relação aos Monzogranitos é dada pelo conteúdo muito reduzido de clorita e outras fases máficas, cujas proporções modais normalmente são inferiores a 1%, configurando termos verdadeiramente hololeucocráticos. Segue uma descrição dos aspectos microscópicos dos leucogranitos (LG) e dos leucogranitos intensamente hidrotermalizados (LG).

2.4.6.1 - Leucogranitos (LG)

O quartzo mostra uma tendência a exibir grãos anédricos, de aspecto sacaróide em alguns locais (Fig. 21a). A presença de quartzo 2 (Qz2) em intercrescimentos granofíricos com os feldspatos (Fig. 21b) é mais expressiva do que nas demais fácies. O quartzo dos intercrescimentos mirmequíticos (Qz3) é muito raro.

O feldspato potássico é geralmente subédrico, com presença pouco comum de cristais tabulares mais desenvolvidos. As pertitas e maclas albita-periclina são pouco significativas, caracterizando um aspecto distintivo com as feições desse mineral no domínio dos MzG e rochas associadas.

A variedade secundária FK2 (Fig. 22a) ocorre em proporções mais significativas do que nas rochas pertencentes a fácies dos monzogranitos. Em muitas amostras é extremamente difícil a distinção entre os tipos FK1 e FK2, porém a argilização bem mais intensa sobre o FK2 serve normalmente como critério para diferenciar as duas variedades de feldspatos.

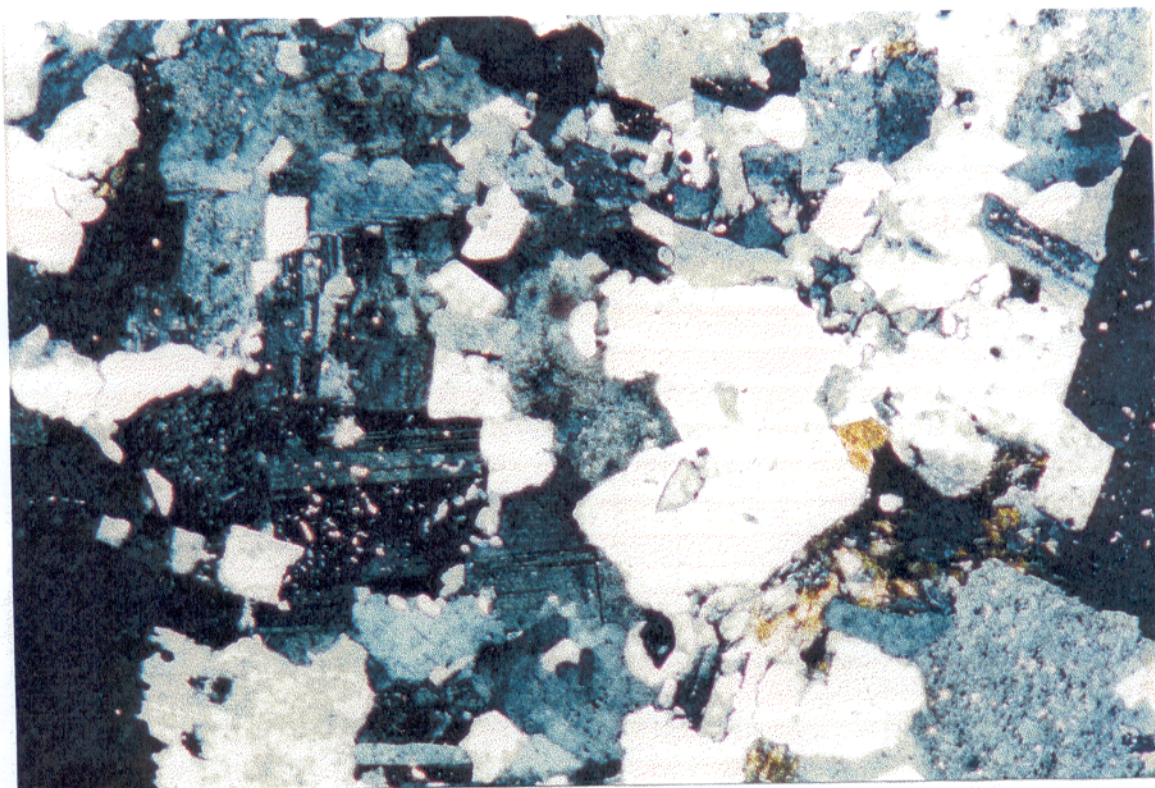


Fig. 21a. Leucogranito de granulação média a fina, com quartzo sacaróide e plagioclásio transformado (F30-206,2). (2,5X).

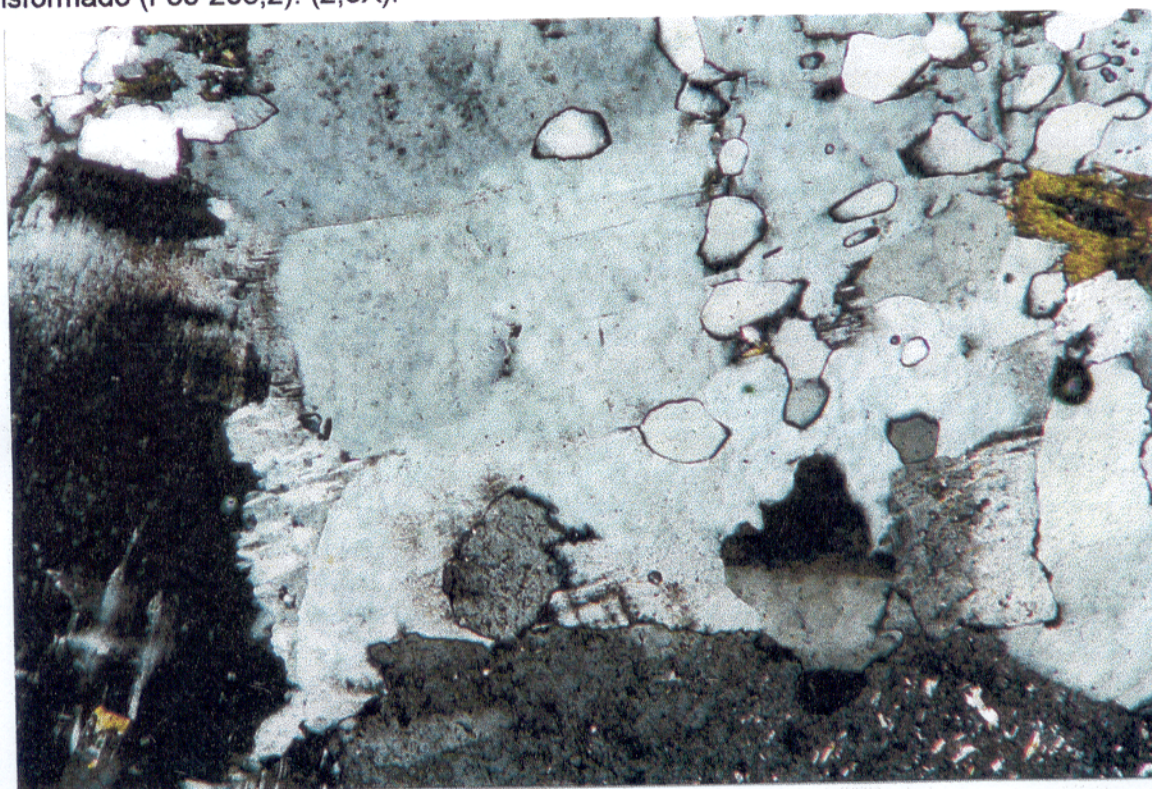


Fig. 21b. Leucogranito com intercrescimento granofírico entre quartzo (Qz2), K-feldspato, com plagioclásio e clorita associados (F30-209,7). (10X).

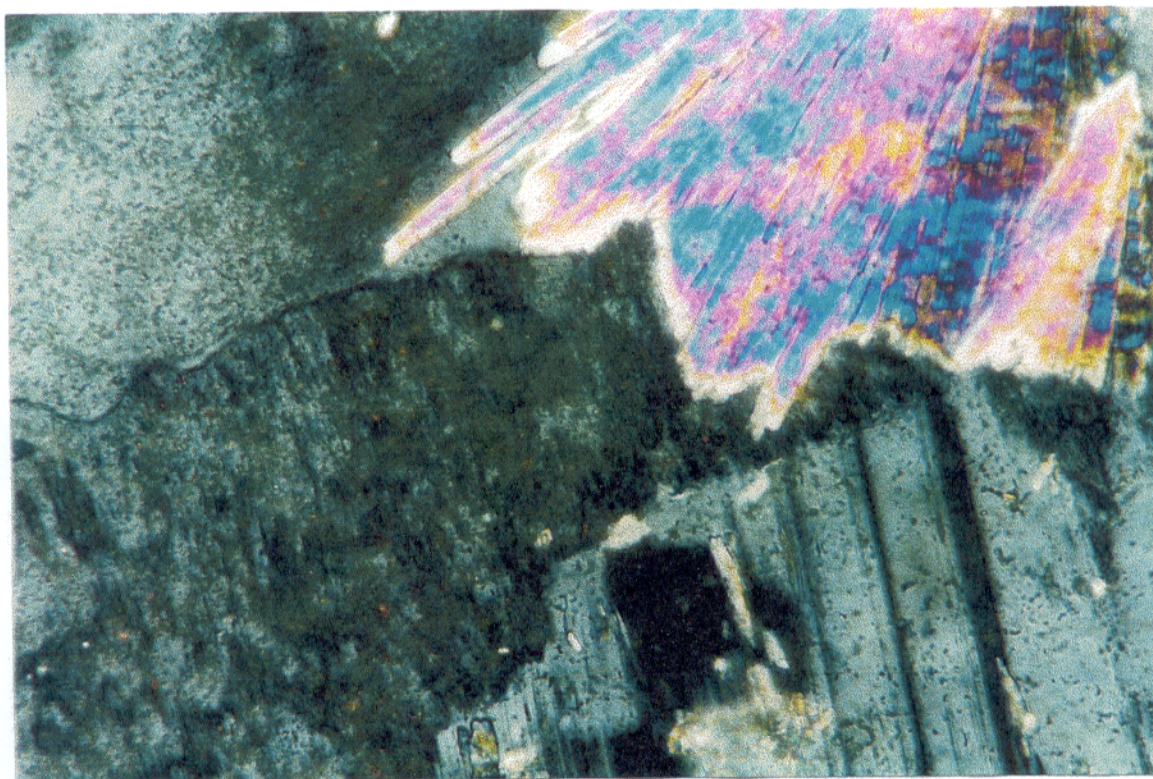


Fig. 22a. Leucogranito Intensamente Hidrotermalizado, composto por FK2 intensamente argilizado, plagioclásio albítico e mica branca levemente pleocróica (fengita? siderofilita?) (F30-215,8). (10X).

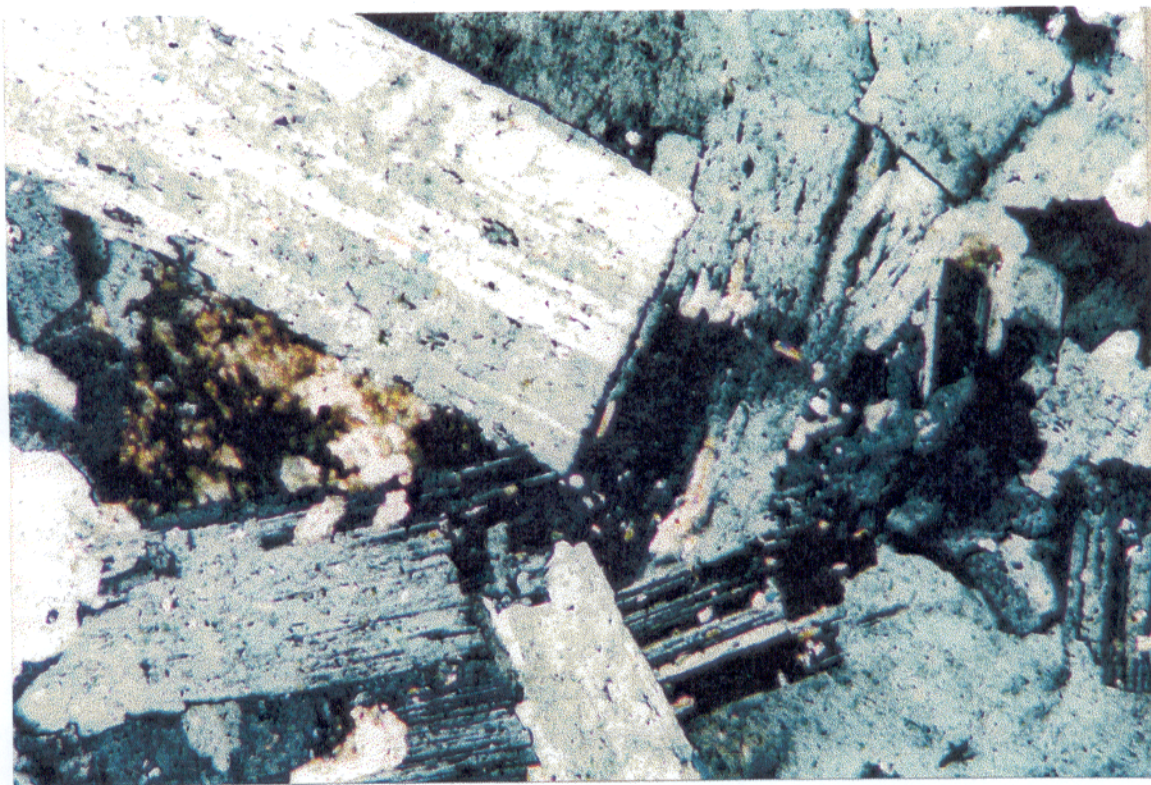


Fig. 22b. Agregado de plagioclásio formado por grãos subautomorfos a automorfos intensamente sericitizados (F58-149,9). (2,5X).

O plagioclásio em geral forma grãos subédricos a, mais raro, euédricos, exibindo seções normalmente retangulares (Fig. 22b). São via-de-regra intensamente transformados, sendo a sericita a fase mais significativa da alteração.

Merece destaque, dentre os produtos da transformação do plagioclásio, a ausência ou presença muito restrita da pistacita, sendo este também um critério de distinção dos leucogranitos em relação as demais rochas estudadas. Isso deve certamente refletir a composição do plagioclásio primário, cuja composição original deveria ser muito pobre ou mesmo desprovida de cálcio.

A determinação por métodos óticos da composição do plagioclásio transformado mostra ampla domínio dos termos albiticos, com raros valores superiores a 5% de An.

Clorita e/ou turmalina, apesar de constituírem as fases máficas mais abundantes nos leucogranitos, ocorrem em conteúdos acessórios, raramente perfazendo 1% da moda da rocha. A clorita é mais constante do que a turmalina e normalmente ocorre disseminada, na forma de finas lamelas alongadas.

A turmalina forma cristais euédricos a subédricos, com dimensão de até 3mm, em geral em arranjo intersticial e, não raro, englobando grãos de quartzo e feldspatos. Alguns cristais mostram forte zonação concêntrica, revelada por variações de cor.

Os demais minerais acessórios têm presença muito restrita, sendo representados por muscovita, zircão, opacos e, por vezes, allanita. A allanita costuma estar ausente e quando ocorre é muito escassa, contrariamente ao observado nas outras fácies.

Sericita/muscovita e carbonatos podem se apresentar em algumas amostras em conteúdos mais expressivos do que os observados na fácies MzG.

2.4.6.2 - Feições microscópicas dos Leucogranitos Intensamente Hidrotermalizados

Os leucogranitos intensamente hidrotermalizados (LGIH) caracterizam-se de modo geral por apresentarem transformações hidrotermais mais intensas que as

afetam intensamente os feldspatos e, mais particularmente, o plagioclásio, dificultando a distinção entre albita primária (entendendo-se por primária como tendo sido formada no estágio magmático) e o plagioclásio descalcificado, que também assume uma composição albítica. Uma alternativa seria admitir que a albita em seções retangulares também formou-se no estágio *subsolidus*, tendo, portanto, caráter secundário. Essa segunda hipótese não é fortalecida por algumas evidências texturais discutidas a seguir.

A alteração hidrotermal exibida pelos LGIH é marcada pela presença de muscovita/mica branca, carbonatos, fluorita, turmalina e raros epidotos, minerais que ocorrem em associações e conteúdos variados, perfazendo entre 1 e 2% da rocha (Tabela 1). Algumas porções da rocha são submetidas à intensa sericitização que se desenvolve notadamente sobre a albita primária (Fig. 23a) e muito restritamente sobre o K-feldspato. Não se caracteriza, assim, um processo de graisenização típico.

Em muitos LGIH os carbonatos desempenham um papel fundamental nos processos hidrotermais, formando cristais milimétricos associados à albita ou diminutos grãos disseminados nos feldspatos (Fig. 23b).

A albita apresenta-se em algumas amostras em *laths* inclusas no quartzo, caracterizando texturas *snow ball* (Fig.24a), geralmente interpretadas como uma evidência de cristalização magmática (SCHWARTZ, 1992). Nessas amostras a albita forma cristais euédricos, de granulação fina a média, com geminação bem desenvolvida e nítida e está praticamente isenta de alteração (Fig. 24b). Cristais de topázio associam-se aos feldspatos em certas amostras.

A presença de feldspato alcalino tipo FK2 é expressiva e, apesar de não ter sido quantificada, têm-se normalmente conteúdos estimados de FK2 mais elevados do que os de feldspato potássico primário (FK1). Processos de feldspatização do plagioclásio são acentuados, não raro se observando cristais de plagioclásio totalmente substituídos pelo FK2.

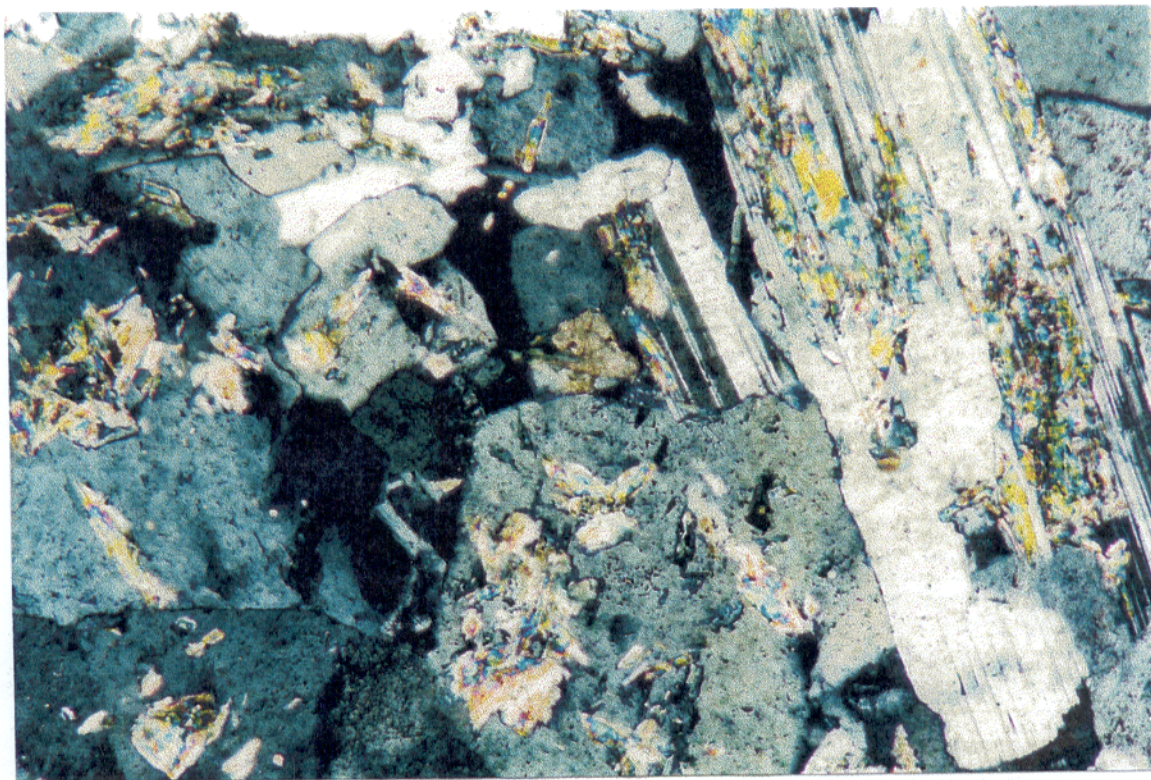


Fig. 23a. Sericitização generalizada sobre o plagioclásio (albita primária?) (F39-163,9). (2,5X).



Fig. 23b. Albita transformada, associada com cristais de carbonatos intersticiais (F63-161,4). (2,5X).

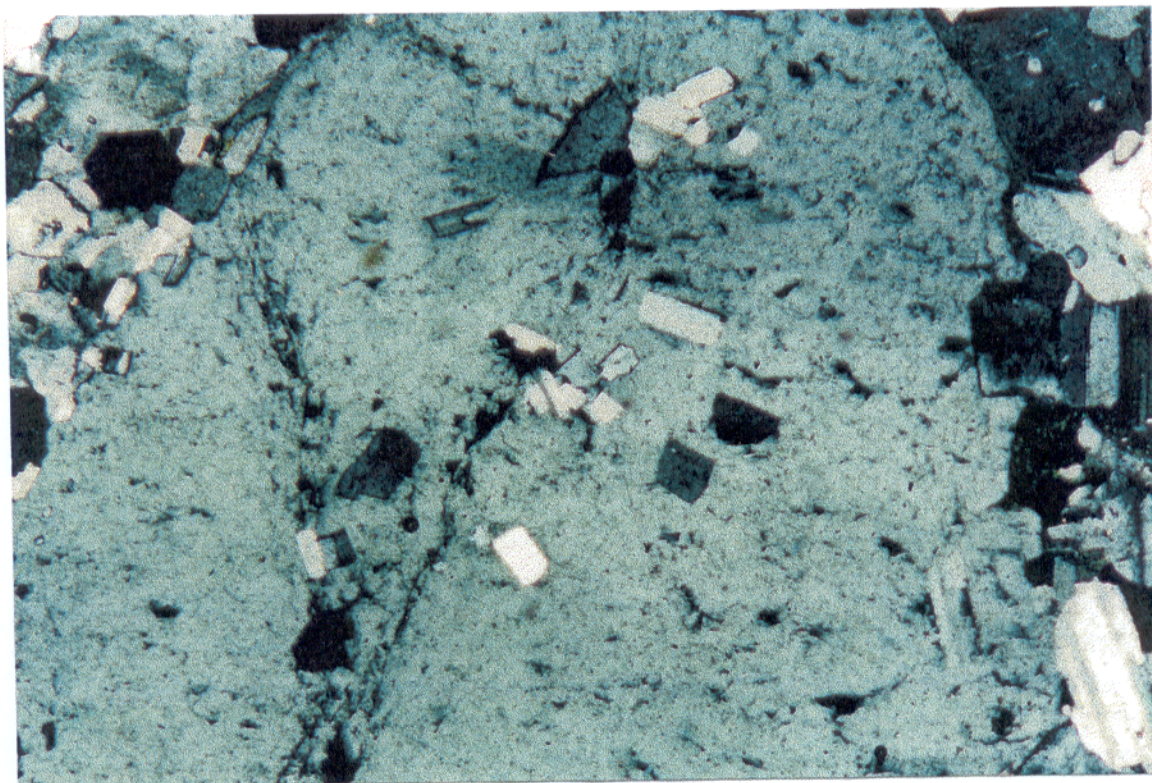


Fig. 24a. Diminutos cristais de albita primária englobados pelo quartzo caracterizando textura do tipo *snow ball* (F36-167,1). (10X).

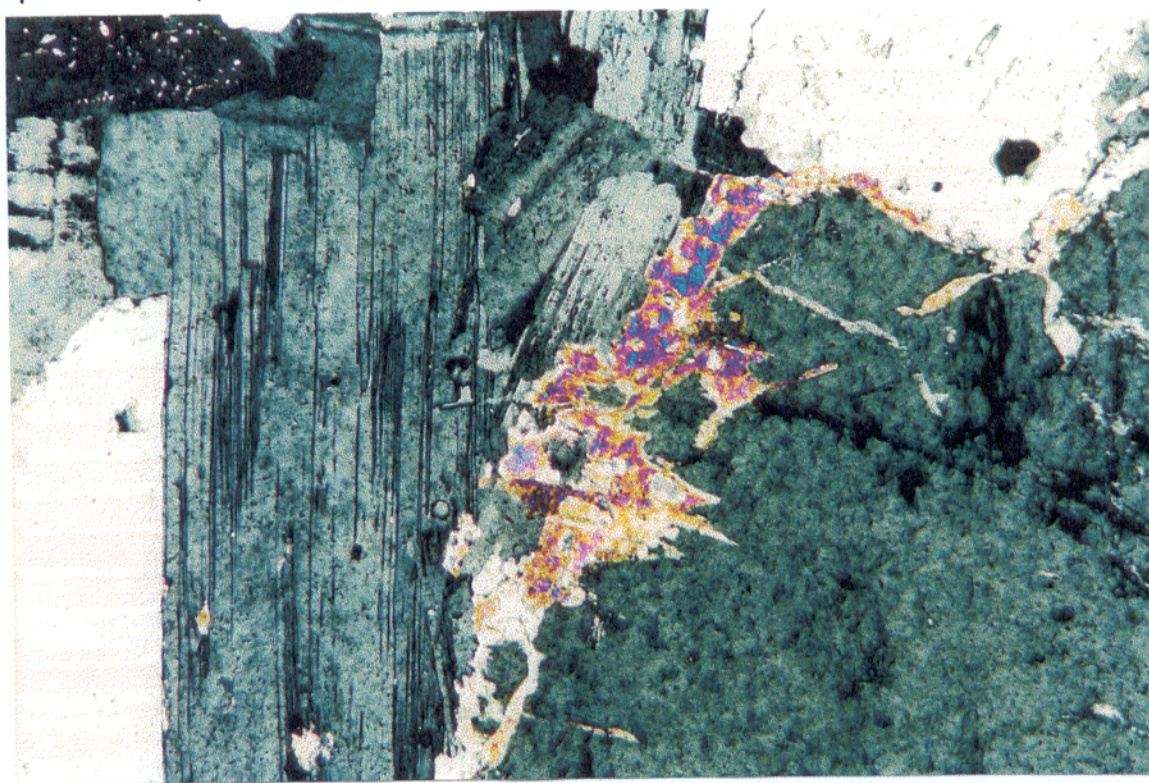


Fig. 24b. Cristais subédricos de albita primária em contato com grão de topázio sericitizado na borda (F36-147,6). (2,5X).

A principal feição microscópica distintiva dos Albita-Granitos (Leucogranitos Intensamente Hidrotermalizados) em relação aos Leucogranitos diz respeito aos minerais acessórios gerados pelos processos de alteração hidrotermal. Sericita-muscovita e carbonatos são os produtos mais comuns dessa alteração.

A sericita-muscovita (mica branca) é significativa em alguns locais, chegando a constituir 1% da rocha (tab. 1). Na amostra F58-149,9 ocorre uma mica com leve pleocroísmo, podendo tratar-se de fengita ou siderofilita (Fig. 22a).

Nas zonas de maior alteração da rocha, como nos furos F36 e F39, é observada uma sericitização/muscovitização e carbonatização do feldspato alcalino. Este processo não é muito intenso e sugere a ocorrência localizada de processo incipiente de graisenização (Fig. 25).

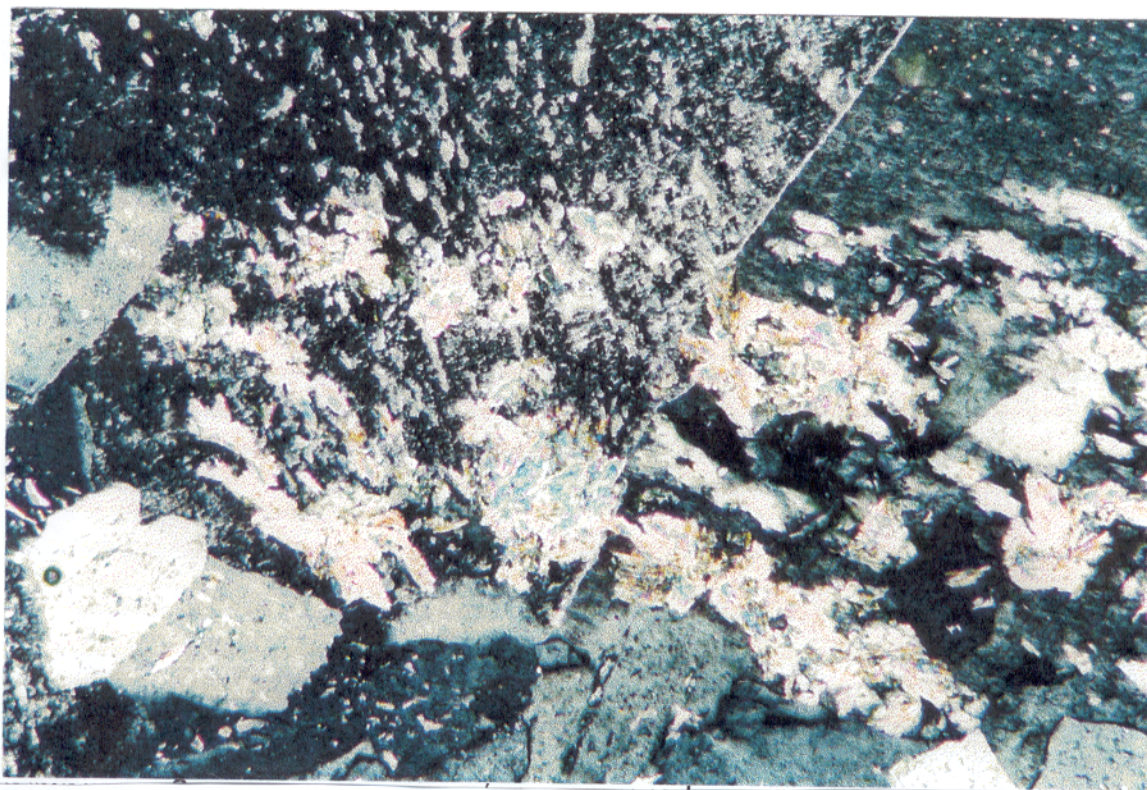


Fig.25. Graisenização incipiente do K-feldspato, alterado a sericita e carbonato (F36-145,5). (2,5X).

Os carbonatos ocorrem normalmente associados às micas brancas constituindo veios, cristais intersticiais ou como pequenos grãos, produto de substituição dos feldspatos (Fig. 26a). Mais comumente formam veios, marcando zonas de fraturas, como por exemplo em F39-163,9m.

Um mineral de ocorrência restrita, mas muito significativa nos albita granitos é o topázio. Sua ocorrência foi constatada nas amostras F36-147,65m e F64-140,9m. Na primeira ocorre sob a forma de cristais mais desenvolvidos, subidiomórficos (Fig. 26b), na segunda forma pequenos grãos, distribuídos ao longo da borda da albita primária. Em ambas é substituído por muscovita, nas bordas e ao longo de fraturas.

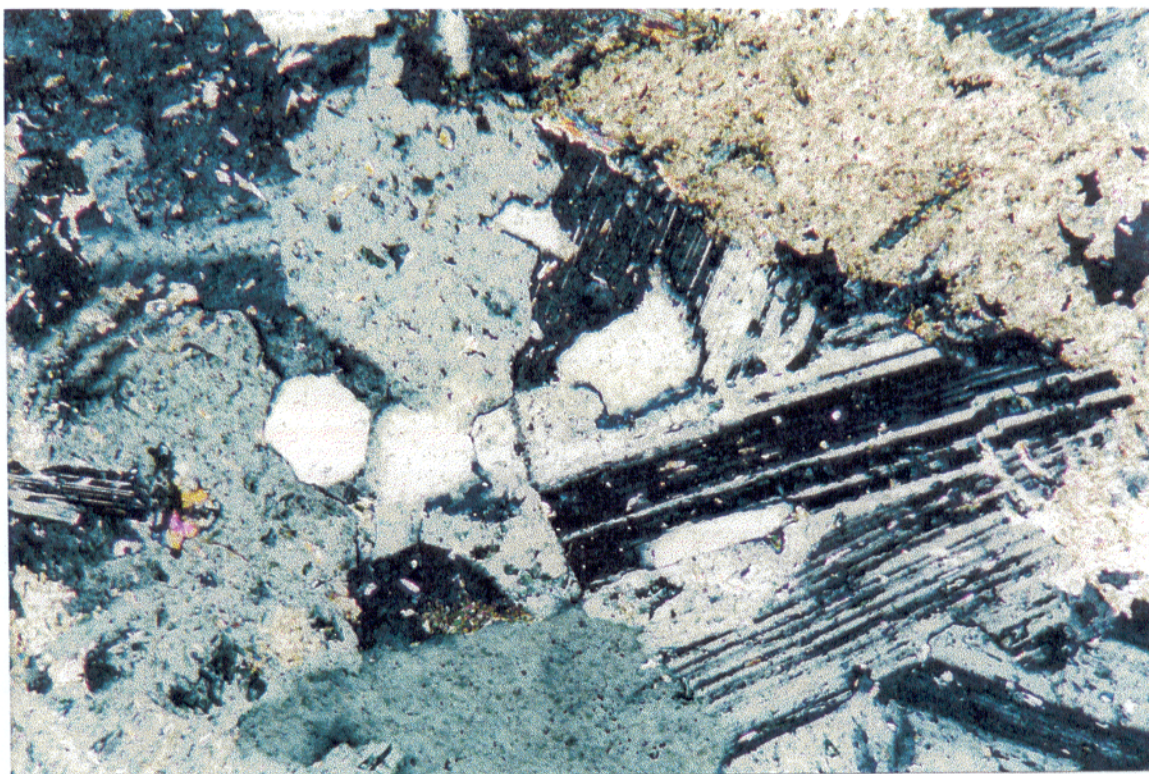


Fig. 26a. Presença marcante de carbonatos na forma de massas intersticiais ou substituindo a albita (F58-148,9). (2,5X).

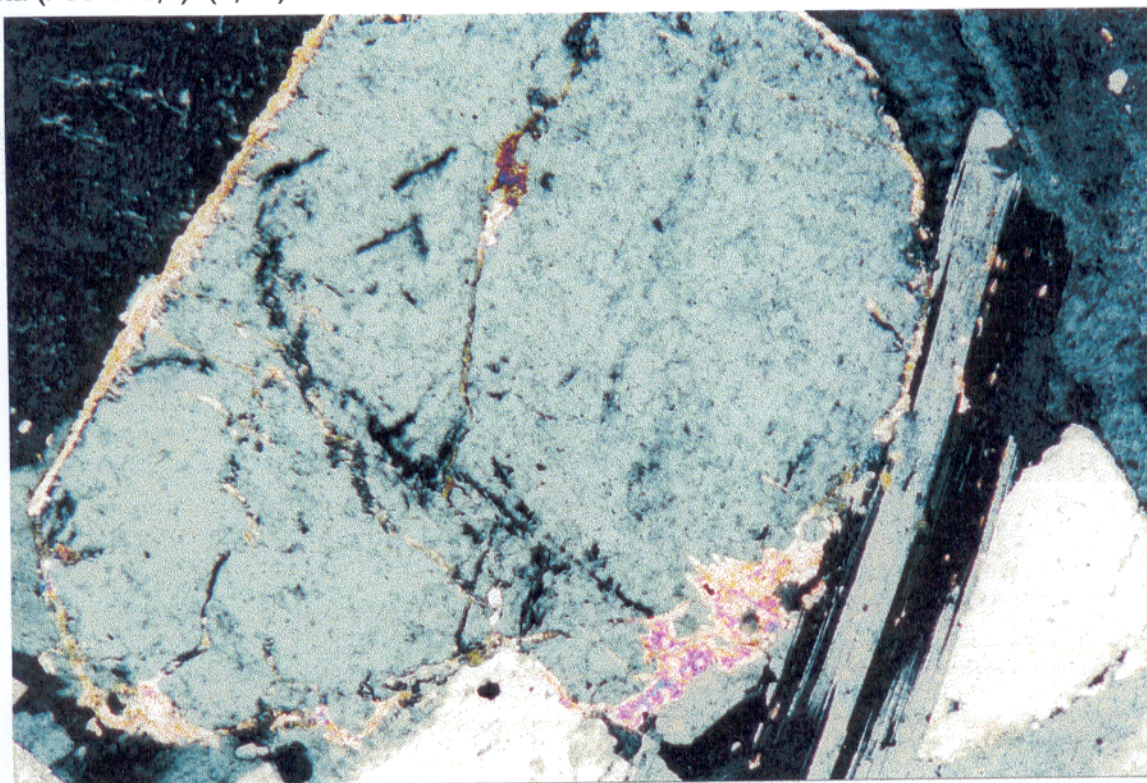


Fig. 26b. Cristal subédrico de topázio com sericitização incipiente na borda e nas fraturas. Notar tensionamento da albita primária em contato com o grão de topázio (F36-147,6). (10X).

3 - GEOQUÍMICA DO GRANITO POJUCA

3.1 - INTRODUÇÃO

A avaliação das características geoquímicas do Granito Pojuca está baseada em análises químicas de 26 amostras, selecionadas a partir dos estudos petrográficos (Tabela 2). Tais dados correspondem a um volume de informações bastante representativo, considerando a pequena distribuição areal da amostragem e as variações pouco acentuadas dos tipos litológicos da porção estudada do corpo.

Das rochas analisadas, dez representam a variedade dos monzogranitos, seis são litotipos de composição transicional entre monzo e sienogranitos, duas correspondem a granitóides com anfibólio e oito amostras são referentes ao grupo dos leucogranitos.

A localização das amostras analisadas é indicada nas Figuras 6 e 7, e os resultados são apresentados nas tabelas 2 (elementos maiores e traço) e 4 (terras raras). Não foram tabulados os teores de Cr_2O_3 e NiO , sistematicamente inferiores a 0,005%.

O conjunto de dados obtido revela, como principais características geoquímicas do Granito Pojuca, elevados teores de sílica, baixos conteúdos de cálcio, ferro, magnésio e titânio, teores de álcalis compatíveis com os conteúdos de SiO_2 e acentuado empobrecimento em estrôncio e bário.

A distribuição dos elementos maiores para os diversos grupos litológicos é, no conjunto, bastante homogênea, sem variações expressivas. O comportamento dos álcalis foge deste padrão geral, notadamente pela variação mais significativa nos teores de sódio, o que torna a razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ um parâmetro fundamental na distinção geoquímica entre as variedades faciológicas da porção estudada do granito.

Os elementos-traço têm distribuição mais diversificada do que os óxidos maiores, contribuindo para uma melhor caracterização e distinção entre as variedades petrográficas, além de serem fundamentais para a compreensão dos processos petrogenéticos formadores do Granito Pojuca.

Tabela 2. Composições químicas das fácies do Granito Pojuca.

Fácies	Monzogranito										Monzo a Sienogranito										Anf-granito		Leucogranito														
	F1	F3	F8	F12	F13	F14	F15	F16	F30	F33	F2	F5	F6	F6	F11	F17	F11	F11	F30	F36	F36	F36	F36	F36	F36	F36	F36	F36	F36	F36	F36	F36	F36	F36	F36	F36	
Furo	167	48	236	274	259	395	178	185	267	427	106	301	83	127	326	262	303	312	225	147	160	178	190	333	163	147											
Prof.	167	48	236	274	259	395	178	185	267	427	106	301	83	127	326	262	303	312	225	147	160	178	190	333	163	147											
SiO ₂	75,0	74,9	76,3	75,8	75,7	75,4	76,1	75,6	75,1	75,4	73,4	75,2	75,7	73,3	75,2	75,3	73,3	75,2	76,2	74,6	75,8	74,3	75,5	77,2	75,8	76,5											
TiO ₂	<0,05	<0,05	0,07	<0,05	0,05	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,12	<0,05	0,09	0,09	0,08	0,11	0,20	0,13	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05											
Al ₂ O ₃	12,6	12,9	12,2	12,6	12,2	12,2	12,6	12,6	12,6	12,8	13,3	12,4	12,2	12,2	12,1	11,9	12,2	12,3	13,0	13,7	13,2	12,3	13,5	12,4	12,9	12,9											
Fe ₂ O ₃	1,0	0,25	1,2	0,22	1,5	2,1	1,6	0,63	0,57	0,45	0,90	0,90	2,4	1,1	1,6	1,4	1,4	0,68	0,42	0,59	0,16	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05												
FeO	1,1	1,8	1,1	1,6	0,85	0,42	0,28	1,1	1,8	1,1	1,7	1,0	0,42	1,4	1,1	1,8	3,0	2,6	0,71	0,85	1,0	1,3	1,3	1,0	1,4	1,0											
MnO	0,11	0,13	0,15	0,13	0,14	0,15	0,16	0,12	0,15	0,11	0,12	0,12	0,12	0,15	0,11	0,12	0,13	0,13	0,12	0,08	0,10	0,16	0,12	0,13	0,17	0,16											
MgO	<0,1	0,16	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,21	<0,1	<0,1	<0,1	0,24	0,13	0,27	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1											
CaO	0,85	0,51	0,80	0,69	0,82	0,66	0,15	1,00	0,79	0,83	0,30	0,93	0,31	1,40	0,66	0,70	1,30	1,40	0,27	0,47	0,43	0,57	0,71	0,50	0,43	0,31											
Na ₂ O	3,1	3,5	3,8	3,4	3,0	3,3	3,3	3,5	3,3	3,3	2,9	2,9	2,7	2,5	2,9	1,9	2,4	3,5	3,8	4,0	3,7	3,8	4,4	3,8	3,4	4,0											
K ₂ O	5,3	5,1	3,7	4,8	5,0	4,9	5,4	4,9	4,8	5,3	6,2	5,5	5,2	6,5	5,6	6,0	5,2	3,1	5,1	5,0	5,2	4,4	4,0	4,2	5,4	4,1											
P ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05												
F	0,28	0,16	0,17	0,23	0,20	0,20	0,02	0,21	0,27	0,29	0,02	0,37	0,02	0,31	0,16	0,07	0,09	0,25	0,02	0,24	0,08	0,10	0,10	0,09	0,02	0,02											
Cl	0,014	0,015	0,012	0,020	0,022	0,009	0,013	0,028	0,044	0,024	0,031	0,011	0,024	0,026	0,007	0,014	0,032	0,012	0,014	0,017	0,028	0,011	0,05	0,042	0,007	0,018											
PF	0,38	0,28	0,27	0,23	0,27	0,46	0,05	0,16	0,31	0,27	0,45	0,38	0,36	0,69	0,23	0,42	0,34	0,36	0,14	0,20	0,11	2,84	0,11	<0,01	0,22	<0,01											
Total	99,7	99,7	99,8	99,7	99,8	99,8	99,9	99,8	99,7	99,9	99,7	99,8	99,8	99,8	99,7	99,7	99,7	99,6	99,8	99,8	99,8	99,8	99,8	99,8	99,7	99,7											
Na ₂ O/ K ₂ O	0,58	0,68	1,03	0,71	0,60	0,67	0,61	0,71	0,69	0,62	0,47	0,53	0,52	0,38	0,52	0,32	0,46	1,13	0,75	0,80	0,71	0,86	1,10	0,90	0,63	0,98											
Rb	270	301	206	280	283	334	331	268	364	300	251	287	221	275	260	198	159	165	645	359	285	283	324	350	270												
Ba	122	165	112	94	130	96	380	82	157	155	683	181	353	877	206	302	269	112	86	135	145	119	91	300	139												
Sr	21	20	32	24	17	14	18	16	20	15	36	23	25	37	27	43	49	26	6	12	11	9	8	12	8												
Y	85	119	86	93	76	80	74	58	89	148	68	106	79	77	67	93	124	57	93	168	91	101	232	168	48	80											
Zr	117	121	126	102	141	116	124	44	107	107	383	116	158	218	143	195	137	97	94	54	65	165	80	57	81	68											
Th	57	72	69	47	76	68	57	36	45	50	61	70	71	61	71	68	39	134	29	24	19	46	45	23	22	26											
U	24	30	37	22	29	14	28	18	14	32	61	27	27	19	24	15	<10	44	17	<10	<10	39	14	<10	10	10											
Nb	26	38	43	32	41	40	40	25	31	43	32	41	27	32	29	27	33	38	30	32	28	41	33	29	35	21											
Ta	<5	<5	10	5	7	<5	9	<5	<5	9	<5	6	<5	<5	6	<5	7	<5	16	9	12	10	9	10	10	13											
Ga	14	25	22	22	16	22	20	15	20	10	<10	16	<10	11	<10	15	<10	19	22	29	33	25	26	17	22	27											
B	2	1	3	31	1	1	2	7	21	1	2	2	2	1	2	2	2	2	34	38	2	2	2	2	1	2											

Obs.: Óxidos maiores, F, Cl e PF em % em peso; Elementos-traço em ppm.

3.2 - ELEMENTOS MAIORES

O Granito Pojuca é formado tipicamente por rochas com alto conteúdo em sílica, com valor médio de 75,3% (Tab. 2). A variação nos teores é muito restrita, entre 73,3 e 77,2, situando-se a grande maioria dos valores no intervalo entre 74,5 e 76,0%. O comportamento homogêneo da sílica reflete a pequena variação composicional das rochas estudadas (ver diagrama QAP, Fig. 14), sendo reflexo da variação restrita da sua composição mineralógica, essencialmente quartzo-feldspática.

O conjunto das rochas tipicamente monzograníticas (monzogranitos) é levemente enriquecido em sílica em relação ao grupo de rochas que se aproxima dos sienogranitos (monzo a sienogranitos), em virtude dos teores um pouco maiores de quartzo exibidos pelos monzogranitos. Valores comparativamente baixos podem ser atribuídos a conteúdo relativamente baixo de quartzo (F6-127,8) ou à presença mais significativa de máficos (F11-303,7).

O conteúdo médio de sílica dos leucogranitos é similar ao dos monzogranitos e ligeiramente superior ao das rochas transicionais monzo a sienograníticas. Nas diversas variedades valores relativamente baixos de sílica relacionam-se a porções com conteúdos um pouco mais baixos de quartzo ou com a presença um pouco mais significativa de máficos. Neste último caso enquadra-se a variedade com anfibólio.

A alumina (Fig. 27a) tem comportamento muito similar ao da sílica, com valores concentrados no intervalo de 12 a 13% e extremos de 11,9 e 13,7%. Os conteúdos médios de Al_2O_3 obtidos nos monzogranitos, monzo a sienogranitos e nas rochas portadoras de anfibólio são, em geral, a exemplo da sílica, muito próximos, embora ligeiramente inferiores nas duas últimas variedades. No grupo dos leucogranitos constata-se, à exceção de duas amostras, um ligeiro enriquecimento em alumina, que não é, no entanto, refletido num caráter nitidamente mais peraluminoso, por ser contrabalançado pelo enriquecimento relativo em Na_2O (Tab. 2).

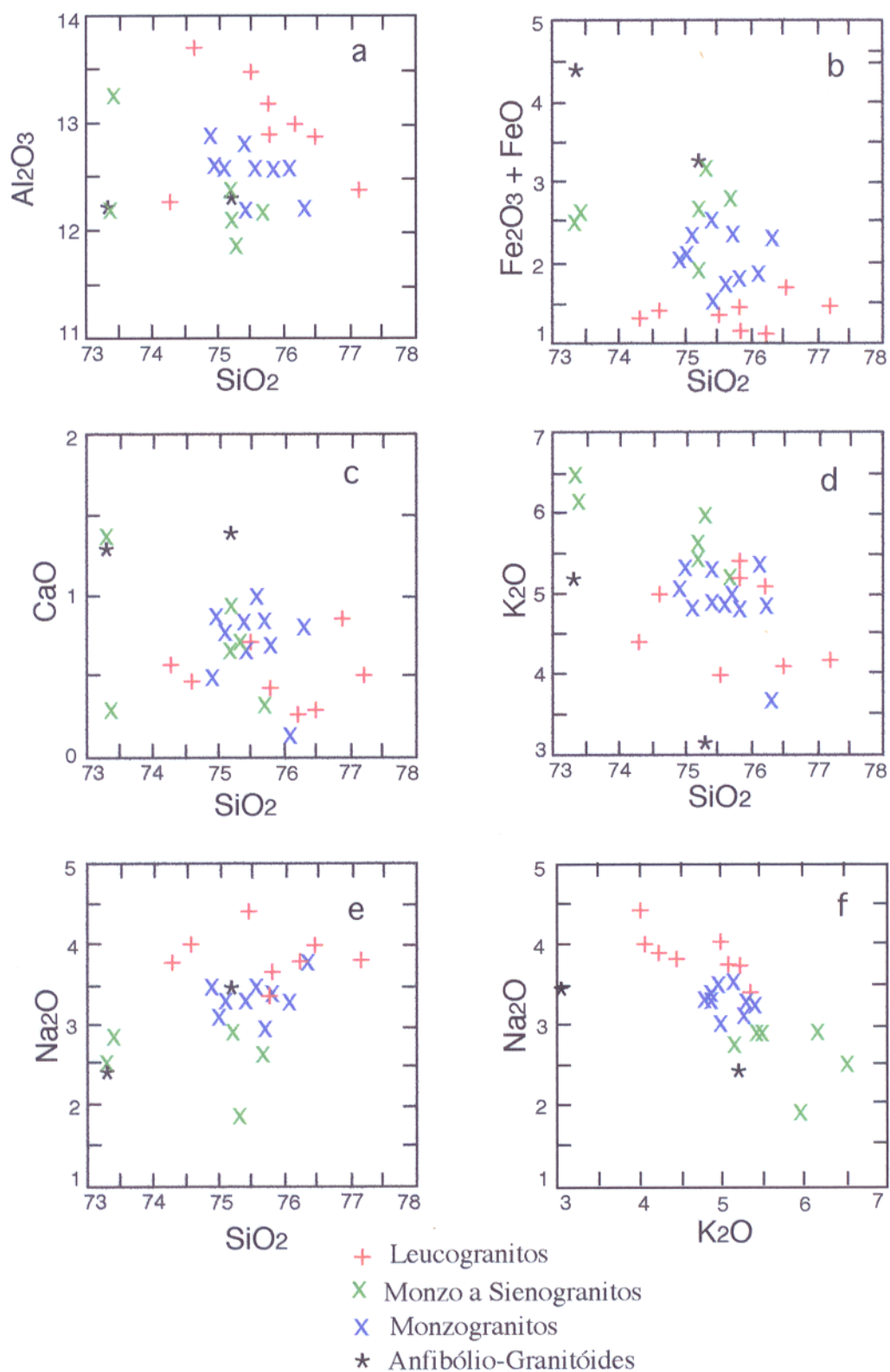


Figura 27. Diagramas de variação (Harker): SiO_2 x Al_2O_3 (a), SiO_2 x $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ (b), SiO_2 x CaO (c), SiO_2 x K_2O (d), SiO_2 x Na_2O (e); diagrama K_2O x Na_2O (f) para as fácies do Granito Pojuca. Óxidos em % em peso.

Os teores de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (Fig. 27b) são baixos, condizentes com os conteúdos muito reduzidos de minerais máficos das rochas. O conteúdo de ferro total oscila em torno de 2% nos monzogranitos e monzo a sienogranitos, aumentando nos granitóides a anfibólio (3,3 a 4,3%) e havendo sensível decréscimo nas rochas hololeucocráticas do grupo dos leucogranitos.

MgO e TiO_2 apresentam teores insignificantes, normalmente não atingindo os limites de detecção (Tab. 2). Conteúdos mais expressivos de titânio estão praticamente restritos às amostras com anfibólio. Esse fato se reflete na escassez de minerais de óxidos de ferro e titânio no Granito Pojuca.

Os teores de cálcio também são sistematicamente reduzidos nas rochas estudadas (Tab. 2; Fig. 27c). Nas fácies dos monzogranitos e nos monzo a sienogranitos os conteúdos médios estão em torno de 0,6%, raramente atingindo 1% da rocha. Em amostras com anfibólio o teor é um pouco mais elevado, atingindo 1,4%. No grupo dos leucogranitos o conteúdo é ainda menor, com média inferior a 0,5%.

A deficiência em cálcio era esperada face ao processo generalizado de desestabilização do plagioclásio observado nos estudos microscópicos. Alguns valores levemente mais elevados em cálcio coincidem com uma maior proporção de fluorita e/ou epidoto secundários, gerados a partir da descalcificação do plagioclásio. No grupo dos leucogranitos os valores ainda mais reduzidos nos teores de cálcio parecem refletir a presença mais significativa de albita nesta fácies do granito, uma vez que coincidem com conteúdos modais mais elevados neste mineral. Uma hipótese alternativa seria a da presença originalmente de um oligoclásio mais sódico nas rochas desta fácies, ora inteiramente descalcificado.

O comportamento dos álcalis contrasta com a homogeneidade apresentada pelos demais elementos maiores. Há importantes variações nos teores do potássio e, sobretudo, do sódio. O conteúdo total de álcalis aumenta ligeiramente no sentido dos granitóides com anfibólio em direção aos leucogranitos, cujo teor médio é de 8,6% em álcalis, valor ligeiramente superior ao apresentado pelas rochas monzo a sienograníticas (8,4%) e ao grupo dos monzogranitos (8,2%).

O diagrama $\text{Na}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ (Fig. 27e) mostra claramente que os conteúdos de

Na₂O não variam muito com a sílica. Além disso, constata-se que Na₂O cresce dos monzo a sienogranitos para os monzogranitos, atingindo os valores máximos nos leucogranitos. Os anfibólio granitos exibem conteúdos moderados ou baixos de Na₂O.

O diagrama K₂O x SiO₂ (Fig. 27d) mostra um decréscimo de K₂O no sentido inverso do crescimento do Na₂O. Isso fica bem evidente no diagrama Na₂O x K₂O (Fig. 27f), no qual percebe-se a correlação negativa marcante entre os dois óxidos.

Excetuando-se os leucogranitos, nas demais variedades as razões Na₂O/K₂O mostram uma forte correlação com as proporções modais entre o feldspato alcalino e o plagioclásio (razão A/P), observando-se que quanto maior é a razão A/P menor a proporção Na₂O/K₂O. Este critério, mesmo apresentando algumas discrepâncias, serve como parâmetro para a distinção dos grupos de rochas mencionados.

Nos monzo a sienogranitos a razão média Na₂O/K₂O é de 0,5, que aumenta para um valor de 0,7 nos monzogranitos. Entre essas duas unidades faciológicas observa-se uma diminuição de 5,8% para 4,9% no valor de K₂O, acompanhado por um acréscimo de 2,6% para 3,3% nos teores de Na₂O.

A amostra F11-312,3 (granitóide com anfibólio) apresenta uma razão Na₂O/K₂O muito alta (1,13), compatível com sua composição modal granodiorítica.

No grupo dos leucogranitos, face aos elevados conteúdos de sódio, as razões Na₂O/K₂O são altas com média de 0,84. Nessas rochas observa-se uma tendência ao decréscimo significativo nos teores de K₂O (4,0 a 5,4%), paralelamente ao crescimento nos de Na₂O (3,4 a 4,4%).

Algumas rochas mostram inconsistências aparentes entre as razões Na₂O/K₂O e A/P modal, como exemplificado pela amostra F6-127,8, na qual observa-se na moda um leve domínio do plagioclásio sobre o K-feldspato e, contrariamente ao esperado, uma baixa razão Na₂O/K₂O (0,31). O seu conteúdo muito alto de K₂O (6,5%) sugere que essa rocha foi afetada por alteração potássica.

Os dados de elementos maiores revelam que os granitos estudados são um conjunto de rochas félsicas evoluídas, com participação pouco expressiva de fases máficas, cuja evolução geoquímica foi controlada basicamente pela cristalização das

fases feldspáticas e, tardiamente, por processos deutéricos comandados pelos fluídos magmáticos residuais modificados pela interação com as rochas encaixantes.

A composição normativa (CIPW) das rochas do Granito Pojuca (Tabela 3) é marcada pela presença praticamente constante de corindon (até 1,7%) e por conteúdos muito baixos de anortita. Apenas a amostra F6-127 apresenta diopsídio normativo.

O caráter ligeiramente a francamente peraluminoso das amostras, evidenciado pelo diagrama $A/CNK \times A/NK$ (Fig. 28a), reflete em parte a acentuada deficiência em cálcio da rocha. No grupo dos monzo a sienogranitos, algumas amostras destoam do conjunto devido aos seus teores relativamente baixos de Na_2O ou, no caso da amostra F6-127,8, pelo seu enriquecimento em K_2O . As razões A/NK mais elevadas das rochas com anfibólio refletem seus menores conteúdos de álcalis.

O diagrama $A \times B$ (DEBON & LE FORT, 1983), mostrado na Figura 28b, confirma o caráter peraluminoso dos granitos analisados. Ele mostra, ainda, que com exceção dos anfibólio granitos e algumas amostras de monzo a sienogranitos, o conjunto seria classificado geoquimicamente como leucogranitos, situados nos campos correspondentes a rochas com biotita ou com biotita e muscovita neste diagrama.

No diagrama $R1 \times R2$ (LA ROCHE *et al.*, 1980) (Fig. 28c), os granitos estudados se alinham segundo um *trend* subalcalino, correspondente perfeitamente aquele definido pelos granitos anorogênicos, proterozóicos, do tipo A, da província Amazônia Central (DALL'AGNOL *et al.*, 1984) e também pelos granitos Serra dos Carajás e Cigano (BARROS *et al.*, 1995; R. DALL'AGNOL, comunicação escrita).

3.3 - ELEMENTOS TRAÇO

O comportamento dos elementos-traço mais significativos em relação à variação da sílica é ilustrado na Figura 29.

Os conteúdos de Rb são moderados a altos e não mostram uma correlação nítida com a variação da sílica. Não há tampouco diferenças muito acentuadas nos teores de Rb entre as diferentes fácies, embora os anfibólio granitos e os monzo a sienogranitos apresentem teores geralmente inferiores aos das outras fácies. (Fig. 29a).

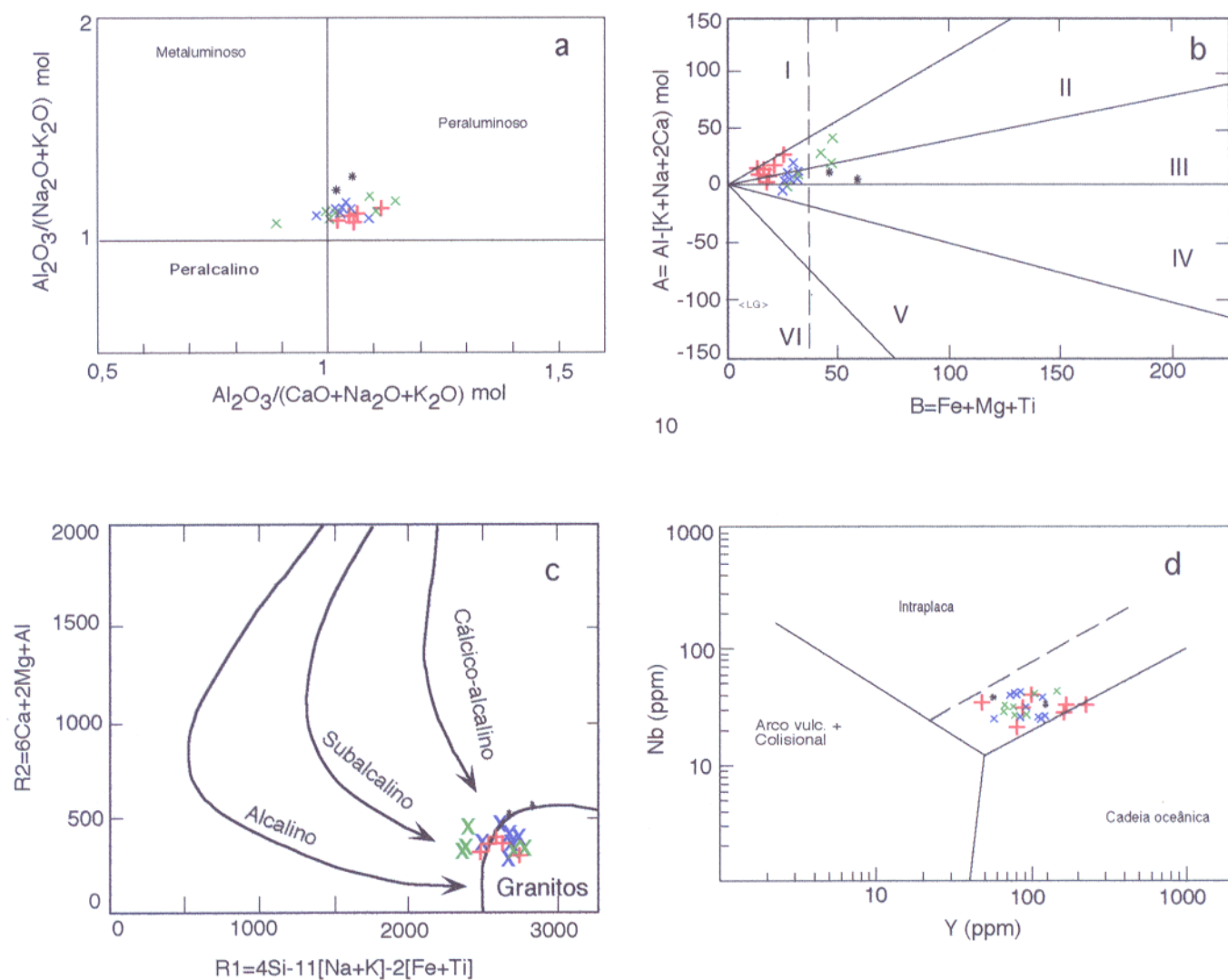


Figura 28. Diagramas geoquímicos para o Granito Pojuca: (a) diagrama baseado nos índices de Shand; (b) diagrama A x B (Debon & Le Fort 1983) (c) diagrama R1 x R 2 (La Roche 1980, sendo indicados diversos trends de séries magmáticas e o campo dos granitos); (d) diagrama YxNb (campos cf. Pearce et al. 1984). Símbolos conforme Figura 27.

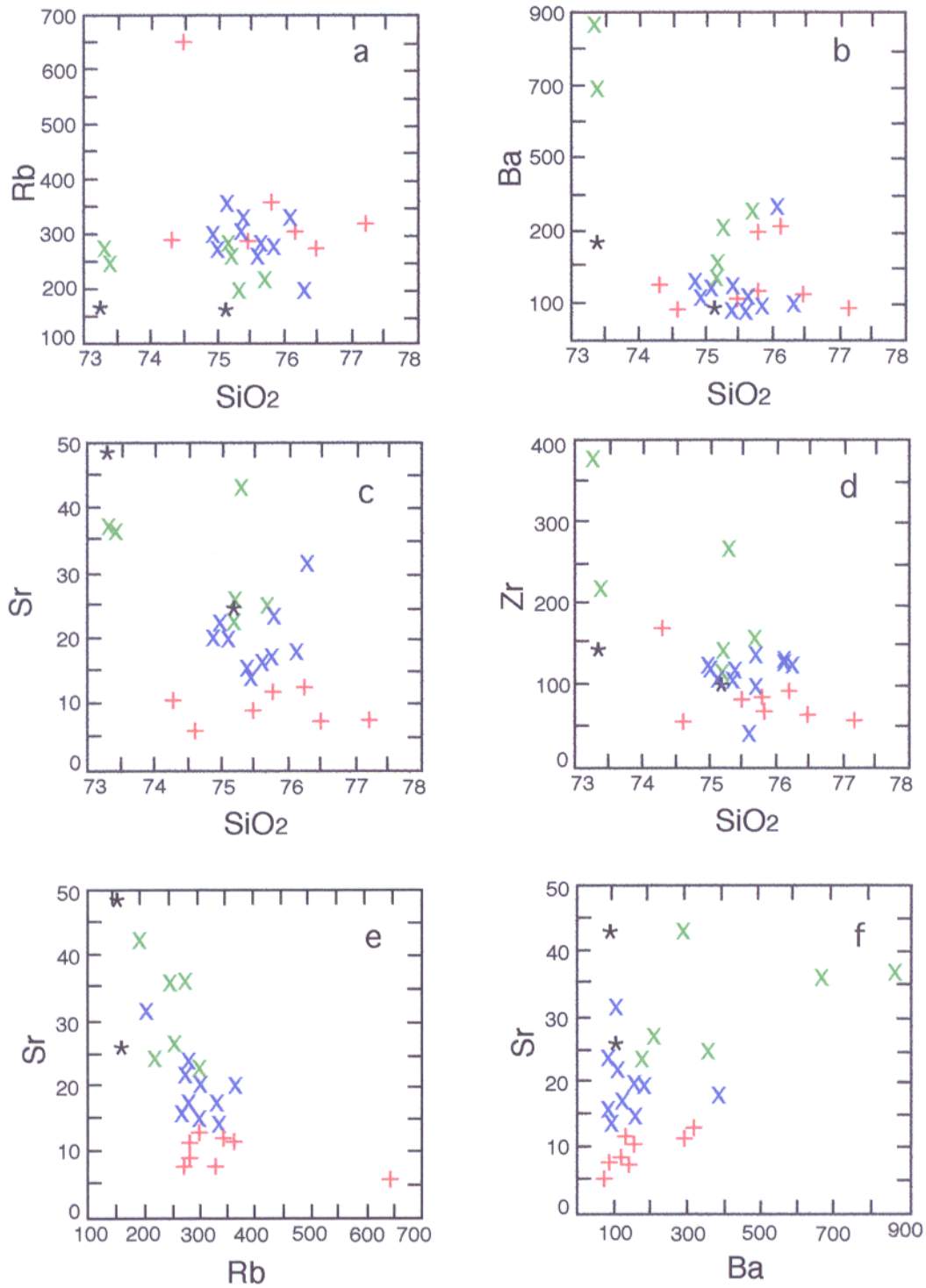


Figura 29. Diagramas de variação SiO₂ x Rb (a), SiO₂ x Ba (b), SiO₂ x Sr (c), SiO₂ x Zr (d); diagramas Rb x Sr (e), Ba x Sr (f) para as fácies do Granito Pojuca. SiO₂ em % em peso; Rb, Ba, Sr, Zr em ppm. Símbolos como na Figura 27.

Os teores de Sr são extremamente baixos, acompanhando os baixos conteúdos de cálcio das rochas estudadas. O comportamento deste elemento em relação à sílica (Fig. 29c) sugere uma correlação negativa, com orientação do *trend* no sentido dos monzo a sienogranitos para os leucogranitos, onde o empobrecimento é extremo. As várias fácies tendem a mostrar conteúdos contrastantes de Sr, geralmente maiores que 25 ppm nos monzo a sienogranitos e anfibólio granitos, 15 a 25 ppm nos monzogranitos e < 15 ppm nos leucogranitos.

Os baixos conteúdos de Sr e Ba, elementos de forte afinidade com as fases feldspáticas (também com a biotita no caso do Ba), demonstram que as rochas estudadas foram originadas a partir de um magma no qual ocorreu um forte fracionamento de feldspatos e, possivelmente, também de biotita. Entretanto, os teores elevados e pouco variados de Rb sugerem que este elemento se comportou de modo incompatível. Logo, o fracionamento de biotita não deve ter sido muito acentuado. Esse raciocínio não leva em conta a possível influência dos processos hidrotermais na distribuição dos elementos mencionados. É muito provável, no caso dos granitos estudados, que os referidos processos tenham remobilizado parcialmente Rb, Sr e Ba. Isso não chega, no entanto, a invalidar inteiramente o raciocínio desenvolvido.

Os diagramas Sr-Rb (Fig. 29e) e Sr-Ba (Fig. 29f) revelam uma razoável correlação positiva entre Ba e Sr e uma correlação negativa, mais nítida, entre Rb e Sr.

Os leucogranitos são enriquecidos em Y, Ta e Ga, enquanto que os monzogranitos e monzo a sienogranitos exibem conteúdos mais elevados de Zr, Th e U. Esses últimos são enriquecidas em Ba, Sr e Zr e empobrecidos em Ga, em relação ao grupo dos monzogranitos.

Os teores de F são no geral moderados quando comparados com granitos similares do Cráton Amazônico. A concentração de F nos leucogranitos, com média inferior a 1.000 ppm, é inferior a observada nos monzogranitos (em torno de 2.000 ppm). Os teores de Cl são muito baixos, raramente atingindo 400 ppm.

A utilização dos diagramas tectono-magmáticos sugeridos por PEARCE *et al.* (1984) revela que o Granito Pojuca incide no campo dos granitos intraplaca do Fanerozóico (Fig. 28d). Isso é coerente com o ambiente tectônico anorogênico

assumido para a colocação do granito estudado.

3.4 - ELEMENTOS TERRAS RARAS

Os resultados de elementos terras raras (seis amostras) são apresentados na Tabela 4 e o diagrama com os padrões normalizados para o condrito (EVENSEN *et al.*, 1978), na Figura 30.

A amostra dos granitóides com anfibólio (F11-303,7) apresenta altos teores de ETR, sendo enriquecida em elementos terras raras leves (ETRL), e revelando um fracionamento mais acentuado dos ETRP, com razão $(Ce/Yb)_N$ da ordem de 13.

A amostra representativa do grupo dos monzo a sienogranitos (F6-127,8) apresenta também conteúdos totais de ETR elevados. Ela indica um padrão similar ao do anfibólio granito, porém com fracionamento menos acentuado dos ETRP, que assumem um padrão subhorizontalizado.

As duas amostras representativas dos monzogranitos (F14-395 e F30-267) exibem padrões muito similares, com enriquecimento menos acentuado nos ETRL e padrão horizontalizado dos ETRP.

As duas amostras de leucogranitos (F36-147,6 e F30-225,3) distinguem-se em relação às demais, por apresentarem um sensível enriquecimento em ETRP, configurando um padrão com inclinação no sentido dos ETRP para os ETRL. Para ambas a razão $(Ce/Yb)_N$ é inferior a 1, definindo um padrão em gaivota.

Todo o conjunto apresenta fortes anomalias negativas de Eu (Tab. 4), com razão EuN/Eu^* máxima de 0,25, chegando a um valor mínimo de 0,02 na amostra F36-147,6. Esse comportamento indica a forte influência do fracionamento de plagioclásio durante a evolução magmática do Granito Pojuca.

Os padrões apresentados pelos leucogranitos são muito semelhantes aos das fácies especializadas dos granitos estaníferos da Amazônia, tal como o Granito Antonio Vicente (DALL'AGNOL *et al.*, 1993) e albita-granito Madeira do Pitinga (HORBE *et al.*, 1991; COSTI *et al.*, 1995).

Os padrões do Anfibólio Granito e do Monzo a Sienogranito assemelham-se

aos dos Granitos Serra dos Carajás (JAVIER RIOS *et al.*, 1995; BARROS *et al.*, 1995) e Cigano (DALL'AGNOL *et al.*, 1994), sugerindo afinidades geoquímicas entre eles.

Tabela 4. Conteúdo de elementos terras-raras (ppm) das fácies do Granito Pojuca.

Fácies	ANFGR	MZG	MZG	MZSG	LG	LG
Furo	F11	F14	F30	F6	F30	F36
Prof. (m)	303,7	395,0	267,7	127,8	225,3	147,6
La	117,6	41,8	38,4	110,3	7,8	11,1
Ce	289,5	105,0	92,4	247,2	15,4	31,1
Nd	153,2	46,3	38,3	102,5	8,8	22,4
Sm	30,64	10,63	9,33	17,24	3,32	8,90
Eu	1,74	0,39	0,42	1,15	0,26	0,05
Gd	21,59	6,60	7,54	9,93	5,90	11,24
Dy	22,00	8,43	10,40	11,25	9,55	20,71
Ho	4,01	1,76	2,09	2,31	1,99	5,07
Er	8,84	5,11	5,65	6,48	5,77	15,47
Yb	5,51	4,77	5,61	5,63	5,36	16,52
Lu	0,61	0,62	0,72	0,68	0,68	1,97
EuN/Eu*	0,20	0,13	0,15	0,25	0,18	0,02
(Ce/Yb) _N	13,60	5,70	4,26	11,37	0,74	0,49
Σ TR	655	231	211	515	65	145

ANFGR: anfibólio-granitóide; MZG: monzogranito; MZSG: monzo a sienogranito; LG: leucogranito.

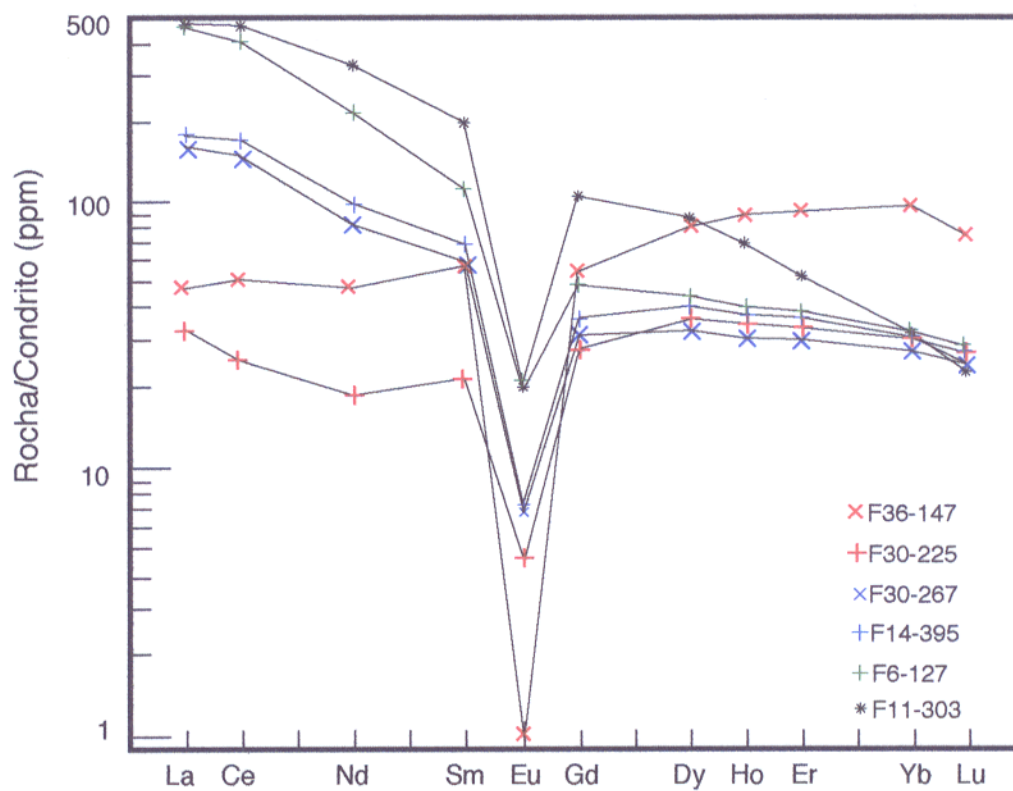


Figura 30 - Distribuição de elementos terras raras em amostras do Granito Pojuca.

4 - DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

4.1 - COMPARAÇÕES ENTRE O GRANITO POJUCA E OS GRANITOS ANOROGÊNICOS DA AMAZÔNIA ORIENTAL

Considerando a notável coincidência de idades entre o Granito Pojuca e diversos granitos anorogênicos da Amazônia Oriental e as demais semelhanças existentes entre eles, torna-se importante uma comparação com base nos dados petrográficos e geoquímicos obtidos. Foram escolhidos para essa comparação, além dos granitos estudados, os granitos Jamon, Musa, Cigano e Serra dos Carajás (o Granito Antonio Vicente foi utilizado apenas para a comparação de elementos terras raras). As fontes dos dados utilizados são DALL'AGNOL *et al.* (1993, 1994, subm.), GASTAL *et al.* (1987), JAVIER RIOS *et al.* (1995a), BARROS *et al.* (1995) e, para o Granito Cigano (M.G.B. GONÇALES e R. DALL'AGNOL, inédito).

O Granito Pojuca não difere em termos de sua composição modal de modo acentuado dos granitos mencionados. Ele acusa composições monzograníticas a sienograníticas, que se superpõem em parte ou inteiramente àquelas observadas nos demais granitos. Entretanto, os leucogranitos presentes no Granito Pojuca, admitindo-se que os mesmos possuam uma composição de álcali-feldspato granitos, representam uma variedade particular, que não foi registrada nos demais corpos. O Granito Pojuca também se particulariza em certa medida pela presença de turmalina como mineral acessório relativamente freqüente. Isso também ocorre no Granito Serra dos Carajás (JAVIER RIOS *et al.*, 1995a; BARROS *et al.*, 1995), mas não nos demais granitos citados. A ocorrência de turmalina poderia ser devida à remobilização de boro das seqüências vulcano-sedimentares encaixantes dos granitos Pojuca e Serra dos Carajás, mas JAVIER RIOS *et al.* (1995a) atribuem uma origem magmática à turmalina, opondo-se à esta hipótese. Finalmente, as evidências claras de formação expressiva de feldspato potássico tardio no Granito Pojuca, ao que tudo indica em condições *subsolidus*, o aproximam do Granito Cigano, no qual tais processos também foram observados (R. DALL'AGNOL, comun. verbal), ao passo que o afastam notavelmente

dos granitos estaníferos, representados pelo Granito Antonio Vicente (DALL'AGNOL *et al.*, 1993), no qual predominam de modo muito acentuado processos de albitização nos estágios tardi e pós-magmáticos. Isso revela diferenças expressivas nas soluções que comandaram os processos de transformação nesses dois casos.

Em termos das características geoquímicas, o Granito Pojuca, assim como os demais, varia de metaluminoso a peraluminoso (Fig. 31), porém o primeiro mostra um caráter peraluminoso mais acentuado. Deve-se, no entanto, levar em conta que, no caso do Granito Pojuca, foram analisadas apenas amostras da cúpula do granito, que podem corresponder a variedades mais evoluídas. Como nos demais maciços essas são geralmente peraluminosas, isso explicaria o contraste existente. O comportamento observado é similar ao que se registra geralmente nas séries rapakivíticas (RÄMÖ & HAAPALA, 1995). A ausência de rochas peralcalinas é uma característica comum a todos os maciços anorogênicos da Amazônia Oriental (DALL'AGNOL *et al.*, 1997a).

O diagrama K_2O vs. Na_2O (Fig. 32) mostra que as razões K_2O/Na_2O do Granito Pojuca se superpõem àsquelas dos demais granitos anorogênicos, variando de pouco menos de um até mais de dois. Entretanto, a utilização de campos esconde alguns aspectos importantes (cf. Tab. 2; Fig. 27f). Os grupos dos monzo a sienogranitos e dos monzogranitos apresentam razões muito altas que se assemelham às registradas nos granitos Cigano e Serra dos Carajás e divergem daquelas dos granitos Jamon e Musa. Razões K_2O/Na_2O elevadas são típicas dos granitos rapakivíticos proterozóicos e muito comuns na Amazônia (DALL'AGNOL *et al.*, no prelo; RÄMÖ & HAAPALA, 1995). Já os leucogranitos e uma das amostras dos granitos com anfibólio possuem razões K_2O/Na_2O comparativamente menores que se aproximam daquelas dos granitos Jamon e Musa. Trata-se, porém, de uma falsa semelhança, pois o decréscimo nessas razões nos leucogranitos do maciço Pojuca é contrário ao observado nos granitos Jamon e Musa, nos quais tende a haver um crescimento dessa razão nos termos leucograníticos mais evoluídos (DALL'AGNOL, 1982b, DALL'AGNOL *et al.*, *subm.*; GASTAL, 1987).

A razão $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ pode ser utilizada como um parâmetro indicador da afinidade geoquímica entre granitóides, pelo fato de refletir as condições de

fugacidade de oxigênio reinantes durante a formação dessas rochas (cf. ANDERSON & SMITH, 1995; DALL'AGNOL *et al.*, 1997b, em prep.). Granitos do tipo A costumam apresentar valores elevados para tais razões, ao passo que aqueles de afinidade cálcico-alcálica exibem valores comparativamente mais baixos (cf. FROST & FROST, 1997). O diagrama $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ vs. SiO_2 (Fig. 33) foi escolhido para ilustrar o comportamento dos granitos anorogênicos da Amazônia Oriental, incluindo o Granito Pojuca. Todos os granitos mostram razões $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ elevadas, porém aquelas dos granitos Pojuca e Serra dos Carajás são nitidamente superiores as dos demais, aproximando-se da unidade, ou seja, do valor máximo. Isso reflete os baixíssimos conteúdos de MgO desses granitos e não parece depender diretamente do conteúdo de SiO_2 , como pode-se deduzir das variações apresentadas pelos granitos citados. O Granito Cigano também apresenta valores muito altos dessa razão, embora um pouco inferiores as dos granitos Pojuca e Serra dos Carajás. Finalmente, os granitos Jamon e Musa, que são muito ricos em magnetita e formados em condições comparativamente mais oxidantes (MAGALHÃES & DALL'AGNOL, 1992; DALL'AGNOL *et al.*, 1997a,b), exibem as menores razões $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$, as quais tendem a crescer para as variedades mais ricas em sílica.

Eby (1992) propôs a existência de dois subgrupos de granitos do tipo A, os quais teriam origens distintas, um deles, denominado de A1, seria de derivação essencialmente mantélica e o segundo, A2, teria participação expressiva ou totalmente dominada por componentes crustais em sua gênese. Os dois subgrupos seriam distinguidos geoquimicamente, entre outros critérios, pelas razões Nb/Y, comparativamente mais elevadas nos primeiros. O diagrama Nb-Y-Zr/4 (Fig. 34) mostra os campos dos granitos A1 e A2 definidos por Eby (1992). Neles estão indicados os campos de diversos exemplos representativos de granitos do tipo A, extraídos da literatura (baseado em Dall'Agnol *et al.*, subm.), juntamente com os campos de alguns granitos anorogênicos da Amazônia Oriental. Os últimos incidem, sem exceção, no campo A2, o que pode ser visto como uma forte evidência da derivação de seus magmas a partir de fontes crustais (cf. DALL'AGNOL *et al.*, 1994, 1997a, subm, em prep.). Merece destaque, também, a analogia em termos de comportamento nesse

diagrama entre os granitos referidos e aqueles do tipo A australiano (KING *et al.*, 1997), rapakivis da Finlândia (RÄMÖ & HAAPALA, 1995) e os granitos proterozóicos do tipo A do centro e SW dos Estados Unidos (ANDERSON & BENDER, 1989), entre outros. Constata-se, ainda, que as amostras analisadas do Granito Pojuca são empobrecidas em Zr comparativamente às aquelas dos granitos Jamon, Musa e Serra dos Carajás, muito provavelmente pelo fato de as primeiras se concentrarem na cúpula do corpo e representarem, presumivelmente, variedades mais evoluídas.

Dentre os vários diagramas propostos por WHALEN *et al.* (1987) para distinguir os granitos do tipo A, daqueles dos tipos M, S e I, inclusive dos tipos S e I fortemente fracionados (composições médias equivalentes a FS e FI na Fig. 35; A, S, I e M traduzem as composições médias dos granitos correspondentes; todos os dados extraídos de WHALEN *et al.*, 1987), optou-se por utilizar o diagrama FeO_x/MgO vs. $(\text{Zr}+\text{Ce}+\text{Nb}+\text{Y})$ para comparações. A razão FeO_x/MgO destaca nitidamente as diferenças entre os granitos, tal como discutido anteriormente. Em termos dos elementos HFSE utilizados no diagrama, é nítido o enriquecimento nos mesmos dos granitos anorogênicos da Amazônia Oriental, quando comparados aos granitos dos tipos M, I e S. Os conteúdos nesses elementos nos primeiros são correspondentes aos encontrados nos granitos do tipo A. O Granito Pojuca apresenta, no entanto, um empobrecimento acentuado em TRL nos monzogranitos e, sobretudo, nos leucogranitos (Tab. 4), o que faz com que se situe parcialmente à esquerda dos demais no diagrama. Isso não afeta, no entanto, a sua caracterização como granito do tipo A.

No clássico diagrama Nb vs. Y, proposto por PEARCE *et al.* (1984) para distinção de ambientes tectônicos de granitos fanerozóicos, os granitos anorogênicos da Amazônia Oriental situam-se no campo dos granitos intraplaca, com exceção de algumas amostras mais evoluídas, sobretudo do maciço Musa que, conforme previsto por PEARCE *et al.* (1984), adentram no campo vizinho, devido ao fracionamento de Y e Nb durante a diferenciação magmática (cf. DALL'AGNOL *et al.*, *subm.*). É notória a maior semelhança geoquímica do Granito Pojuca com os granitos Serra dos Carajás e Cigano do que com os granitos Jamon e Musa (Fig. 36). Embora esse diagrama não seja propriamente diagnóstico de ambiente tectônico, pois granitos do tipo A pós-

colisionais também incidem no campo intraplaca (cf. SYLVESTER, 1989), ele é útil para confirmar a afinidade do Granito Pojuca e demais granitos anorogênicos da Amazônia Oriental com os granitos do tipo A. A definição do ambiente tectônico como sendo anorogênico -- entendendo-se anorogênico como ambiente distensional não relacionado diretamente a um ciclo tectônico no local da manifestação magmática -- é feita com base nos aspectos estruturais e estratigráficos e no contraste extremo de idades entre os granitos mencionados e suas encaixantes arqueanas (cf. DALL'AGNOL *et al.*, 1997a).

Para avançar na comparação são apresentados diagramas de ETR normalizados ao condrito (EVENSEN *et al.*, 1978) dos granitos selecionados (Fig. 37). Fica bastante evidente nos padrões apresentados a existência de maiores analogias entre os monzo a sienogranitos, granitóides com anfibólio e monzogranitos do granito Pojuca com as diversas variedades do Granito Serra dos Carajás analisadas por BARROS *et al.* (1995), apesar de as últimas serem menos enriquecidas em sílica. Quanto aos leucogranitos, os padrões apresentados não encontram similar no Granito Serra dos Carajás, assemelhando-se, porém, aos dos sienogranitos profundamente transformados do maciço Antonio Vicente (DALL'AGNOL *et al.*, 1993; cf. Fig. 37d) e aos dos albita granitos do corpo Madeira do Pitinga (HORBE *et al.*, 1991) e do Granito Palanqueta de Bom Futuro, Rondônia (SILVA *et al.*, 1997). Isso demonstra a necessidade de aprofundar a discussão sobre as relações entre os Leucogranitos e os albita-granitos, o que será feito no tópico seguinte.

Concluindo, o Granito Pojuca mostra claramente que possui características geoquímicas do tipo A e semelhanças com diversos granitos anorogênicos da Amazônia Oriental. Dentre aqueles escolhidos para comparações, é nítida a maior afinidade do Granito Pojuca com os granitos Serra dos Carajás e Cigano e a existência de diferenças claras em relação aos granitos Jamon e Musa. Portanto, confirma-se no presente trabalho a existência de contrastes geoquímicos entre os granitos anorogênicos do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (representados pelos maciços Jamon e Musa) e aqueles do Bloco Carajás, que incluem os granitos Pojuca, Serra dos Carajás e Cigano. Há igualmente diferenças importantes entre o Granito

Pojuca e correlatos e os granitos estaníferos, exemplificados pelo Granito Antonio Vicente. Logo, os dados apresentados tendem a confirmar a existência de três grupos distintos de granitos anorogênicos, tal como sugerido anteriormente por DALL'AGNOL *et al.* (1997a, no prelo).

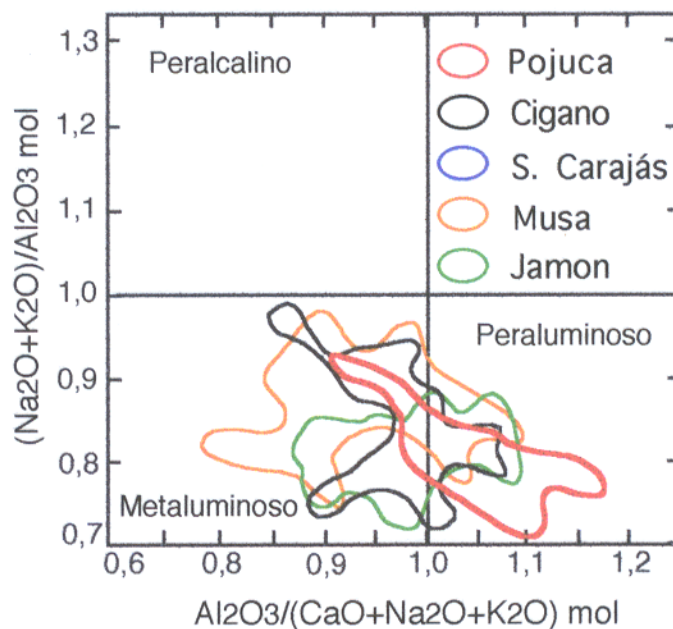


Figura 31 - Diagrama NK/A versus A/CNK baseado nos parâmetros de Shand (óxidos em proporções moleculares), comparando o Granito Pojuca com outros granitos anorogênicos da Amazônia Oriental.

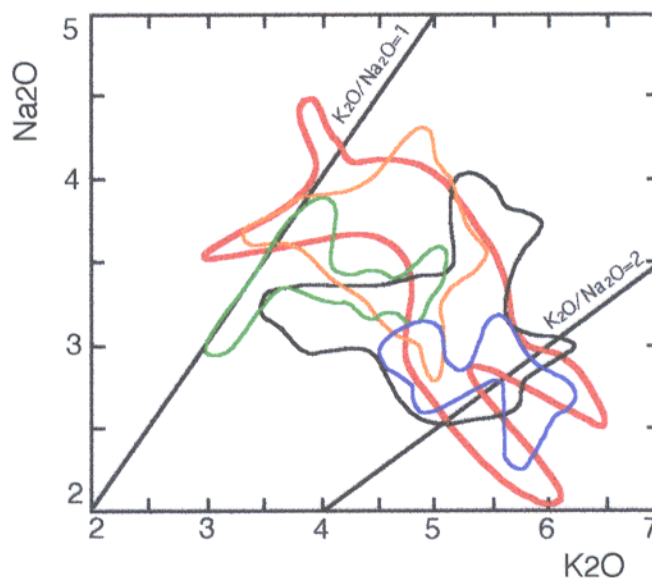


Figura 32 - Diagrama Na₂O versus K₂O, comparando o Granito Pojuca com outros granitos anorogênicos da Amazônia Oriental. Símbolos conforme Fig. 31. Óxidos em % em peso.

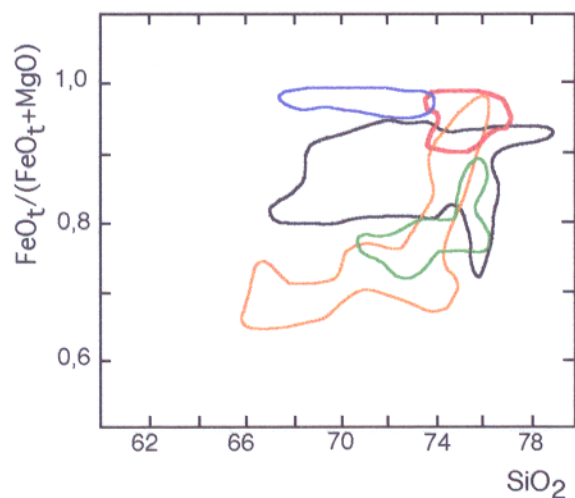


Figura 33 - Diagrama $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ versus SiO_2 comparando o Granito Pojuca com outros granitos anorogênicos da Amazônia Oriental. Símbolos conforme Fig. 31. Óxidos em % em peso

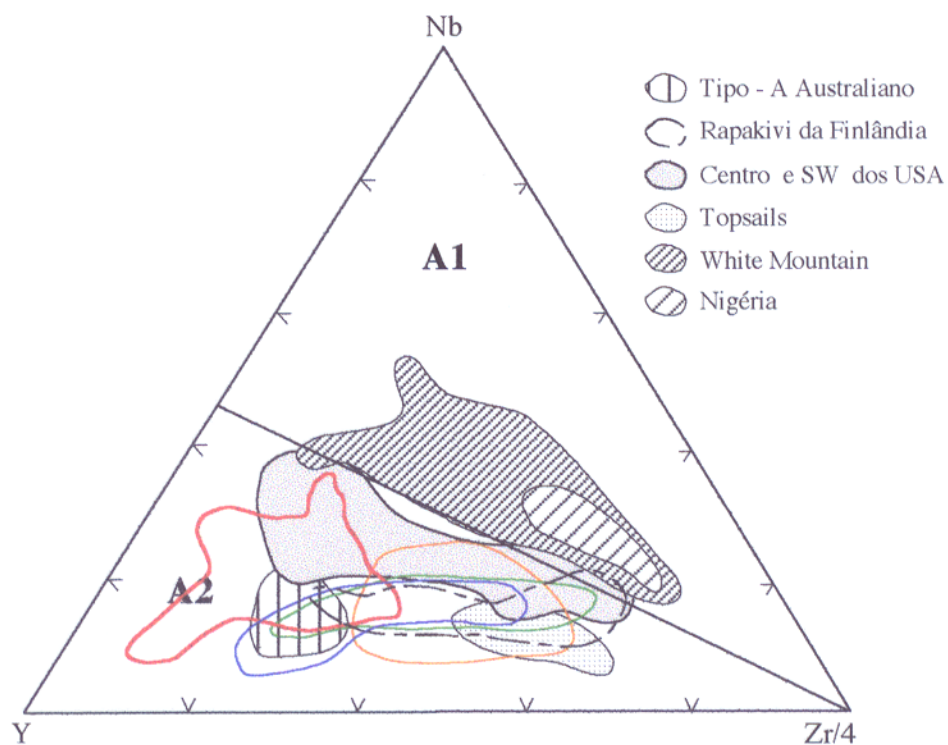


Figura 34 - Diagrama Nb-Y-Zr/4 (campos A1 e A2 conforme Eby 1992), comparando o Granito Pojuca com diversos granitos anorogênicos da Amazônia Oriental e com granitos do tipo A de outros continentes (fontes dos dados e campos dos granitos de outros continentes cf. Dall'Agnol et al. subm.; outros campos cf. Fig. 31).

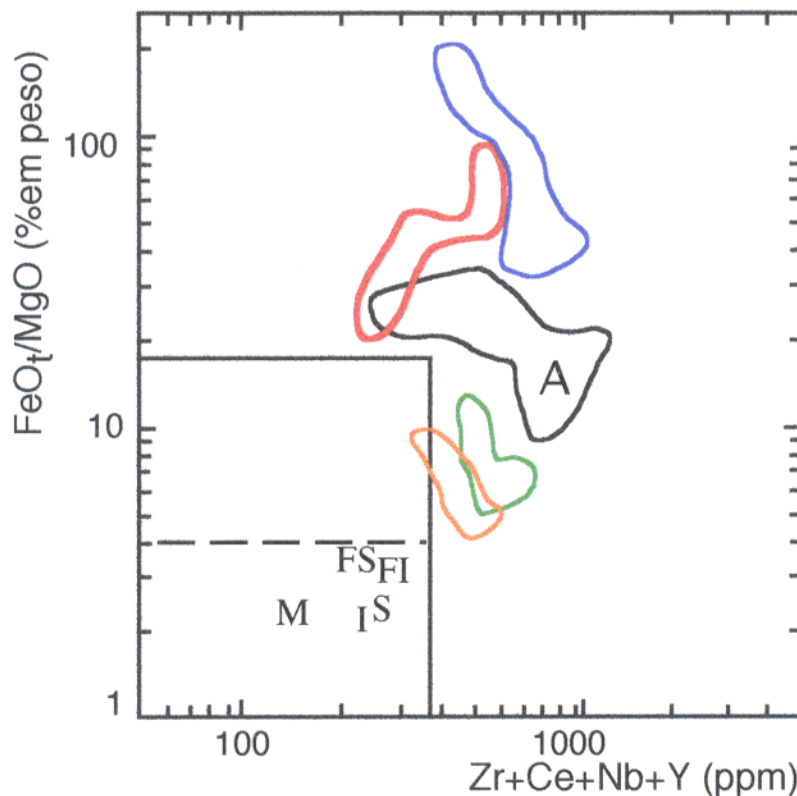


Figura 35 - Diagrama FeO_4/MgO versus $(\text{Zr}+\text{Ce}+\text{Nb}+\text{Y})$ comparando o Granito Pojuca com outros granitos anorogênicos da Amazônia Oriental. Campos e composições médias para os granitos A, M, I, S, FI e FS segundo Whalen et al. (1987). Símbolos cf. Fig. 31.

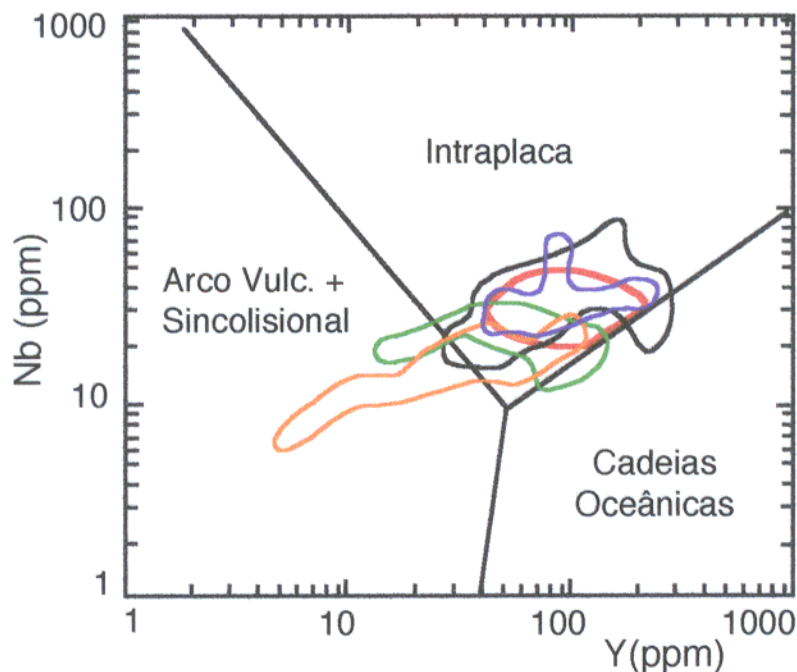


Figura 36 - Nb versus Y (campos conforme Pearce et al. 1984), comparando o Granito Pojuca com outros granitos anorogênicos da Amazônia Oriental. Símbolos cf. Fig. 31.

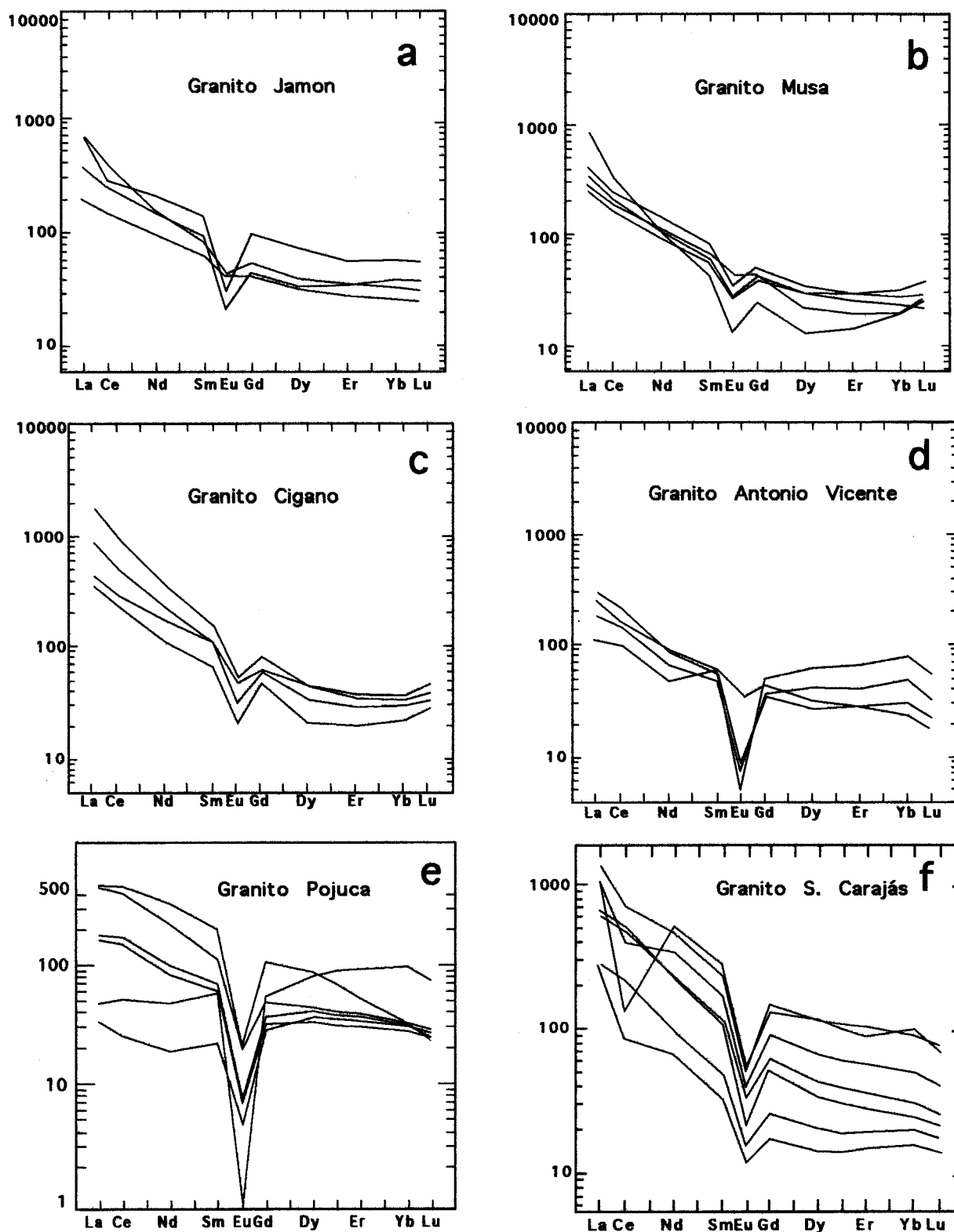


Figura 37 - Padrões de elementos terras raras normalizados em relação aos condritos (Evensen et al. 1978) de diferentes granitos anorogênicos da Amazônia Oriental. a) Granito Jamon (Dall'Agnol et al. subm.); b) Granito Musa (Dall'Agnol et al. subm.); c) Granito Cigano (Dall'Agnol, dados inéditos); d) Granito Antonio Vicente (Dall'Agnol et al., 1993); e) Granito Pojuca (este trabalho); f) Granito Serra dos Carajás (Barros et al. 1995).

4.2 - OS LEUCOGRANITOS DO MACIÇO POJUCA E O SEU SIGNIFICADO

4.2.1 - Interpretação da Natureza dos Leucogranitos

Foram claramente enunciadas no capítulo da petrografia as dificuldades existentes para classificar os leucogranitos em função da distinção problemática entre albita primária transformada e plagioclásio sódico descalcificado. Optou-se, em razão disso, por uma descrição que não envolvesse interpretação conclusiva sobre esse ponto. Esperava-se com o auxílio dos dados geoquímicos poder concluir se os leucogranitos seriam litotipos banais ou se seriam, ao contrário, albita-granitos, geralmente de grande interesse metalogenético. Alguns leucogranitos que apresentam albitas pouco transformadas, subautomorfas a automorfas, além de presença ocasional de topázio, dificilmente poderiam deixar de ser interpretados como verdadeiros albita-granitos, mas não estava claro no estudo petrográfico até que ponto tal designação poderia ser estendida ao conjunto dos leucogranitos.

Os dados geoquímicos incluíram, portanto, um número expressivo de análises de leucogranitos (Tabs. 2 e 4). O tratamento desses dados (Figuras 27, 28, 29 e 30) mostrou que o conjunto de leucogranitos analisados, independentemente do seu aspecto petrográfico e do maior ou menor grau de transformação, apresenta um comportamento geoquímico bastante coerente. Isso enfraquece a hipótese de que os leucogranitos possam representar mais de um grupo de rochas. O comportamento dos álcalis nos leucogranitos é marcado pelo acentuado enriquecimento em Na_2O e empobrecimento em K_2O em relação às demais variedades, o que se traduz por um aumento das razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. É óbvio igualmente, em função do comportamento de álcalis e SiO_2 (Fig. 27), que os leucogranitos não podem ser vistos simplesmente como produtos de diferenciação direta dos líquidos que geraram os monzogranitos e os monzo a sienogranitos. Outro aspecto importante a considerar é o padrão de ETR apresentado pelos leucogranitos, que se aproxima muito dos padrões típicos de albita-granitos ou de granitos estaníferos e diverge daqueles de leucogranitos derivados de monzogranitos por diferenciação magmática (amostras mais evoluídas dos maciços

Serra dos Carajás, Jamon e Musa, por exemplo). Esses aspectos, somados às evidências petrográficas levam a concluir que os leucogranitos são mais provavelmente albita-granitos do que leucogranitos apresentando plagioclásio sódico descalcificado.

Assumindo-se essa hipótese, tem-se que considerar a possível gênese desse albita-granito. Duas hipóteses prevalecem na literatura para explicar a formação de albita-granitos: (1) origem magmática (CUNEY *et al.*, 1992; COSTI *et al.*, 1995); (2) origem metassomática ou hidrotermal (BEUS *et al.*, 1962; HORBE *et al.*, 1991). Embora o fato de os leucogranitos se situarem no topo da intrusão certamente favoreça a interação com fluidos oriundos ou modificados através da sua passagem pelas encaixantes, as texturas apresentadas pelos leucogranitos, em particular pelo plagioclásio albitico, são dificilmente conciliáveis com sua formação por metassomatismo. Outro ponto importante a ressaltar é a dominância de metassomatismo potássico na evolução do Granito Pojuca, pouco coerente com a hipótese de enriquecimento extremo em Na_2O nas soluções, indispensável para promover a albitização metassomática (ORVILLE, 1962; DALL'AGNOL, 1980). Além disso, modernamente a maioria dos autores tem admitido uma origem magmática para os albita-granitos em detrimento da hipótese metassomática. Logo, embora admita-se uma boa dose de subjetividade, conclui-se que os albita-granitos são mais provavelmente de origem magmática. Pouco se pode dizer, no entanto, sobre a fonte ou processos que conduziram à formação do líquido formador do albita-granito.

4.2.2 - Breve comparação entre o Albita-Granito do Pojuca e outros Albita-Granitos

O albita-granito do *stock* Madeira do Pitinga é, sem dúvida, um dos mais estudados do Cráton Amazônico (HORBE *et al.*, 1991, TEIXEIRA *et al.*, 1992, COSTI *et al.*, 1995, 1997). Também em Rondônia foram descritos albita-granitos (PAYOLLA *et al.*, 1996, SILVA *et al.*, 1997).

O albita-granito do Pojuca difere notavelmente daquele do Madeira em termos mineralógicos, petrográficos e geoquímicos. O último é subdividido em duas

fácies. A primeira, situada no núcleo do corpo, é peralcalina, apresentando uma composição mineralógica extremamente particular, em que ao lado de quartzo, albita e feldspato potássico, tem-se a presença de polilithionita, mica ferrosa, riebeckita, aegirina, criolita, grande quantidade de zircão, pirocloro, cassiterita e uma gama de acessórios muito variada. A fácies de borda é fortemente oxidada, contendo fluorita, hematita e apresentando substituição da mineralogia peralcalina. Essas rochas são extremamente enriquecidas em mineralizações de estanho e metais associados e possuem uma assinatura geoquímica muito distinta daquela dos albita-granitos do corpo Pojuca (p. ex.: altíssimos teores de Na_2O , sílica igual ou inferior a 70%, conteúdos excepcionalmente elevados de Zr, Sn, Zn, Rb, Th, U e outros elementos). Pode-se, portanto, concluir que os albita-granitos do Pojuca não possuem nenhuma afinidade com aqueles do Pitinga.

Os albita-granitos descritos em Rondônia diferem daqueles do Pitinga por serem peraluminosos e enriquecidos em topázio. Diferem, no entanto, daqueles do corpo Pojuca, por não apresentarem turmalina como acessório significativo e por serem enriquecidos em mineralizações de estanho, as quais não foram registradas no Pojuca.

4.3 - CONCLUSÕES

O estudo petrográfico e químico da porção sudeste (subaflorante) do Granito Pojuca fornece subsídios importantes para a interpretação dos processos magmáticos envolvidos na geração das variedades faciológicas do corpo e das transformações tardi a pós-magmáticas que alteraram as rochas pré-existentes.

Na porção estudada o Granito Pojuca é constituído predominantemente por monzogranitos (MzG) com variação para termos transicionais monzo a sienograníticos (MzSG), ocorrendo subordinadamente anfibólio-granitóides de composição variada (granodiorito, monzogranito), álcali feldspato-granitos, rochas pegmatóides e leucogranitos normalmente alterados. Ele é intrusivo em rochas arqueanas metavulcânicas e metassedimentares, do Grupo Igarapé Pojuca (Supergrupo Itacaiúnas), mineralizadas em $\text{Cu} \pm \text{Zn}$ (jazida Cobre-Pojuca), com as quais mostra

relações de contato claramente discordantes.

De modo geral, as rochas identificadas no corpo Pojuca são isotrópicas, equigranulares médias a grossas, de coloração normal rósea, com deformação muito localizada e alteração hidrotermal intensa restrita às zonas mais fraturadas.

As rochas monzograníticas (MzG) e os termos transicionais monzo a sienograníticos (MzSG) são macroscopicamente muito similares, com variações texturais um pouco mais acentuadas nessas últimas, que são mais porfiríticas (K-feldspato). A individualização e separação dessas fácies é difícil, observando-se normalmente contatos gradacionais. Composicionalmente formam uma série contínua, de extensão limitada, porém com características químicas distintas em razão da variação na razão A/P que reflete a maior importância do K-feldspato na cristalização das rochas transicionais monzo a sienograníticas em relação à variedade tipicamente monzogranítica. As rochas monzo a sienograníticas são enriquecidas em K_2O e empobrecidas em Na_2O em comparação aos monzogranitos.

Os leucogranitos (LG) são constituídos por rochas de granulação média a fina, de coloração normal rosada, localmente cinza ou esverdeada, muito empobrecidas em máficos ($M < 2\%$), normalmente alteradas por processo de gnaissização.

O corpo Pojuca é formado por granitos peraluminosos, *subsolvus*, geoquimicamente análogos aos granitos intraplaca do Fanerozóico (PEARCE *et al.*, 1984; Fig. 36), aos granitos do tipo A (WHALEN *et al.*, 1987; Fig. 35) e aos do tipo A-2 (EBY, 1992; Fig. 34). Mostra idade coincidente e forte afinidade petrográfica e geoquímica com outros granitos anorogênicos da porção oriental do Cráton Amazônico, mais notadamente com os granitos Serra dos Carajás e Cigano.

A ocorrência localizada de anfibólio-granitóides pode ser explicada pela interação do granito com as encaixantes. As amplas variações composicionais e texturais dessas rochas, o seu local enriquecimento em máficos, as claras evidências de interação com as rochas encaixantes, entre outras características, indicam sua origem híbrida.

Os álcali feldspato-granitos também têm origem relacionada a fluidos, que

percolaram fraturas e, localmente, hidrotermalizaram as rochas pré-existentes.

Os leucogranitos têm um comportamento petrográfico e geoquímico bem diferenciado das demais rochas. No corpo 4, os leucogranitos representam a cúpula do granito, em contato inferior brusco com MzG e MzSG, como observado nos furos F30 e F33 (Fig. 7). A presença de enclaves nos monzogranitos de rocha similar aos leucogranitos, observada no furo F33, parece indicar que os LG seriam precoces em relação às demais fácies, tendo sido fragmentados durante a colocação dos MzG.

Apesar das dificuldades de distinção entre albita primária (magmática) e o plagioclásio descalcificado, que também tem composição albitica, concluiu-se, com base nas evidências petrográficas e geoquímicas, que os leucogranitos são efetivamente albita-granitos, assumindo-se a hipótese de sua origem magmática. Destacou-se, no entanto, que os albita-granitos do corpo Pojuca são muito distintos em termos mineralógicos, petrográficos, geoquímicos e metalogenéticos daqueles do Pitinga. Embora mais próximos dos albita-granitos descritos em Rondônia, eles também diferem dos mesmos em aspectos muito relevantes, como a especialização metalogenética, a ausência de turmalina e a natureza dos processos pós-magmáticos.

O comportamento geoquímico das rochas leucograníticas do corpo Pojuca não sugere que elas representem a cristalização de um líquido tardio, evoluído a partir dos MzG e MzSG.

A ocorrência de albita-granitos, inclusive com formação localizada de topázio, no Granito Pojuca apresenta grande importância, a primeira vista não tanto do ponto-de-vista metalogenético, considerando a ausência de evidências claras de mineralizações expressivas associadas com o mesmo, mas sobretudo do petrológico. Faz-se necessária, portanto, a continuidade dos estudos sobre o Granito Pojuca, especialmente para a melhor caracterização dos albita-granito nele identificados, bem como para definir a origem dos magmas que formaram as suas várias fácies.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. & RAMOS, C.R. 1974. Estanho do sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. **Anais...** Porto Alegre, SBG, v.1, p.11-24.
- ALLING, H.L. 1932. Pertites. **American Mineralogist**, 17(2): 43-65.
- ALMEIDA, F.F.M. 1978. A evolução dos Crátons Amazônico e do São Francisco comparada com a do Escudo Báltico. **Revista Brasileira de Geociências**, 4(3): 191-204.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. **Earth Science Review**, 17:1-29.
- ALMEIDA, R.C.C. 1980. **Contribuição à petrologia do Granito Central, Serra dos Carajás**. Belém, Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências. 64p. (Tese de Mestrado).
- ALTHOFF, F.J. 1996. **Etude pétrologique et structurale des granitöides de Marajoara (Pará, Brésil): leur rôle dans l'évolution archéenne du craton amazonien (2.7 - 3.2 Ga)**. Université Henri Poincaré, Nancy I, Faculté des Sciences, Centre National de la Recherche Scientifique. 296p. Tese (Docteur en Physique et Chimie de la Terre).
- ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M.; DALL'AGNOL, R. 1994. Regime tectônico e composição dos granitóides arqueanos da região de Marajoara. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém, 1994. **Resumos**. Belém, SBG-NO, p.291-294.
- ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M.; DALL'AGNOL, R. 1995 a. Composição e estrutura dos granitóides arqueanos da região de Marajoara. **Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra**, 7:5-26.
- ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; PONS, J. 1995 b. Charnockitization during syn-extension magma emplacement: the ansignan charnockite (Eastern-Pyrenees, France). **Terra Abstracts**, v.7.

- ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. 1991. Região de Marajoara - SE do Pará: prolongamento dos terrenos arqueanos de Rio Maria ou retrabalhamento? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, 1991. **Anais...** Belém, SBG-NO, p.130-141.
- AMARAL, G. 1974. **Geologia Pré-Cambriana da região Amazônica**. São Paulo, Universidade de São Paulo - Instituto de Geociências. 212p. (Tese de Livre Docência).
- ANDERSON, J.L. & BENDER, E.E. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern of the United States of America. **Lithos**, 23:19-52.
- ANDERSON, J.L.; & SMITH, D.R. 1995. The effect of the temperature and fO_2 on the Ai in hornblende barometer. **American Mineralogist**, 80:549-559.
- ANDERSON, W.L.; DYER, R.C.; TORRES, D.D. 1974. Ocorrência de manganês na bacia do rio Itacaiúnas, centro-leste do estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. **Anais...** Porto Alegre, SBG, v.6, p.149-164.
- ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. 1991. Serra dos Carajás, **Folha SB.22-Z-A**. Brasília, DNPM/CPRM, 136 p. (Programa de Levantamentos Básicos do Brasil).
- ARAÚJO, O.J.B.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S.; SANTOS, A.; PENA FILHO, J.I.C.; NEVES, A.P.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1994. Primeira integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SSE do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém, 1994. **Resumos**. Belém, SBG-NO, p.299-301.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. **Anais...** Belém, SBG, v.1, p.324-333.

- AVELAR, V.G. 1996. **Geocrologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão, do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia oriental**. Belém, Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências. 234p. (Tese de Mestrado).
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T.; ARAÚJO, O.J.B.; MACAMBIRA, E.M.B. 1994. Geocronologia Pb/Pb por evaporação de zircão e Rb-Sr em rocha total do Granito Seringa, Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camburiú, 1994. **Resumos**. Camburiú, SBG, v.2, p.287-288.
- BARBOSA, A.A.; LAFON, J.M.; NEVES, A.; VALE, A.G. 1994. O Granito Redenção (sul do Pará): novos dados geocronológicos Rb-Sr e Pb-Pb. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém, 1994. **Resumos**. Belém, SBG-NO, v.1, p.302-306.
- BARBOSA, O.; ANDRADE RAMOS, J.R.; GOMES, F.A.; HEMBOLD, R. 1966. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia"**. MME/DNPM. 95p (monografia 19).
- BARROS, C.E.M. & DALL'AGNOL, R. 1993. Geochemistry of the Estrela Gneiss, Carajás region: an example of A-type Archean magmatism. In: MAGMATISMO GRANÍTICO E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS, Rio de Janeiro, 1993. **Extended abstracts**. Rio de Janeiro, Anais Academia Brasileira de Ciências, 65: 58-59.
- BARROS, C.E.M.; BARBEY, P. ; DALL'AGNOL, R. 1997. The estrela granite complex (Carajás mining province, State of Pará, north Brazil): petrographic, geochemical and structural aspects of a synkinematic Late-Archaeon. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AN ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2, Salvador, 1997. Salvador. **Extended Abstract and Program**, p. 299-300.
- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P.; RIBEIRO, J.W. 1992. Evolução estrutural do Gnaiss Estrela, Curionópolis - Pa. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. **Resumos**. São Paulo, SBG, v.2, p.333-335.

- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; MAGALHÃES, M.S. 1995. Granito Central da Serra dos Carajás: avaliação do potencial metalogenético para estanho com base em estudos da borda oeste do corpo. **Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra**, 7:93-123.
- BASEI, M.A.S. 1974. Estudo geocronológico do magmatismo ácido da região meridional da Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. **Anais...** Porto Alegre, SBG, v.6, p.287-296.
- BEISIEGEL, V. & FARIAS, N.F. 1978. Ocorrências de cobre na Serra dos Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. **Anais...** Recife, SBG, v.4, p.1419-1426.
- BEISIEGEL, V.R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e recursos naturais da Serra dos Carajás - PA. **Revista Brasileira de Geociências**, 3(4):215-242.
- BEUS, A.A.; SEVEROV, E.A.; SITNIN, A.A. ; SUBBOTIN, K.D. 1962. **Albitized and greisenized granites (apogranites)**. Moscow, Academy Science Press. 196p.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R. ; CHAPPELL, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. **Contribution Mineralogy Petrology**, 80:189-200.
- COMPANHIA VALE DO RIO DOCE/COMPANHIA MERIDIONAL DE MINERAÇÃO. CVRD/CNM, 1972. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. **Anais...** Belém, SBG-NO, v.2, p.78-80.
- CORDANI, U.G. 1981. **Evolucion tectonica de la corteza continental de Sudamerica y su importancia en la caracterizacion de provincias uraniferas**. In: URANIUM deposits in Latin America: Geology and Exploration. Vienna, Int. Atom. Energy Agency, 1981.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. **Revista Brasileira de Geociências**, 12:78-88.

- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G. ; KAWASHITA, K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. **Ciências da Terra**, 9: 6-11.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S. ; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO DE GEOLOGIA CHILENO, 2, Santiago, 1979. **Anais...** Santiago, v.4, p.137-148.
- CORDEIRO, A.A.C. 1982. Geologia preliminar da região de Andorinhas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. **Atas**. Belém, SBG, v.1, p.45-49.
- CORDEIRO, A.A.C. & SAUERESSIG, R. 1980. Serra das Andorinhas: geologia e principais ocorrências de ouro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camburiú, 1980. **Resumos**. Camburiú, SBG, Boletim 2, p.344.
- CORDEIRO, A.A.C.; ALVES, C.A.; FONSECA, L.R.; NASCIMENTO, J.A.S.; AZEVEDO, I.L.; SANTOS, F.F. 1984. Pesquisa geológica da jazida de wolframita de Pedra Preta, Rio Maria - PA. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, Manaus, 1984. **Anais...** MME-DNPM, p.375-379.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; JORGE JOÃO, X.S.; MAIA, R.G.N.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; SANTOS, A.; PENA FILHO, J.I.C.; NEVES, A.P. 1994. Panorama tectono-estrutural da região sudeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém, 1994. **Resumos**. Belém, SBG-NO, p.314-317.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; SANTOS, A.; JORGE JOÃO, X.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos Tectono-Estruturais, Estratigráficos e Geocronológicos. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra**, 7: 199-235.
- COSTA, J.B.S.; TEIXEIRA, N.P.; PINHEIRO, R.V.L.; BEMERGUY, R.L. 1990. Os sistemas estruturais transcorrentes do Cinturão Itacaiúnas na região de Curionópolis, leste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. **Anais...** Natal, SBG, v.5, p.2345-2357.

- 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 MINERALIZATIONS, 2, Salvador. Extended Abstract and Program, p.44-45.
- COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, J.T. ; POPINI, M.V. 1995. The albite granite of Pitinga mine: petrography, geochemistry and mineralizations. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1995. Abstracts Volume. Belém, Centro de Geociências, UFPa, 1995, p.20-21.
- CUNEY, M.; MARIGNAC, C.; WEISBROD, A. 1992. The beauvoir topaz-lepidolite granite (Massif Central, France): the disseminated magmatic Sn-Li-Ta-Nb-Be mineralization. **Economic Geology**, 87:1766-1794
- CUNEY, M.; AUTRAN, A.; BURNOL, L.; BROUAND, M.; DUDOIGNON, P.; FEYBESSE, J.L.; GAGNY, C.; JACQUOT; KOSAKEVITCHA, A.; MARTIN, P.; MEUNIER, A.; MONIER, G.; TEGYEY, M. 1986. Résultats préliminaires apportés par le sondage GPF de 900 m sur le granite albitique à topaze-lépidolite de Beauvoir. **Académie des Sciences. Comptes Rendus**, v.3, p.569-574.
- CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.I.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA JÚNIOR, J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.S.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. 1981. Geologia. In: BRASIL. PROJETO RADAMBRASIL. **Folha SC.22 - Tocantins**. (Levantamento de Recursos Naturais, 22).
- CUNHA, B.C.C.; SANTOS, D.B.; PRADO, P. 1984. Contribuição ao estudo da estratigrafia da Região dos Gradaús, com ênfase no grupo Rio Fresco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG, v.2, p.873-885.
- CVRD/AMZA. 1972. Distrito ferrífero da Serra dos Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, Belém, 1972. **Anais...** Belém, SBG-NO, p.78-80.
- DALL'AGNOL, R. 1980. **Etudes sur les granites du type "Rondonian" en Amazonie Orientale et leurs transformations tardi-magmatiques**. Toulouse. 384 p. (Thèse Troisième Cycle. Laboratoire de Géologie de L'Université Paul Sabatier).

- DALL'AGNOL, R. 1982 a. Os granitos anorogênicos da Amazônia brasileira: suas analogias com os *Younger Granites* do oeste da África. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5, Buenos Aires, 1982. **Actas**. Buenos Aires, SGN, v.2, p.113-131.
- DALL'AGNOL, R. 1982 b. Maciço Jamon: evolução petrológica de um granito da Amazônia Oriental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. **Anais...** Belém, SBG-NO, v.2, p.139-161.
- DALL'AGNOL, R. 1982 c. Estudo comparativo de alguns maciços graníticos pós-Transamazônicos da Amazônia Oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. **Anais...** Salvador, SBG, v.2, p.500-513.
- DALL'AGNOL, R. 1987. Petrologic evolution of the magnetite-bearing anorogenic Jamon Granite, eastern Amazonian region: an example of moderate fractional crystallization. **Revista Brasileira de Geociências**, 17(4): 382-403.
- DALL'AGNOL, R.; BETTENCOUT, J.S.; JORGE JOÃO, X.S.; MEDEIROS, H.; 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, A.A.S.; MAGALHÃES, M.S. ; TEIXEIRA, N.P. (no prelo). **Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas**.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. **Mineralium Petrology**, 50(1/3): 113-138.
- DALL'AGNOL, R.; PICHAVANT, M.; MACAMBIRA, M. 1997. Iron-titanium oxide minerals of the Jamon Granite, Eastern Amazonian region, Brazil: implications for the oxygen fugacity in Proterozoic A-type granites. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 3: 325-347.
- DALL'AGNOL, R.; RÄMÖ, O.T.; MAGALHÃES, M.S. ; MACAMBIRA, M.J.B. (submetido). **Petrology of the Anorogenic, Oxidised Jamon and Musa Granites, Amazonian Craton: Implications for the Genesis of Proterozoic A-Type Granites**.

- DALL'AGNOL, R.; SAUCK, W.A.; GONÇALEZ, M.J.B. 1988. Suscetibilidade magnética em granitóides da Amazônia: um estudo preliminar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIE, 35, Belém, 1988. **Anais...** Belém, SBG-NO, p.1164-1173.
- DALL'AGNOL, R.; SCHENATO, C.A.; CORDEIRO, A.A.C.; SCHELLER, T. 1985. Efeitos de contato do maciço granítico Jamon na seqüência Lagoa Seca (sudeste do Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, 1985. **Anais...** Belém, SBG-NO, v.2, p.33-52.
- DALL'AGNOL, R.; SCHUKMANN, W.K.; BASEI, M.A.S.; SCHELLER, T. 1984. Novos dados geocronológicos e estudo de elementos-traço de maciços graníticos anorogênicos da Amazônia Oriental, estado do Pará (Brasil). In: SYMPOSIUM AMAZONICO, 2, Manaus, 1984. **Anais...** Manaus, MME-DNPM, p.59-74.
- DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S.; ALTHOFF, F.J.; MACAMBIRA, M.J.B.; LEITE, A.A.S. 1996. Geologia e geoquímica do terreno granito-"greenstone" de Rio Maria, Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico. In: SYMPOSIUM ON ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICA PLATFORM, Brasília. *Extend Abstracts...* p. 29-30.
- DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P.; MAGALHÃES, M.S. 1993. Diagnostic features of the tin- specialized anorogenic granites of the Eastern Amazonian region. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 65, suplemento 1: 33-50.
- DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; SÁ, C.A.S.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; TEIXEIRA, N.P. 1986. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. **Revista Brasileira de Geociências**, 16(1): 11-23.
- DEBON, F. & LE FORT, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. **Trans. R. Soc. Edinburg: Earth Sci.**, 73: 135-149.
- DELLA SENTA, N. 1986. **Mapeamento geológico preliminar e estudo petrográfico da Formação Salobo junto à extremidade sul do Granito Cigano**. Belém, Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências. (Trabalho de Conclusão de Curso).

- DIAS, G.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, D.V.; BARROS, C.E.M. 1996. Datações de zircões de *sill* de metagabro: comprovação de idade arqueana da Formação Aguas Claras, Carajás-Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém, 1996. **Boletim de resumos expandidos e guia de excursões**. Belém, SBG-NO, p.376-379.
- DOCEGEO (Distrito Amazônia). 1984. Projeto Cobre Carajás - Pojuca. **Relatório Interno**. Belém, 1984. 159p.
- DOCEGEO (Distrito Amazônia). 1988. Revisão litoestratigráfica da província mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. **Anais...** Belém, SBG-NO, v.1, p.11-54. Anexo.
- DUARTE, K.D. 1992. **Geologia e geoquímica do Granito Mata Surrão (SW de Rio Maria - Pa): um exemplo de granito "stricto sensu" Arqueano**. Belém, Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências. 217p. (Tese de Mestrado).
- EBY, G.N. 1992. Chemical subdivision of A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. **Geology**, 20: 641-644.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare earth abundance in chondritic meteorites. **Geochimica Cosmochimica Acta**, 42: 1199-1212.
- FARIAS, N.F.; SANTOS, A.B.; BIAGINI, D.O.; VIEIRA, E.A.P.; MARTINS, L.P.; SAUERESSIG, R. 1984. Jazida de Cu e Zn da área Pojuca, Serra dos Carajás-Pa. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG, v.8, p.3658-3668.
- FIGUEIRAS, A.J.M. & VILLAS, R.N.N. 1984. Estudo petrológico e sedimentológico da seqüência clástica (pós-Grupo Grão Pará) da Serra dos Carajás, estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG, v.2, p.832-846.
- FROST, C.D. & FROST, B.R. 1997. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection. **Geology**, 25: 645-650.
- GASTAL, M.C.P. 1987. **Petrologia do Maciço Granítico Musa, sudeste do Pará**. Belém, Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências. 316p. (Tese de Mestrado).

- GASTAL, M.C.P. 1988. Magmatismo ácido-intermediário do Proterozóico Médio da região de Rio Maria, SE do Pará: discussão quanto à tipologia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. **Anais...** Belém, SBG-NO, v.3, p.1147-1163.
- GASTAL, M.C.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; MEDEIROS, H.; DALL'AGNOL, R. 1987. Idades e geoquímica isotópica Rb-Sr do Granito Musa e do Granodiorito Rio Maria, Amazônia Oriental. **Geochimica Brasiliensis**, 1(2): 247-259.
- 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. **Geologie en Mijnbouw**, 64: 131-143.
- GIBBS, A. K. & BARRON, C. N. 1983. The Guiana Shield reviewed. **Episodes**, 2: 7-14.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI JR, W.J. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**, 16(2): 201-211.
- GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BASEI, M.A.S. 1975. Radiometric ages from Serra dos Carajás area, Northern Brazil. **Geological Society American Bulletin**, 86: 939-945.
- GONÇALEZ, M.C.B.; DALL'AGNOL, R.; ANGELIM, E.D.V.; MACAMBIRA, M.J.B.; DELLA SENTA, N. 1988. Geologia do maciço anorogênico Cigano, vale do rio Parauapebas - PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. **Anais...** Belém, SBG-NO, v.3, p.1132-1146.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. 1985. The Central Brazil Shield reviewed. **Episodes**, 8: 29-37.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.I.E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geodinâmico. In: SYMPOSIUM AMAZONICO, 2., Manaus, 1984. **Anais...** Manaus, DNPM, v.2, p. 129-146.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. **Anais...** Belém, SBG-NO, v.1, p.100-110.

- HORBE, M.A.; HORBE, A.C.; COSTI, H.T. 1991 ; TEIXEIRA, J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from Pitinga Mine, northwestern Brazil - a review. **Journal of Geochemical Exploration**, 40: 227-249.
- HUHN, S.R.B.; SANTOS, A.B.S.; AMARAL, A.F.; LEDSHAM, E.J.; GOUVEIA, J.L.; MARTINS, L.B.P.; MONTALVÃO, R.M.G.; COSTA, V.G. 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria - sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. **Anais...** Belém, SBG-NO, v.3, p.1438-1453.
- IANHEZ, A.C.; CUNHA, B.C.C.; BEZERRA, P.E.L.; POTIGUAR, L.A.T.; PITTHAN, J.H.L.; MONTALVÃO, R.M.G. 1982. Vulcanoplutonismo da extremidade sudeste da Plataforma Amazônica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. **Anais...** Belém, SBG-NO, v.2, p.128-146.
- ISSLER, R.S. 1977. Esboço geológico-tectônico do Cráton do Guaporé. **Revista Brasileira de Geociências**, 7(3): 177-211.
- ISSLER, R.S. & LIMA, M.I.C. 1987. Amazonian Craton (Brazil): granitogenesis and its relation to geotectonic units. **Revista Brasileira de Geociências**, 17: 426-441.
- ISSLER, R.S.; FREIRE, F.A.; SANTOS, J.O.S. 1985. O plutonismo intraplaca do Cráton Amazônico no intervalo de tempo de 1.800 a 1.900 Ma. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, 1985. **Anais...** Belém, SBG-NO, v.2, p.53-72.
- JAVIER RIOS, F. 1991. **O Granito Central: fácies petrográficas e alteração hidrotermal do setor norte**. Belém, Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências. Belém. 152p. (Tese de Mestrado).
- JAVIER RIOS, F. 1995. **A jazida de wolframita de Pedra Preta - Granito Musa, Amazônia Ocidental (PA): Estudo dos fluidos mineralizantes e isótopos estáveis de oxigênio em veios hidrotermais**. Belém, Universidade Federal do
- JAVIER RIOS, F. & VILLAS, R.N.N. 1991. Veios hidrotermais com mineralizações de sulfetos, Granito Central, Serra dos Carajás (PA). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, 1991. **Anais...** Belém, SBG-NO, v.1, p.336-349.
- JAVIER RIOS, F.; VILLAS, R.N.N.; DALL'AGNOL, R. 1995a. O Granito Serra dos Carajás: I. Fácies petrográficas e evolução petrológica do setor norte. **Revista Brasileira de Geociências**, 25(1): 20-31.

- JAVIER RIOS, F.; VILLAS, R.N.N.; FUSIKAWA, K. 1995b. O granito Carajás, Pará: II. Caracterização dos fluidos aquosos e alteração hidrotermal. **Revista Brasileira de Geociências**, 25(1): 32-40.
- JORGE JOÃO, X.S. & ARAÚJO, O.J.B. 1992. Magmatismo granítico sin-cisalhamento Itacaiúnas no Sudeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. **Resumos**. São Paulo, SBG, v.2, p.36-38.
- JORGE JOÃO, X.S.; SANTOS, C.A.; PROVOST, A. 1985. Magmatismo adamelítico Água Branca (folha Rio Mapuera, NW do estado do Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, 1985. **Anais...** Belém, SBG-NO, v.2, p.93-109.
- KING, P.L.; WRITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W.; ALLEN, C.M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. **Journal of Petrology**, 38: 371-391.
- LAFON, J.M.; RODRIGUES, E.; DUARTE, K.D. 1994. Le granite Mata Surrão: Un magmatisme monzogranitique contemporain des associations tonalitiques-trondhjémiques-granodioritiques archéennes de la région de Rio Maria (Amazonie orientale, Brésil), **C. R. Acad. Sci. Paris**, 318: 643-648.
- LAFON, J.M.; RODRIGUES, E.; MACAMBIRA, E.M.B.; PEREIRA, E.P. 1995. Magmatisme anorogénique du Protérozoïque inférieur dans la région de São Félix do Xingu-Tucumã (Amazonie orientale, Brésil). Nouvelles données géochronologiques. **C. R. Acad. Sci. Paris**, 320: 937-944.
- LAMAYRE, J. & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock types series. Discrimination of various granitoids series and related rocks. **Journal Volcanic Geothermal Research**, 14:169-186.
- LA ROCHE, H. 1980. Granite's chemistry through multicational diagrams. **Science de la Terre**, 13:65-88.
- LEITE, A.A.S. 1995. **Geologia e geoquímica do maciço granítico arqueano Xinguara e de suas encaixantes, sudeste do Estado do Pará**. Belém, Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências. 210p. (Tese de Mestrado).
- LIANDRAT, E. 1972. Reconhecimento geológico na região dos rios Itacaiúnas e Tocantins, Estado do Pará. **Revista Brasileira de Geografia**, 34(1):165-184.

- LIMA, M.I.C. 1984. Evolução do cráton Amazônico no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG, v.7, p.3032-3039.
- LIMA, M. I. D.; OLIVEIRA, E.P.D.; TASSINARI, C.C.G. 1982. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Craton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. **Anais....** Belém, SBG-NO, p.147-162.
- LINDENMAYER, Z.G.; FYFE, W.S.; BOCALON, V. L.S. 1994. Nota preliminar sobre as intrusões do depósito de cobre do Salobo, Carajás. **Acta Geologica Leopoldinensis**, 40:153-183.
- LINDENMAYER, Z.G.; LAUX, J.H.; VIERO, A.C. 1995. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da Bacia Carajás. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra**, 7:125-145.
- MACAMBIRA, E.M.B. & VALE, A.G. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Progr. Grande Carajás. **Folha SB.22-Y-B** (São Félix do Xingu). Belém, DNPM/CPRM.
- MACAMBIRA, J.B.; RAMOS, J.F.F.; ASSIS, J.F.P.; FIGUEIRAS, A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte/Pojuca. **Relatório Final**. Convênio. Belém, SEPLAN/DOCEGEO/DNPM/UFPA. 150p.
- MACAMBIRA, M.J.B. 1992. **Chronologie U/Pb, Rb/Sr, K/Ar et croissance de la croûte continentale dans L'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajas, Brésil**. Montpellier, Université Montpellier II - France. 212 p. (Tese de Doutorado).
- MACAMBIRA, M.J.B. & DALL'AGNOL, R. 1997. Zircon age for the Paleoproterozoic Jamon granites, SE de Carajas Province, Brazil: new evidence of rocks older than 3.1 Ga in the Amazonian craton. In: SOUTHAMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Campos do Jordão, 1997. **Extended abstracts**. Campos do Jordão, CPGEO/IG/USP, p.186-187.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LAFON, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra**, 7: 263-288.

- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J. 1991. História arqueana da região de Rio Maria, SE do Estado do Pará, registrada em zircões detríticos de greenstone belt e de cobertura plataformar. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, 1991. **Anais...** Belém, SBG-NO, p.59-69.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J. 1992. Idade U/Pb em zircões de metavulcânica do greenstone belt do Supergupo Andorinhas; delimitante da estratigrafia arqueana de Carajás, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. **Resumos**. São Paulo, SBG, v.2, p.188.
- MACAMBIRA, M.J.B.; BARBOSA, A.A.; LAFON, J.M. 1993. Uma história geológica complexa em Carajás a partir de estudos de sistemas geocronológicos abertos: Rb-Sr e U-Pb em zircões. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4, Brasília, 1993. **Resumos**. Brasília, SBGQ, v.1, p.238-249.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J. M.; BARRADAS, J. A. 1991. Le granite de Xinguara, témoin d'un magmatisme monzogranitique dans l'archéen de l'Amazonie orientale, Brésil. **C. R. Acad. Sci. Paris**, 313, Série II :781-785.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; DALL'AGNOL, R.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTI, H.T. 1990 a. Geocronologia da granitogênese da Província Amazônia Central brasileira: uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, 20:258-266.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; LANCELOT, J.; BARRADAS, J.A.; BARBOSA, A.A. 1990b. Geocronologia U-Pb, Rb-Sr e K-Ar dos granitóides da região de Rio Maria (Pa). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. **Resumos**. Natal, SBG, p.169-170.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.G.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. **Precambrian Research**, 49:329-354.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.G.; LINDENMAYER, D. 1988. Geocronologia U-Pb da Província Mineral de Carajás, Pará: resultados preliminares. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. **Anais...** Belém, SBG-NO, p.339-347.

- MAGALHÃES, M.S. 1991. **Minerais opacos e suscetibilidade magnética de granitóides da Amazônia Oriental: implicações petrológicas**. Belém, Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências. 274p. (Tese de Mestrado).
- MAGALHÃES, M.S. & DALL'AGNOL, R. 1992. Estudo de minerais opacos e suscetibilidade magnética nos granitos Musa e Jamon (região de Rio Maria - SE do Pará) e suas implicações petrológicas. **Revista Brasileira de Geociências**. 22(2): 184-197.
- MAGALHÃES, M.S. & DALL'AGNOL, R. 1993. Opaque oxide minerals and magnetic behavior of the Cigano Granite, Carajás region, State of Pará. In: **MAGMATISMO GRANÍTICO E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS**, Rio de Janeiro, 1993. **Extended abstracts**. Rio de Janeiro, Anais da Academi Brasileira de Ciências, 65:75-76.
- MAGALHÃES, M. S.; DALL'AGNOL, R.; SAUCK, W. A. ; GOUVEA LUIZ, J. 1994. Suscetibilidade magnética: um indicador da evolução petrológica de granitóides da Amazônia. . **Revista Brasileira de Geociências**, 24(3):139-149.
- MEDEIROS, H. 1987. **Petrologia da porção leste do maciço granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará**. Belém, Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências. 166p. (Tese de Mestrado).
- MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. 1987. Geology of the Rio Maria area (Eastern Amazonian Region - Brasil): an example of Archean granite-greenstone terrane intruded by anorogenic granites of Middle Proterozoic ages. In: IUGS. Precambrian Evolution of the Amazonian Region, Carajás, 1987. Project 204. In: FINAL MEETING OF THE WORKING GROUP. **Extended Abstract**. Carajás, p. 7-105.
- MEDEIROS NETO, F.A. 1985. **Estudos geológicos, geoquímicos, geofísicos e microtermométricos da jazida de sulfetos de Cu + Zn do Corpo 4E/Pojuca, Serra dos Carajás**. Belém, Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências. 172p. (Tese de Mestrado).

- MEIRELLES, E.M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A.F.; MEDEIROS FILHO, C.A.; GATO, V.C. 1984. Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG, v.5, p.2164-2174.
- MEYER, D.J.K. & FARIAS, N.F. 1980. O depósito de cobre Salobo 3-Alfa, Serra dos Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camburiú, 1980. **Resumo das Comunicações**. Camburiú, SBG, v.2, p.382.
- MONTALVÃO, R.M.G. & BEZERRA, P.E.L. 1985. Evolução geotectônica do cráton Amazônico (Amazônia Legal) durante o Arqueano e o Proterozóico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, 1985. **Anais...** Belém, SBG, v.1, p. 282-297.
- MONTALVÃO, R.M.G.; BEZERRA, P.E.L.; PRADO, P.; FERNANDES, C.A.C.; SILVA, G.H.; BRIM, R.J.P. 1982. Características petrográficas e geoquímicas do Granito Redenção e suas possibilidades metalogenéticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. **Anais...** Salvador, SBG, v.2, p.520-548.
- MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G.; BEZERRA, P.E.L.; PRADO, P. 1984. Geocronologia dos granitóides e gnaisses das regiões de Rio Maria, Fazenda Mata Geral e rio Itacaiúnas, sul do Pará (distrito Carajás-Cumaru). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG, v.6, p.2757-2766.
- MOUGEOT, R.; RESPAUT, J.P.; BRIQUEU, L.; LEDRU, P.; MILESI, J.P.; LEROUGE, C.; MARCOUX, E.; HUHN, S.B.; MACAMBIRA, M.J.B. 1996a. Isotope geochemistry constrains for Cu, Au mineralizations and evolution of the Carajás province (Para, Brazil). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. **Anais...** Salvador, SBG, Simpósios e conferências, v.7, p.321-325.
- MOUGEOT, R.; RESPAUT, J.P.; BRIGUEU, L.; LEDRU, P.; MILESI, J.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; HUHN, S.B. 1996b. Geochronological constraints for the age of the Aguas Claras formation (Carajas Province, Para, Brazil). CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, 1996. **Anais...** Salvador, Simpósios, SBG, v.6, p.579-581.

- NOGUEIRA, A.C.R. 1995. **Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, Serra dos Carajás - Pa.** Belém, Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências. 176p. (Tese de Mestrado).
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; PINHEIRO, R.V.L. 1984. Formação Águas Claras, Pré-cambriano da Serra dos Carajás. **Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra**, 7: 177-197.
- OLIVEIRA, C.G. 1993. **Interação entre os processos de deformação, metamorfismo e mineralização aurífera durante a evolução da zona de cisalhamento de Diadema, Sul do Pará.** Brasília, Universidade de Brasília - Instituto de Geociências. 188p. (Tese de Doutorado).
- OLIVEIRA, J.R.; COSTA, E.J.S.; SILVA NETO, C.S.S. 1994. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. **Folha SB.22-X-C (Serra Pelada).** Belém, DNPM/CPRM.
- OLSZEWSKI JR, W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.G. 1989. The age, origin and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. **Precambrian Research**, 42:229-254.
- ORVILLE, P.M. 1962. Alkali metasomatism and feldspar. **Norsk. Geol. Tidssk.**, 42:283-316.
- PAYOLLA, B.L.; LEITE, J.R.; BETTENCOURT, J.S. 1996. Aspectos geológicos, petrográficos e geoquímicos da suite alcalina dos granito rapakivi últimos de Rondônia: Considerações preliminares. **Boletim IG-USP publicação especial** 18:117-118.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, 25: 956-983.
- PIMENTEL, M.M. & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. **Resumos**. Camboriú, SBG, p.390-391.

- PINTO DA SILVA, E.R. 1996. **Geologia e Geoquímica das Mineralizações Supergênicas de Ouro (Cu, Ag) das Áreas Salobo e Pojuca-Leste, Serra dos Carajás**. Belém, Universidade Federal do Pará – Centro de Geociências. (Tese de Doutorado).
- PITCHER, W.S. 1979. The nature, ascent, and emplacement of granitic magmas. **J. Geol. Soc. London**, 136: 627-662.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; VERDURMEN, E.A.T.H.; VERSCHURE, R.H.; BON, E.H. 1971. Granitic complexes and associated tin mineralizations of "Grenville" age in Rondonia, western Brazil. **Geological Society American Bulletin**, 82: 1095-1102.
- RAMBERG, H. 1967. **Gravity, deformation and the earth's crust as studied by centrifuged models**. London, Academic Press. 214p.
- RÄMÖ, O.T. & HAAPALA, I. 1995. One hundred years of rapakivi granite. **Mineralium Petrology**, 52: 129-185.
- RAMOS, J.F.F.; MOURA, C.A.V.; MELO, C.F.; PEREIRA, J.L.; SERIQUE, J.S.B.; RODRIGUES, R.M. 1984. Uma discussão sobre seqüências sedimentares tidas como Formação Rio Fresco, sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG, v.2, p.862-872.
- RODRIGUES, E.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. **Resumos**. São Paulo, SBG, v.1, p.183-184.
- SÁ, C.A.S. 1985. Esboço da geologia da área do Granito Antonio Vicente, São Félix do Xingu (PA). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, 1985. **Anais...** Belém, SBG-NO, v.1, p.82-193.
- SÁ, C.A.S. & ZANOL, K.M.R. 1984. Geologia regional do maciço Granítico Antonio Vicente, S. Félix do Xingu (PA). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Resumos**. Rio de Janeiro, SBG, p.168.

- SANTOS, B.A. 1981. **Amazônia: potencial mineral e perspectivas de desenvolvimento**. (Ed.). São Paulo, T.A. Queiroz. Biblioteca de Ciências Naturais, USP. 256p.
- SANTOS, J.O.S. 1978. Subdivisão do Pré-Cambriano da Amazônia, uma sugestão. **Acta Amazônica**, 8(2): 267-287.
- SANTOS, J.O.S. 1982. Granitos proterozóicos da Plataforma Amazônica, Brasil. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5, Buenos Aires, 1982. **Actas**. Buenos Aires, SGN, v.2, p.97-112.
- SANTOS, J.O.S. & LOGUÉRCIO, S.O.C. 1984. A parte meridional do cráton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis - Alto Xingu. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, F.R. & ASMUS, H.E. (COORDS.). **Geologia do Brasil**. Brasília, MME-DNPM, p. 93-127.
- SANTOS, M. & ZULETA, J.R. 1978. **Contribuição à petrologia do Granito Central de Carajás**. Belém, Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências. 30 p. (Trabalho de pesquisa).
- SCHWARTZ, M.O. 1992. Geochemical criteria for distinguishing magmatic and metasomatic albite-enrichment in granitoids-examples from the Ta-Li granite Yichun (China) and the Sn-W deposit Tikus (Indonesia). **Mineralium Deposita**, 27:101-108.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia. In: **BRASIL. Projeto RADAM Folha SB-22 Tocantins: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- SILVA, L.F.S.; COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, J.T. 1997. Petrographic and geochemical characteristics of the tin-bearing albite granite of Morro da Palanqueta, Bom Futuro mine, Rondonia, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS. Abstracts. p.155-156.
- SMITH, J.V. 1974. Feldspar minerals: chemical and textural properties. New York, Springer - Verlag. V.2. 690p.

- SOARES, A.V.; SANTOS, A.B.; VIEIRA, E.A.; BELLA, V.M.; MARTINS, L.P.B. 1994. Área Águas Claras: contexto geológico e mineralizações. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém, 1994. Anais... Belém, SBG-NO, p.379-382.
- SOUZA, S.R.B. 1996. **Estudo geocronológico e de geoquímica isotópica da área Pojuca**. Belém, Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências. 106p. (Tese de mestrado).
- SOUZA, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; HORBE, M.A. 1995. Geochronological and Isotopic Evidences of the influence of the Paleoproterozoic Pojuca Granite on the Cu-Zn (Au-Mo-Ag) Deposit, Carajás Province, Brazil. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1995. **Abstracts Volume**. Belém, Centro de Geociências, UFPa, 1995, p. 76.
- SOUZA, Z.S. 1994. **Geologia e petrogênese do "Greenstone Belt" Identidade: implicações sobre a evolução geodinâmica do terreno granito-"greenstone" de Rio Maria, SE do Pará**. Belém, Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências. v.1:434p.; Vol. 2: 189p. (Tese de Doutorado).
- SOUZA, Z.S.; DALL'AGNOLL, R.; ALTHOFF, F.J.; LEITE, A.A.S. (no prelo). **Província Mineral de Carajás: Contrastes Geológicos, Geocronológicos e Tectônicos nas evoluções arqueanas do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria e do Bloco Carajás**.
- SOUZA, Z.S.; MEDEIROS, H.; ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOLL, R. 1990. Geologia do terreno granito-greenstone Arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. **Anais...** Natal, SBG, v.6, p.2913-2928.
- STRECKEISEN, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. **Earth Science Review**, 12: 1-33.
- TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P.; VAN SCHMUS, W.R. ; BETTENCOURT, J. S. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the R'ô Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. **International Geology Review**, 38: 161-175.

- TASSINARI, C.C.G.; HIRATA, W.K.; KAWASHITA, K. 1982. Geological evolution of the Serra dos Carajás, Pará, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, 12(1/3): 263-267.
- TASSINARI, C.C.G.; SIGA JUNIOR, O.; TEIXEIRA, W. 1984. Épocas metalogenéticas relacionadas à granitogênese do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG, v.6, p.2963-2972.
- TEIXEIRA, J.T.; COSTI, H.T.; MINUZZI, O.R.R.; SOARES, E.A.A 1992. Depósitos primários de criolita, cassiterita, xenotímio e columbita em apogranito - Mina do Pitinga (AM). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**. São Paulo, SBG, p.212-213.
- TEIXEIRA, N.P. & DALL'AGNOL, R. 1991. Geologia e petrografia do maciço granítico Antonio Vicente, região de São Félix do Xingu/PA. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra**, 3: 45-73.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton; tectonics implications. **Precambrian Research**, 42: 213-227.
- TOLBERT, G.E.; SANTOS, B.A.; ALMEIDA, E.B.; RITTER, J.E. 1968. Recente descoberta de ocorrências de minério de ferro no Estado do Pará, Brasil. **Revista Mineração Metalurgia**, 48(288): 253-256.
- TURNER, F.J. 1968. **Metamorphic Petrology (Mineral and Field Aspects)**. New York, McGraw-Hill, 403 p.
- TURNER, F.J. 1981. **Metamorphic Petrology (Mineralogical, Field, and Tectonic Aspects)**. New York, McGraw-Hill, second edition, 524 p.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.C. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. **Geol. Soc. Am. Mem.** 74, 153 p.
- VANCE, J.A. 1969. On synneusis. **Contribution Mineralogy Petrology**, 24:7-29.
- WHALEN, J.W.; CURRIE, K.L.; CHAPPEL, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contribution Mineralogy Petrology**, 95: 407-419.

- WINKLER, H.G.F. 1977. **Petrogênese das rochas metamórficas**. Porto Alegre, Edgar Blücher, quarta edição, 254p.
- WINTER, C.J. 1995. **The Geology of the Pojuca Cu-Zn Deposit, Carajás, Brazil**. University of Southampton, Department o Geology. (PhD Thesis).
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI JR., W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from Grão-Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, 16(2): 195-200.