



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

**GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO
GRANITO SERRA DO RABO, PROVÍNCIA MINERAL DE
CARAJÁS.**

TESE APRESENTADA POR

ALEX SOUZA SARDINHA

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

Data de Aprovação: **25 / 03 / 2002**

Comitê de Tese:

CARLOS EDUARDO DE MESQUITA BARROS
(Orientador)

MARIA DE FÁTIMA APARECIDA SARAIVA
BITENCOURT

ROBERTO DALL'AGNOL

Belém

Aos meus pais Raimundo e
Francisca Sardinha, pela
confiança depositada em mim
durante minha vida toda.
Muito Obrigado!

AGRADECIMENTOS

Durante o desenvolvimento deste trabalho, o autor do mesmo contou com inúmeras colaborações, sem as quais o conteúdo e a qualidade deste trabalho teriam sido comprometidos. Por isso, gostaria de expressar meus sinceros agradecimentos:

- A Deus, em primeiro lugar, por mais esta oportunidade concedida para a minha evolução espiritual;
- Aos meus familiares, em especial meus pais, irmãos e sobrinhos, por todas as dificuldades vencidas juntos até hoje. E também à minha noiva e seus familiares, que me apóiam sempre;
- À Universidade Federal do Pará, por toda infra-estrutura fornecida;
- Ao CNPq pela concessão da bolsa de pesquisa durante a realização deste trabalho;
- À DOCEGEO, que, gentilmente permitiu que ficássemos em seus alojamentos no Cristalino durante a fase de campo, além de conseguir permissão junto a fazendeiros da região, para que pudéssemos ter acesso às áreas deles;
- Ao professor e amigo Carlos Eduardo de Mesquita Barros pela orientação, dedicação e paciência que teve para comigo;
- Ao professor visitante Robert Krymski, do Pará-Iso (CG/UFPA), pela imensa contribuição dada para a obtenção da idade do Granito Serra do Rabo, além das discussões e críticas referentes ao capítulo de geocronologia;
- Ao técnico Natalino Moreira, do Laboratório de Análises Químicas (CG/UFPA), pela grande contribuição nas análises de Fe^{+2} das rochas do Granito Serra do Rabo;
- Aos donos das propriedades nas quais o Granito Serra do Rabo ocorre, que, cordialmente, permitiram nossa entrada, em especial ao Sr. Tavares que, surpreendentemente, nos deu água de coco verde, depois de um dia de campo em sua propriedade;
- Aos funcionários da oficina de laminação (CG/UFPA) pela confecção das lâminas delgadas das rochas do Granito Serra do Rabo;
- Ao professor e amigo Roberto Dall'Agnol pelas sugestões feitas;
- Aos colegas do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG) pelas discussões e sugestões, bem como pelo companheirismo e momentos de descontração proporcionados;

- Ao colega Cláudio Lamarão pela grande ajuda durante o cálculo geotermométrico do magma formador do Granito Serra do Rabo;
- À colega Meryeli Ferreira pela obtenção dos dados de suscetibilidade magnética do Granito Serra do Rabo;
- Aos colegas de curso que ingressaram junto comigo no mestrado;
- Aos integrantes da sala 7 do CPGG, da qual faço parte, que “fizeram de tudo” para que este trabalho não saísse, destacando-se principalmente o barulho. Com isso ajudaram-me a aprender a trabalhar e raciocinar em ambiente adverso. Valeu!
- E a todos aqueles que de forma direta ou indireta contribuíram de alguma forma para a elaboração deste trabalho, muito obrigado.

Jesus Cristo tinha sobradas razões recomendando-nos o amor aos inimigos e a oração pelos que nos perseguem e caluniam. Não é isto mera virtude, senão princípio científico de libertação do ser, de progresso da alma, de amplitude espiritual: no pensamento residem as causas. Época virá, em que o amor, a fraternidade e a compreensão, definindo estados do espírito, serão tão importantes para a mente encarnada quanto o pão, a água, o remédio; é questão de tempo. Lícito é esperar sempre o bem, com o otimismo divino. A mente humana, de maneira geral, ascende para o conhecimento superior, apesar de, por vezes, parecer o contrário.

(Mensagem do espírito Calderaro na página 63 do livro "No Mundo Maior" de André Luiz, psicografado por Francisco Cândido Xavier)

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
EPÍGRAFE	iv
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
RESUMO	1
ABSTRACT	2
1-INTRODUÇÃO	3
1.1-LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	3
1.2-GEOLOGIA REGIONAL	7
1.2.1-Complexo Pium	7
1.2.2-Sequência metavulcano-sedimentar do TGGRM (Supergrupo Andorinhas)	7
1.2.3-Granitóides arqueanos de Rio Maria	9
1.2.4-Complexo Xingu	10
1.2.5-Grupo Rio Novo	11
1.2.6-Supergrupo Itacaiúnas	11
1.2.7-Complexo Luanga	13
1.2.8-Formação Água Claras	13
1.2.9-Granitóides arqueanos do Bloco Carajás e da Zona de Transição	13
1.2.10-Diques máficos	14
1.2.11-Granitóides paleoproterozóicos	14
1.2.12-Formação Gorotire	15
1.2.13-Cinturão Araguaia	15
1.3-MODELOS DE EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA PARA A REGIÃO DE CARAJÁS	16
1.4-JUSTIFICATIVA	18
1.5-OBJETIVOS	18
1.6-METODOLOGIA	20
1.6.1-Pesquisa bibliográfica	20

1.6.2-Mapeamento geológico	20
1.6.3-Petrografia	21
1.6.4-Geoquímica	21
2-ROCHAS ENCAIXANTES DO GRANITO SERRA DO RABO	22
2.1-ROCHAS METABÁSICAS	22
2.1.1-Rochas com textura ígnea preservada	22
2.1.2-Rochas com textura transicional	24
2.1.3-Rochas granonematoblásticas	26
2.1.4-Veios	26
2.2-ROCHAS METASSEDIMENTARES	26
2.2.1-Formações ferríferas	26
2.2.2-Quartzo-muscovita-xisto	28
2.2.3-Metarenito	28
2.2.4-Metapelitos	28
3-GABROS E DIABÁSIOS	31
4-GRANITO SERRA DO RABO	33
4.1-ASPECTOS ESTRUTURAIS	33
4.2-MICROESTRUTURAS	33
4.2.1-Rochas fracamente deformadas	36
4.2.2-Rochas moderadamente deformadas	36
4.2.3-Rochas fortemente deformadas	38
4.3-PETROGRAFIA	42
4.3.1-Hornblenda-microclínio-granito	45
4.3.2-Microclínio-leucogranito	51
4.3.3- Biotita-hornblenda-microclínio-granito	52
4.3.4- Hornblenda-sienogranito	53
4.3.5-Mobilizados aplíticos	54
4.4-GEOQUÍMICA	56
4.4.1-Introdução	56

4.4.2-Elementos maiores e menores	56
4.4.3-Elementos-traço	61
4.4.4-Diagramas discriminantes	65
4.4.5-Petrogênese	70
4.5-GEOCRONOLOGIA U-Pb	72
4.5.1-Localização e descrição da amostra	72
4.5.2-Metodologia e resultados analíticos	72
4.6-DADOS PRELIMINARES SOBRE MINERAIS OPACOS E SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA	77
5-DISSCUSSÕES	79
5.1-AS ROCHAS ENCAIXANTES DO GRANITO SERRA DO RABO	79
5.2-O GRANITO SERRA DO RABO	80
5.2.1-Posicionamento estratigráfico	80
5.2.2-Estrutura e deformação	81
5.2.3-Petrografia	82
5.2.4-Condições de cristalização	83
5.2.5-Tipologia e aspectos petrogenéticos	87
5.26-Comparação do GSR com outros granitóides subalcalinos do Bloco Carajás	89
6-CONCLUSÕES	92
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	94
ANEXO: Procedimentos químicos do método de diluição isotópica dos grãos de zircão	108

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1- Mapa geológico da Província Mineral de Carajás	4
Figura 2- Mapa de localização e geológico da área	5
Figura 3- Mapa de amostragem	6
Figura 4- Mapa aeroradiométrico de contagem total (U-Th-K)	19
Figura 5A- Afloramento de rocha metabásica	23
Figura 5B- Fotomicrografia de rocha metabásica com textura ígnea preservada	23
Figura 6A- Fotomicrografia de rocha metabásica com textura ígnea transicional	25
Figura 6B- Fotomicrografia da variação da coloração do anfibólio	25
Figura 7A- Fotomicrografia de rocha metabásica foliada	27
Figura 7B- Detalhe da Figura 7A	27
Figura 8A- Veios de anfibólio e/ou quartzo nas rochas metabásicas	29
Figura 8B- Fotomicrografia do aspecto geral dos quartzo-muscovita-xisto	29
Figura 9A- Detalhe da 8B	30
Figura 9B- Fotomicrografia do aspecto geral dos metarenitos	30
Figura 10- Fotomicrografia do aspecto geral dos metapelitos	32
Figura 11A- Aspecto isotrópico do GSR	34
Figura 11B- Rocha levemente foliada com pares conjugados	34
Figura 12A- Afloramento de zona milonítica/ultramilonítica do GSR	35
Figura 12B- Afloramento de rocha foliada do GSR	35
Figura 13A-D- Fotomicrografias mostrando feições das rochas fracamente deformadas	37
Figura 14A-D- Fotomicrografias mostrando feições das rochas moderadamente deformadas	39
Figura 14E- Zona milonítica em amostra de mão	39
Figura 15- Fotomicrografias mostrando feições das rochas fortemente deformadas	41
Figura 16- Mapa geológico local e esboço preliminar da distribuição de fácies do GSR	44
Figura 17- Diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M	46
Figura 18- Fotomicrografias mostrando aspectos texturais da fácies HMcG	48
Figura 19- Fotomicrografias mostrando aspectos texturais da fácies HMcG	50

Figura 20A- Afloramento mostrando a presença de mobilizados aplíticos	55
Figura 20B-C- Fotomicrografias mostrando aspectos texturais dos mobilizados aplíticos	55
Figura 21- Diagramas de variação de Harker para óxidos	58
Figura 22- Diagramas binários minerais <i>versus</i> óxidos	60
Figura 23- Diagramas de variação de Harker para elementos-traço	62
Figura 24- Padrões de ETR	64
Figura 25A- Diagrama A/NK <i>versus</i> A/CNK	66
Figura 25B- Diagrama A <i>versus</i> B de Debon & Le Fort (1983)	66
Figura 25C- Diagrama de Sylvester (1989) mostrando o caráter alcalino do GSR	66
Figura 26- Diagramas de discriminação de ambiente tectônico (Pearce et al. 1984)	67
Figura 27- Diagramas de discriminação tipológica de granitos (Whalen et al. 1987)	68
Figura 28- Diagramas de discriminação entre os grupos A ₁ e A ₂ (Eby 1992)	69
Figura 29- Imagem das populações de zircão determinadas para o GSR	74
Figura 30- Diagrama concórdia dos zircão do GSR	75
Figura 31- Diagramas de discriminação de granitos da série ilmenita e magnetita (Ishihara 1981)	78
Figura 32A- Gráfico temperatura <i>versus</i> P ₂ O ₅	86
Figura 32B- Gráfico temperatura <i>versus</i> Zr	86
Figura 33A- Modelo de evolução de granitos pós-orogênicos	90
Figura 33B- Padrão de ETR do tipo ALK-3 de Sylvester (1994)	90

TABELAS

Tabela 1-Principais unidades litoestratigráficas arqueanas da PMC	8
Tabela 2-Composições modais das diversas fácies do GSR	43
Tabela 3-Composições químicas das diversas fácies do GSR	57
Tabela 4-Dados isotópicos das populações de zircão do GSR	76
Tabela 5-Dados de elementos maiores e de Zr das diversas fácies do GSR, para calcular a temperatura do magma gerador do GSR	85
Tabela 6-Comparação entre os principais granitóides arqueanos do Bloco Carajás	91

RESUMO

O Granito Serra do Rabo (GSR) localiza-se no sudeste do Estado do Pará, a sul do Município de Curionópolis, próximo a extremidade leste da Falha Carajás. Dois *stocks* alongados aproximadamente na direção E-W, concordantes com as estruturas regionais, constituem o GSR.

O GSR é formado por microclínio-leucogranito, hornblenda-microclínio-granito, biotita-hornblenda-microclínio-granito e hornblenda-sienogranito, e subordinados mobilizados aplíticos. Estas rochas têm granulação média a grossa, coloração rosa-acinzentada e textura fanerítica, granular e hipidiomórfica. Por vezes, ocorrem texturas granofíricas. Os minerais acessórios são representados por opacos, apatita, zircão, alanita e, raramente, piroxênio. Os minerais secundários são representados por albita *chess-board*, sericita, argilo-minerais, opacos, titanita, biotita, stilpnomelano, epidoto e, raramente, clorita.

As rochas do GSR ora apresentam estrutura isotrópica, ora uma foliação (S_1) contínua (E-W/subvertical), levemente anastomosada e marcada pela orientação preferencial dos grãos de quartzo e dos minerais máficos. Localmente ocorrem bandas miloníticas/ultramiloníticas (S_{1m}) de espessuras métricas a decimétricas e concordantes à foliação S_1 . A foliação S_1 se desenvolveu em temperaturas maiores que aquelas reinantes durante a formação da S_{1m} . O aumento da deformação em regime de temperatura decrescente indica a natureza sintectônica do GSR.

Uma datação, U-Pb em zircão, forneceu uma idade de $2743 \pm 1,6$ Ma, que foi interpretada como sendo a idade de cristalização dos cristais de zircão e de colocação e deformação do GSR.

O GSR apresenta teores relativamente elevados de SiO_2 , K_2O e Na_2O ; altas razões $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$, e altas concentrações de Zr, Ba, Nb, Ga e terras raras. A assinatura do GSR é alcalina metaluminosa, comparável à assinatura dos granitos do tipo-A, A_2 , ALK-3. A origem do magma do GSR poderia ser explicada pela fusão parcial de rochas crustais, tais como metagranitóides cálcico-alcalinos.

O GSR ao intrudir rochas metavulcano-sedimentares promoveu metamorfismo de contato (alta temperatura / baixa pressão). A soma de esforços de inchamento dos *stocks* com os esforços compressivos regionais favoreceu o desenvolvimento localizado de uma xistosidade na auréola.

ABSTRACT

The Serra do Rabo granite (SRG) is located in the southeastern part of the Pará State, to the south of the Curionópolis village, next to the east termination of the Carajás Fault. The SRG is composed of two granite stocks that are elongated in the E-W direction and concordant to the regional structures.

The SGR is constituted of microcline leucogranite, hornblende-microcline granite, biotite-hornblende-microcline granite and hornblende syenogranite, and subordinated aplites. These rocks are granular coarse- to medium grained, phaneritic, hypidiomorphic and display pink-grayish color. Rocks with granophiric texture are locally found. The accessory minerals are ilmenite, apatite, zircon, allanite, and, rarely, pyroxene. The secondary minerals are represented by chess-board albite, titanite, sericite-muscovite, clay-minerals, opaque minerals, biotite, stilpnomelane, epidote, and, rarely, chlorite.

The rocks of the SRG present both isotropic structure and a slightly anastomosed continuous foliation S_1 (E-W/subvertical), marked by the orientation of grains of quartz and mafic minerals. Locally decimeter- to meter-wide mylonite/ultramylonite bands (S_{1m}) occur following the E-W foliation. The foliation S_1 was developed under temperatures higher than those of the S_{1m} mylonite foliation. This progressive deformation, in a decreasing temperature regime, denotes the syntectonic nature of the SRG.

The U-Pb zircon dating furnished an age of 2743 ± 1.6 Ma for the SRG. This age marks the SRG zircon crystallization as well as the granite emplacement and deformation.

The SRG has relatively elevated SiO_2 , K_2O and Na_2O contents; high $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ ratio, high Zr, Ba, Nb and Ga and very high rare-earth elements contents. The chemical signature of SRG is alkaline metaluminous, comparable to signature of A-type, A2 and ALK-3 granites. The origin of the SRG magma could be related to partial melting of crustal sources such as calc-alkaline metagranitoids.

The SRG crosscuts supracrustal rocks and induces low-pressure / high temperature metamorphism. The interaction between regional compressive stresses and the ballooning effect of the granite magma promoted limited flattening of the aureole.

1-INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Carajás (PMC, Figura 1), situada na parte sudeste do Cráton Amazônico (Almeida et al. 1981), mais exatamente na parte oriental da Província Tapajós (Amaral 1984), tem merecido um grande destaque no meio geológico devido ao seu enorme potencial econômico e à presença de riquezas minerais. Isto motivou a realização de diversos estudos, os quais produziram uma grande quantidade de dados, melhorando substancialmente a qualidade das cartas geológicas e possibilitando a individualização e/ou correlação de unidades litoestratigráficas distintas. Grande parte destes conhecimentos se deve aos trabalhos executados pela DOCEGEO e CPRM, assim como pelos grupos de pesquisas Petrologia de Granitóides (GPPG), Geologia Econômica, Geologia Estrutural e Geologia Isotópica do Centro de Geociências da UFPA, além de trabalhos de outras instituições como UNB, UNICAMP, USP e UNISINOS. Esta tese faz parte das atividades do GPPG e do Núcleo de Pesquisa Magmatismo, Evolução Crustal e Metalogênese do Centro de Geociências da UFPA.

1.1-LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

O Granito Serra do Rabo (GSR) localiza-se no sudeste do estado do Pará, a sul da cidade de Curionópolis, na região da Serra do Rabo, sendo que a área mapeada possui aproximadamente 186 km² (Figuras 2 e 3). O acesso ao GSR pode ser feito pela PA-150, próximo ao quilômetro 56, ou, dirigindo-se pelo Cedere I, Vila Planalto e Cristalino a partir de Parauapebas.

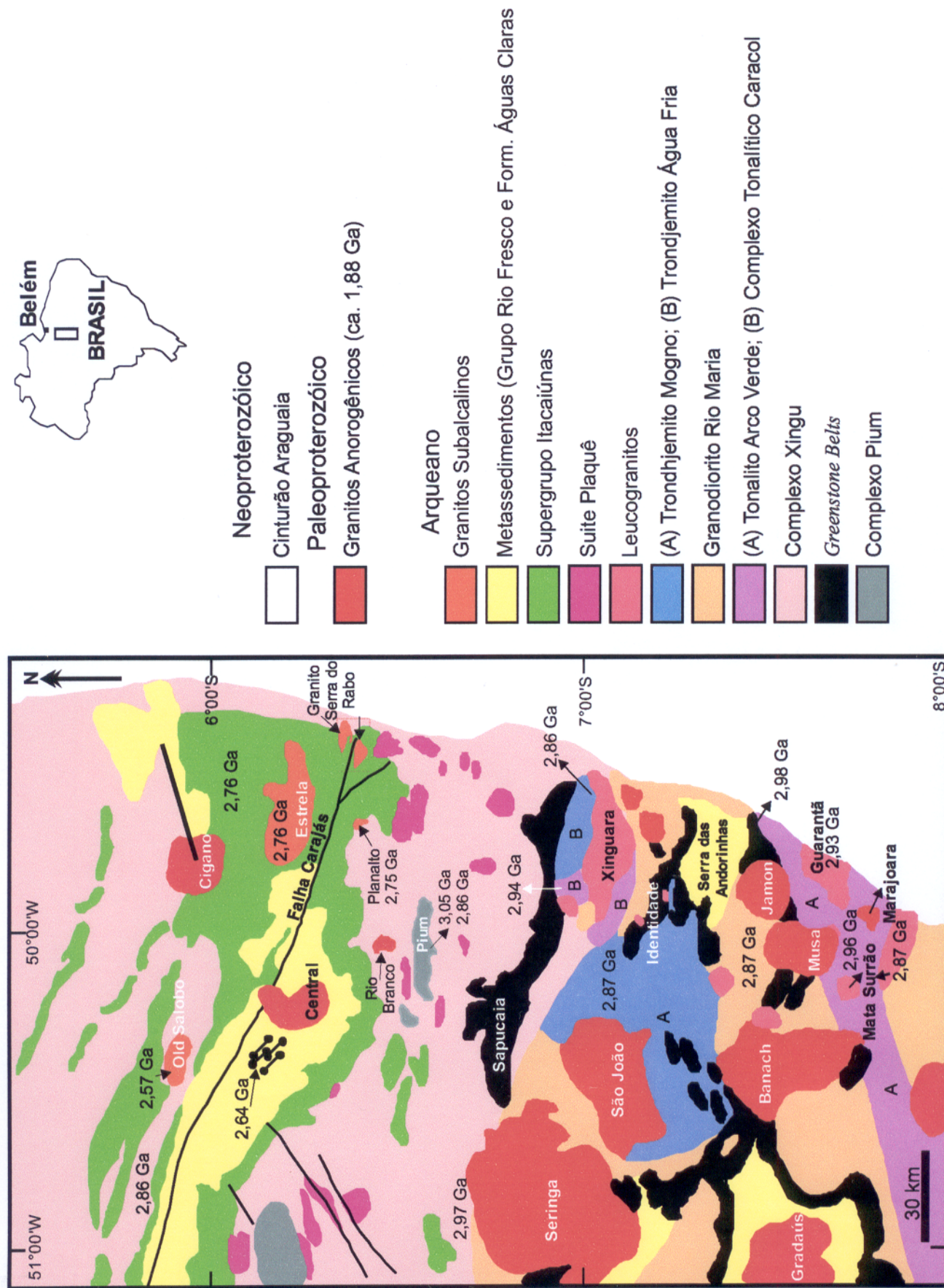


Figura 1- Mapa Geológico da Província Mineral de Carajás, destacando o Granito Serra do Rabo, próximo à terminação leste da Falha Carajás (Modificado de Leite 2001)

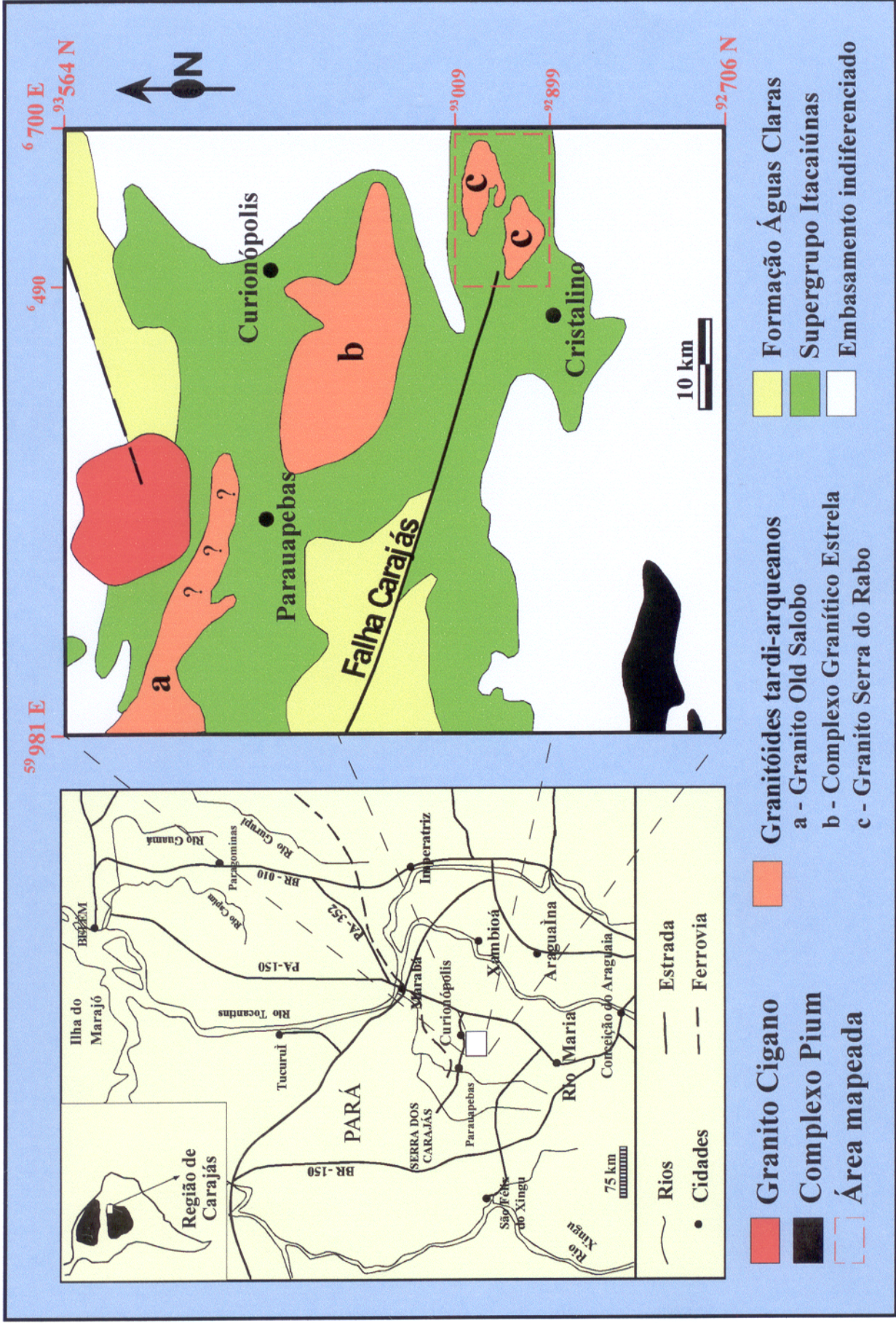


Figura 2- Mapa de localização e geológico da área (modificado de DOCEGEO 1988; Araújo & Maia 1991; Barros & Barbey 1998).

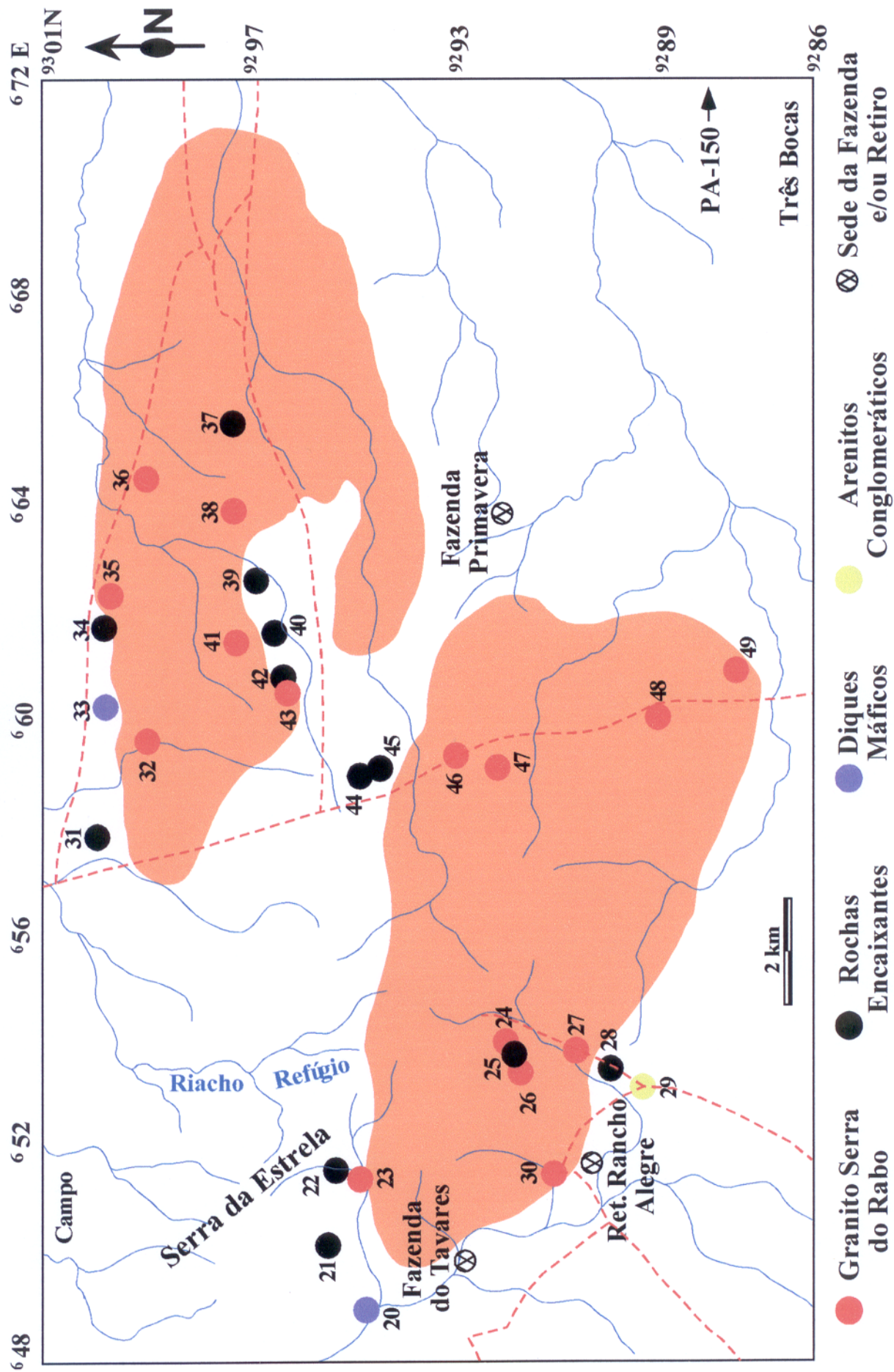


Figura 3- Mapa de amostragem do Granito Serra do Rabo.

1.2-GEOLOGIA REGIONAL

A Província Mineral de Carajás (PMC) é constituída por unidades litoestratigráficas que na sua grande maioria possuem idade arqueana (Macambira & Lafon 1995). Dall'Agnol et al. (1997) subdividem a PMC no bloco Rio Maria, um típico terreno granito-*greenstone* (TGGRM), e o bloco Carajás, formado por rochas metavulcano-sedimentares e granitóides. A Tabela 1 mostra as principais unidades arqueanas da PMC.

1.2.1-Complexo Pium

O Complexo Pium (DOCEGEO 1988) corresponde à unidade mais antiga da PMC, aflorando na porção sul de Carajás sob a forma de corpos alongados na direção E-W. O Complexo Pium é formado por granulitos, ora julgados como sendo intrusivos (DOCEGEO 1988), ora como sendo sincrônicos e intimamente associados a profundas zonas de cavalgamento (Araújo et al. 1988). Pidgeon et al. (2000) obtiveram para estas rochas idades U-Pb (em zircões) de 3002 ± 14 Ma e de 2859 ± 9 Ma, interpretadas, respectivamente, como a idade de cristalização do protólito e do metamorfismo.

1.2.2 -Seqüência metavulcano-sedimentar do TGGRM (Supergrupo Andorinhas)

As seqüências do tipo *greenstone* de Rio Maria foram inicialmente descritas por Cordeiro (1982) e Hirata et al. (1982) como sendo constituídas de uma unidade basal (Grupo Babaçu) e de uma superior (Grupo Lagoa Seca). A unidade basal engloba espessos derrames de basaltos, intercalações de talco-xistos, metatufos, metacherts e de formações ferríferas bandadas. A unidade superior é formada por metapelitos, metapsamitos e meta-riodacitos. Datações U-Pb, em zircões, forneceram idades de 2904 ± 22 Ma (Macambira & Lancelot 1992) e 2979 ± 5 Ma (Pimentel & Machado 1994) para as rochas vulcânicas félsicas do Grupo Lagoa Seca. A última idade superpõe-se à idade U-Pb em zircões do Tonalito Arco Verde (Althoff et al. 1995; Althoff 1996).

Tabela 1-Síntese dos dados geocronológicos das unidades litoestratigráficas arqueanas da PMC, modificada de Leite (2001).

Unidades Estratigráficas	Tipo de Rocha	Método	Material Analisado	Idade (Autor)
BLOCO CARAJÁS				
Complexo Xingu	Leucossoma granítico	U-Pb	Zircão	2859±2 Ma (1)
	Gnaiss félsico	U-Pb	Zircão	2851±4 Ma (1)
Supergrupo Itacaiúnas				
Grupo Salobo	Anfibolito	U-Pb	Zircão	2761±3 Ma (1)
		U-Pb	Titanita	2497±5 Ma (1)
	Anfibolito	U-Pb	Zircão	2555±4/-3 Ma (1)
Grupo Igarapé Pojuca	Anfibolito	U-Pb	Zircão	2732±2 Ma (1)
Grupo Grão Pará	Vulcânicas félsicas	U-Pb	Zircão	2757±2 Ma (1)
	Riolitos	U-Pb	Zircão	2758±39 Ma (2)
Granitos Subalcalinos				
Granito Old Salobo	Granitóide	U-Pb	Zircão	2573± 2 Ma (1)
Complexo Granítico Estrela	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2763±7 Ma (4)
ÁREA DE TRANSIÇÃO ENTRE OS BLOCOS RIO MARIA E CARAJÁS				
Complexo Pium	Granulito	Pb-Pb	Rocha Total	3050±114 Ma (2)
	Granulito (enderbito)	SHRIMP	Zircão	3002±14 Ma (5)
Complexo Xingu	Gnaiss	Pb-Pb	Zircão	2972±16 Ma (6)
Granodiorito Rio Maria	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2850±17 Ma (6)
Suíte Plaquê	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2729±29 Ma (6)
Granito Planalto	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2747±2 Ma (3)
Intrusivas Dioríticas	Diorito	Pb-Pb	Zircão	2738±6 Ma (3)
TERRENO GRANITO-GREENSTONE DE RIO MARIA				
Supergrupo Andorinhas (Gr. Lagoa Seca)	Metagrauvacas	U-Pb	Zircão	2971±18 Ma (7)
	Metavulcânica Félsica	U-Pb	Zircão	2904±29/-22 Ma (7)
	Metavulcânica Félsica	U-Pb	Zircão	2979±5 Ma (8)
Tonalito Arco Verde	Tonalito	U-Pb	Zircão	2957±25/-21 Ma (7)
Complexo Xingu	Gnaisses tonalíticos	U-Pb	Titanita	2798±? Ma (8)
Granodiorito Rio Maria	Granodiorito	U-Pb	Zircão	2874±9/-10 Ma (7)
	Granodiorito	U-Pb	Zircão/Titan.	2872±5 Ma (8)
	Quartzo-diorito	Pb-Pb	Zircão	2878± 4 Ma (9)
Complexo Tonalítico Caracol	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2948±5 Ma (10)
				2936±3 Ma (10)
				2924±2 Ma (10)
Granito Xinguara	Leucogranito	Pb-Pb	Zircão	2928±2 Ma (10)
				2865±1 Ma (10)
Trondhjemitó Água Fria	Trondhjemitó	Pb-Pb	Zircão	2864±21 Ma (10)
Trondhjemitó Mogno	Granitóide	U-Pb	Titanita	2871±? Ma (8)
Tonalito Parazônia	Granitóide	U-Pb	Titanita	2858 Ma (8)
Granodiorito Cumaru	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2817±4 Ma (2)
Granito Mata Surrão	Leucogranito	Pb-Pb	Rocha Total	2872±10 Ma (2)
Granito Guarantã	Leucogranito	Pb-Pb	Zircão	2871± 7 Ma (11)

(1) Machado et al. (1991); (2) Fonte original em Macambira & Lafon (1995); (3) Huhn et al. (1999); (4) Barros et al. (2001b); (5) Pidgeon et al. (2000); (6) Avelar (1996); (7) Macambira (1992); (8) Pimentel & Machado (1994); (9) Dall'Agnol et al. (1999); (10) Leite et al. (2001); (11) Althoff et al. (1998).

1.2.3 -Granitóides arqueanos de Rio Maria

O **Tonalito Arco Verde** e o **Granito Guarantã** afloram a sul do município de Rio Maria. O primeiro possui quimismo cálcio-alcálico pobre em K_2O (associação do tipo TTG) e uma estruturação que indica colocação sintectônica a esforços coaxiais de direção N-S. O Granito Guarantã é constituído de monzogranitos cálcio-alcálicos fortemente deformados (Althoff et al. 1995, Althoff 1996). Macambira (1992) obteve uma idade U-Pb, em zircões, de 2957 ± 25 Ma para as rochas do Tonalito Arco Verde.

A norte do município de Rio Maria afloram o **Tonalito Parazônia** e o **Trondhjemito Mogno** (DOCEGEO 1988). Datações U-Pb, em titanita, forneceram idades de 2871 Ma para o primeiro e de 2858 Ma para o segundo (Pimentel & Machado 1994). O **Granodiorito Rio Maria** apresenta foliação magmática moderada, epidotização generalizada e assinatura geoquímica cálcico-alcálica (Medeiros & Dall'Agnol 1988). Datações U-Pb e Pb-Pb, em zircão, produziram idades próximas de 2,87 Ga para estas rochas (Macambira & Lancelot 1991, Pimentel & Machado 1994, Dall'Agnol et al. 1999).

Na região de Xinguara são descritos: (i) o Complexo Tonalítico Caracol (CTc) e o Trondhjemito Água Fria (Thaf, Leite et al. 2001). Ambos contêm xenólitos de metabasaltos. O Trondhjemito Água Fria é contemporâneo do Granito Xinguara. Corpos granodioríticos muito semelhantes ao Granodiorito Rio Maria (GDrm), presentes nas regiões de Rio Maria e Marajoara, ocorrem também na região de Xinguara. O GDrm é intrusivo no CTc, e é cortado pelos THaf e Gxg. A sul de Rio Maria aflora o **Granito Mata Surrão** (Duarte & Dall'Agnol 1992), de assinatura cálcico-alcálica e idade Pb-Pb (rocha total) de 2875 ± 20 Ma (Lafon et al. 1994).

O Tonalito Arco Verde, unidade mais antiga, não possui relação muito clara com os *greenstone belts* do Supergrupo Andorinhas e nem com o complexo máfico-ultramáfico Serra Azul. O Granodiorito Rio Maria e o Trondhjemito Mogno são intrusivos no Supergrupo Andorinhas (Souza et al. 1990). O Granito Mata Surrão e o Granito Guarantã são intrusivos no Tonalito Arco Verde (Althoff et al. 1991, Duarte & Dall'Agnol 1992). O Supergrupo Andorinhas e alguns dos granitóides mencionados anteriormente são cobertos por rochas metassedimentares neoarqueanas (?) do Grupo Rio Fresco (Huhn et al. 1988).

A evolução estrutural da região de Rio Maria pode ser assim descrita: o *greenstone belt* Identidade e os granitóides associados, situados na parte norte do TGGRM, foram deformados

sincronicamente por um evento deformacional heterogêneo, dúctil que gerou zonas miloníticas. A principal estrutura é uma trama planar de direção WNW-ESE, com mergulho divergente moderado a subvertical. Lineações de estiramento E-W, WNW-ESE ou NW-SE, estruturas assimétricas S-C e outras feições sugerem que a megaestrutura está relacionada a um sistema binário com encurtamento NW-SE. A atual geometria da sequência foi causada por uma transpressão dextral, com compressão entre dois blocos granitóides (Souza et al. 1996).

Nas regiões de Pau D'Arco e Vila Marajoara, no sul do TGGRM, os granitóides (Tonalito Arco Verde, Granito Guarantã e Granodiorito Rio Maria) exibem próximo a E-W, enrugamento paralelo, foliação subvertical. Estas estruturas são interpretadas por Althoff (1996) como sendo magmáticas (estágios não completamente cristalizado e estado sólido). As bandas de deformação apresentam muitas vezes arranjos conjugados. Estruturas tangenciais não foram observadas. A deformação homogênea teria sido o resultado de um encurtamento horizontal, de direção N-S, sem cavalgamento associado. Isto sugere um comportamento predominantemente dúctil destes segmentos da crosta durante o Arqueano.

1.2.4 -Complexo Xingu

Silva et al. (1974) denominaram de Complexo Xingu uma associação litológica heterogênea, que incluía granulitos, gnaisses, migmatitos, granitóides diversos, faixas de *greenstone belts*, complexos básico-ultrabásicos (Cordeiro & Saueressig 1980; Ianhez et al. 1980; Medeiros Filho & Meireles 1985; DOCEGEO 1988). Althoff et al. (1991) sugeriram o abandono do termo Complexo Xingu na região a sul de Rio Maria, onde foram caracterizados o Tonalito Arco Verde, o Granito Guarantã e rochas correlacionadas ao Granodiorito Rio Maria.

Para Machado et al. (1991), a idade de 2859 ± 4 Ma obtida em cristais de zircão de metagranitóides representaria a última fase de migmatização sofrida por essas rochas.

Existem duas propostas que discutem ao significado tectono-estratigráfico deste complexo: (1) o Complexo Xingu é o embasamento de todas as outras unidades (Medeiros et al. 1987; DOCEGEO 1988; Souza et al. 1990); (2) identifica os terrenos gnáissicos como derivados do retrabalhamento de metagranitóides ao final do Arqueano (DOCEGEO 1988; Costa et al. 1990) ou no ciclo Transamazônico (Huhn et al. 1988). Esta última hipótese implica ausência de embasamento siálico para os *greenstone belts*.

1.2.5 -Grupo Rio Novo

O Grupo Rio Novo (Costa et al. 1990) é constituído por metamafitos, metaultramafitos, formações ferríferas bandadas e xistos paraderivados. Essa unidade é cortada pelo Granito Cigano e pelo Complexo Luanga, que possui idade U-Pb de 2763 ± 6 Ma (Machado et al. 1991).

1.2.6 -Supergrupo Itacaiúnas

O Supergrupo Itacaiúnas engloba uma seqüência de rochas metavulcano-sedimentares pertencentes aos grupos Grão-Pará, Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia, Buritirama.

O Grupo Igarapé Salobo, situado a norte da Serra dos Carajás, seria formado por paragnaisses (Formação Gnaiss Cascade) com intercalações de anfibolitos e metapelitos na base, xistos ferruginosos mineralizados em cobre, em posição intermediária (Formação Três Alfa), e quartzitos com lentes de gnaisses andesíticos, metarcóseos e xistos no topo (Formação Cinzento) (DOCEGEO 1988). Segundo Lindenmayer & Fyfe (1990), as rochas deste grupo foram fortemente deformadas e metamorfasadas em condições de alta temperatura e baixa pressão (750°C , ± 2 kbar), implicando condições de alto gradiente geotérmico ($\sim 75^{\circ}\text{C}/\text{km}$) e instabilidade tectônica. Além disso, estas rochas teriam sido submetidas, posteriormente, a uma fase de retrometamorfismo nas fácies anfibolito (granada, grunerita e hornblenda) e xisto-verde (clorita, quartzo e biotita).

O Grupo Igarapé Pojuca consiste de uma seqüência metavulcano-sedimentar aflorante no flanco norte do Grupo Grão-Pará, contendo mineralizações de cobre, ouro e zinco (Hirata et al. 1982, Farias et al. 1984). DOCEGEO (1988) descreve este grupo como sendo composto de um pacote inferior de anfibolitos hidrotermalizados, com intercalações clásticas (metarenitos, metasiltitos) e químicas (formações ferríferas, *metacherts*), seguidos, no topo, por diques básicos (metagrabos, metadiabásios). Costa & Siqueira (1990) interpretaram a sua estruturação como um feixe de duplexes distensivos que definem o Lineamento Cinzento. Estudos petrográficos, químicos e de inclusões fluidas permitiram identificar uma fase de metamorfismo em fácies anfibolito ($650\text{--}550^{\circ}\text{C}$, < 5 kbar) em rochas previamente modificadas por hidrotermalismo, e que teria dado origem a rochas com antofilita e cordierita (Medeiros Neto & Villas 1985). Machado et al. (1991) obtiveram uma idade (U-Pb, em zircões) de 2732 Ma em um anfibolito deste grupo. Esta idade foi atribuída a um episódio de metamorfismo.

Segundo Lindenmayer et al. (2001), as rochas classificadas anteriormente como formações ferríferas existentes no contato entre os xistos e o *sill* gabróico são hidrotermalitos resultantes de processos de silicificação, ferrificação e sulfetação. A idade Sm-Nd destes hidrotermalitos (1.837 ± 30 Ma, isócrona, rocha total) permitiu associar este evento hidrotermal à colocação do Granito Pojuca. As características estruturais e microestruturais encontradas no depósito de Cu-Au do Gameleira permitem considerar que os biotita-xistos marcam os domínios de uma grande zona de falha transcorrente, importante em escala regional. Esta zona de falha, que teve diversas reativações, teria sido utilizada como conduto para fluidos hidrotermais e magmas graníticos de nível crustal raso, provavelmente em contexto extensional.

Segundo Hirata et al. (1982), o Grupo Grão-Pará é composto de um espesso pacote de quartzitos e itabiritos (Formação Carajás) intercalados a extensos derrames de basaltos, hoje metamorfisados, e ocorrências menores de derrames riolíticos (Formação Parauapebas na base, Paleovulcânica Superior no topo). Entretanto, tal disposição pode ser o resultado de repetição por dobras recumbentes e interdigitação estrutural, logo não representando a verdadeira sequência estratigráfica (Gibbs et al. 1986).

O vulcanismo do Grupo Grão-Pará foi interpretado como bimodal (basáltico-riolítico), com contaminação crustal (Gibbs et al. 1986, Lindenmayer & Fyfe 1992). Estes autores compararam as características do vulcanismo, associado com espessos pacotes de formações ferríferas, às bacias intracratônicas, também arqueanas, da Austrália (Grupo Fortescue) e oeste da África (Supergrupo Kambi). Porém, Meireles & Dardene (1991), baseados no enriquecimento em elementos litófilos incompatíveis e empobrecimento em Ti, Nb e Zr das suítes metavulcânicas, propuseram um ambiente de bacia marginal para as rochas do Grupo Grão-Pará e de arco insular para o Grupo Igarapé Bahia. Tais parâmetros geoquímicos foram contestados por Lindenmayer & Laux (1994), ao demonstrarem que o quimismo dessas rochas certamente sofreu modificação por processos hidrotermais superimpostos. O vulcanismo riolítico foi datado por Machado et al. (1991) pelo método U-Pb, em zircões, resultando uma idade de 2757 ± 2 Ma.

1.2.7 -Complexo Luanga

O Complexo Luanga ocorre nas proximidades da Serra Pelada, sendo representado por rochas ultrabásicas e básicas acamadadas (Medeiros Filho & Meireles 1985). Suita & Nilson (1988) definiram um *trend* toleítico com enriquecimento em ferro da base para o topo da associação. A idade (U-Pb em zircão) de 2763 ± 6 Ma foi atribuída à cristalização/intrusão destas rochas (Machado et al. 1991). Este valor é muito próximo ao do Grupo Grão-Pará, o que parece justificar a correlação sugerida por aqueles autores para estas duas unidades. Machado et al. (1991) consideraram que a Formação Parauapebas e o Complexo Intrusivo Luanga pertencem a um mesmo nível estratigráfico, devido à similaridade nas idades obtidas por eles.

1.2.8 -Formação Águas Claras

Araújo et al. (1988) denominaram de Formação Águas Claras os arenitos anquimetamorfizados, anteriormente atribuídos ao Grupo Rio Fresco. Nogueira et al. (1995) subdividiram a Formação Águas Claras em dois membros: (1) Inferior: pelitos, siltitos e arenitos; (2) Superior: arenitos. O primeiro apresenta características deposicionais de plataforma marinha, ao passo que o outro foi depositado em condições litorâneas (parte inferior) e fluviais (parte superior). Tanto a composição litológica como o estilo tectônico diferenciam essa formação das unidades estratigráficas subjacentes (grupos Grão Pará e Igarapé Pojuca) e sobrejacentes (Formação Gorotire), das quais é separada por discordâncias. Segundo Soares et al. (1994), a Formação Águas Claras é cortada por diversos diques e *sills* de diabásio e gabros.

1.2.9 -Granitóides arqueanos do Bloco Carajás e da Zona de Transição

A granitogênese arqueana da região de Carajás é representada por granitóides alcalinos (**Complexo Granítico Estrela, granitos Planalto e Old Salobo**; Barros 1997, Huhn et al. 1999, e Lindenmayer 1990, respectivamente) e peraluminosos (**Suíte Plaquê**, Araújo et al. 1988).

O Complexo Granítico Estrela (Barros 1997), situado entre os municípios de Curionópolis e Parauapebas, é formado predominantemente por monzogranitos deformados em regime dúctil (Barros 1991, Barros & Dall'Agnol 1994, Barros et al. 1997). De acordo com Barros & Barbey (1998), a colocação deste complexo granítico teria sido controlada por mecanismos de inchamento (*ballooning*) concomitante a esforços regionais coaxiais. A idade (Pb-Pb evaporação

de zircão) de 2763 ± 7 Ma foi atribuída à cristalização destas rochas (Barros et al. 2001b).

O Granito Planalto (Huhn et al. 1999), localizado na região da Serra do Rabo, encontra-se milonitizado nas bordas, enquanto que na porção central exibe baixa taxa de deformação. Uma datação Pb-Pb em zircão forneceu uma idade de 2747 ± 2 Ma, que foi interpretada como a idade de cristalização/colocação do granito.

A Suíte Plaquê congrega corpos alongados na direção E-W, compostos de muscovita-biotita-leucogranitos, com assinatura metaluminosa a peraluminosa (Araújo et al. 1988, Macambira et al. 1996). Estas rochas estariam associadas a zonas de cisalhamentos tangenciais e transcorrentes com direção geral WNW-ESE (Araújo et al. 1994). Avelar (1996) datou as rochas desta suíte, pelo método Pb-Pb em rocha total, e obteve uma idade de 2727 ± 29 Ma, que é semelhante à idade obtida por Huhn et al. (1999) para o Granito Planalto.

O Granito Old Salobo, situado a norte da Serra dos Carajás, apresenta estruturas planares, quimismo alcalino, levemente sódico e metaluminoso (Lindenmayer 1990; Lindenmayer et al. 1994). Machado et al. (1991) obtiveram uma idade (U-Pb em zircão) de 2573 ± 3 Ma para estas rochas. Souza (1996) obteve uma idade similar (Pb-Pb em rocha total) em granitos situados mais a sul do Granito Old Salobo, mas que pode representar uma prolongação do mesmo maciço.

1.2.10 -Diques máficos

Na porção norte da PMC ocorre diversos diques e *sills* de diabásios e gabros que cortam as rochas sedimentares da Formação Águas Claras (Soares et al. 1994). Barros et al. (1994) compararam estas rochas máficas aos toleitos e basaltos subalcalinos e continentais. Estes autores mostraram que estes diabásios e gabros foram afetados por duas fases de alteração hidrotermal, a primeira de mais alta temperatura (700°C) e sem deformação associada, e a outra associada a falhamentos (450°C). Datações U-Pb e Pb-Pb em zircões produziram idades de 2556 ± 219 Ma a 2708 ± 37 Ma (Mougeot et al. 1996) e 2645 ± 12 Ma (Dias et al. 1996).

1.2.11 -Granitóides paleoproterozóicos

Os granitóides paleoproterozóicos da PMC (granitos Seringa, Musa, Jamon, Central da Serra dos Carajás, Cigano, Velho Guilherme, Pojuca, entre outros) ocorrem como corpos discordantes da estruturação regional. Estes granitos isotrópicos, do tipo *subsolvus*, possuem

assinatura metaluminosa a fracamente peraluminosa, semelhante aos granitos do tipo A (Dall'Agnol et al. 1994). As idades U-Pb em zircões (maciços Carajás, Cigano, Pojuca e Musa) produziram idade de $1,88 \pm 0,01$ Ga (Wirth et al. 1986, Machado et al. 1991). Em algumas das unidades supracitadas, estes granitos desenvolveram auréolas de metamorfismo em condições de fácies hornblenda e/ou piroxênio hornfels (Dall'Agnol et al. 1985, Gibbs et al. 1986, Gonzalez et al. 1988).

1.2.12 -Formação Gorotire

A Formação Gorotire compreende arenitos arcoseanos textural e mineralogicamente imaturos, intimamente relacionados com conglomerados polimíticos, aflorando principalmente ao longo da região da Serra do Rabo, nos domínios da terminação leste da Falha Carajás (Lima & Pinheiro 2001). Segundo estes autores, as rochas da Formação Gorotire teriam sido depositadas por leques aluviais dominados por fluxos de detritos e sistemas fluviais entrelaçados, em um gráben assimétrico, que estaria relacionado com a história cinemática da Falha Carajás. O gráben seria formado, provavelmente, durante a reativação mesoproterozóica desta falha, sob cinemática destrai. Logo, a Formação Gorotire não poderia ser correlacionada à Formação Águas Claras.

1.2.13 -Cinturão Araguaia

O Cráton Amazônico é limitado a leste pelo Cinturão Araguaia (Hasui et al. 1980), no qual registrou-se uma forte anomalia gravimétrica (Haralyi & Hasui 1982). Esta província tectônica era conhecida como Faixa Orogênica Araguaia-Tocantins (Silva et al. 1974) e, posteriormente, como Cinturão Araguaia (Moura 1992).

No domínio deste cinturão são verificados núcleos gnáissicos migmatíticos do embasamento arqueano (Complexo Colméia, Teixeira et al. 1985); ortognaisses eoproterozóicos (Gnaiss Cantão, Moura 1992); abundantes rochas supracrustais (Supergrupo Baixo Araguaia) metamorfisadas em grau incipiente a médio; rochas plutônicas básicas a ultrabásicas pré a sin-orogênicas; e, finalmente, granitóides brasileiros. A datação de veios graníticos sintectônicos indica uma idade brasileira para estas estruturas e, por conseguinte, para o principal evento do Cinturão Araguaia (Moura 1992).

1.3-MODELOS DE EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA PARA A REGIÃO DE CARAJÁS

Diferentes modelos de evolução tectono-metamórfica têm sido propostos para a PMC, o que denota a falta de consenso e a necessidade de estudos adicionais.

Araújo et al. (1988) dividiram o Cinturão Itacaiúnas em dois domínios (Domínio I e Domínio II), com base na análise geométrica dos elementos planares e lineares. O Domínio I, compreendido entre a Serra Sul e o paralelo 7° S, seria caracterizado pela alternância regular das principais unidades litológicas, definindo em escala regional um aleitamento composicional (gnaisses do Complexo Xingu, granitóides, seqüências metavulcano-sedimentares e rochas granulíticas) com *trend* E-W/60°SSW. Aqueles autores também descrevem, neste domínio, um sistema imbricado que incorpora componentes de cavalgamento e direcional sinistral.

O Domínio II, representado pela região da Serra dos Carajás, teria uma geometria sigmoidal (flor positiva) alongada na direção WNW-ESE e composta por rochas do Complexo Xingu, Complexo Granítico Estrela e do Grupo Grão Pará. Zonas de cisalhamento oblíquas associadas a uma estrutura em flor positiva estariam relacionadas a um sistema sinistral maior, cuja movimentação teria sido controlada por zonas de deslocamento na base da crosta.

Segundo Costa et al. (1995), os arranjos estruturais e as principais unidades litológicas que compõem a PMC são oriundos de três eventos termo-tectônicos pré-cambrianos. O evento mais antigo teria sido responsável pela formação do TGGRM e dos cinturões Itacaiúnas e Pau D'arco, em um contexto de aproximação oblíqua dos blocos crustais Araguacema e Belém no final do Arqueano. O soerguimento de rochas granulíticas corresponderia a zonas de suturas no âmbito de um evento de colisão de segmentos litosféricos continentais. Costa et al. (1995) também admitem a possibilidade de existência de outra zona de sutura marcando o limite entre os blocos Araguacema e Juruena, e reconhecem que, em alguns casos, houve diacronismo nos processos de instalação das seqüências vulcano-sedimentares. Estes autores consideram, ainda, que a PMC foi fragmentada em diversos segmentos distensivos no Eoproterozóico, devido à atuação de componentes extensionais de direção NE-SW entre 1,92 e 1,88 Ga. Neste período vários segmentos foram permeados por corpos graníticos e máfico-ultramáficos.

Segundo Pinheiro & Holdsworth (2000), a trama milonítica da Zona de Cisalhamento Itacaiúnas controlou a orientação dos lineamentos Carajás e Cinzento, enquanto que as falhas

atuaram como zonas de fraqueza na região de Carajás, onde os processos de fraturamento causaram o aumento da permeabilidade das rochas, particularmente nas zonas de falhas, produzindo a ascensão de fluidos. Muitos destes fluidos teriam sido responsáveis por depósitos de cobre e ouro, dentre outros.

A evolução termo-tectônica da região de Carajás é marcada, inicialmente, por uma fase transpressiva sinistral dúctil (por volta de 2,8 Ga) que deformou, em condições de alta temperatura (Pinheiro & Holdsworth 2000), as rochas consideradas por estes autores como pertencentes ao embasamento (complexos Pium e Xingu, Suíte Plaquê, Grupo Igarapé Salobo), e as do Grupo Igarapé Pojuca, sendo este último em condições de temperatura média a baixa. Posteriormente, um evento extensivo propiciou a formação das rochas do Grupo Grão Pará e da Formação Águas Claras. As rochas do Grupo Grão Pará foram afetadas por metamorfismo e/ou hidrotermalismo em grau muito baixo (<2,76 Ga). Um novo evento transtensivo destal estaria associado aos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, e também à nucleação da Falha Carajás (em torno de 2,6 Ga). Em seguida, uma transpressão sinistral teria deformado moderada a fortemente as rochas próximas à Falha Carajás e invertido fracamente a bacia (<2,5 Ga). Por fim, um evento extensivo (ou transtensivo) permitiu a intrusão de plútons graníticos e de diques ($\pm 1,88$ Ga). Eles abordam, ainda, outros eventos de idade fanerozóica, que não serão mencionados aqui.

Um modelo alternativo (Barros 1997; Barros & Barbey 1998; Barros & Barbey, 2000) sugere que a evolução tectônica e metamórfica tardi-arqueana da PMC teria sido controlada pelas intrusões de granitos alcalinos de 2,75 Ga (Complexo Granítico Estrela - CGE), que se colocaram em níveis crustais rasos (2,5 a 3,5 kbar) cortando as seqüências vulcano-sedimentares (grupos Salobo, Pojuca, Bahia e Rio Novo) já metamorfasadas em fácies xisto-verde. Tal colocação, segundo Barros (1997), se deu em dois estágios: (1) um estágio de inchamento (*inflation*) controlado pela pressão dirigida na intrusão do magma (*ballooning*), seguido por (2) um estágio passivo de encurtamento (*deflation*) controlado pelo esforço regional. Barros & Barbey (2000) consideram ainda que, os xistos máficos com porfiroblastos sintectônicos de granada, encontrados próximos ao CGE, são parte da auréola de contato e, também, considerados como resultado dos efeitos termais e mecânicos oriundos da colocação do plúton. Este autores, consideram, ainda, que rochas contendo granada encontradas em áreas de maior grau metamórfico da região de Carajás próximos aos domínios de granitóides também poderiam estar associadas a auréolas de contato.

1.4 -JUSTIFICATIVA

Recentemente alvos metalogenéticos importantes vêm sendo descobertos próximos à Serra do Rabo, como exemplo o alvo Cristalino que foi descoberto pela equipe de geólogos da DOCEGEO, situado a aproximadamente 5 km a sudoeste do *stock* sul estudado (Figura 4). Huhn & Nascimento (1997) têm aventado a possibilidade da influência de rochas granitóides nas mineralizações de Cu-Au-U-ETR da Província Mineral de Carajás (PMC). Logo, a caracterização destas rochas granitóides e o entendimento das relações entre magmatismo granítico, metamorfismo e deformação se constituem em trabalhos de extrema importância nesta região.

A análise de cartas aerogeofísicas (contagem total) da área em consideração mostrou haver dois domínios alongados na direção E-W, situados a leste da Serra do Rabo, com altos valores de U-Th-K, semelhantes aos padrões apresentados pelo Granito Planalto (Huhn et al. 1999) (Figura 4). Em alguns mapas geológicos, estes domínios foram cartografados ora como partes do embasamento cristalino (DOCEGEO 1988), ora como granitos paleoproterozóicos (Araújo & Maia 1991).

Além dos fatores mencionados acima, a ausência de trabalhos de caracterização dos dois *stocks* graníticos almejados motivou bastante a escolha desta área. Assim, pretende-se contribuir para um melhor conhecimento da área em questão, no que diz respeito aos aspectos petrológicos, estruturais, geocronológicos e estratigráficos.

1.5-OBJETIVOS

- a) Mapeamento geológico na escala 1:100.000 dos dois *stocks* graníticos a leste da Serra do Rabo, além das suas relações de contato com as rochas supracrustais circunvizinhas;
- b) Caracterizar as diferentes fácies petrográficas e estimar a história de cristalização destes granitóides;
- c) Definir a assinatura geoquímica das diferentes fácies destes corpos, discutindo com base nisso, os processos magmáticos que controlaram a sua evolução;
- d) Compará-los com outros granitóides arqueanos da PMC;

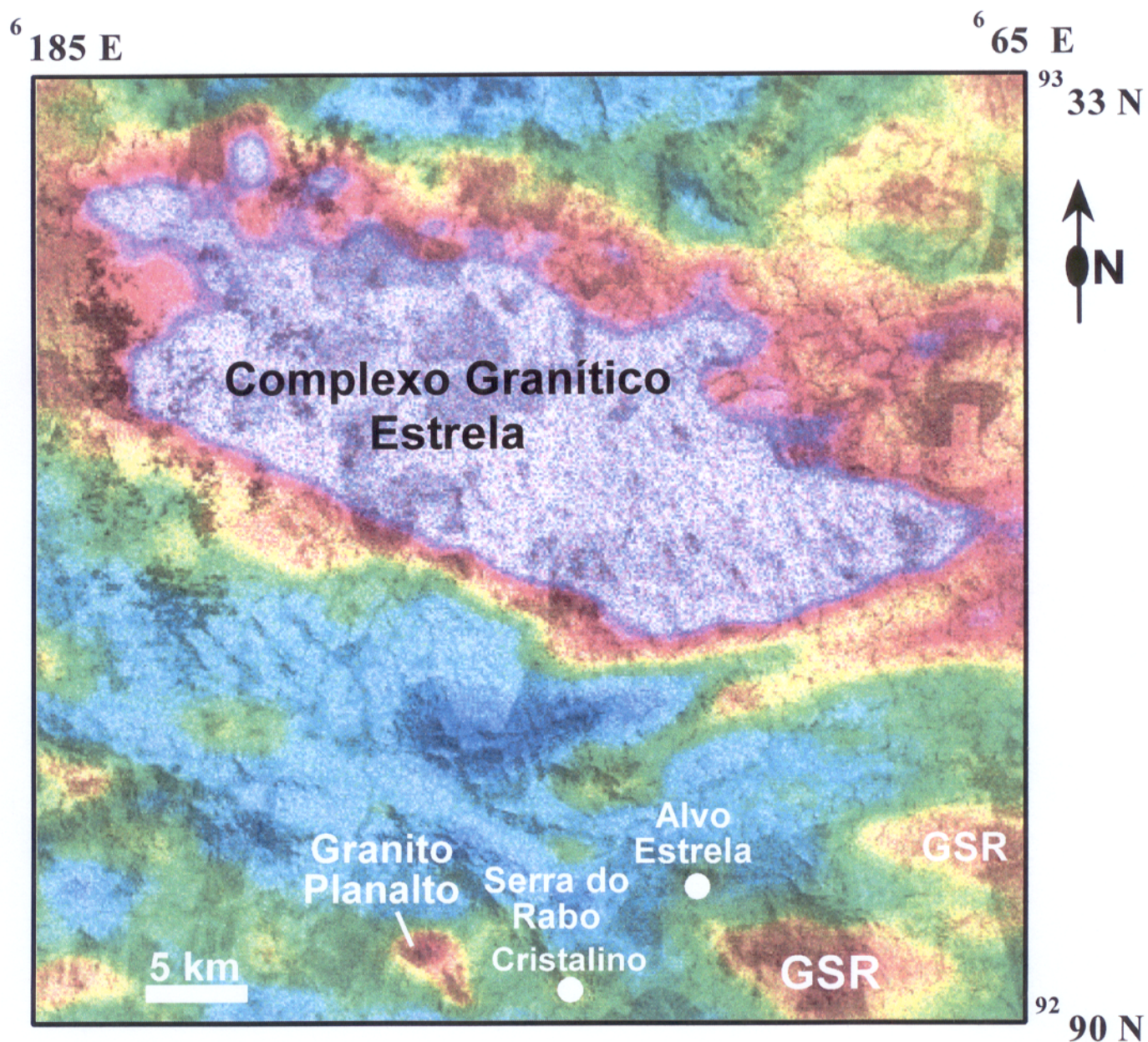


Figura 4- Mapa aeroradiométrico (U-Th-K) mostrando a semelhança da resposta aerogeofísica do Granito Serra do Rabo (GSR), com a de outros granitóides arqueanos da região. Fonte: CPRM/Belém.

- e) Caracterização dos elementos estruturais (foliações e lineações) e dos principais mecanismos de deformação atuantes;
- f) Situar os granitóides no contexto evolutivo da PMC, tentando estabelecer a sua relação temporal com as fases de deformação atuantes na área.

1.6-METODOLOGIA

1.6.1-Pesquisa bibliográfica

Foram consultados sistematicamente os artigos referentes à geologia da PMC. Além destes, foram priorizados outros de cunho mais específico, abordando origem, evolução e geoquímica de granitos arqueanos, bem como trabalhos relacionados à evolução estrutural e microestrutural de corpos granitóides.

1.6.2-Mapeamento geológico

No mês de julho de 2000 foi realizada a etapa de campo pelo Mestrando Alex Souza Sardinha e pelo Professor Carlos Eduardo de Mesquita Barros, visando mapear os *stocks* graníticos da Serra do Rabo. Nesta ocasião foram realizados perfis ao longo das estradas, coletadas amostras e obtidos dados estruturais. Tentou-se igualmente estabelecer as relações de contato entre estes corpos granitóides e suas rochas encaixantes. Este mapeamento geológico em escala de 1:100.000 foi realizado ao longo das principais vias de acesso que seccionam os corpos abordados e suas encaixantes. Foram utilizados como apoio, nesta etapa, folhas cartográficas planialtimétricas do IBGE (1:100.000), mapas aerogeofísicos de contagem total (1:250.000, gentilmente cedidos pelo geólogo Armínio Vale (CPRM-Belém) e imagens de satélite do ano de 1999 (bandas 7, 7 e 7 landsat-TM, ~ 1:220.000). A localização no campo foi sempre verificada através da utilização do aparelho GPS (*Global Position System*, precisão de 2m). É importante ressaltar que, devido à tensão existente na área, em virtude de conflitos entre fazendeiros, trabalhadores sem terra e companhias mineradoras, muitas vezes as vias de acesso são bloqueadas, o que gerou grandes dificuldades nesta etapa do trabalho.

A raridade de afloramentos, sobretudo no âmbito das rochas encaixantes, impediu um estudo estrutural mais detalhado.

1.6.3-Petrografia

Foram feitas descrições macroscópicas das 43 amostras coletadas durante a etapa de campo. Estas amostras foram laminadas, gerando 48 lâminas, e estudadas em microscópio petrográfico. A análise textural abrangeu o exame microscópico e a interpretação das feições texturais, das transformações tardi a pós-magmáticas e das feições deformacionais. Realizaram-se 16 análises modais em amostras representativas dos *stocks* graníticos, utilizando-se para isso, um contador eletrônico de pontos, da marca *Swift*, onde foram contatos em média 2000 pontos para cada lâmina. Os dados assim obtidos foram posteriormente plotados em diagramas Q-A-P e Q-A+P-M. A denominação das rochas granitóides foi baseada na classificação de Streckeisen (1976). Foram selecionadas cinco amostras para a confecção de lâminas polidas, com o objetivo de caracterizar os tipos e texturas magmáticas e pós-magmáticas dos minerais opacos do GSR.

1.6.4-Geoquímica

15 amostras dos *stocks* graníticos, previamente selecionadas após estudos petrográficos, foram analisadas nos laboratórios da empresa Lakefield Geosol. As amostras enviadas para a análise química foram trituradas, pulverizadas e quarteadas, a fim de se obter uma melhor homogeneidade do material. Para a caracterização geoquímica destes granitóides foram solicitadas as análises dos seguintes elementos: maiores (fluorescência de raios-X, fusão com tetraborato de lítio); Ga, Th, Ba, W, Sn, Nb, U, Sr, Rb, Y, Zr (fluorescência de raios-X, pó prensado); terras raras (ICP-MS). Além desses elementos, foi realizada a determinação da concentração de Fe^{+2} no Laboratório de Análises Químicas (Centro de Geociências/UFPA), através do método de titulometria.

2-ROCHAS ENCAIXANTES DO GRANITO SERRA DO RABO

As rochas encaixantes do Granito Serra do Rabo (GSR) correspondem a uma sequência metavulcano-sedimentar onde predominam amplamente rochas metabásicas, às quais se encontram intercaladas rochas metassedimentares (formações ferríferas, metapelitos e mica xistos) de idade arqueana (Wirth et al. 1986; Machado et al. 1988; Machado et al. 1991), que podem ser correlacionadas às rochas do Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO 1988). A norte do *stock* norte do GSR, os metabasaltos são afetados por uma ramificação da Falha Carajás. Neste local, há o desenvolvimento de uma foliação definida pela orientação preferencial de cristais de clorita (fácies xisto-verde). Estas transformações podem ser acompanhadas por aproximadamente 50 metros, onde são abundantes veios de quartzo de espessura centimétrica a decimétrica (Figura 5A).

2.1-ROCHAS METABÁSICAS

As rochas metabásicas são as principais rochas encaixantes do Granito Serra do Rabo, sendo predominantes comparativamente às rochas metassedimentares. As rochas metabásicas são caracterizadas por apresentar coloração cinza esverdeado escuro e granulação fina a média, podendo ser identificadas rochas com textura ígnea preservada, rochas com texturas transicionais nas quais as feições magmáticas coexistem com feições metamórficas, e rochas foliadas. Face às condições climáticas presentes na região os afloramentos de rochas metabásicas são descontínuos e não são abundantes, muitas vezes ocorrendo somente como matacões isolados.

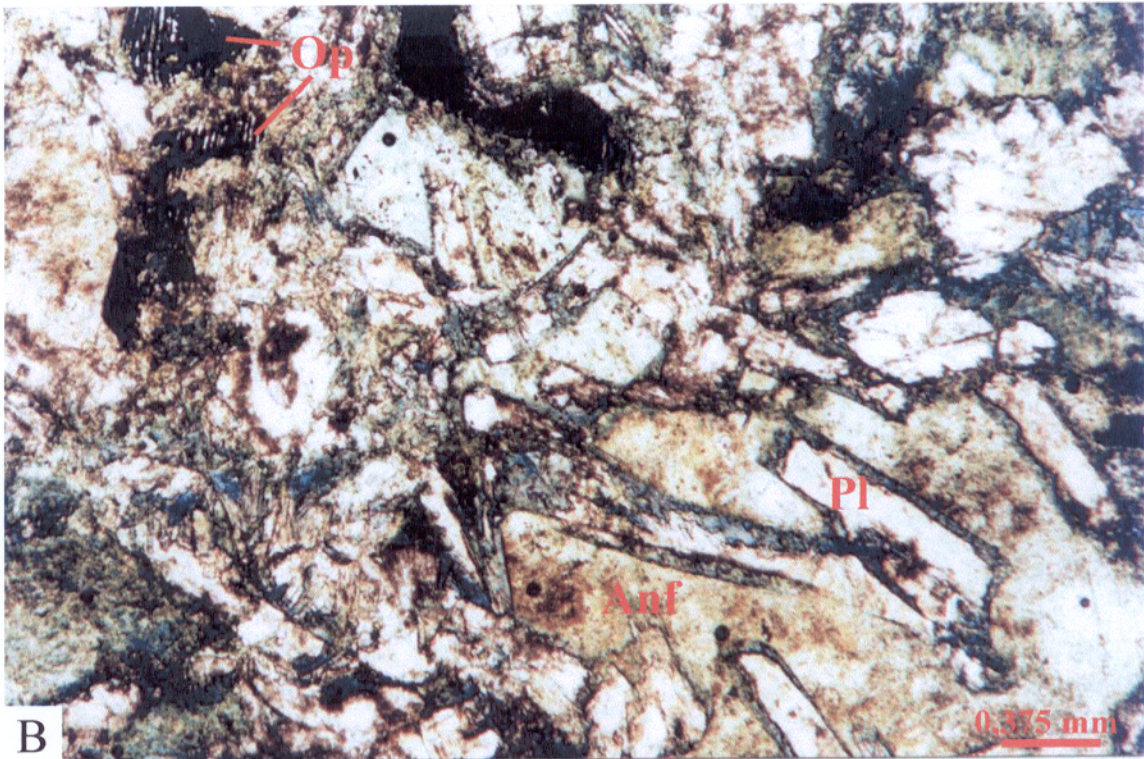
2.1.1-Rochas com textura ígnea preservada

O aspecto ripiforme dos cristais de plagioclásio é característico das rochas com textura ígnea preservada. A textura destas rochas é subofítica e os cristais de plagioclásio estão bastante alterados para sericita. Devido à alteração intensa dos cristais de plagioclásio, apenas em alguns locais se verifica um zoneamento concêntrico neste mineral.

Os cristais de anfibólio possuem coloração verde clara (actinolita) e bordas de tonalidade verde azulado escuro (hornblenda), caracterizando um zoneamento composicional (Figura 5B). Estes anfibólios são pseudomorfos de cristais originais de piroxênio.



A



B

Figura 5- **A)** Afloramento de rocha metabásica afetada pela ramificação da Falha Carajás, observa-se veios de quartzo nestas rochas; próximo ao ponto AC-31. **B)** Fotomicrografia mostrando a textura magmática preservada, evidenciada pelas ripas de plagioclásio, nestes metabasaltos. Destaca-se, também, o zoneamento composicional dos anfibólios, que se caracteriza pela variação na tonalidade, além da presença de opacos esqueletais que é comum nestas rochas; N//, amostra AC-21.

O clinopiroxênio ocorre apenas de modo muito localizado e distingue-se da hornblenda por ter um aspecto turvo, altas cores de interferência e ausência de pleocroísmo. Ele ocorre, muito raramente, como cristal reliquiar da paragênese original.

Os minerais opacos são finos, localmente médios (<1,3 mm), subédricos a euédricos, caracterizados por uma feição esqueletal, que se torna mais desenvolvida à medida que a alteração das rochas é mais intensa.

Localmente são encontradas microvênulas de quartzo ou clorita.

2.1.2-Rochas com textura transicional

À medida que se aproxima do GSR são descritos blocos isolados de rochas metabásicas que se caracterizam pela coexistência de feições magmáticas com feições metamórficas. As feições primárias são representadas pela textura subofítica e as feições metamórficas são definidas pelo desenvolvimento inicial de uma foliação pouco penetrativa na escala microscópica (Figura 6A). Nos locais onde a foliação discreta está presente há o mascaramento parcial do aspecto ripiforme dos cristais de plagioclásio, os quais começam a exibir formas algo irregulares.

Os anfibólios podem apresentar tons de verde mais intenso do que os das rochas com textura ígnea preservada, ou, por vezes, tons acastanhado (Figura 6B). Os minerais opacos continuam a apresentar as mesmas características das rochas com textura ígnea preservada.

De modo localizado, são vistas rochas de granulação fina a muito fina que se encontram no interior do *stock* sul do GSR, pertencendo a uma população de xenólitos. Estas rochas podem apresentar raras apófises quartzo-feldspáticas de granulação média, com textura granular e feições granofíricas marcantes.

Microvênulas de quartzo de granulação fina e fortemente recristalizado são observadas. Ora a titanita ocorre nestas microvênulas.

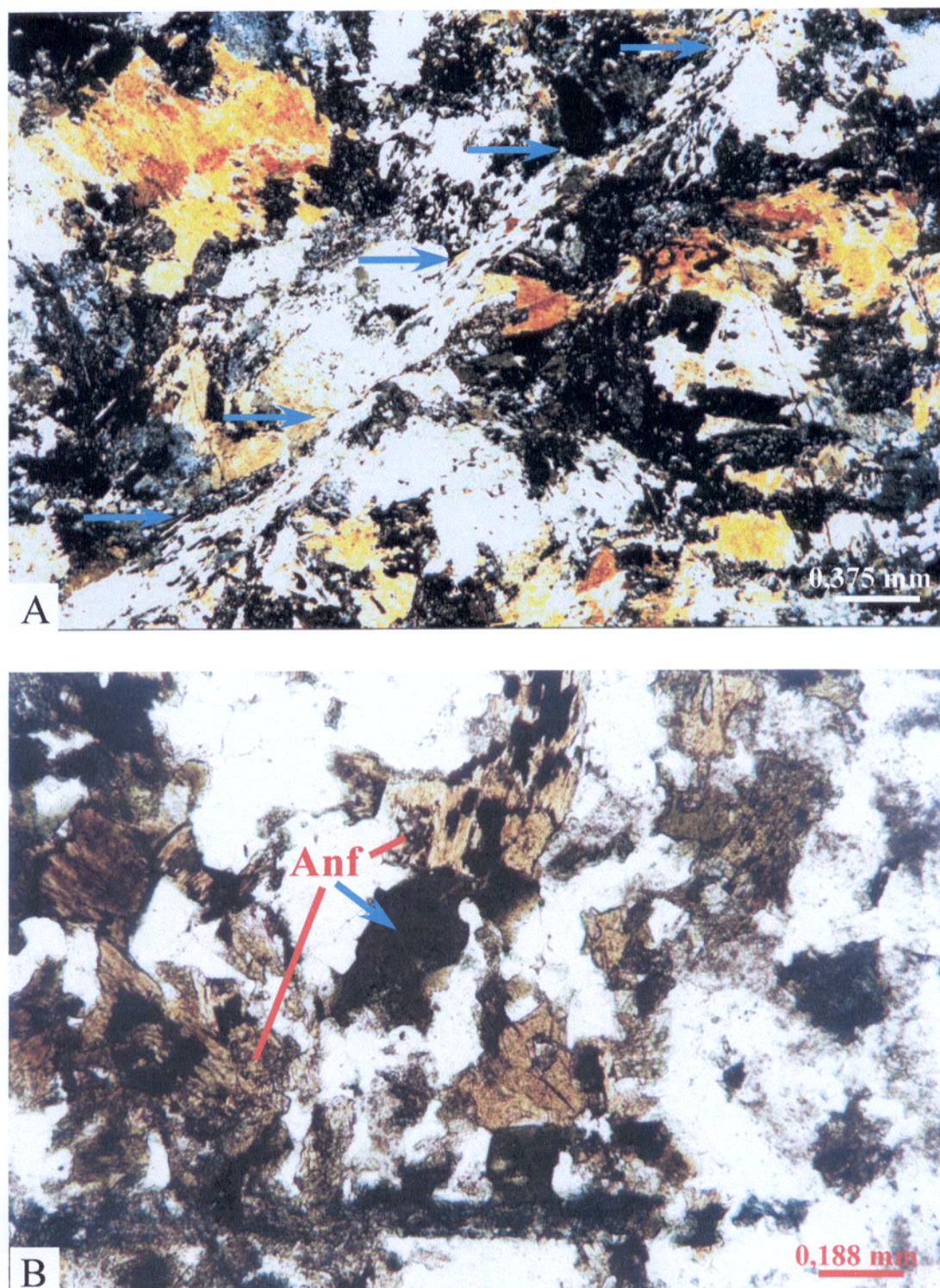


Figura 6- **A)** Fotomicrografia mostrando o aspecto geral das rochas com textura ígnea transicional, com leve início de formação de foliação (seta azul); NX, amostra AC-34b. **B)** Fotomicrografia mostrando a variação na coloração dos anfibólios, a seta azul aponta o anfibólio acastanhado; N//, amostra AC-25.

2.1.3-Rochas granonematoblásticas

Próximo ao contato do *stock* norte afloram localmente anfibolitos que se caracterizam pela presença de uma foliação discreta e anastomótica, que é marcada pelos cristais de anfibólio, plagioclásio e opacos (Figuras 7A-B).

Os anfibólios adquirem tonalidades de verde mais escuro do que nas rochas com textura ígnea transicional e, em alguns locais, seus cristais indicam uma provável movimentação destral. Os cristais de plagioclásio amoldam-se mutuamente com os de anfibólio.

Raras microvênulas de quartzo são vistas.

2.1.4-Veios

Veios de anfibólio e/ou quartzo ocorrem discretamente nas rochas metabásicas (Figura 8A). Esses veios são alongados, com espessura centimétrica e sem orientação preferencial. Os cristais de anfibólio têm granulação média e predominam quantitativamente em relação ao quartzo, cujos grãos variam de médios a grossos.

2.2-ROCHAS METASSEDIMENTARES

2.2.1-Formações ferríferas

As formações ferríferas ocorrem sob a forma de cristas alinhadas aproximadamente na direção E-W, que se encontram intercaladas às rochas metabásicas. Estas serras de formações ferríferas contrastam bastante com o relevo arrasado das rochas metabásicas. Importantes ocorrências de formações ferríferas são observadas entre os dois *stocks* do GSR. Neste caso estas cristas de formações ferríferas são paralelas ao eixo maior dos *stocks*.

Estas rochas são constituídas por minerais opacos de granulação média a fina, anédricos, corroidos ou fragmentados, que se apresentam em níveis preferenciais alternados com níveis ricos em quartzo, definindo um bandamento composicional primário (S_0). Os cristais de quartzo estão totalmente recristalizados e dispostos em *ribbons*, definindo uma xistosidade (S_1), a qual é concordante com o bandamento composicional. Tanto o bandamento composicional quanto a xistosidade se encontram subverticalizados.

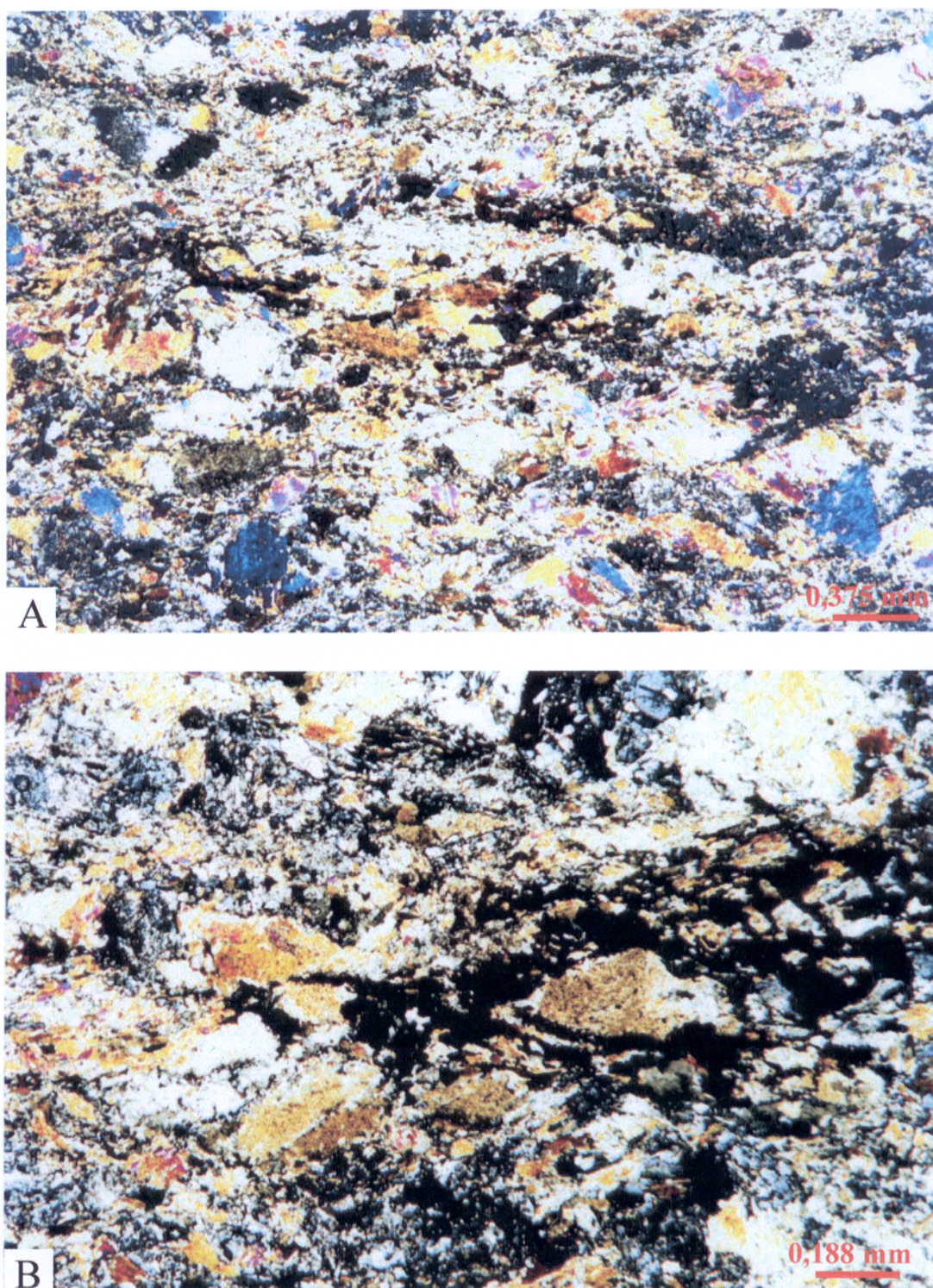


Figura 7- A) Fotomicrografia mostrando o aspecto geral das rochas foliadas, que se caracterizam pela foliação bem desenvolvida; NX, amostra AC-34c. B) Detalhe da 7A, com destaque para a orientação dos minerais opacos (esqueléticos), paralela à direção da foliação; NX, amostra AC-34c.

2.2.2-Quartzo-muscovita-xisto

Os quartzo-mica-xistos (Figura 8B) são compostos essencialmente por muscovita. Quartzo e opacos são subordinados nestas rochas, as quais mostram granulação fina e coloração cinza rosado claro. A orientação preferencial marcante dos cristais de muscovita define uma forte xistosidade subvertical e direção aproximadamente E-W. Níveis relativamente enriquecidos em quartzo podem se alternar com os níveis micáceos. Localmente são observados agregados de cristais de quartzo totalmente recrystalizados, alongados no plano de xistosidade (Figura 9A). Verificam-se, ainda, finos filões e microvênulas de minerais opacos extremamente finos; tais descontinuidades ora se amoldam à xistosidade, ora são oblíquas a ela.

2.2.3-Metarenito

Os metarenitos ocorrem muito localmente próximo às formações ferríferas e são constituídos por quartzo, sericita e opacos. Os cristais de quartzo (<1,4 mm) são médios, ao passo que os cristais de sericita e opacos têm granulação fina. Estas rochas apresentam orientação preferencial marcada principalmente pelo estiramento do quartzo (Figura 9B). A maior diferença entre o metarenito e o quartzo-muscovita-xisto está no grau de deformação do quartzo, e conseqüentemente da rocha, que aqui é menor. Apenas localmente encontram-se neoblastos de quartzo associados a opacos. Já os demais cristais de quartzo possuem extinção fortemente ondulante e bandas de deformação. Microvênulas de opacos estão presente. Por vezes se observam cristais de muscovita, algo mais desenvolvidos, associados aos opacos.

2.2.4-Metapelitos

Estas rochas têm textura lepidoblástica desenhada pela orientação preferencial dos cristais de biotita e quartzo. Estes minerais predominam na rocha, ao passo que os cristais de escapolita, opacos, microclínio, plagioclásio e turmalina comparecem em quantidades acessórias.

A biotita é fina, com pleocroísmo forte, que varia de marrom acastanhado (z) a castanho amarelado pálido (x=y). Os cristais de biotita apresentam contatos retilíneos entre si a levemente curvo com os demais minerais, principalmente com o quartzo, constituindo uma textura granoblástica fina. Os cristais de biotita estão, em geral, dispostos aleatoriamente, porém, ora mostram uma orientação fraca.

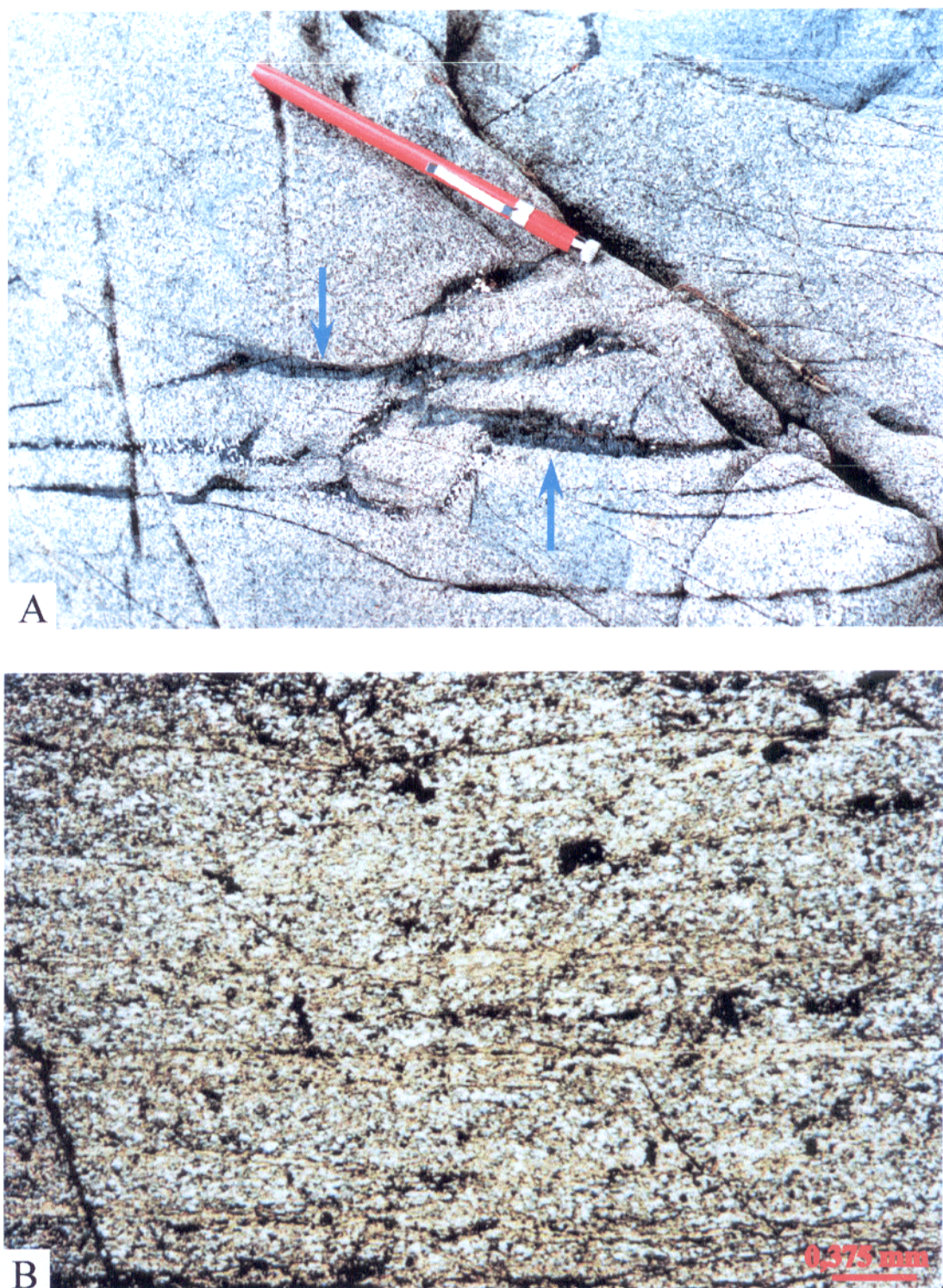


Figura 8- A) Veios de anfíbólio e/ou quartzo nas rochas metabásicas; afloramento 34. B) Fotomicrografia exibindo o aspecto normal dos quartzo-muscovita-xisto; NX, amostra AC-44b.

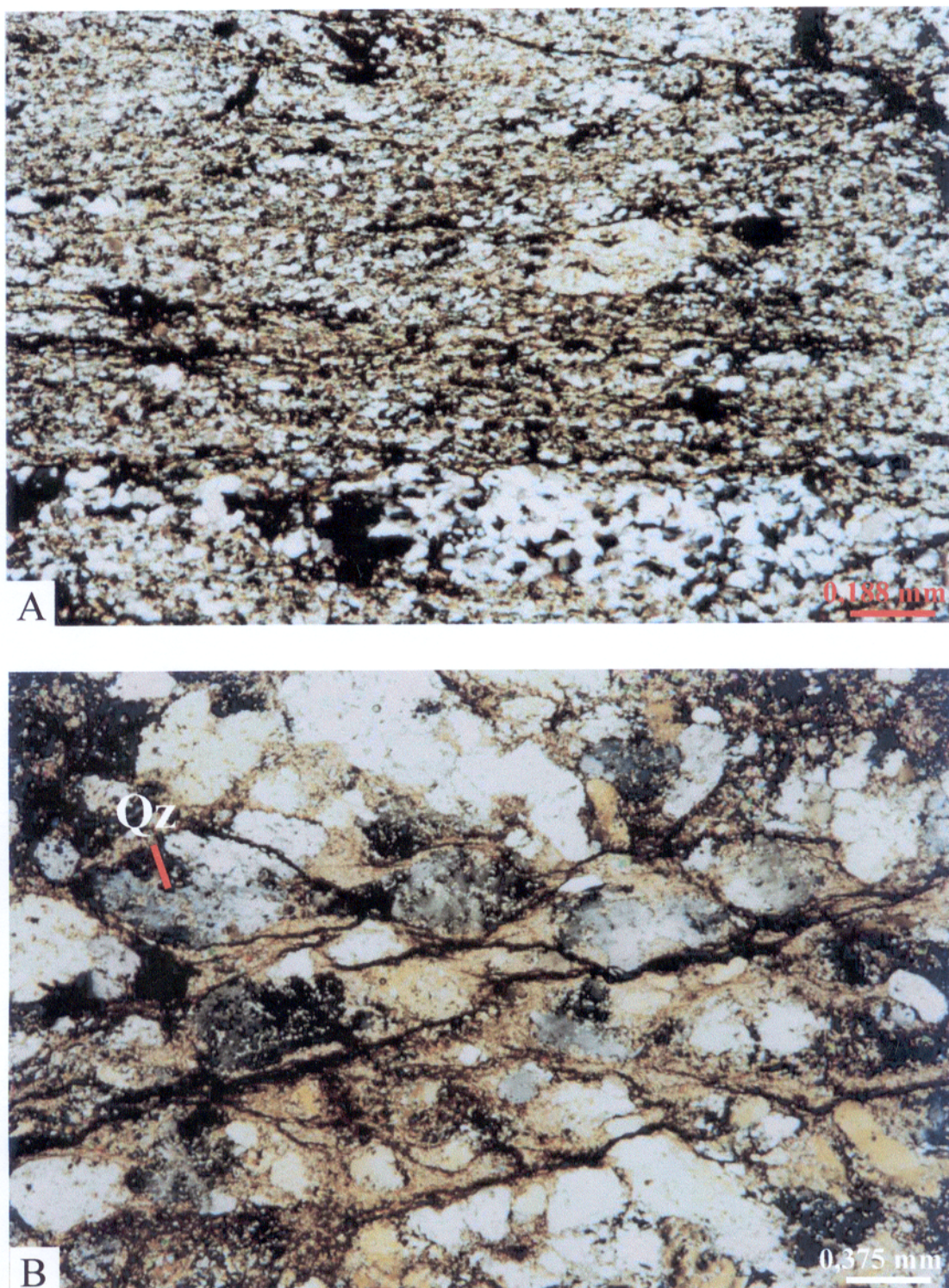


Figura 9- A) Detalhe da Figura 8B, com destaque para o aglomerado de quartzo recristalizado que ocorre paralelo à direção da xistosidade; NX, amostra AC-44b. B) Fotomicrografia dos metarenitos, observe que o quartzo tem granulação bem maior do que nos micaxistos, além disso, mostra *ribbons* e níveis de mica muito fina associados; NX, amostra AC-45.

Os cristais de quartzo são médios a grossos, apresentam extinção fortemente ondulante e, por vezes, bandas de deformação e subgrãos. Localmente, alguns cristais encontram-se estirados, produzindo uma orientação preferencial discreta.

Cristais de escapolita, geralmente associados à biotita, possuem granulação fina a média (<1,4 mm), seus cristais são subédricos a anédricos. Em geral, este mineral exibe contatos irregulares com a biotita e retilíneos com os outros minerais.

Os minerais opacos são finos, subédricos e geralmente se associam à biotita. O cristais de plagioclásio e de microclínio ocorrem mais raramente sob a forma de cristais médios e subédricos. A turmalina é muito fina, com pleocroísmo que varia de verde oliva pálido a castanho amarelado pálido.

Os aspectos gerais dos metapelitos podem ser vistos na Figura 10.

3-GABROS E DIABÁSIOS

Gabros e diabásios são encontrados sob a forma de blocos e matacões isolados, muito provavelmente pertencentes a diques ou pequenos corpos que cortam as rochas das seqüências metavulcano-sedimentares e do GSR.

Os gabros e diabásios têm coloração cinza escuro com porções esbranquiçadas (plagioclásio), granulação fina a média, podendo apresentar localmente fenocristais de plagioclásio. Em raras exposições nota-se o alinhamento de megacristais de plagioclásio definindo uma textura de fluxo.

Estas rochas são constituídas essencialmente por piroxênio e plagioclásio, tendo minerais opacos como varietais, biotita, quartzo e titanita como acessórios, e stilpnomelano como mineral secundário. Os cristais de piroxênio envolvem as ripas de plagioclásio, caracterizando a textura ofítica. Não se observam aspectos deformationais/metamórficos nestas rochas. Localmente ocorrem opacos esqueléticos.

Estas rochas muito provavelmente representam manifestações do magmatismo paleozóico e/ou mesozóico já mencionado por diversos autores (Gomes et al. 1975; DOCEGEO 1988). Entretanto, estudos mais detalhados se fazem necessários.

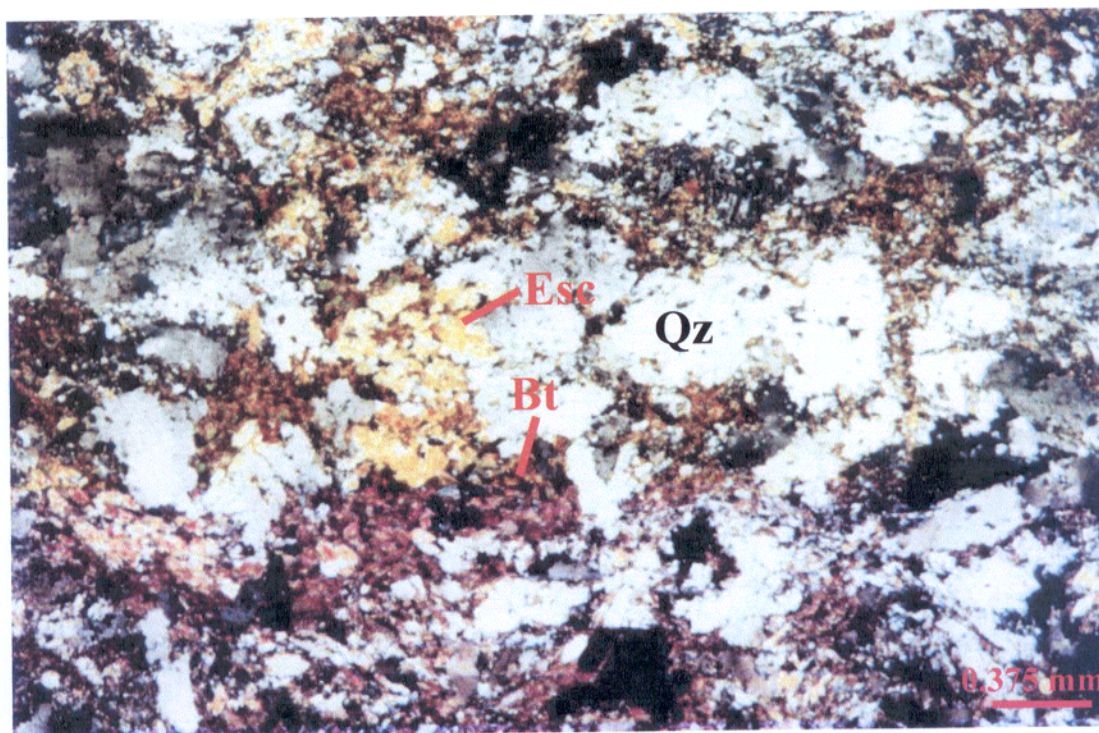


Figura 10- Fotomicrografia dos metapelitos mostrando a textura lepidoblástica da rocha, e a sua feição geral; Esc- escapolita, NX, amostra AC-22.

4-GRANITO SERRA DO RABO

4.1-ASPECTOS ESTRUTURAIS

A análise preliminar de cartas aero-radiométricas de contagem total (U-Th-K, Figura 4), permitiu verificar que os *stocks* que constituem o Granito Serra do Rabo (GSR) têm forma grosseiramente elíptica e possuem uma disposição alongada, aproximadamente, na direção E-W semelhante à disposição de outros granitóides arqueanos da região e concordante com as estruturas regionais (Araújo et al. 1988; Barros et al. 2001a).

As controvérsias existentes até então, principalmente no que diz respeito à relação temporal do GSR, eram relacionadas à feição isotrópica do *stock* sul (Figura 11A), que é predominante, levando muitos autores (DOCEGEO 1988, Araújo & Maia 1991, Pinheiro 1997) a correlacioná-lo aos granitos anorogênicos (1.88 Ga). Localmente, identificou-se uma leve foliação marcada pelo quartzo, além de um par conjugado (amostra AC-24, Figura 11B) e, de forma mais marcante, uma zona milonítica/ultramilonítica deslocada posteriormente por conjunto de falhas decimétricas (AC-49, Figura 12A).

Embora a quantidade de afloramentos do *stock* norte seja relativamente reduzida, observou-se uma foliação moderada a fortemente desenvolvida, espaçada, levemente anastomótica e marcada principalmente pela orientação dos cristais de minerais máficos (hornblenda e biotita) e de quartzo. A foliação tem direção aproximada E-W e mergulhos subverticais (Figura 12B). Uma lineação mineral, fraca a moderadamente desenvolvida, é evidenciada pela orientação preferencial de minerais máficos sobre os planos de foliação.

4.2-MICROESTRUTURAS

Os aspectos microestruturais do GSR serão discutidos de acordo com a intensidade da deformação impostas às rochas deste, com o intuito de compreender a evolução das feições microestruturais em função do grau de deformação. A apresentação será iniciada, em razão disto, com as rochas fracamente deformadas, partindo-se em seguida para as moderadamente deformadas e fortemente deformadas.



Figura 11- **A)** Feição isotrópica do GSR, que é predominante no *stock* sul. **B)** Rocha com leve foliação marcada pelos grãos de quartzo, as setas apontam a formação de pares conjugado, NX, amostra AC-24.

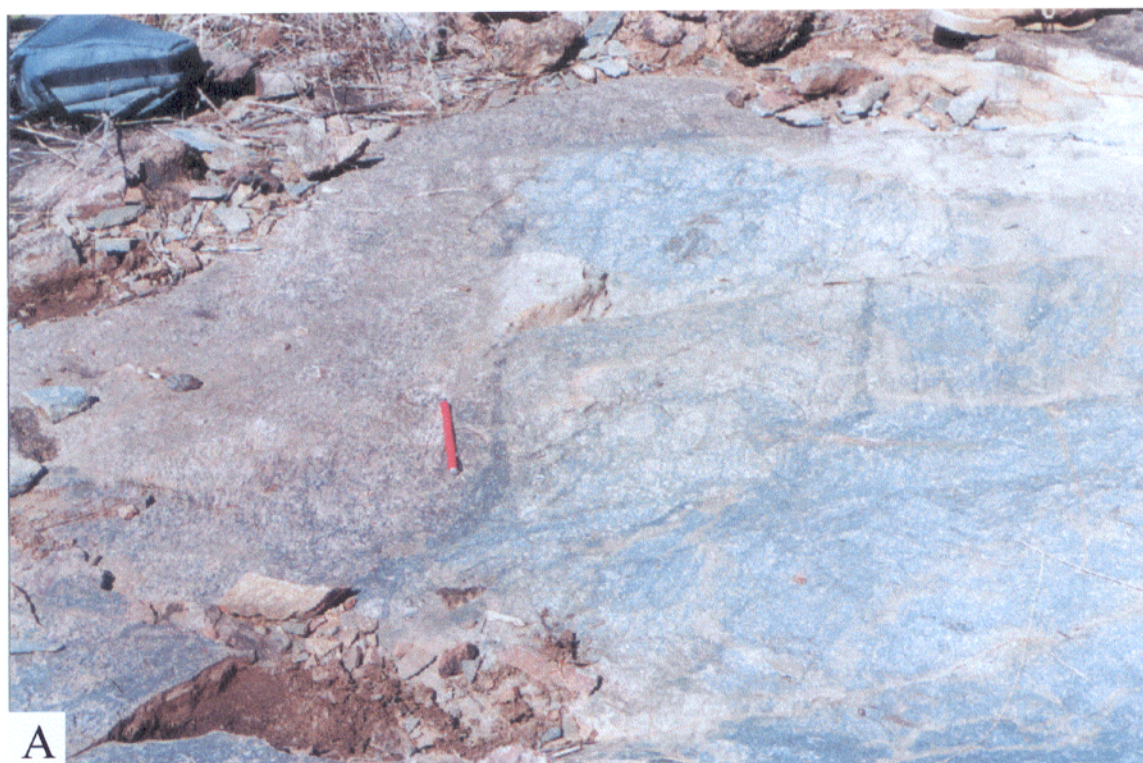


Figura 12- **A)** Zona milonítica, observando-se diferença de coloração da rocha, sendo a parte mais escura a porção mais deformada; afloramento 49. **B)** Rocha anisotrópica com foliação marcada, principalmente, pelos minerais máficos; esta feição é dominante no *stock* norte, afloramento 49.

4.2.1-Rochas fracamente deformadas

As rochas deste grupo ocorrem apenas no *stock* sul, onde predominam as rochas isotrópicas, sendo caracterizadas pela textura granular hipidiomórfica, sem orientação preferencial de minerais e com feições de recristalização pouco desenvolvidas.

Quartzo: os cristais de quartzo destas rochas apresentam disposição aleatória ou orientação preferencial fraca a moderada. Exibem com frequência extinção ondulante moderada a forte, que pode evoluir para subgrãos (Figura 13A). Com o aumento da deformação, notam-se os primeiros novos grãos, os quais têm formas poligonais e contatos retilíneos a levemente curvos.

Microclínio: os cristais de microclínio têm extinção ondulante fraca, localmente bandas de deformação e subgrãos, e bordas parcialmente recristalizadas dando início à formação de feições do tipo manto/núcleo.

Plagioclásio: este mineral localmente apresenta *kink-bands* (Figura 13B) que, em algumas amostras, são bastante expressivas.

Hornblenda: os cristais de hornblenda exibem poucas feições deformacionais. Muito localmente ocorrem simplectitos entre cristais de hornblenda e feldspatos ou quartzo. Estes simplectitos são constituídos de finos cristais vermiculares, muito provavelmente de titanita em meio a uma matriz possivelmente de albita (Figura 13C-D). Estas feições se assemelham muito aos simplectíticos observados em rochas do Complexo Granítico Estrela (Barros et al. 2001a).

Biotita: os cristais de biotita mostram localmente *kink-bands*.

4.2.2-Rochas moderadamente deformadas

As rochas deste grupo ocorrem principalmente no *stock* norte, onde uma foliação penetrativa, caracterizada pela orientação preferencial dos minerais máficos está presente. Neste estágio se observa uma maior quantidade de novos grãos, podendo se observar termos protomiloníticos a miloníticos, representados pela amostra AC-48, localizada no *stock* sul do GSR.

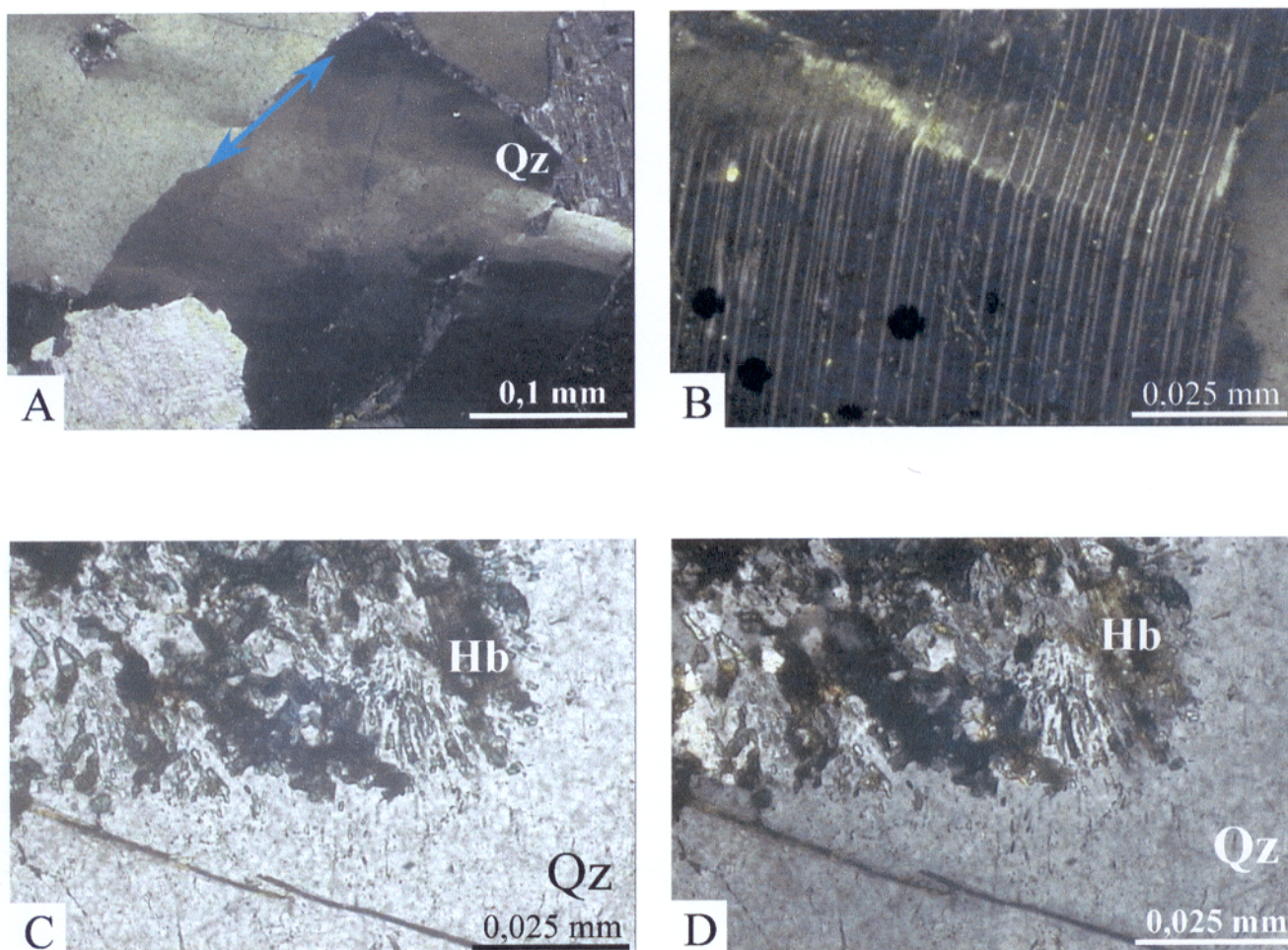


Figura 13- **A)** Fotomicrografia de cristal de quartzo (Qz) com banda de deformação; as setas mostram a propagação de extinção do cristal; NX, amostra AC-47b. **B)** Fotomicrografia de cristal de plagioclásio exibindo nítidas *kink-bands*, caracterizadas pelo curvamento das maclas; NX, amostra AC-47b. **C) D)** Textura simplectítica entre quartzo (Qz) e hornblenda (Hb); NX e N//, respectivamente, amostra AC-24.

Quartzo: os cristais de quartzo das rochas moderadamente deformadas apresentam boa orientação preferencial, extinção ondulante forte, subgrãos e uma quantidade importante de neoblastos. Os neoblastos tendem a ser poligonais com limites bem definidos e retilíneos. A deformação destes novos grãos pode estar ausente ou ser representada por lamelas e bandas de deformação, que ocorrem ocasionalmente. Os cristais de quartzo que se localizam entre cristais maiores de feldspato, tendem a estar intensamente recrystalizados, chegando a formar uma matriz fina (Figura 14A).

Microclínio: em relação às rochas fracamente deformadas, a formação de subgrãos e neoblastos neste estágio é maior. Estes são mais freqüentes nos interstícios de porfiroclastos, que podem apresentar extinção moderadamente ondulante. Localmente são observadas bandas de deformação e recrystalização parcial de bordas em arranjos do tipo manto/núcleo (Figura 14B). Microfraturas preenchidas por biotita e hornblenda também ocorrem (Figura 14C).

Plagioclásio: verifica-se neste estágio que os porfiroclastos de plagioclásio tendem a ser arredondados (Figura 14D) e podem exibir moderada extinção ondulante e *kink-bands*. Nota-se também uma quantidade maior de subgrãos e neoblastos, comparada ao estágio anterior.

Hornblenda: os cristais de hornblenda apresentam uma orientação preferencial mais pronunciada, marcando a direção principal da foliação. Localmente os cristais de hornblenda contornam porfiroclastos de feldspatos. Os simplectitos são mais freqüentes nestas rochas.

Biotita: este mineral é representado por cristais finos que podem formar agregados e mostrar *kink-bands* bastante desenvolvidas. Assim como a hornblenda, a biotita possui orientação preferencial pronunciada, marcando a foliação.

4.2.3-Rochas fortemente deformadas

Este grupo engloba as rochas cujos minerais foram submetidos à recrystalização dinâmica mais intensa. A razão neoblastos/porfiroclastos elevada permite classificar as rochas fortemente deformadas como ultramilonitos. As amostras AC-49 (Figura 12A) e, localmente, AC-48 (Figura 14E) representam este grupo, sendo que a última exibe porção isotrópica envolvendo uma pequena zona milonítica.

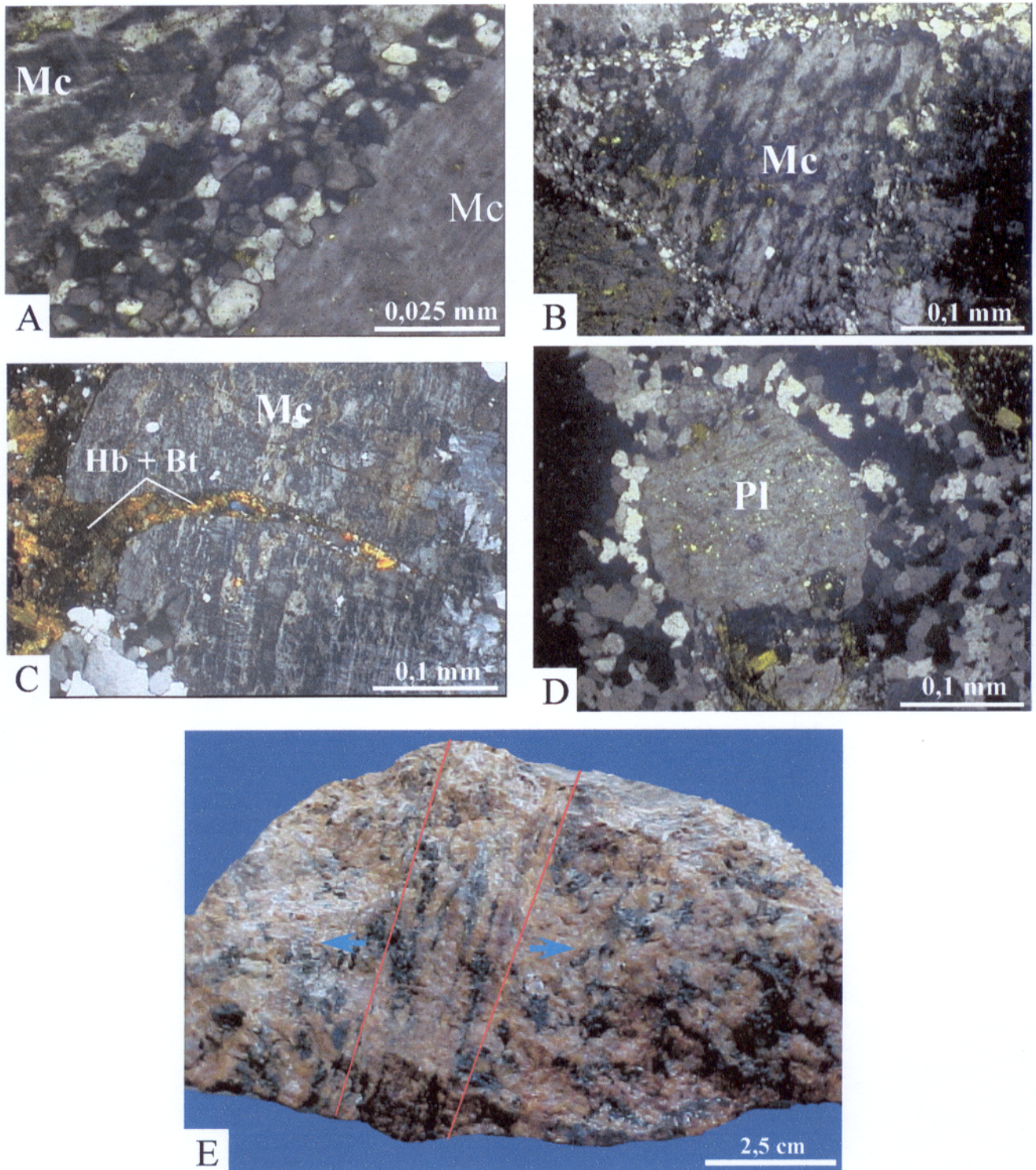


Figura 14- **A)** Fotomicrografia de finos cristais de quartzo que ocorrem comumente entre fenocristais de feldspato; NX, amostra AC-41. **B)** Fotomicrografia de porfiroclasto de microclínio envolto por neoblastos do mesmo, caracterizando a textura manto/núcleo; amostra AC-48a. **C)** Fotomicrografia de um porfiroclasto de microclínio cortado por microfratura preenchida por hornblenda + biotita; NX, amostra AC-38a. **D)** Fotomicrografia de um cristal de plagioclásio tendendo à forma arredondada devido à intensidade da deformação; NX, amostra AC-36b. **E)** Amostra de mão exibindo uma pequena zona milonítica, delimitada pelas linhas vermelhas, em uma rocha predominantemente isotrópica; amostra AC-48.

Quartzo: os cristais de quartzo ocorrem como agregados bastante alongados e fortemente orientados, constituídos de finos neoblastos (Figura 15A). Tanto os neoblastos da matriz, quanto aqueles dos *ribbons* estão fortemente deformados, apresentando bandas de deformação, extinção ondulante e subgrãos. Os neoblastos de quartzo são poligonais, com contatos retilíneos e junções trípticas (Figura 15B). São observadas, ainda, lamelas de deformação nítidas nos raros porfiroclastos.

Microclínio: alguns porfiroclastos que resistiram à recristalização dinâmica apresentam várias microfalhas (Figura 15C). Em porções onde a recristalização não foi total, a formação de neoblastos é heterogênea, gerando bandas em que a proporção de neoblastos é maior em relação às bandas adjacentes. A recristalização completa de porfiroclastos deu origem a finos neoblastos que formam uma matriz ultramilonítica (Figura 15D). Localmente a textura granofírica original ainda pode ser reconhecida.

Plagioclásio: a proporção de cristais recristalizados é maior do que nas rochas do estágio anterior. Os neoblastos são predominantes, porém porfiroclastos também estão presentes.

Hornblenda: a forte recristalização da hornblenda dá origem a finos neoblastos dispostos em finos níveis preferenciais algo descontínuos e ondulantes que se intercalam com níveis relativamente mais ricos em quartzo e feldspatos. Juntamente com novos grãos de outros minerais os neoblastos de hornblenda se associam para constituir a matriz ultramilonítica da rocha.

Biotita: ocorre sob a forma de finos neoblastos dispostos em níveis preferenciais constituindo igualmente a matriz ultramilonítica.

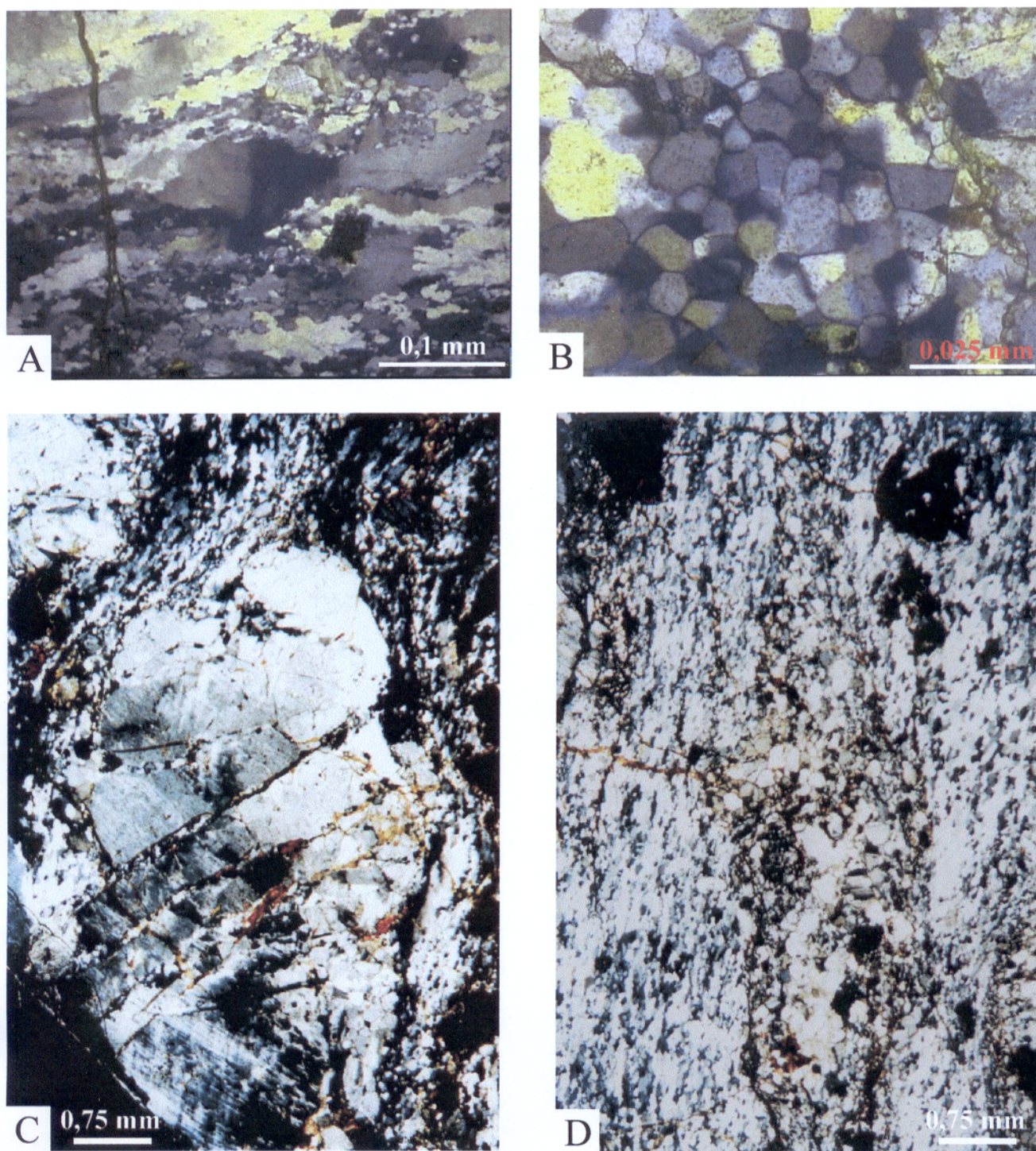


Figura15- **A)** Fotomicrografia mostrando *ribbons* de quartzo orientados segundo uma direção preferencial; NX, amostra AC-48a. **B)** Fotomicrografia destacando os contatos retilíneos ou subretilíneos entre neoblastos de quartzo; NX, amostra AC-49b. **C)** Porfiroclasto de microclínio intensamente microfalhado contornado por quartzo totalmente recristalizado; NX, amostra AC-48a. **D)** Fotomicrografia mostrando a feição geral da matriz ultramilonítica; NX, amostra AC-48a.

4.3-PETROGRAFIA

O Granito Serra do Rabo (GSR) é constituído por álcali-feldspato-granitos e por sienogranitos, sendo os primeiros predominantes. Estas rochas têm coloração rosa acinzentada com pontuações escuras que representam os minerais ferromagnesianos. Os conteúdos de minerais ferromagnesianos (3,3-15,8 %; Tabela 2) permitem que estas rochas sejam classificadas como leucocráticas ou, mais raramente, hololeucocráticas. A textura destas rochas é fanerítica, variando de equigranular a inequigranular, média a grossa (1-4 mm), isotrópica a anisotrópica (Figuras 11A-B, respectivamente).

Para a classificação, foi considerada a proporção de minerais máficos: a) rochas com conteúdo de máficos < 5% denominaram-se de leucogranitos; b) hornblenda e/ou biotita $\geq 1\%$ foram consideradas na nomenclatura da fácies, ressaltando que a biotita modal não inclui a biotita proveniente da substituição da hornblenda, que foi computada como hornblenda.

Quatro variedades petrográficas foram identificadas e denominadas de acordo com os critérios mencionados acima: microclínio-leucogranito (McLG), hornblenda-microclínio-granito (HMcG), biotita-hornblenda-microclínio-granito (BHMCG), hornblenda-sienogranito (HS), e mobilizado aplítico (MA).

Em algumas porções dos *stocks* graníticos foram identificados domínios petrográficos passíveis de individualização, permitindo o esboço preliminar de um mapa de fácies (Figura 16). As fácies citadas anteriormente possuem mineralogia semelhante, representada por microclínio pertítico, quartzo $\pm$ plagioclásio como minerais essenciais; hornblenda $\pm$ biotita como minerais varietais, exceto na fácies McLG que possui apenas biotita; e opacos, titanita, apatita, zircão, alanita e, raramente, restos de piroxênio (HMcG, AC-26) como minerais acessórios. O conjunto de minerais secundários é constituído de albita, sericita-muscovita, argilo-minerais, opacos, biotita, stilpnomelano, epidoto e, raramente, clorita e fluorita.

Tabela 2- Composições modais das diversas fácies do Granito Serra do Rabo¹.

	HS		BHMCG				HMcG						McLG		MA
	35b	36b	38a	41	46	43	24	26	32	30	48b	23a	47a	27	47b
Microclínio	42,0	42,3	43,5	59,9	43,8	61,7	54,2	62,6	45,9	60,6	51,1	45,9	56,2	46,0	50,9
Quartzo	27,8	26,6	29,2	29,6	43,6	27,2	36,9	22,8	44,0	26,8	39,9	41,1	34,4	39,5	45,6
Plagioclásio	17,3	15,0	12,1	4,8	<0,1	-	2,0	5,4	-	5,2	-	1,2	-	-	-
Hornblenda	11,8	14,8	14,3	2,4	8,2	6,1	6,7	8,5	8,5	7,2	8,3	11,1	8,4	4,6	-
Biotita	-	-	-	2,4	2,9	0,4	-	0,3	0,8	-	0,1	-	0,1	-	3,2
Piroxênio ²	-	-	-	-	-	-	-	TR	-	-	-	-	-	-	-
Opacos	0,3	1,0	0,4	0,5	1,4	1,5	TR	0,1	0,6	0,1	0,2	0,1	0,7	0,1	0,1
Titanita	0,2	-	0,2	TR	TR	TR	-	TR	-	-	0,1	-	-	0,1	-
Apatita	-	-	0,1	0,1	TR	TR	-	TR	-	-	TR	-	-	TR	-
Acessórios	<0,1	TR	TR	<0,1	TR	TR	<0,1	0,1	0,1	TR	<0,1	0,3	<0,1	0,1	<0,1
Opacos *	TR	<0,1	TR	<0,1	TR	2,5	<0,1	TR	TR	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	9,4	-
Félsicos	87,1	83,9	84,8	94,3	87,4	88,9	93,1	90,8	89,9	92,6	91,0	88,2	90,6	85,5	96,5
Máficos	12,3	15,8	15,0	5,4	12,5	10,5	6,7	9,0	10,0	7,3	8,7	11,5	9,2	14,3	3,3
A + P	59,3	57,3	55,6	64,7	43,8	61,7	56,2	68,0	45,9	65,8	51,1	47,1	56,2	46,0	50,9
A 100%															
Microclínio	48,2	50,4	51,2	63,5	50,1	69,4	58,2	68,9	51,0	65,4	56,1	52,0	62,0	53,8	52,7
Quartzo	31,9	31,7	34,4	31,3	49,8	30,5	39,6	25,1	48,9	28,9	43,8	46,5	37,9	46,1	47,2
Plagioclásio	19,8	17,8	14,2	5,09	<0,1	-	2,14	5,94	-	5,61	-	1,36	-	-	-

Abreviações: L-leuco; Mc-microclínio; G-granito; H-hornblenda; B-biotita; S-sienogranito; MA-mobilizado aplítico; *-oriundos da hornblenda.

Observação: todas amostras possuem em suas siglas o prefixo AC. ¹ 2000 pontos por amostra; ² Clinopiroxênio.

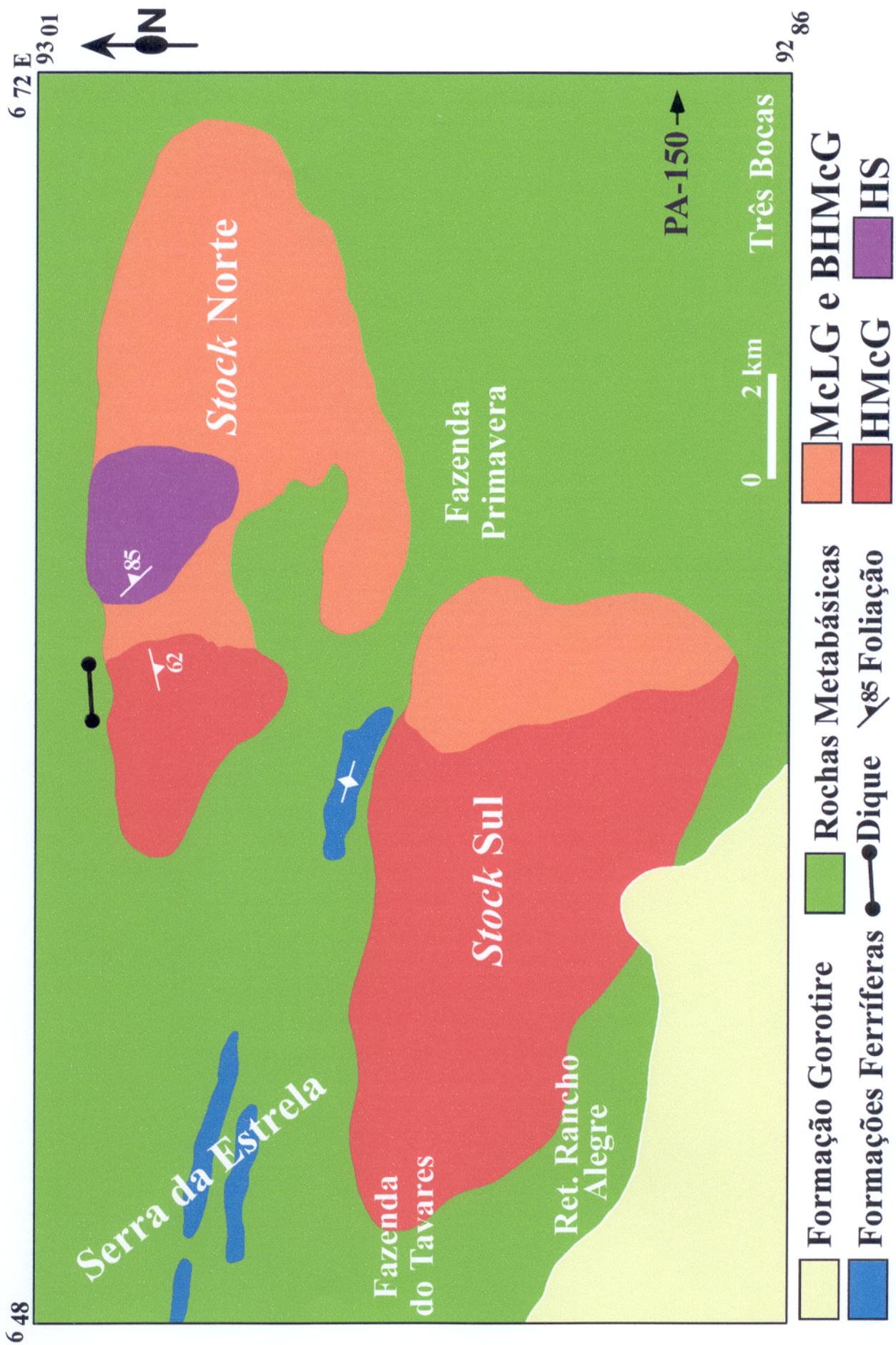


Figura 16- Mapa geológico local e esboço preliminar da distribuição de fácies do GSR. Abreviações das fácies como no texto (página 42).

É importante ressaltar que o plagioclásio não ocorre nos McLG, assim como em cinco amostras de HMcG. Em outras cinco amostras de HMcG e em duas de BHMCG, o plagioclásio atinge no máximo 5,4 %. Outro ponto relevante diz respeito à ausência da hornblenda na fácies McLG, e da biotita na fácies HS e em quatro amostras da fácies HMcG (Tabela 2).

Os dados obtidos a partir das análises modais (Tabela 2), quando lançados no diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976; Figura 17), fornecem dois grupos principais de rochas: os álcali-feldspato-granitos e os sienogranitos. Segundo a nomenclatura de Tuttle & Bowen (1958), todos eles são granitos subsolvus, caracterizando-se pela presença de duas fases feldspáticas (plagioclásio e microclínio pertítico) bem individualizadas, exceto as rochas da fácies McLG e algumas amostras da fácies HMcG, que seriam classificadas como granitos hipersolvus. As amostras das quatro fácies exibem ligeira dispersão devido às suas variações nas razões A/P e Q/A.

Os dois grupos principais tendem a se separar no diagrama Q-(A+P)-M (Streckeisen 1976; Figura 17), apesar da proximidade entre uma amostra de BHMCG. Os conteúdos médios (ponderados) de máficos dos microclínio-granitos (McLG, HMcG e BHMCG) e sienogranitos (HS) são de 9,01 % e de 14,4 %, respectivamente, mostrando que os últimos são comparativamente enriquecidos em máficos. Isto, juntamente com os teores modais médios mais elevados de quartzo dos primeiros, tende a separá-los neste diagrama.

4.3.1-Hornblenda-microclínio-granito (HMcG)

Esta fácies é predominante no GSR, concentrando-se, principalmente, na porção oeste do *stock* sul, estendendo-se até próximo do seu extremo leste, além da ocorrência no extremo oeste do *stock* norte (Figura 16).

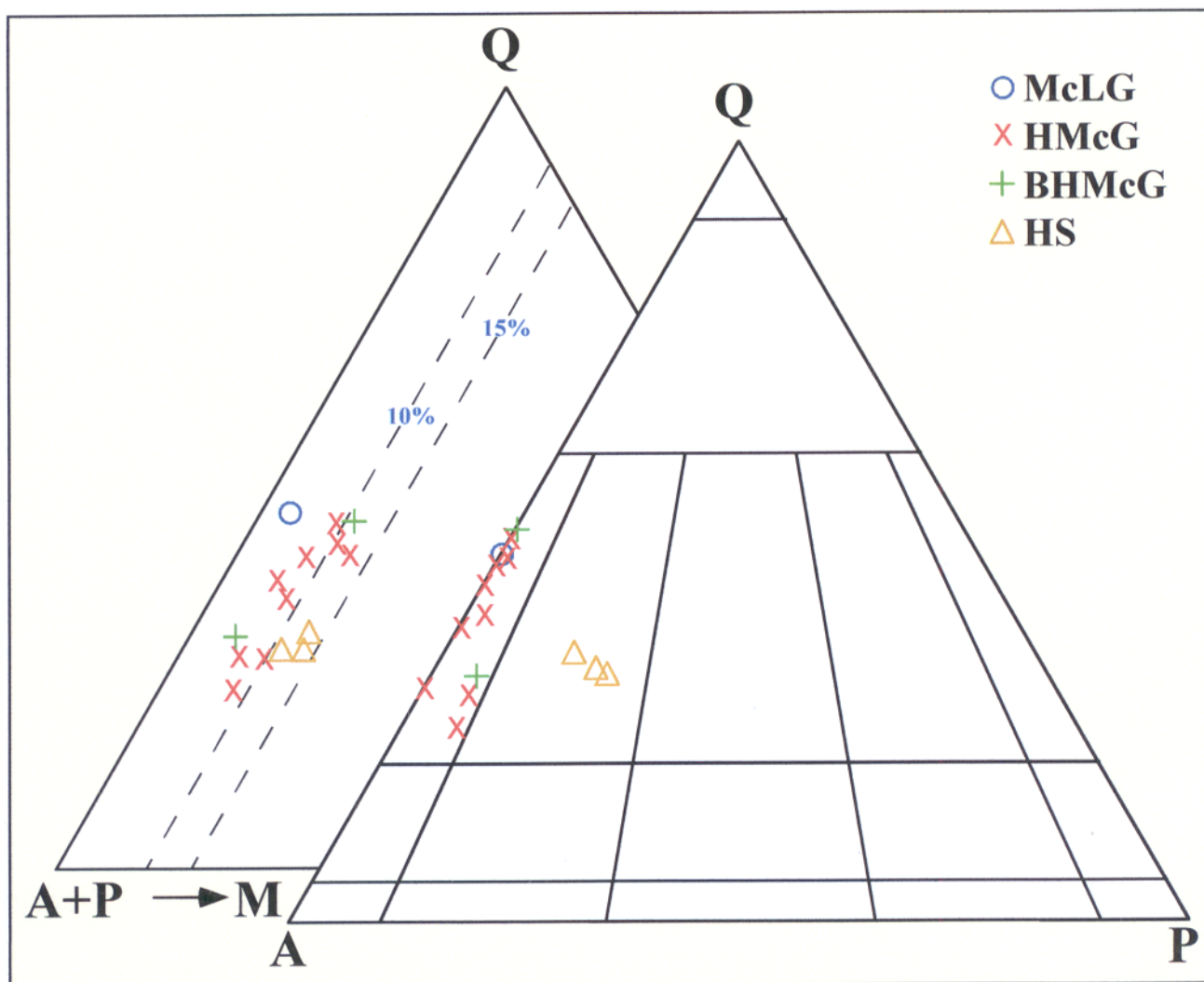


Figura 17- Diagramas modais Q-A-P- e Q-(A+P)-M (Streckeisen 1976) para as diversas fácies do GSR. Abreviaturas como no texto (página 42).

As rochas desta fácies possuem coloração cinza esbranquiçada ou rosa acinzentada claro, mas, muito localmente (amostra AC-47a), as rochas ganham tonalidades de cinza médio. As rochas desta fácies podem apresentar estrutura maciça e isotrópica ou fraca foliação marcada pelo alongamento dos cristais de quartzo segundo uma direção preferencial. Um aspecto marcante diz respeito à textura granofírica (Figura 18A) mostrada pelas amostras AC-23a e AC-47a, que difere da textura granular hipidiomórfica (Figura 18B) apresentada pelas outras rochas. Ressalta-se, ainda, que a textura granofírica pode ocorrer de forma localizada em outras amostras desta fácies.

Microclínio: forma cristais inequigranulares, de granulação predominantemente fina a média, como também fenocristais. Os cristais de microclínio são subédricos a euédricos, apresentando contatos retilíneos a levemente curvos entre si e entre os cristais de quartzo (Figura 18B). Contatos interlobados podem ser vistos entre feldspato potássico e os demais minerais. Seus cristais exibem maclamento do tipo xadrez difuso e extinção leve a moderadamente ondulante. Por vezes, mostram, também, exsolução de grande quantidade de lamelas de albita e caráter mesopertítico. A textura *chess-board* (Figura 18C), gerada pela albitização, é comum nas rochas desta fácies. Localmente observa-se textura poiquilítica, que tem o microclínio como hospedeiro. A principal alteração é a albitização do microclínio, porém a argilização também é bastante frequente.

Quartzo: cristais inequigranulares de granulação média a localmente grossa, anédricos a subédricos, com contatos predominantemente interlobados entre si, exceto entre os seus neoblastos que tendem a ser retilíneos, e com os outros minerais (Figura 18D). Por vezes são observadas feições simplectíticas desenhadas por cristais finos de quartzo que se encontram circundados por finos cristais de hornblenda e opacos.

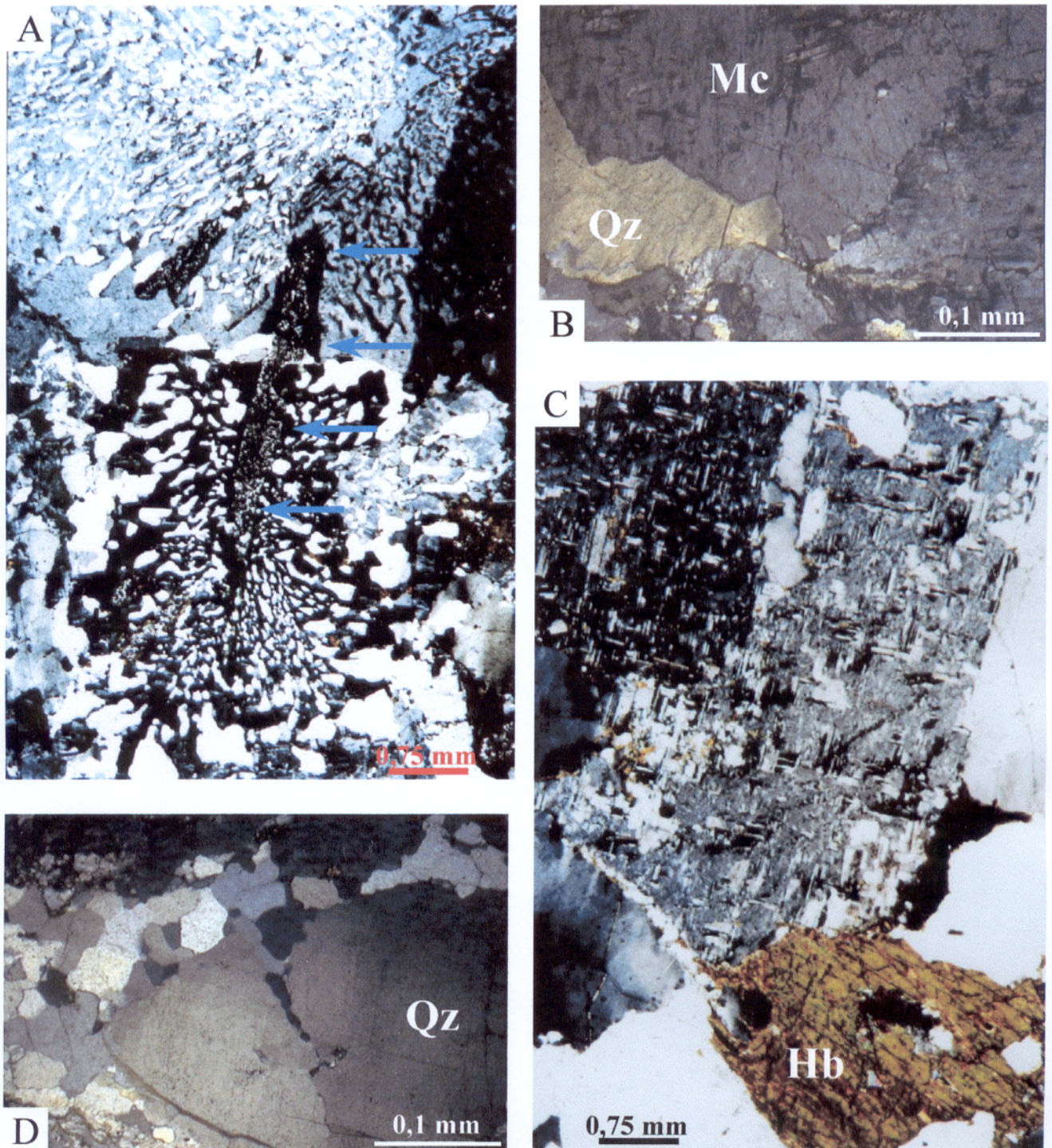


Figura 18- A) Textura granofírica, predominante em algumas rochas, as setas azuis mostram cristal de anfibólio com aspecto em peneira associado à textura granofírica; NX, amostra AC-47a. B) Fotomicrografia mostrando os contatos retilíneos a levemente curvos entre Mc/Mc e Mc/Qz, NX, amostra AC-24. C) Fotomicrografia de um cristal de microclínio parcialmente substituído por albita *chess-board*, comum nesta fácies; NX, amostra AC-48. D) Fotomicrografia mostrando cristais de quartzo com contornos irregulares a regulares e contatos interlobados, exceto entre os neoblastos que tendem a ser retilíneos; NX, amostra AC-27.

Plagioclásio: os cristais são inequigranulares, de granulação fina a média, ora grossa, subédricos a euédricos, com formas predominantemente tabulares. Têm contatos retilíneos a levemente curvos entre si e com o quartzo, e interlobados com os demais minerais (Figura 19A). Os cristais de plagioclásio podem exibir extinção ondulante moderada a fraca. Comumente são observadas inclusões de plagioclásio no microclínio, as quais podem exibir moderada deformação. Zoneamento não é comumente observado nas rochas do GSR possivelmente devido à alteração intensa. Localmente ocorre *patchy zoning*. A alteração para sericita é fraca a moderada.

Hornblenda: desenvolve cristais inequigranulares de granulação média a grossa, localmente fina, subédricos a euédricos. Possui contatos algo retilíneos entre si e biotita e opacos, quando presentes. O pleocroísmo deste anfibólio é moderado e definido por tonalidades de verde claro, castanho pálido e castanho (x), verde (y) e verde oliva a verde azulado (z). Por vezes, a hornblenda se mostra parcialmente corroída nas partes mais internas dos cristais. Apenas um colar de anfibólio verde azulado, possivelmente secundário, é preservado. Nos núcleos corroídos podem estar presentes cristais muito finos de opacos e/ou feldspato e/ou quartzo em um arranjo que lembra textura em peneira (Figuras 19B-C). Estas feições de corrosão do anfibólio são muito comuns nas rochas em que a textura granofírica é predominante (Figura 18A). Muito raramente o piroxênio ocorre associado (Figura 19D). Localmente, observam-se inclusões de opacos e zircões, e menos comumente de titanita. Por vezes, em rochas foliadas, desenvolvem-se simplectitos constituídos por titanita (?) com aspecto vermicular em meio a uma massa de albita (?), entre cristais de hornblenda e cristais de feldspatos e quartzo. Há também alteração incipiente dos anfibólios para biotita, stilpnomelano e titanita.

Biotita: os cristais de biotita são no geral finos a médios, com pleocroísmo moderado definido pelos tons de castanho ($x=y$) e marrom ou verde (z). Agregados de cristais finos de biotita podem estar associados à hornblenda. Nas rochas com textura granofírica predominante os agregados de biotita podem mostrar disposições semelhantes às da hornblenda. Há inclusões de hornblenda em alguns cristais de biotita. Apatita, opacos e zircão se associam em geral à biotita, podendo ocorrer sob a forma de inclusões.

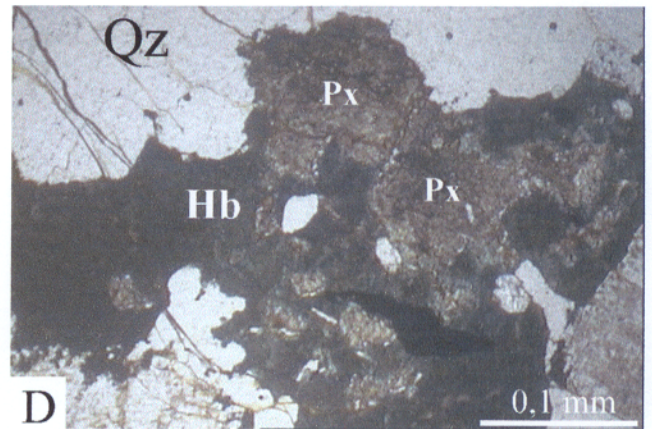
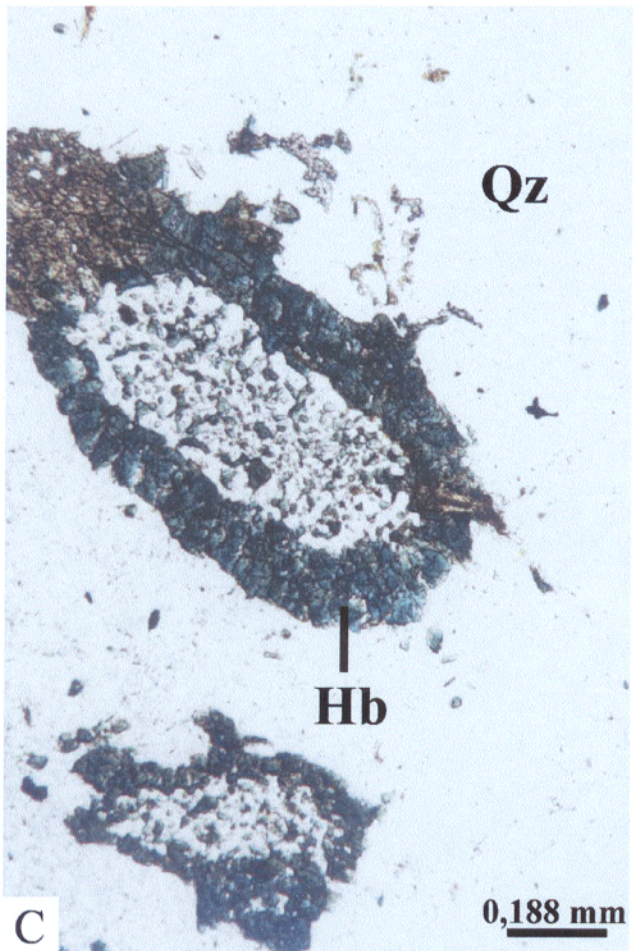
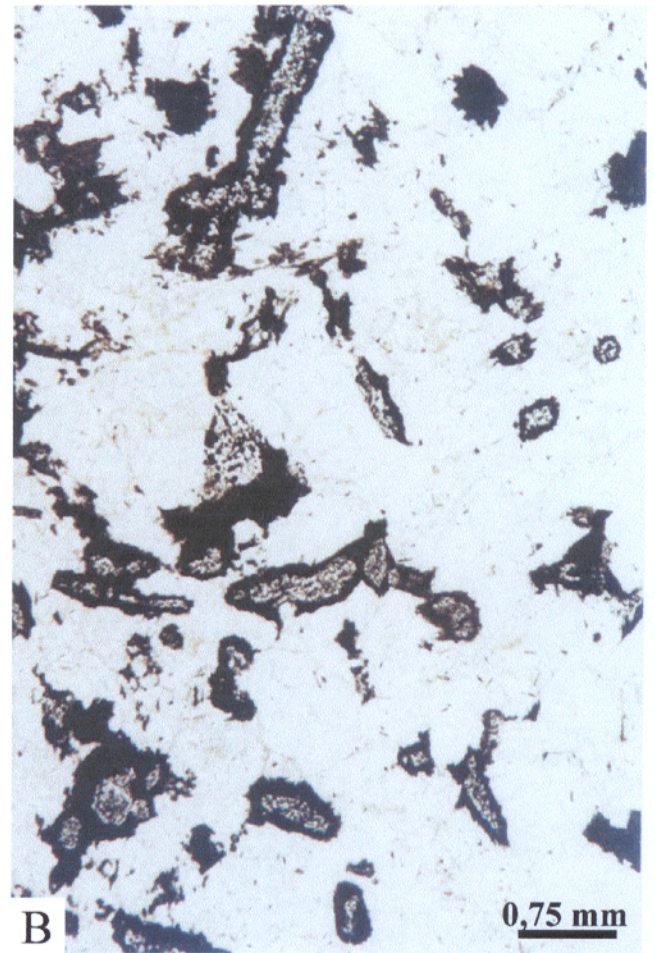
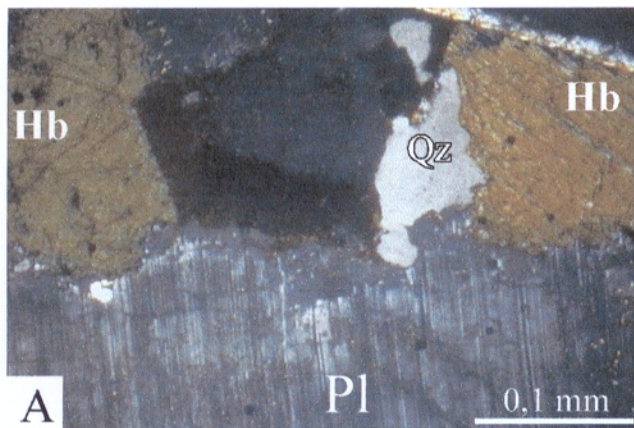


Figura 19- **A)** Fotomicrografia exibindo os contornos irregulares do plagioclásio (Pl), além de seus contatos retilíneos a levemente curvos com a hornblenda (Hb) e o quartzo (Qz), que por vezes é interlobado; NX, amostra AC-26. **B)** Feição típica da hornblenda em rochas onde predomina a textura granofírica; N//, amostra AC-47a. **C)** Detalhe da 19B. **D)** Mostra raros cristais de piroxênio, que encontra-se associado à hornblenda; N//, amostra AC-26.

Acessórios: em geral, os minerais acessórios primários (opacos, zircão, titanita, apatita, alanita e, raramente, piroxênio) associam-se aos máficos, principalmente à hornblenda. Os opacos, principal acessório, são finos, subédricos a euédricos, quadráticos a retangulares, associando-se a apatita e zircão, ora com coroas de titanita e inclusões de apatita e/ou zircão. O zircão é fino, ora médio (<1,5 mm), euédrico, prismático, pouco metamictizado. Os cristais de titanita são muito finos, anédricos a subédricos. Já os da apatita são finos, subédricos, hexagonais ou prismáticos. A alanita é fina, prismática, euédrica, acastanhada, bastante metamictizada. O piroxênio é médio, subédrico, tabular, levemente marronzado, e associa-se à hornblenda (Figura 19D).

4.3.2-Microclínio-leucogranito (McLG)

Esta fácies é representada por apenas uma amostra de coloração rosa acinzentada, que se localiza na porção nordeste do *stock* sul (Figura 16) e que se distingue por apresentar estrutura isotrópica, textura granular hipidiomórfica e granulação média. A biotita é o principal mineral máfico presente nesta variedade petrográfica.

Microclínio: forma cristais inequigranulares de granulação geralmente média (1-4,5 mm), porém com cristais grossos (até 6,5 mm). As demais feições e texturas são muito próximas daquelas descritas nos HMcG. Localmente são vistos cristais de fluorita como produto de alteração, inclusões de quartzo, e feições de albitização.

Quartzo: seus cristais são inequigranulares, de granulação média a fina (< 4 mm) e subédricos. Os seus contatos com os demais minerais são semelhantes àqueles descritos na fácies HMcG e sua extinção é moderadamente ondulante. Localmente observam-se grãos muito finos agrupados, circundados por biotita e stilpnomelano.

Biotita: apresenta-se em lamelas muito finas, com pleocroísmo castanho esverdeado ($x=y$) e verde (z). Ocorrem como agregados, exibindo feições semelhantes àquelas da hornblenda das rochas com textura granofírica. Por vezes apatita, opacos e zircão se associam à biotita.

Acessórios: novamente os opacos são os principais minerais acessórios, sendo seguidos de zircão e epidoto. Em geral, não apresentam texturas particulares. Estes minerais muito comumente se associam à biotita.

4.3.3.-Biotita-hornblenda-microclínio-granito (BHMCG)

Representada por duas amostras, sendo que uma, de coloração rosa acinzentada, ocorre no centro oeste do *stock* norte e outra, de coloração cinza rosada, na porção nordeste do *stock* sul (Figura 16). Apenas uma amostra (AC-46) exhibe uma fraca orientação preferencial, marcada pelos cristais alongados de quartzo. Além disso, esta mesma amostra exhibe textura granofírica.

Microclínio: desenvolve cristais inequigranulares de granulação média (2-4,5 mm) a grossa (7,2 mm), subédricos a euédricos. Os demais aspectos texturais são semelhantes aos da fácies HMcG. Localmente o microclínio apresenta inclusões de quartzo, plagioclásio, zircão e biotita. A principal alteração é a albitização do microclínio.

Quartzo: seus cristais são inequigranulares de granulação média (1-4 mm) a grossa, subédricos, possuindo contornos irregulares e contatos reentrantes com os demais minerais. Em geral, o quartzo mostra extinção ondulante forte. Localmente se apresenta intercrescido com microclínio, o que dá origem a texturas granofíricas.

Plagioclásio: forma cristais inequigranulares de granulação média, subédricos, predominantemente tabulares. O plagioclásio apresenta contornos regulares, com contatos algo retilíneos a levemente reentrantes. Seus cristais exibem extinção ondulante leve a moderada. O principal produto de alteração é a sericita-muscovita.

Hornblenda: seus cristais, inequigranulares de granulação fina a média (até 2 mm), anédricos a subédricos, apresentam contornos regulares a irregulares e contatos reentrantes com os demais minerais, bem como pleocroísmo verde acastanhado (x) a verde escuro (z), com algumas manchas de cor verde oliva. Na amostra AC-46, em que a textura granofírica está presente, a hornblenda forma agregados com a biotita. Localmente estes anfibólios mostram forma esqueletal, além de apresentarem inclusões de apatita. A alteração, quando presente, se manifesta pela formação de opacos, biotita e epidoto.

Biotita: exhibe granulação fina (até 1,2 mm) e pleocroísmo forte marcado pelas tonalidades de castanho (x=y) a verde escuro (z). A biotita freqüentemente se encontra associada a hornblenda, zircão e epidoto. Inclusões de opacos, titanita, apatita e zircão são comuns. Ao longo dos seus planos de clivagem pode mostrar alteração para opacos.

Opacos: seus cristais são finos (até 2 mm), subédricos a euédricos, com seções prismáticas ou tabulares alongadas, geralmente associados à biotita, hornblenda, epidoto e zircão sob a forma

de agregados. Os opacos podem exibir coroas de titanita e inclusão de zircão.

Demais acessórios: são representados por zircão, titanita, apatita, alanita e epidoto.

4.3.4-Hornblenda-sienogranito (HS)

Esta fácies se localiza na porção centro-norte do *stock* norte (Figura 16) e suas rochas têm coloração cinza esbranquiçada ou rosada. Esta fácies é fortemente foliada, marcada pela forte orientação preferencial da hornblenda e do quartzo, exceto na amostra AC-38a.

Microclínio: forma cristais inequigranulares de granulação média, por vezes grossa ou fina, subédricos e subordinadamente euédricos. Normalmente em seus interstícios ocorrem neoblastos de quartzo e/ou microclínio. É marcante a presença de microfraturas em porfiroclastos de feldspatos, preenchidas por quartzo + microclínio + anfibólio ± titanita ± opacos ± epidoto (Figura 14C). O microclínio pode abrigar inclusões euédricas de hornblenda e plagioclásio. As demais características são comparáveis àquelas descritas para o feldspato potássico da fácies HMcG.

Quartzo: apresenta-se em cristais de granulação fina, anédricos a subédricos, com contatos curvos entre si e algo retilíneos quando em contato com a hornblenda e com feldspatos. Pode exibir extinção ondulante moderada a forte e, localmente, estrutura manto/núcleo.

Plagioclásio: sua granulação é média a fina, localmente grossa, e seus cristais subédricos a euédricos. Ora o plagioclásio mostra extinção ondulante moderada ou mesmo curvamento de maclas e formas algo arredondadas. A alteração é moderada a fraca, manifestando-se pela presença de sericita/muscovita, argilo-minerais e epidoto.

Hornblenda: seus cristais são inequigranulares de granulação fina a média, subédricos a euédricos, e mostram contatos algo retilíneos. O pleocroísmo é forte, evidenciado pelas tonalidades de verde acastanhado (x), verde (y) e verde azulado (z). Normalmente a hornblenda é substituída por biotita, podendo a biotita secundária perfazer até 5 % da rocha. Localmente a hornblenda engloba inclusões de opacos, titanita e zircão. Raramente ocorrem simplectitos de titanita e albita (?) entre a hornblenda e o plagioclásio. Ao lado destes simplectitos os anfibólios mostram pequenos embaixamentos, muito provavelmente relacionados à corrosão dos anfibólios.

Acessórios: são representados por opacos, zircão, titanita e apatita. Os opacos predominam sobre os demais minerais acessórios e se distinguem por apresentar formas subédricas

a euédricas, e por vezes, coroas de titanita.

4.3.5-Mobilizados Aplíticos (MA)

Os mobilizados aplíticos se encontram na porção noroeste do *stock* sul (Figura 16), sob a forma de veios de espessura decimétrica (Figura 20A). Eles apresentam fenocristais de plagioclásio e, em menor quantidade, de quartzo, cujas dimensões variam de 1,2 a 4 mm, imersos em uma matriz fina (Figura 20B). Esta matriz é composta de quartzo, microclínio, plagioclásio, hornblenda e opacos. Localmente, estes aplitos são cortados por microvênulas preenchidas por hornblenda e, de modo subordinado, por clorita, óxidos de ferro, stilpnomelano, quartzo, plagioclásio e microclínio (Figura 20C). Próximo às microvênulas ocorrem intercrescimentos granofíricos (Figura 20C).

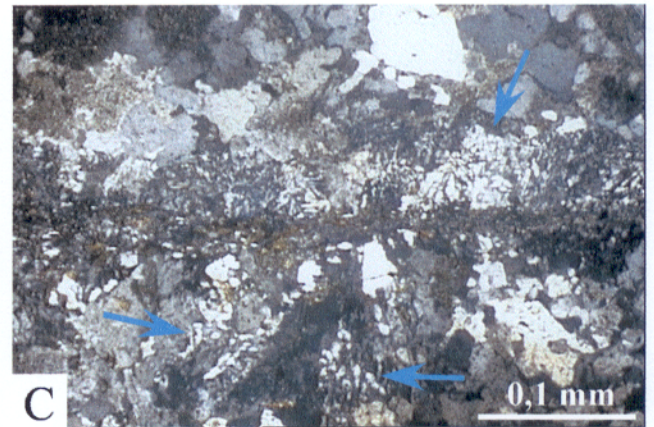
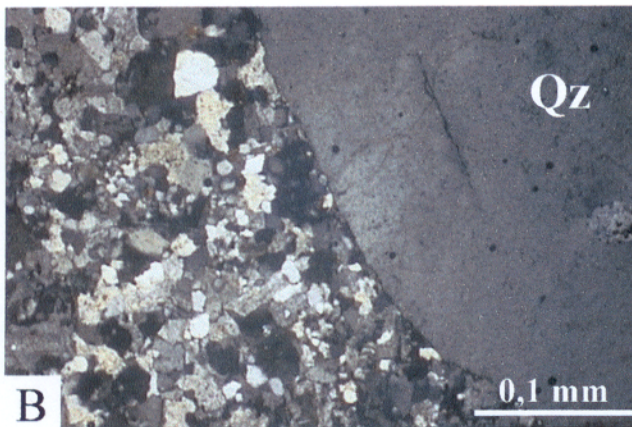
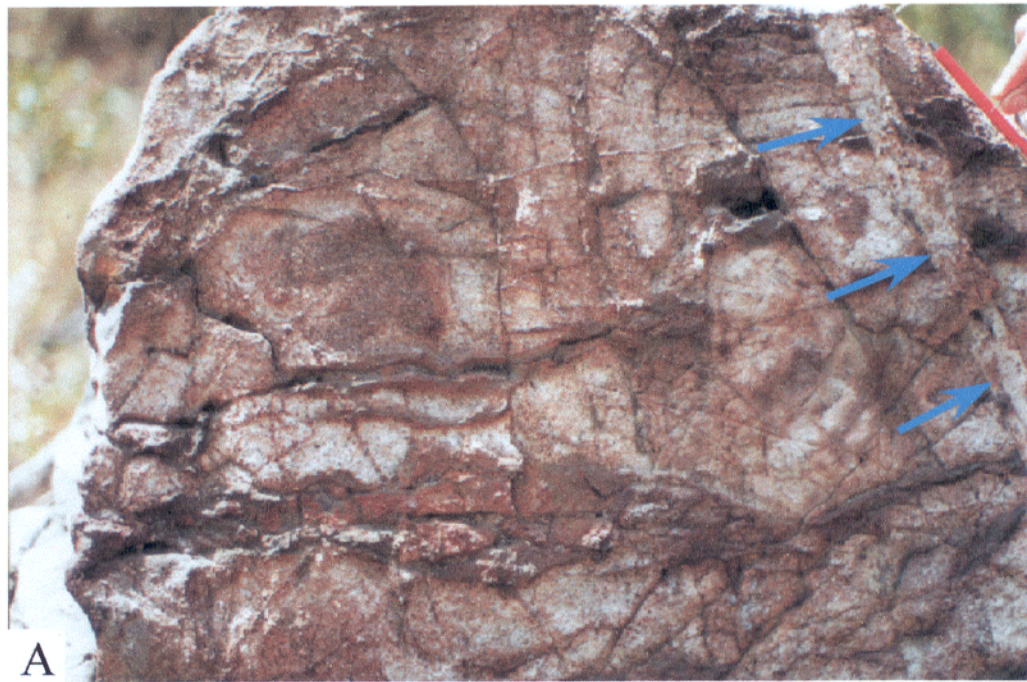


Figura 20- **A)** Matação do GSR com veio de mobilizado aplítico, apontado pelas setas; amostra AC-23b. **B)** Fotomicrografia de fenocristal de quartzo imerso em matriz fina composta de quartzo + microclínio + plagioclásio + hornblenda + opacos; NX, amostra AC-23b. **C)** Fotomicrografia, destacando microvênula preenchida por hornblenda e, de forma subordinada, clorita, óxido de ferro, stilpnomelano, quartzo, plagioclásio e microclínio, as setas mostram locais onde ocorrem intercrescimentos granofíricos; NX, amostra AC-23b.

4.4-GEOQUÍMICA

4.4.1-Introdução

Foram selecionadas, com base na petrografia e na distribuição espacial, 14 amostras do Granito Serra do Rabo (GSR) para análise em rocha total de elementos maiores, menores e traços. As análises foram realizadas nos laboratórios da Lakefield Geosol Ltda. As análises de FeO foram feitas no Laboratório de Análises Químicas do CG/UFPA. Os métodos analíticos utilizados são detalhados no subitem 1.6.4. Os resultados das análises químicas de rocha total das diversas fácies do GSR estão listadas na Tabela 3. O comportamento destes elementos pode ser observado nos diagramas de Harker (Figura 21).

4.4.2-Elementos maiores e menores

O GSR possui teores moderados de SiO_2 , com quantidades médias variando de 68,77 % (HS) a 72,45 % (BHMCG), porém na fácies McLG alcança 79,6 %. O conteúdo de TiO_2 é moderado (<0,81 %), oscilando em torno de 0,4 % na maioria das amostras. As fácies mais pobres em sílica possuem os mais altos teores de TiO_2 . Nas rochas da fácies McLG o conteúdo de TiO_2 é de 0,11 %. Em geral, os conteúdos de Al_2O_3 são menores nas rochas mais ricas em sílica, sendo, em geral, baixos e compreendidos entre 10,1 % (McLG) e 13,1 % (HS).

A quantidade de Fe_2O_3 varia de 0,89 % (McLG) a 2,79 % (HS), sendo que a maioria das amostras têm teores próximos de 2 %, e ele comporta-se como o Al_2O_3 . O teor de FeO está compreendido entre 0,55 % (McLG) e 4,98 % (HS), exibindo comportamento análogo ao do Fe_2O_3 ; boa parte das amostras oscila entre 3,5 % e 4,5 %. Os teores de MgO são baixos, situando-se abaixo do limite de detecção em duas amostras, e compreendidas entre <0,1 % (McLG) e 0,68 % (HS), também tendendo a seguir o comportamento do Fe_2O_3 e do FeO. Os teores de CaO são próximos de 2 %, contudo podem ser vistos valores menores na fácies McLG (0,44 %) e teores algo mais elevados na fácies HS (2,7 %), caracterizando um *trend* semelhante aos de ferro e magnésio. O MnO e o P_2O_5 comportam-se semelhantemente a FeO e CaO, contudo o maior valor do primeiro ocorre na fácies HMcG com 0,14 %, já o do segundo na fácies HS com 0,2 %.

Tabela 3- Composições químicas das diversas fácies do Granito Serra do Rabo.

	HS		BHMCG					HMcG					McLG	
	AC-35b	AC-36b	AC-38a	AC-41	AC-46	AC-43	AC-24	AC-26	AC-32	AC-30	AC-48b	AC-23a	AC-47a	AC-47b
SiO ₂	68,1	68,1	70,1	71,6	73,3	68,3	69,9	70,1	70,9	71,1	71,7	71,8	72,2	79,6
TiO ₂	0,8	0,78	0,67	0,45	0,36	0,76	0,46	0,43	0,36	0,37	0,36	0,31	0,32	0,11
Al ₂ O ₃	12,6	13,1	12,9	12,1	11,1	12,3	11,8	12,6	11,6	12,3	11,4	11,2	12,1	10,1
Fe ₂ O ₃	1,67	2,79	2,41	2,30	1,69	2,70	1,93	2,00	1,83	2,12	2,38	1,89	1,89	0,89
FeO	4,98	3,61	3,23	2,97	3,16	3,78	4,92	4,41	4,2	3,85	3,62	4,42	2,89	0,55
MgO	0,68	0,64	0,52	0,43	0,27	0,65	0,15	0,25	0,11	0,11	0,12	0,13	<0,1	<0,10
CaO	2,7	2,5	2,2	1,4	0,96	2,2	1,7	2	1,5	1,6	1,6	1,3	1,2	0,44
MnO	0,09	0,08	0,07	0,08	0,04	0,14	0,06	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,03
Na ₂ O	3,6	3,7	3,3	3,4	2,4	3,7	3,4	3,6	3,2	3,4	3,5	3,2	3,3	2,9
K ₂ O	3,3	3,6	3,9	4,3	4,7	3,6	4,3	4,2	4,4	4,2	4,1	4,2	5	4,4
P ₂ O ₅	0,21	0,2	0,14	0,076	0,037	0,17	0,069	0,056	0,03	0,042	0,026	0,029	0,015	<0,01
PF	0,19	0,37	0,42	0,17	0,46	0,1	0,2	0,11	0,12	0,29	0,19	<0,01	0,26	0,28
TOTAL	98,92	99,47	99,86	99,28	98,48	98,40	98,89	99,85	98,34	99,46	99,07	98,56	99,25	99,30
Rb	53	79	75	72	53	73	75	55	88	67	68	91	107	103
Sr	246	210	160	95	121	221	66	113	69	104	81	74	59	72
Ba	1574	1531	1341	1642	1913	1528	1743	2126	1514	2062	1826	1465	994	1226
Ga	29	26	28	23	30	25	24	28	27	29	27	26	27	23
Y	38	43	61	44	71	48	56	45	83	45	49	60	102	322
Zr	364	400	426	469	337	395	598	398	608	543	512	395	261	185
Nb	20	18	17	21	24	21	18	19	33	16	20	23	43	14
W	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	14	<10	<10	<10	<10	11
Sn	<5	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
U	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Th	<5	12	<5	<5	14	<5	9	<5	15	<5	<5	5	77	5
La	49,630	53,650	47,040	51,200	56,490	55,970	58,540	49,760	116,50	42,620	40,850	42,360	502,10	436,80
Ce	95,250	108,60	116,70	99,770	115,20	113,70	118,70	103,70	190,70	86,270	89,250	87,300	880,60	589,21
Nd	39,060	42,350	64,740	40,500	51,730	46,910	49,360	43,570	89,930	36,030	37,120	38,630	327,10	325,50
Sm	8,039	9,293	14,620	8,123	12,560	9,884	11,280	9,770	17,230	8,538	8,373	8,561	55,850	66,750
Eu	1,680	1,658	1,837	1,892	1,831	1,839	2,751	2,797	2,393	2,632	2,286	1,518	3,279	8,046
Gd	6,845	7,476	12,770	7,257	11,580	8,510	9,451	7,852	12,890	7,639	7,966	6,605	38,720	62,470
Dy	5,626	6,004	10,430	5,781	11,040	6,430	6,781	5,190	8,473	6,760	7,352	4,302	23,000	47,630
Ho	1,094	1,105	2,013	1,112	2,126	1,255	1,144	0,825	1,388	1,280	1,551	0,699	4,438	9,701
Er	2,925	2,912	4,916	2,878	5,907	3,208	2,746	1,889	3,343	3,508	4,038	1,646	10,270	22,380
Yb	2,479	2,197	3,633	2,363	5,158	2,440	1,879	1,195	2,066	2,946	3,995	1,009	7,998	16,380
Lu	0,372	0,327	0,523	0,365	0,788	0,367	0,277	0,177	0,289	0,454	0,623	0,147	1,275	2,189
(La/Yb) _n	13,513	16,483	8,740	14,625	7,392	15,483	21,029	28,106	38,062	9,765	6,902	28,337	42,374	17,999
(La/Sm) _n	3,902	3,649	2,034	3,984	2,843	3,579	3,280	3,219	4,274	3,155	3,084	3,127	5,682	4,136
(Dy/Yb) _n	1,475	1,776	1,865	1,590	1,391	1,712	2,345	2,822	2,665	1,491	1,196	2,770	1,868	1,889
Eu/Eu*	0,694	0,610	0,412	0,755	0,465	0,614	0,816	0,979	0,492	0,999	0,858	0,619	0,216	0,382
Rb/Sr	0,215	0,376	0,469	0,758	0,438	0,330	1,136	0,487	1,275	0,644	0,840	1,230	1,814	1,431
Sr/Ba	0,156	0,137	0,119	0,058	0,063	0,145	0,038	0,053	0,046	0,050	0,044	0,051	0,059	0,059
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,334	0,772	0,746	0,774	0,534	0,714	0,393	0,453	0,436	0,551	0,657	0,427	0,653	1,616
K ₂ O/Na ₂ O	0,917	0,973	1,182	1,265	1,958	0,973	1,265	1,167	1,375	1,235	1,171	1,313	1,515	1,517
Ga/Al	4,349	3,750	4,102	3,592	5,107	3,841	3,843	4,199	4,398	4,455	4,475	4,387	4,217	4,303

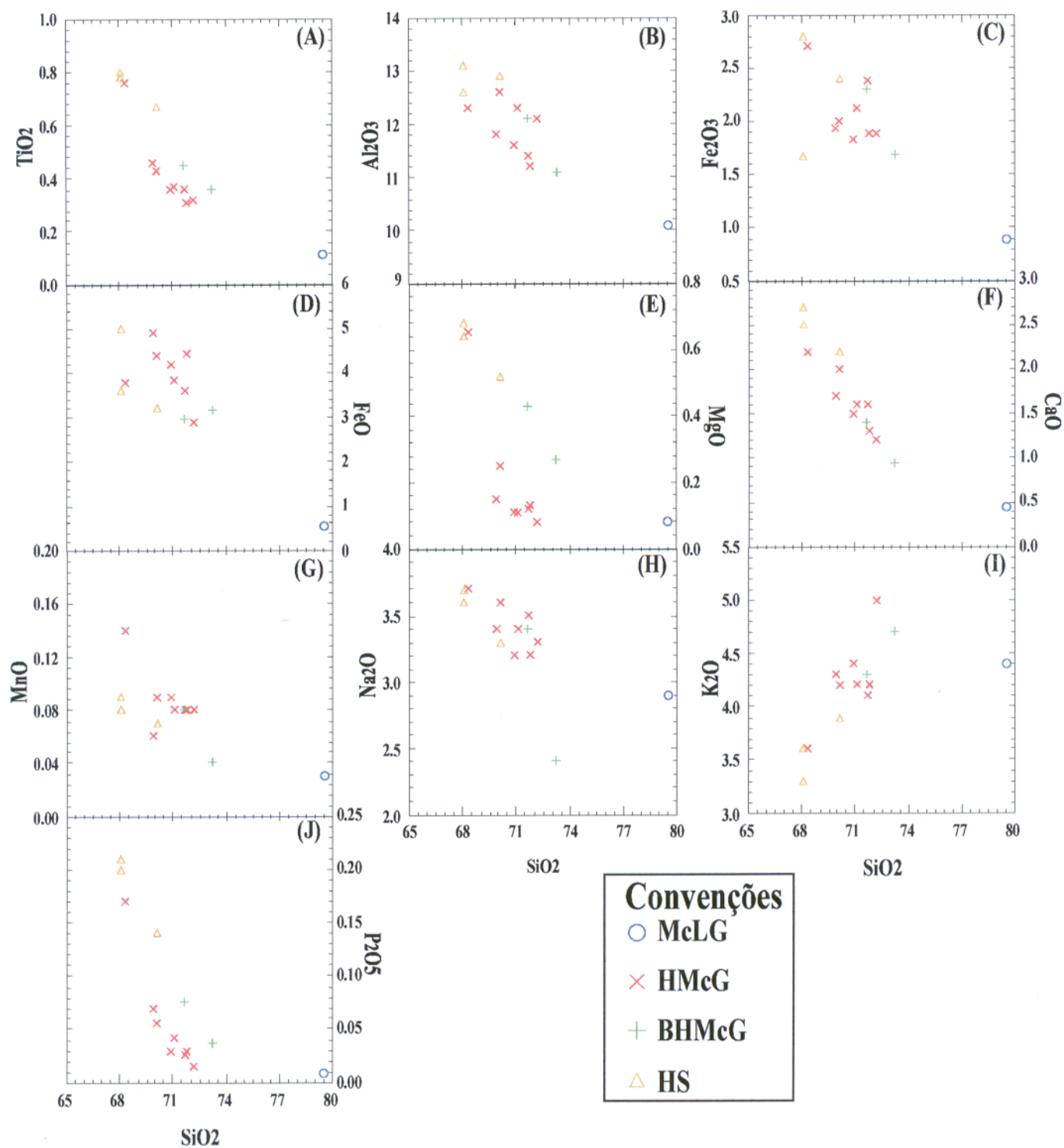


Figura 21- Diagramas de variação (Harker) para os óxidos dos elementos maiores e menores *versus* sílica, ambos em % em peso, para as diversas fácies do GSR.

As concentrações de Na_2O são moderadas e pouco variáveis encontrando-se entre 2,4 % (BHMCG) e 3,7 % (HS). Nota-se, porém, que a quantidade deste óxido diminui suavemente à medida que a sílica aumenta. No caso do K_2O , o processo é inverso ao do Na_2O , ou seja, o conteúdo de K_2O aumenta com o enriquecimento em sílica. A maior concentração (5 %) de K_2O é verificada em uma rocha da fácies HMcG ao passo que o menor teor (3,3 %) pertence a um hornblenda-sienogranito.

Além dos diagramas de Harker, vários outros diagramas binários foram gerados para poder se observar as relações entre o comportamento dos óxidos mencionados anteriormente e os conteúdos minerais modais do GSR (microclínio, quartzo, plagioclásio, etc), além do total de máficos e de félsicos (ver Tabela 2). Porém, somente alguns foram selecionados (Figura 22A-G) por apresentar correlações positiva ou negativa mais claras e fornecerem mais informações petrológicas sobre o GSR.

Dentre estes diagramas apenas dois exibem correlações negativas: 1) total de máficos *versus* SiO_2 (Figura 22A) e 2) total de máficos *versus* K_2O (Figura 22G), confirmando que com a evolução do GSR as rochas deste tornaram-se mais félsicas, empobrecendo-se, principalmente, em hornblenda, biotita e opacos, que constituem na maioria das fácies do GSR quase 100 % do total de máficos.

Por outro lado, TiO_2 , FeO^* e CaO (Figuras 22B, C, D, respectivamente) têm correlação positiva com o total de máficos, evidenciando que estes óxidos são consumidos durante a formação dos minerais que constituem os máficos, formados precocemente, com isto o magma se enriquece em constituintes félsicos, o que o torna mais evoluído, gerando, então, as fácies HMcG e McLG, principalmente. Plagioclásio *versus* CaO (Figura 22E) também apresentam correlação positiva, é outro diagrama que ratifica isto, já que o plagioclásio é um mineral que normalmente cristaliza precocemente.

Como já era de se esperar, pelo exposto acima, o diagrama total de félsicos *versus* K_2O (Figura 22F) apresenta correlação positiva, mostrando novamente que o magma gerador do GSR evoluiu simultaneamente com enriquecimento de K_2O e tornando-se mais félsico.

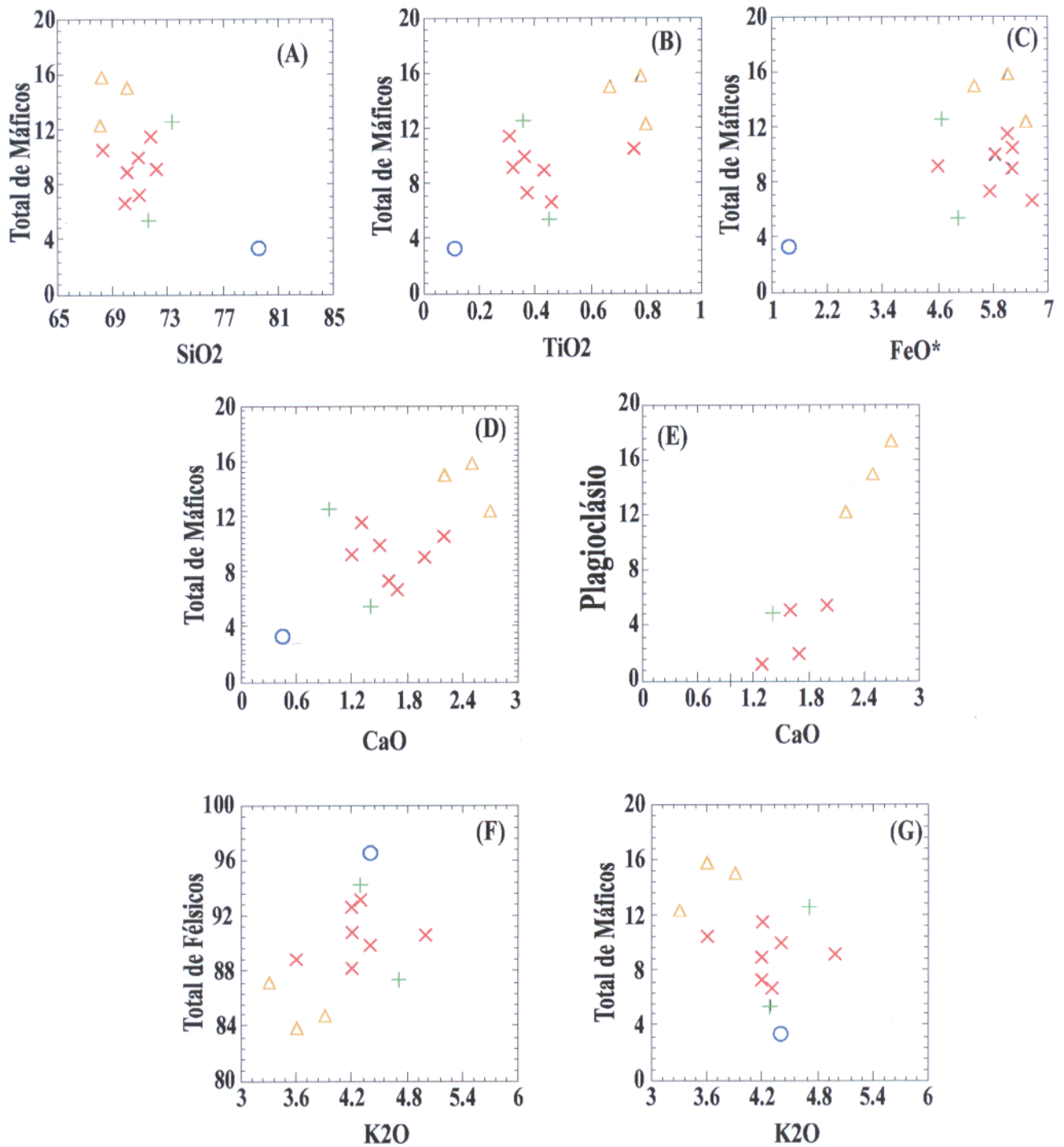


Figura 22- A) B) C) D) G) Diagramas binários entre óxidos (% em peso) e total de máficos (em % modal). E) Diagrama binário entre CaO (% em peso) e plagioclásio (em % modal). F) Diagrama binário entre K₂O (% em peso) e total de félsicos (em % modal). Simbologia conforme figura 21.

4.4.3-Elementos-traço

Dentre os elementos-traço analisados (Figura 23), cinco (Rb, Sr, Y, Nb e Ga) mostram clara relação com o aumento da sílica no granito. Rb, Y e Nb possuem correlação positiva com a sílica, sendo seus maiores valores, 103 ppm (McLG), 322 ppm (McLG) e 43 ppm (HMcG), enquanto que os menores são 53 ppm (HS e BHMCG), 38 ppm (HS) e 14 ppm (McLG), respectivamente. Os conteúdos de Rb encontram-se em torno de 70 ppm, ao passo que os de Y se situam em torno de 50 ppm e os de Nb próximos a 20 ppm.

O Sr e Ga apresentam correlação negativa com a sílica, de modo inverso àquele verificado para Rb, Y e Nb. Destas correlações negativas, a do Sr é mais acentuada. Os teores de Sr são relativamente bastante variáveis, estando o maior valor (246 ppm) em um HS, e o valor mínimo (59 ppm) em um HMcG. Os valores de Ga são algo elevados e menos variáveis (23-30 ppm).

As concentrações de Zr são bastante elevadas e relativamente pouco variáveis (337-608 ppm), exceto em uma amostra de HMcG (261 ppm) e uma amostra de McLG (185 ppm) em que este elemento se apresenta com teores menores.

No geral, os conteúdos de elementos terras raras (ETR) não exibem relação clara com o aumento ou diminuição do teor de sílica no GSR. Esta relação pode ser facilmente visualizada na Tabela 3. O GSR possui teores moderados de ETR (exceto Eu), exceto nas amostras AC-47a (HMcG) e AC-47b (McLG).

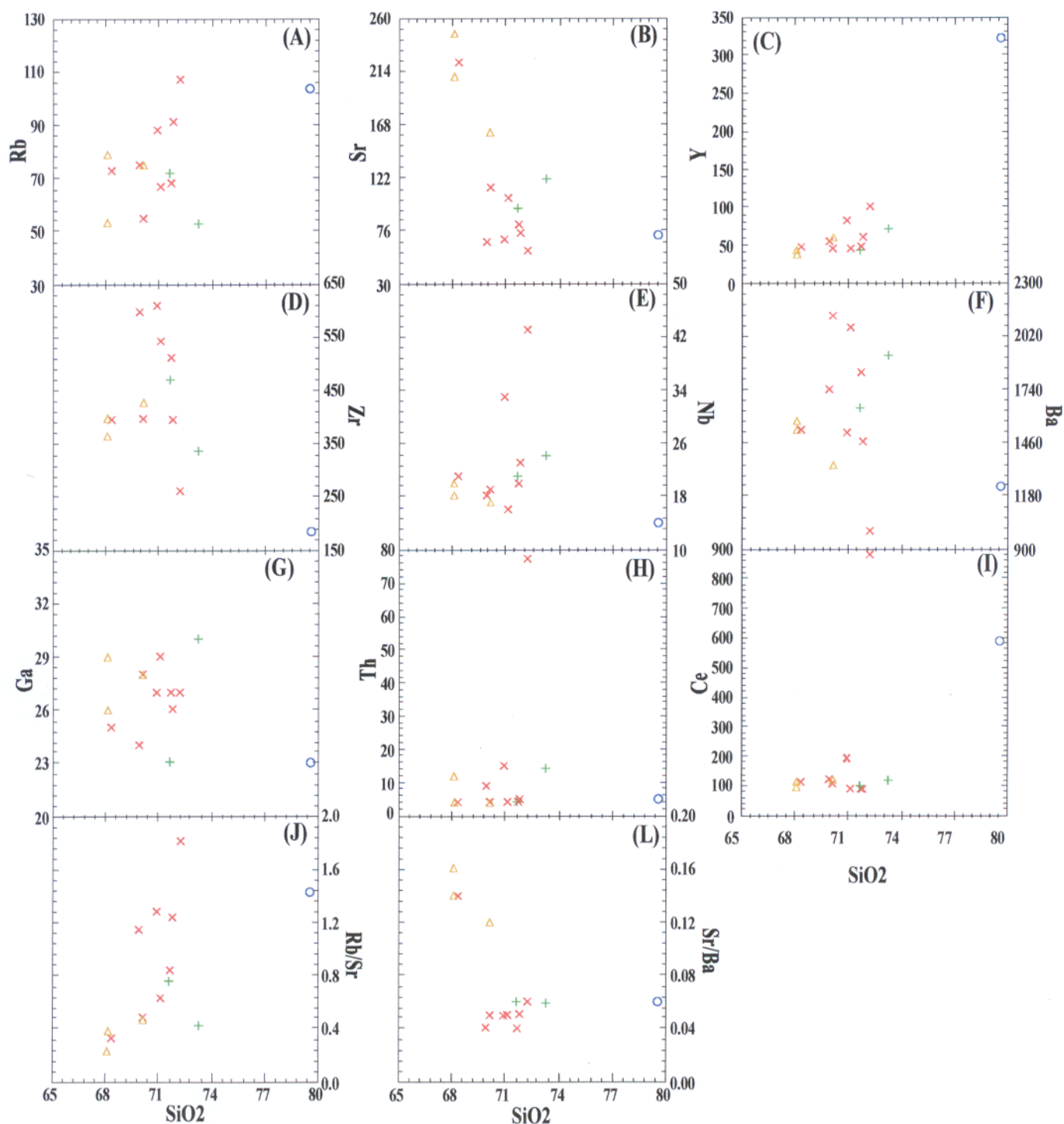


Figura 23- Diagramas de variação (Harker) para os elementos traços (ppm) *versus* sílica (% em peso), para as diversas fácies do GSR. Simbologia conforme figura 21.

As amostras AC-32 e AC-47a, pertencentes à fácies HMcG, e AC-47b representante da fácies McLG, destacam-se pelo alto teor de ETR que ora chega a ser dez vezes maior do que o menor valor encontrado. Destas três amostras, a AC-32 é a que tem a menor quantidade de ETR, porém, os conteúdos de ETR leves (ETRL) nesta amostra excetuando Sm e Eu, chegam a ser, aproximadamente, duas vezes (La=116,5 ppm; Ce=190,7 ppm; Nd=89,93 ppm) superiores aos das demais amostras do GSR. Por outro lado, Sm, Eu e os ETR pesados (ETRP) apresentam valores próximos, ora abaixo, aos das demais amostras do GSR. Os teores de La, Ce e Nd na amostra AC-47a são maiores (La=502,1 ppm; Ce=880,6 ppm; Nd=327,1 ppm) do que na AC-47b, ao passo que esta apresenta teores máximos em todos os outros ETR.

Entre os ETRL, é possível identificar uma correlação positiva de La e Eu com a sílica. Para La e Eu, respectivamente, os valores máximos e mínimos, nesta ordem, são 502,1 ppm (HMcG) e 40,85 ppm (HMcG), 8,046 ppm (McLG) e 1,518 ppm (HMcG).

Os dados dos ETR foram normalizados em relação ao condrito (Evensen et al. 1978). Os padrões de ETR do GSR mostram um enriquecimento em ETRL, além de anomalias negativas de Eu moderadas a forte. Esta anomalia é mais pronunciada nas amostras AC-47a e AC-47b que, como foi dito anteriormente, apresentam concentrações de ETR muito altas. Excetuando-se estas amostras, os padrões de ETR nas diversas fácies do GSR mostram inclinação acentuada nos ETRL e fraco fracionamento de ETRP. Dentro de uma mesma fácies, geralmente, observam-se variações nas anomalias negativas de Eu devido, provavelmente, a diferenças no grau de fracionamento de plagioclásio (Figuras 24A-H).

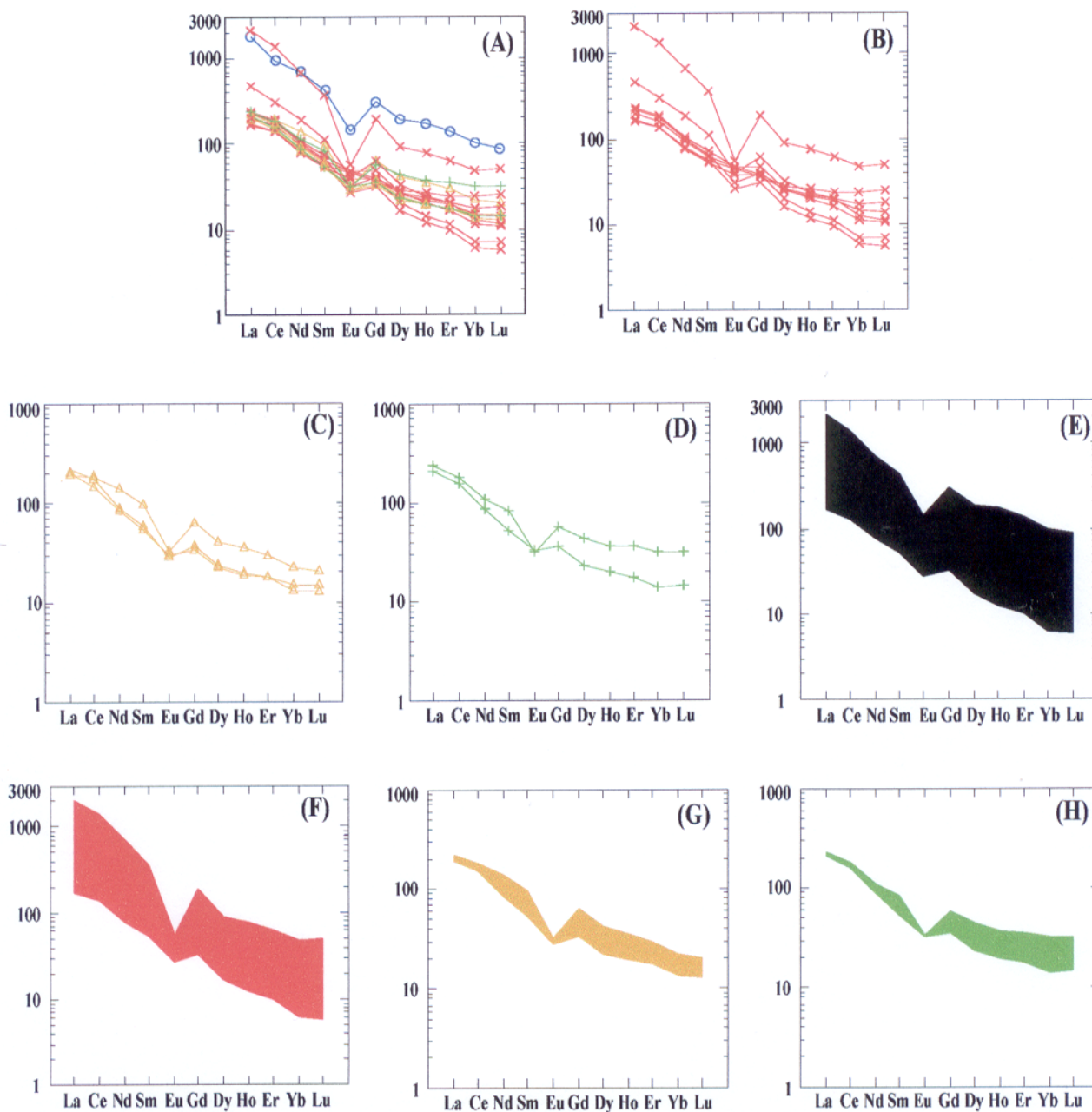


Figura 24- Padrões de elementos terras raras (ETR) normalizados em relação aos condritos de Evensen et al. (1978) das diversas fácies do GSR. E)F)G)H) Correspondem a outra forma de apresentação de A)B)C)D), respectivamente. Mesma simbologia da figura 21.

4.4.4-Diagramas discriminantes

A partir do diagrama binário A/CNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$)_{mol} *versus* A/NK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O)_{mol} de Maniar & Piccoli (1989, Figura 25A), baseado nos índices de Shand, foi possível definir um caráter metaluminoso para o GSR, exceto em uma amostra (AC-46) da fácies BHMCG que possui comportamento fracamente peraluminoso e que se situa próximo ao limite dos campos peraluminoso e metaluminoso. Com base no diagrama $A [Al-(K+Na+2Ca)]$ *versus* $B (Fe+Mg+Ti)$ de Debon & Le Fort (1983), ratifica-se o quimismo metaluminoso do GSR (Figura 25B). O caráter alcalino do GSR é confirmado no diagrama de Sylvester (1989, Figura 25C).

A disposição das amostras do GSR é bastante homogênea nos diagramas Rb *versus* $Y+Nb$, e Nb *versus* Y (Pearce et al. 1984) e sugere que o GSR tem assinatura geoquímica comparável àquela dos granitos de ambiente intraplaca (Figuras 26A, B, respectivamente). Entretanto, no diagrama Nb *versus* Y , a amostra da fácies McLG encontra-se no campo dos granitos de cadeias oceânicas devido ao seu excepcional conteúdo de Y .

Os dados químicos do GSR, quando lançados nos diagramas binários de Whalen et al. (1987), FeO^*/MgO *versus* $Zr+Nb+Ce+Y$ (Figura 27A), $10000*Ga/Al$ *versus* Zr (Figura 27B) e $(K_2O+Na_2O)/CaO$ *versus* $Zr+Nb+Ce+Y$ (Figura 27C), permitem caracterizar o GSR como um granito do tipo-A, o que é confirmado com o diagrama binário $10000*Ga/Al$ *versus* Eu/Eu^* (Eby 1992, Figura 28A). Partindo-se desta premissa, procurou-se definir se o GSR corresponderia ao grupo A_1 (elementos com razões similares aos basaltos de ilha oceânica) ou A_2 (razões com a média entre a crosta continental e os basaltos de arco de ilha; Eby 1992). Foram assim utilizados os diagramas binários $Rb/Nb-Y/Nb$ (Figura 28B), e ternários $Y-Nb-Ce$ (Figura 28C) e $Y-Nb-3Ga$ (Figura 28D, Eby 1992). Este autor discute, ainda, com base no diagrama binário $Ce/Nb-Y/Nb$ (Figura 28E) a possível fonte ou fontes geradoras dos granitóides do tipo-A.

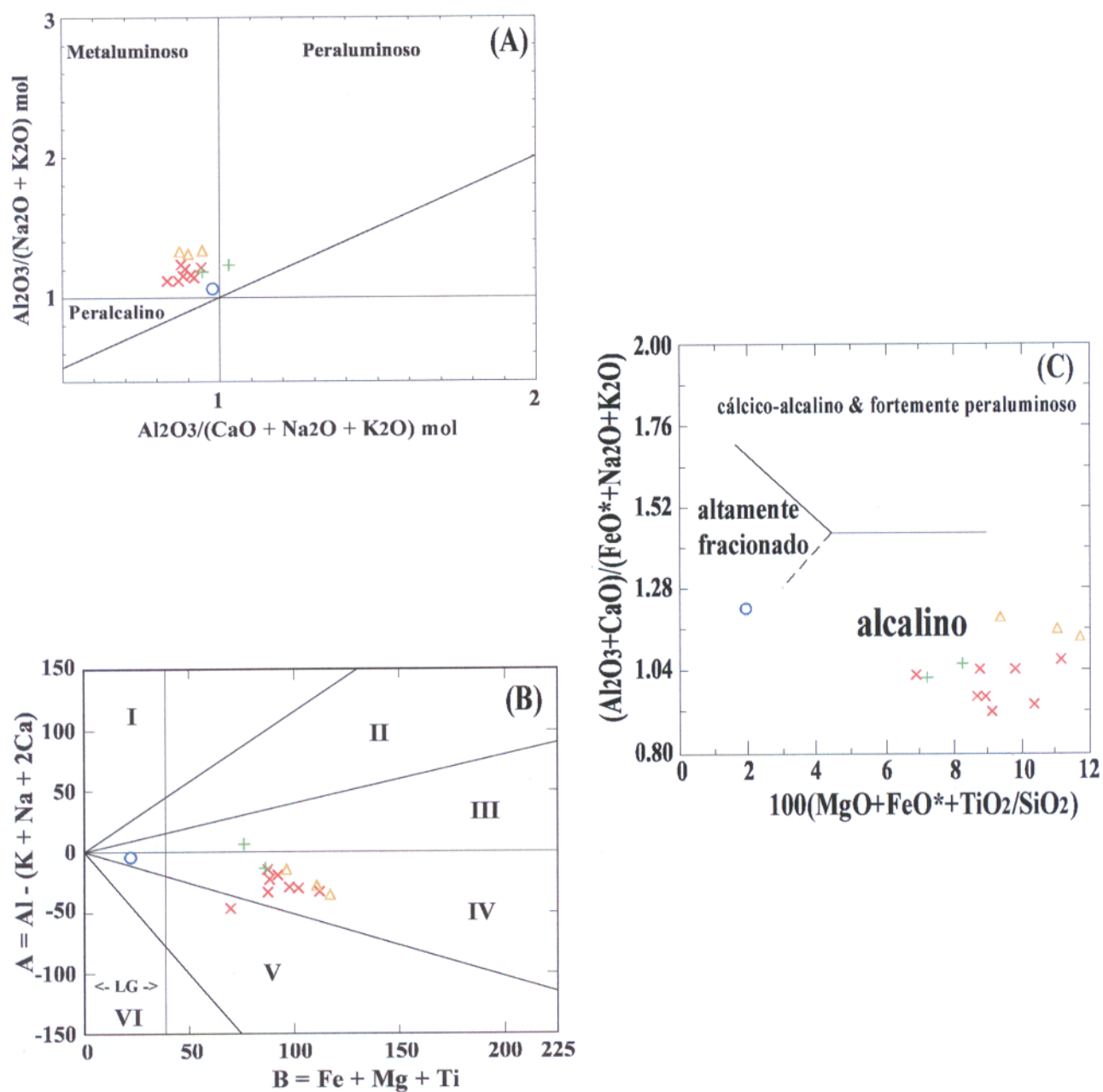


Figura 25-A) Diagrama A/CNK versus A/NK (Maniar & Picoli 1989) baseado nos índices de Shand para as diversas fácies do GSR; B) Diagrama A x B de Debon & Le Fort (1983) utilizado para distinguir rochas peraluminosas das metaluminosas (I-só muscovita ou muscovita > biotita; II-biotita>muscovita; III-só biotita, IV-biotita, hornblenda, ortopiroxênio, clinopiroxênio, epidoto magmático, titanita; V-clinopiroxênio e/ou epidoto magmático e/ou titanita; VI-rochas ígneas com composições muito excepcionais; LG-leucogranitos); C) Diagrama de Sylvester (1989), ratificando o caráter alcalino do GSR. Simbologia conforme figura 21.

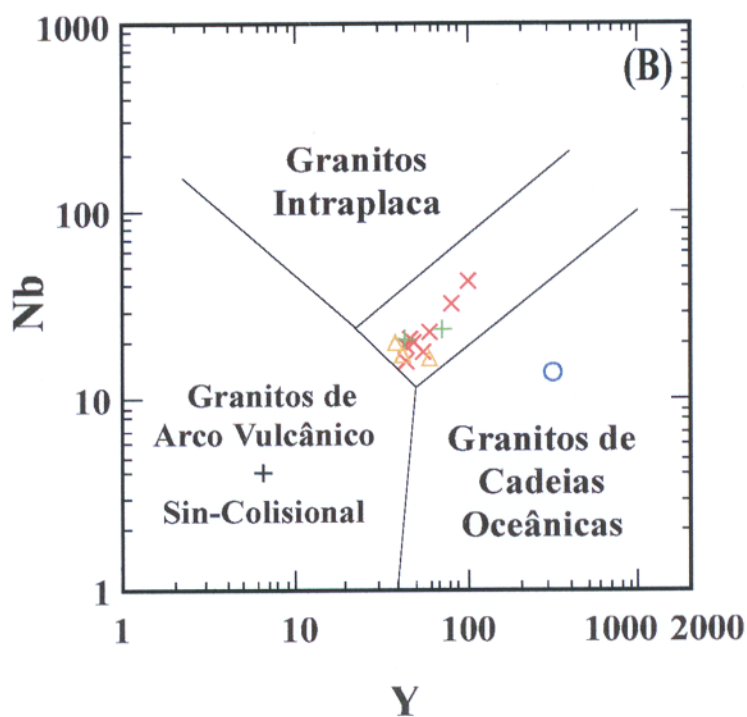
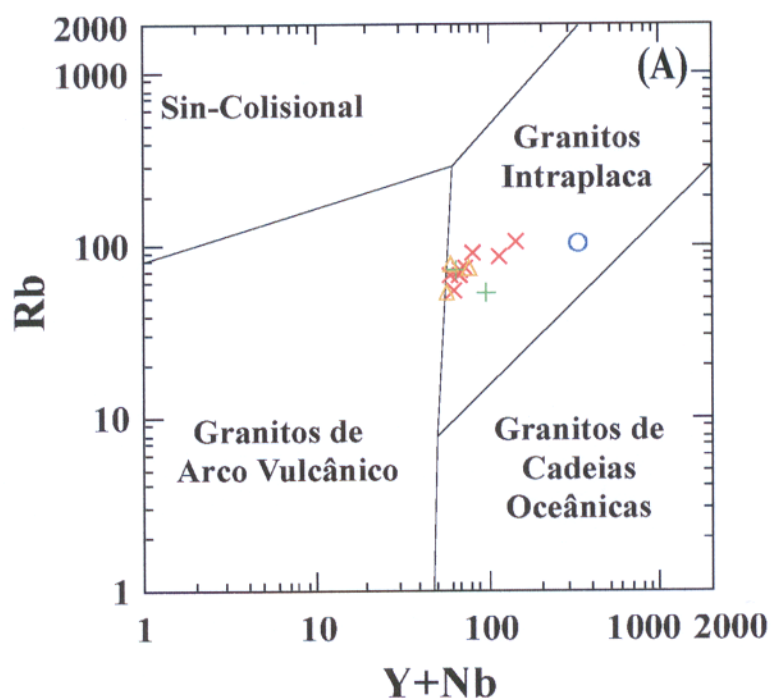


Figura 26- A) B) Diagramas de discriminação de ambiente tectônico (Pearce et al. 1984), mostrando que geoquimicamente o GSR se assemelha aos granitos de ambiente intraplaca. Simbologia conforme figura 21.

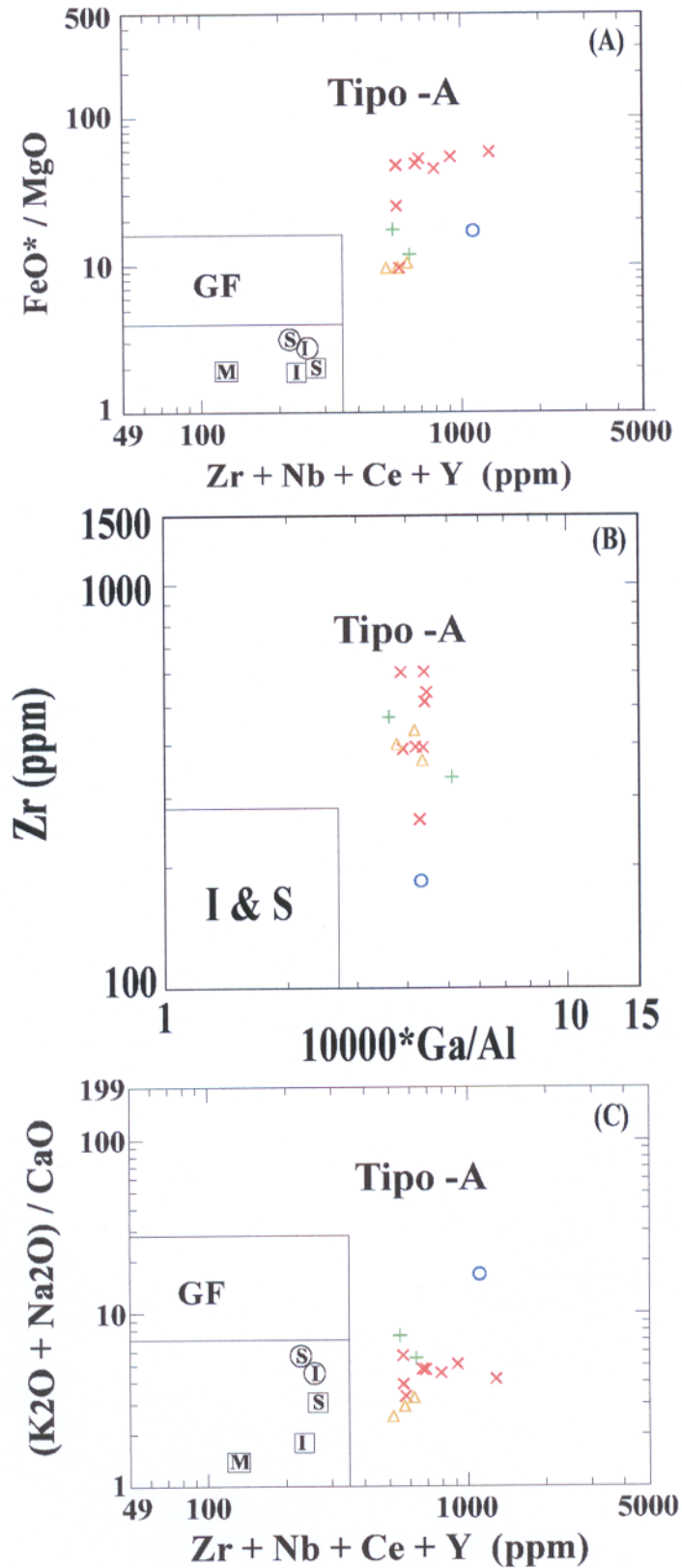


Figura 27- A)B)C) Diagramas utilizados para a caracterização tipológica de granitóides (Whalen et al 1987), onde observa-se que o GSR pertence claramente aos granitos tipo-A. GF-granitos félsicos fracionados; M, I e S- composições médias dos respectivos granitos. Simbologia como na figura 21.

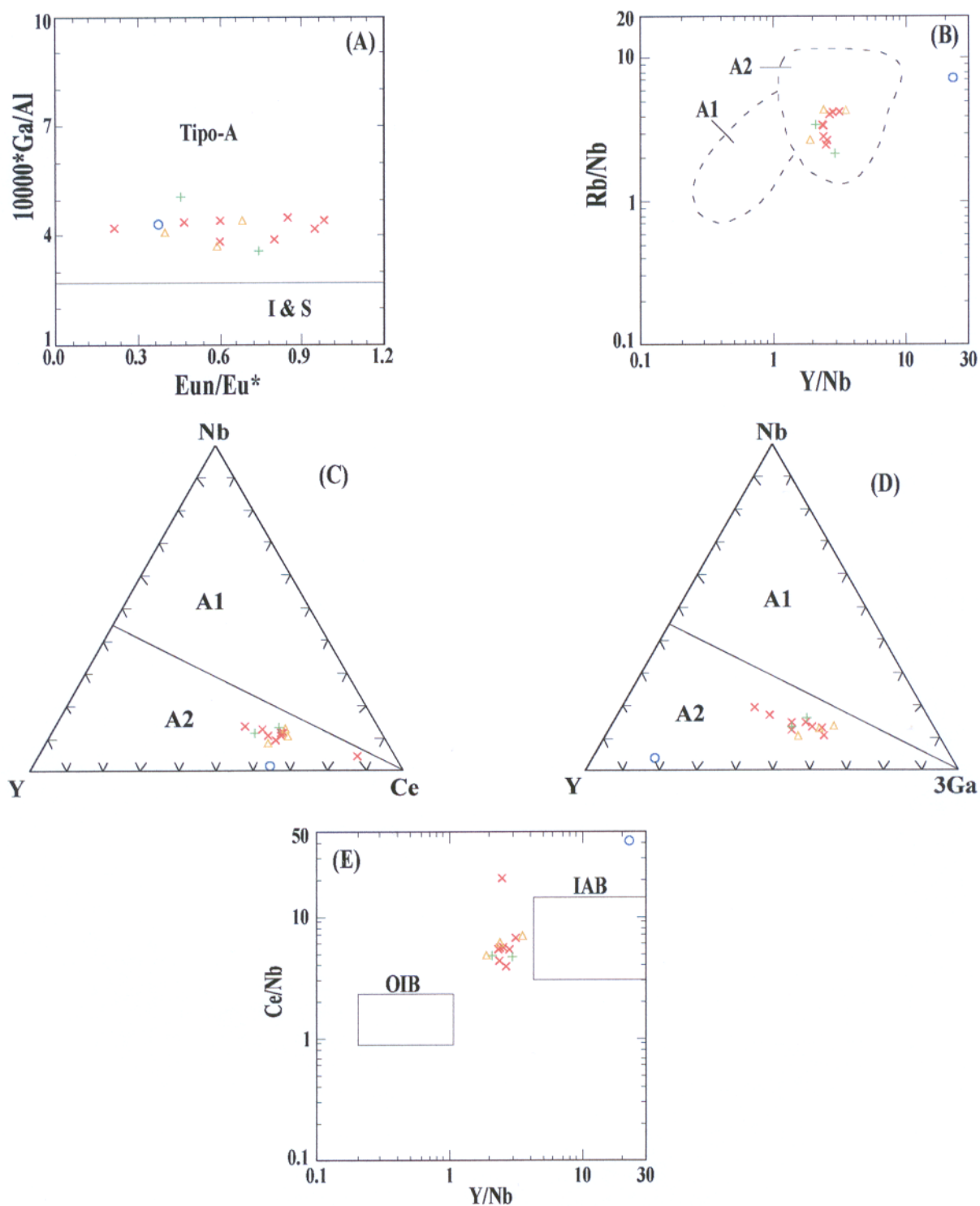


Figura 28- **A)** Diagrama Eun/Eu^* versus $10.000 \text{ Ga}/\text{Al}$; **B)C)D)** Diagramas Y/Nb versus Rb/Nb , $\text{Nb}-\text{Y}-\text{Ce}$ e $\text{Nb}-\text{Y}-3\text{Ga}$, utilizados para diferenciar granitos tipo-A nos grupos A₁ e A₂; **E)** Indica a provável fonte para a geração do GSR. Todas as figuras são de Eby (1992). Os campos OIB e IAB são de Eby (1990). Simbologia conforme figura 21.

4.4.5-Petrogênese

Loiselle & Wones (1979) foram os primeiros a definir os granito do tipo-A, como sendo rochas granitóides geradas ao longo de zonas de *rifts* e dentro de blocos continentais estáveis (anorogênicos ou tipo-A). Estas rochas seriam caracterizadas por concentrações de álcalis moderadas a altas, baixos conteúdos de CaO e Al₂O₃ e altas razões Fe/Fe+Mg e K₂O/Na₂O. Além disto, apresentam baixos teores de H₂O; o conteúdo de F das biotitas indica uma razão relativamente alta de HF/H₂O no magma; minerais óxidos de Fe e Ti e demais acessórios indicam baixa a moderada fugacidade de oxigênio. Granitos tipo-A são enriquecidos em elementos-traço incompatíveis (Zr, Nb, Ta, ETR – menos Eu), e empobrecidos em elementos-traço compatíveis com silicatos máficos (Co, Sc, Cr, Ni) e feldspatos (Ba, Sr, Eu).

Clemens et al. (1986) compilaram as principais idéias até então apresentadas para explicar a origem dos magmas graníticos do tipo A: 1) magmas alcalinos mantélicos fracionados para produzir líquidos graníticos residuais; 2) magmas alcalinos mantélicos reagem com rochas crustais para produzir um derivado sienítico que fraciona para uma composição granítica. Barker et al. (1975) sugeriram uma variação do esquema 2 na qual o magma sienítico promove uma reação com rochas crustais quartzosas e eventualmente forma um híbrido granítico. 3) imiscibilidade de líquidos ocorre em pequena escala em muitos líquidos basálticos e tem sido sugerida como uma possível origem para magmas graníticos peralcalinos; 4) difusão termogravitacional é apontada como responsável pelas variações químicas em alguns magmas riolíticos do tipo-A; 5) fracionamento de um magma pai do tipo-I para produzir um líquido residual do tipo-A; 6) magmas do tipo-A originados pela fusão da crosta inferior sob influência de fluxos de voláteis mantélicos; 7) fusão parcial direta a alta temperatura de uma fonte tipo-I empobrecida na crosta continental inferior para formar magmas do tipo-A. Este último modelo assume que os magmas do tipo-A são relativamente anidros, contudo pouca evidência direta tem sido produzida para sustentar tal hipótese.

Trabalhos posteriores (Whalen et al. 1987) propuseram que granitos tipo-A são o resultado da fusão em crosta profunda de fontes metaígneas granulíticas que foram previamente empobrecidas em uma fusão félsica hidratada. Turner et al. (1992) defendem que granitos do tipo-A são oriundos da cristalização fracionada (~90 %) de magmas máficos mantélicos, sugerindo que suítes do tipo-A, que tipicamente ocorrem em ambientes não compressionais, devem marcar

episódios de crescimento crustal durante considerável adição de material mantélico na crosta, com o que discordam Whalen et al. (1996). Nédélec et al. (1995) também atribuem uma origem mantélica para os granitos fortemente alcalinos estratóides panafricanos de Madagascar, representantes de um magmatismo alcalino em ambiente extensional pós-colisional. Entretanto, os granitos moderadamente alcalinos, desta região, teriam sido derivados de protólitos crustais granodioríticos.

Landerberger & Collins (1996) atribuem a origem de granitos tipo-A, no Complexo Chaelundi – leste da Austrália, à fusão de uma crosta inferior charnoquítica anidra. King et al. (1997) sugerem que os granitos tipo-A aluminosos do cinturão dobrado de Lachlan foram produzidos pela fusão parcial de alta temperatura de uma fonte infracrustal félsica.

Patiño Douce (1997) sugere que granitos tipo-A metaluminosos seriam provenientes de fusões anidras de granitóides cálcico-alcalinos com biotita e hornblenda a baixas pressões ($P \leq 4$ kbar), e propõem que as altas temperaturas (> 900 °C) e os baixos conteúdos de água (≤ 4 % em peso), característicos de granitos tipo-A, seriam explicados pela natureza pobre em água dos materiais da fonte granitóide, não necessitando de nenhuma fonte granulítica ou rica em flúor.

O entendimento da origem de magmas graníticos do tipo-A não se constitui em uma tarefa fácil. Para o caso do GSR os dados isotópicos (Sr, Pb, O, por exemplo), a serem obtidos futuramente, poderão auxiliar no entendimento dos processos magmáticos e na caracterização das fontes. O fato de o GSR ter-se colocado em ambiente compressivo e a ausência de encraves máficos no seu interior poderiam sugerir, de modo preliminar, uma origem a partir da fusão de desidratação, com baixa saturação de H_2O , de granitóides cálcico-alcalinos com biotita e hornblenda em níveis crustais relativamente rasos ($P \leq 4$ kbar) como proposto por Patiño Douce (1997). A origem do magma e a sua colocação em níveis crustais rasos estariam de acordo com o contexto geológico local (ver discussões e conclusões).

4.5-GEOCRONOLOGIA U-Pb

O desenvolvimento da metodologia U-Pb em zircão, tanto em monocristais quanto em populações, por espectrometria de massa ou microscopia eletrônica de íon (Krogh 1973, 1982; Froude et al. 1983) tem ajudado nas investigações dos estágios iniciais de formação de crosta continental. O método U-Pb em populações de zircão, recentemente implantado no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da Universidade Federal do Pará, vem se constituir em mais uma importante e eficaz ferramenta. Neste item são apresentados os dados geocronológicos obtidos em rochas do Granito Serra do Rabo.

4.5.1-Localização e descrição da amostra

A amostra coletada para a datação (AC-30, Figura 3), localiza-se no *stock* sul do Granito Serra do Rabo (GSR), mais precisamente na área do retiro Rancho Alegre, e corresponde a um hornblenda-microclínio-granito de coloração cinza rosado claro e textura granular hipidiomórfica média a grossa (Tabela 2). Esta rocha não mostra foliação, portanto exibe textura isotrópica, embora, na escala microscópica, uma fraca deformação seja evidenciada pela extinção ondulante moderada e pela formação inicial de neoblastos em grãos de quartzo.

4.5.2-Metodologia e resultados analíticos

Foram coletados aproximadamente 45 kg de amostra, que foi separada em cinco (5) frações granulométricas por peneiramento após a trituração e pulverização das mesmas. Na fase de separação de minerais pesados, por elutriação e líquido denso (bromofórmio), foram utilizadas apenas as frações entre 0,125-0,177 mm e 0,088-0,125 mm. Entretanto apenas a primeira fração foi utilizada. Uma quantidade muito grande de cristais de zircão foi obtida e a seleção dos melhores cristais foi realizada com o auxílio de lupa binocular. A notável preservação dos cristais de zircão do GSR é traduzida pela marcante transparência, pela ausência de fraturamento e de feições ligadas à metamictização.

Estes zircões foram separados em populações de acordo com sua cor, forma, angulosidade, etc. As populações foram classificadas como A, B₁, B₂, C₁, C₂ e D (Figura 29). A população A possui cristais longos, automorfos, prismáticos, com proporções 4:1 (comprimento x largura), com boa transparência, translúcidos, pouco microfraturados e com algumas inclusões. A

população B₁ diferencia-se da A por ter proporções 3:1 e raríssimas inclusões. A população B₂ assemelha-se muito a B₁, diferindo apenas no seu comprimento que é um pouco menor. Os cristais da população C₁ são relativamente curtos, automorfos, prismáticos, com proporções 1:1, grau de transparência bom, mas inferior à dos zircões das populações anteriores, mesmo aspecto quanto à translucidez, ora microfraturado, com poucas inclusões. Os cristais de zircão da população C₂ diferem dos da população C₁ apenas pelo comprimento algo maior. A população D é formada por cristais curtos, xenomórficos, angulosos a subarredondados, grau de transparência e translucidez próximo ao do anterior, porém inferior, ora com microfraturas e/ou inclusões.

Os procedimentos químicos do método de diluição isotópica dos grãos de zircão são descritos de forma mais detalhada no Anexo I. Para a dissolução dos cristais de zircão foram empregados 50 µl de ácido fluorídrico em microbombas de Teflon TFE (*cf.* Parrish 1987). U e Pb foram separados com o auxílio de resina trocadora de íons de acordo com a técnica de Krogh (1973) e, em seguida, procedeu-se a análise isotópica com a ajuda de um espectrômetro de massa Finnigan MAT-262. Os cálculos de regressão foram efetuados com o auxílio dos programas *PbDat* e *Isoplot for Excel* (Ludwig 1999). A correção do Pb inicial foi feita a partir da metodologia de Stacey & Kramers (1975).

Os zircões analisados forneceram um valor de $2743 \pm 1,6$ Ma (Figura 30), o qual é interpretado como a idade de cristalização dos zircões e de colocação final do GSR. As idades obtidas para cada população de zircão identificada no GSR estão na Tabela 4.

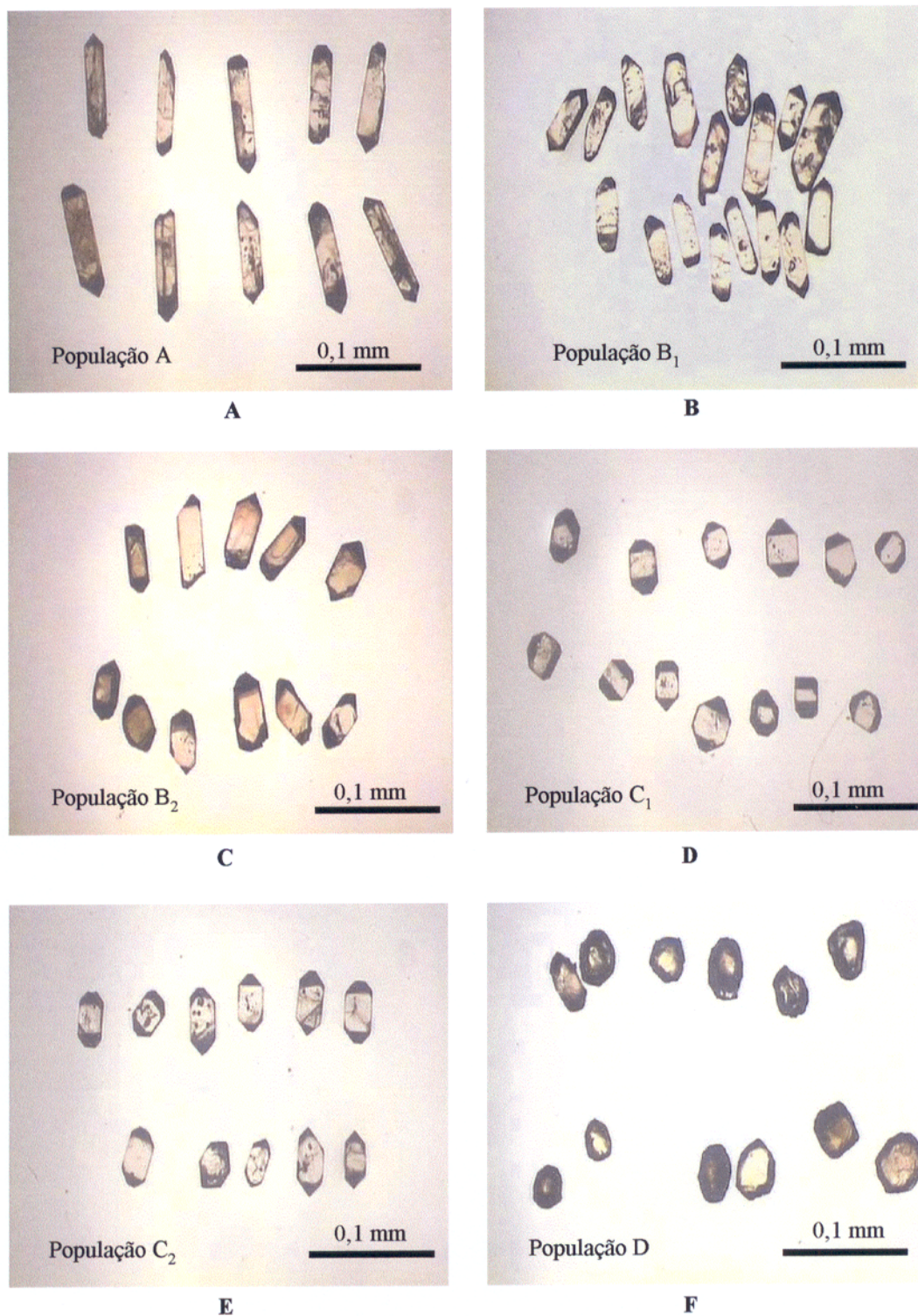


Figura 29- Imagem dos zircões analisados, com suas respectivas populações.

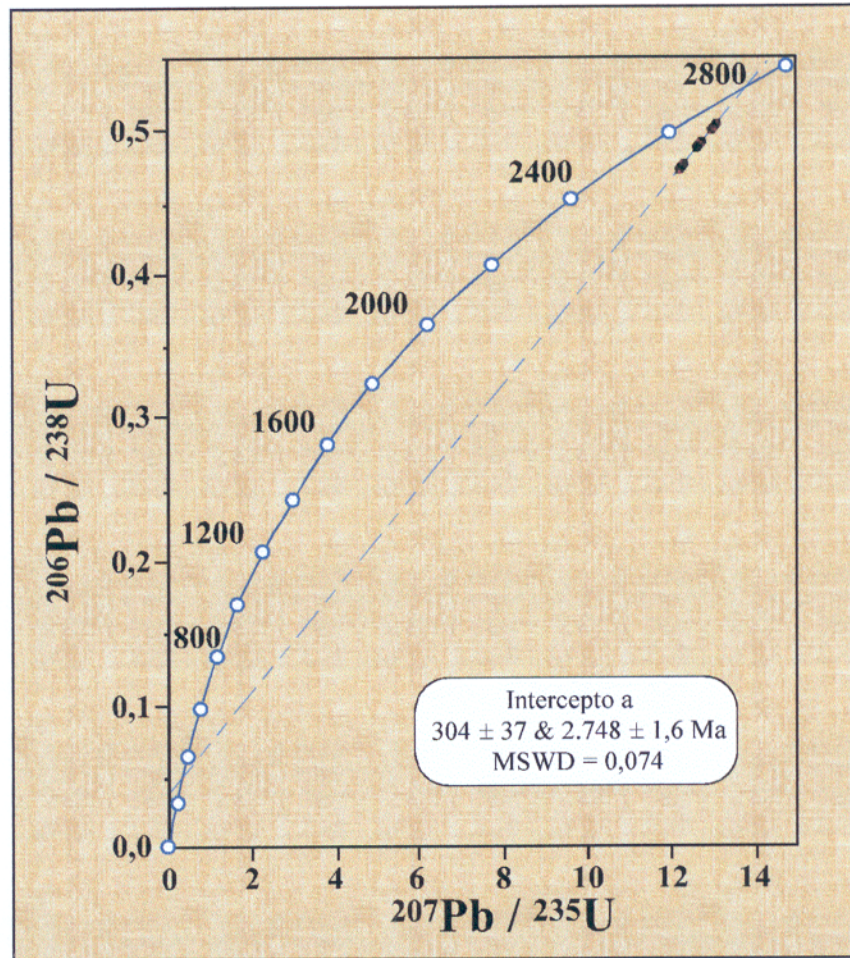


Figura 30- Diagrama concórdia dos zircão do Granito Serra do Rabo.

Tabela 4- Dados isotópicos das populações de zircão do Granito Serra do Rabo.

Peso (g)	ppm U	ppm Pb	nmoles/g	[206]		206/204		207*/235		206*/238		Rho		207*/206*		206*/238		207*/235		207*/206*	
				(raw)	(rad.)	%err	(rad.)	%err	(rad.)	%err	(rad.)	6/8-7/5	(rad.)	%err	(rad.)	%err	Idade	Idade	Idade	Idade	
A	0,00231	0,18852	36,2928	96,3409	103,11	2610,08	0,799	100,361	0,466	0,73431	0,18862	0,555	29774	7988,54	2730,17						
B ₁	0,00151	15,2924	9,04638	32,1959	2625,49	13,0799	0,182	0,50120	0,177	0,97024	0,189273	0,0442	2618,96	2685,43	2735,85						
B ₂	0,00142	20,7076	11,3472	41,0225	5908,19	12,3008	0,14	0,47348	0,134	0,96255	0,188419	0,0378	2498,82	2627,63	2728,41						
C ₁	0,00145	8,98953	5,21754	18,528	1976,28	12,7536	0,182	0,48950	0,118	0,65531	0,188961	0,137	2568,54	2661,62	2733,14						
C ₂	0,00094	8,91329	5,1507	18,0865	1319,26	12,5321	0,257	0,47964	0,214	0,84126	0,189497	0,139	2525,71	2645,13	2737,8						
D	0,00182	16,3737	9,517	33,34	855,43	12,4629	0,341	0,47756	0,149	0,73753	0,189273	0,252	2516,64	2639,94	2735,85						

Observações: A, B₁, B₂, C₁, C₂, D refere-se às populações de zircão identificadas no GSR. Idade em Ma.

4.6-DADOS PRELIMINARES SOBRE MINERAIS OPACOS E SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA

Foi feito um estudo preliminar, já que não era objetivo da tese, para identificar os minerais opacos do GSR, que são, principalmente, ilmenita ($\sim 3/4$) e magnetita ($\sim 1/4$), e, raramente, pirita. Geralmente, estes minerais opacos associam-se à hornblenda. As diversas fácies do GSR exibem muitas semelhanças mineralógicas em termos dos opacos, porém os mesmos possuem variações nos seus conteúdos modais e, principalmente, em suas feições texturais. A suscetibilidade magnética (SM) do GSR varia de $0,11177$ a $2,3205 \times 10^{-3}$ SI, com média de $0,74006 \times 10^{-3}$ SI. O pico da SM situa-se em $0,7744 \times 10^{-3}$, aproximadamente.

Analisando-se a disposição das amostras do GSR nos diagramas opacos *versus* quartzo + álcali-feldspato, ambos em % modal, e opacos (% modal) *versus* SM (SIv) de Ishihara (1981, Figuras 31A-B), constata-se claramente que o GSR não apresenta um comportamento que se compare nem aos granitos da série ilmenita, nem aos da série magnetita, definidas por este autor. Isto pode ser explicado pelos baixos valores de SM, devidos à quantidade expressiva de ilmenita, e pelos conteúdos modais superiores a 0,1 % de opacos, exceto em cinco amostras (Tabela 2). Isto implicaria também um contraste entre o GSR e os granitos dos tipos-S ou -I.

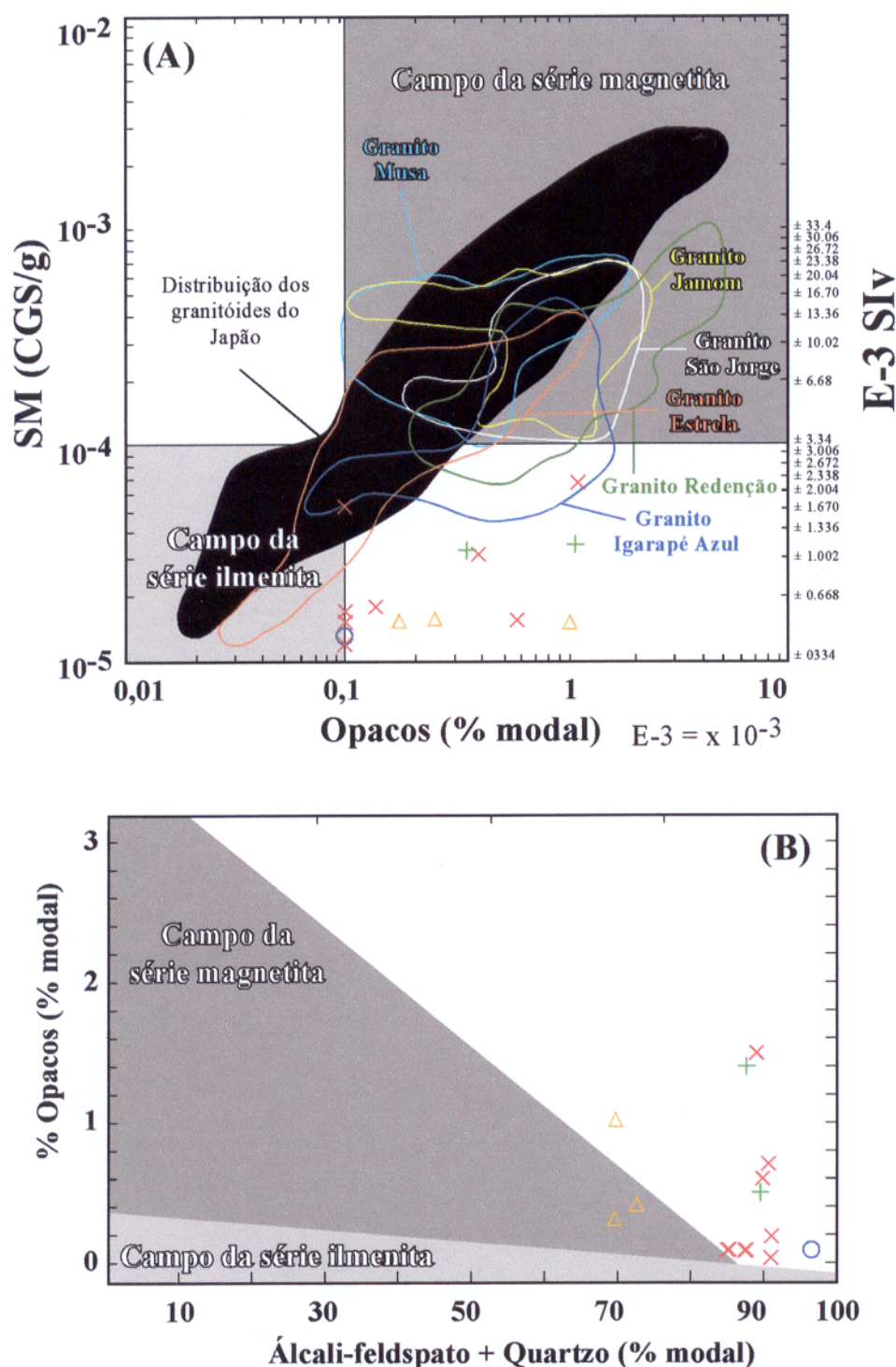


Figura 31- **A)** Gráficos opacos versus SM do GSR. Os números a direita do diagrama representam os valores aproximados de SM no SIV. As áreas em cinza claro e escuro representam, respectivamente, os campos dos granitos das séries ilmenita e magnetita (Ishihara 1981). Os campos, em diversas cores, representam a concentração das amostras de granitoides da PMC e do Escudo das Guianas (somente o Granito Igarapé Azul). Modificado de Sardinha et al. (2001). **B)** Diagrama álcali-feldspato + quartzo versus opacos (Ishihara 1981). Modificado de Sardinha (1999). Simbologia conforme figura 21.

5-DISSCUSSÕES

5.1-AS ROCHAS ENCAIXANTES DO GRANITO SERRA DO RABO

O Granito Serra do Rabo (GSR) corta rochas metavulcano-sedimentares de idade arqueana (~2,76 Ga), representadas principalmente por metabasaltos. A estas rochas estão intercaladas faixas de rochas metassedimentares (formações ferríferas, metapelitos e mica xistos). Três tipos texturais foram individualizados no contexto das rochas metabásicas: 1) rochas com textura ígnea subofítica preservada; 2) rochas com textura transicional onde coexistem feições magmáticas (textura subofítica) com feições metamórficas (início do desenvolvimento de uma foliação); 3) rochas granonematoblásticas (S_1). As rochas com textura transicional e nematoblástica são mais comuns nas proximidades do GSR.

As rochas com textura ígnea preservada apresentam associação mineral indicativa de metamorfismo de fácies xisto verde. Os cristais de piroxênio originais foram quase sempre completamente substituídos por pseudomorfos de actinolita. Isto indica que estas rochas foram inicialmente submetidas a metamorfismo (M_0) estático, provavelmente do tipo submarino.

Tanto nas rochas com textura subofítica preservada como nas rochas de textura transicional, os anfibólios actinolíticos começam a apresentar bordas de hornblenda verde azulado. Segundo Laird & Albee (1981), a formação de hornblenda em bordas de anfibólios de baixa temperatura permite estabelecer um episódio de metamorfismo de contato (M_1), ao qual está relacionado o desenvolvimento da foliação (S_1) nas rochas metabásicas próximas ao contato com o GSR. Isto evidencia os efeitos de metamorfismo termal provocado pelo GSR em suas rochas encaixantes. A presença desta xistosidade nestes locais poderia ser explicada pela colocação final do GSR por meio de mecanismos de inchamento (*ballooning*, cf. Bateman 1985). A formação de uma xistosidade nas rochas metavulcano-sedimentares seria uma resposta à criação de auréolas tectono-termais dúcteis somados a esforços compressivos que atuaram na região entre 2,76 e 2,74 Ga, anteriormente comprovados por outros autores (Pinheiro & Holdsworth 2000; Barros et al. 2001a). Embora não tenha sido possível estimar a largura da auréola de contato, sua dimensão reduzida poderia ser deduzida pela escassez de anfibolitos mostrando a xistosidade S_1 . Isto poderia ser explicado pelo tamanho relativamente reduzido dos corpos que constituem o GSR.

A presença de rochas metassedimentares com forte xistosidade subvertical, situadas entre

os dois *stocks* graníticos, poderia estar traduzindo a somatória de esforços de inchamento dos dois corpos com esforços regionais de natureza compressiva atuantes naquele momento ($\sim 2,74$ Ga).

A presença de veios de anfibólio, principalmente, nas rochas metabásicas encaixantes do GSR, estaria relacionada ao episódio de metamorfismo de contato (M_1) sobre assembléias mineralógicas previamente hidratadas. Nestas condições, as reações de desidratação induziriam a produção contínua de fluidos. Isto provocaria aumentos da pressão de fluido, fraturamento hidráulico e venulação nas rochas supracrustais (Etheridge et al. 1984; Yardley 1986). A continuação deste processo durante a colocação do GSR induziria a formação de fraturas hidráulicas policíclicas, migração de fluidos e preenchimento dos veios. A produção de fluidos estaria ligada à mudança mineralógica e às reações de devolatilização e desidratação. Esta situação é plausível às rochas encaixantes do GSR, onde as paragêneses hidratadas seriam aquelas vinculadas às fases M_0 e M_1 (Barros 1997), citadas acima.

O fato de as rochas máficas encaixantes terem sido metamorfisadas em condições de fácies xisto verde, previamente à colocação do GSR, sugere um comportamento inicial frágil das rochas encaixantes. Isto poderia ser um critério para sugerir um nível raso de colocação do GSR.

5.2- O GRANITO SERRA DO RABO

5.2.1- Posicionamento Estratigráfico

O GSR aflora próximo ao alvo Cristalino sob a forma de dois *stocks* de forma elíptica, orientados aproximadamente na direção E-W, concordantes à estruturação regional ($\sim$ E-W).

O caráter predominantemente isotrópico do *stock* sul induziu outros autores (DOCEGEO 1988; Pinheiro 1997), no passado, a correlacioná-lo aos granitóides paleoproterozóicos ($\sim 1,88$ Ga). Entretanto, a idade (U-Pb em zircão) obtida para o GSR de $2743 \pm 1,6$ Ma permite eliminar esta correlação. Outro problema cartográfico diz respeito à correlação do *stock* norte às rochas do embasamento. Porém a presença de efeitos de metamorfismo de contato em rochas supracrustais provocados pelo *stock* norte mostra que este é mais novo, o que permite separá-lo do conjunto de rochas do embasamento (Complexo Xingu).

5.2.2-Estrutura e deformação

A forma alongada dos *stocks* do GSR, concordantes com a estruturação regional (Castro 1987); o paralelismo da foliação do GSR com a de suas encaixantes (Gapais 1989); a deformação progressiva em regime térmico decrescente (Gapais 1989); a ausência de deformação importante no quartzo dando uma boa fábrica planar (Hutton 1988; Gapais 1989); a presença de *simplectitos* no granito mostrando a formação de uma foliação em um meio não completamente consolidado (Hibbard 1987, Dell'Angelo & Tullis 1988, Simpson & Wintsch 1989), são propriedades do GSR que permitem classificá-lo como um granito de natureza sintectônica.

As rochas do GSR ora apresentam estrutura isotrópica, ora uma foliação contínua S_1 (E-W/subvertical), levemente anastomosada e marcada pela orientação preferencial dos grãos de quartzo e dos minerais máficos. Localmente ocorrem bandas miloníticas/ultramiloníticas (S_{1m}) de espessuras métricas a decimétricas e concordantes à foliação E-W. A foliação S_1 se desenvolveu em temperaturas maiores que aquelas reinantes durante a formação da S_{1m} . Esta evolução estrutural em regime de deformação progressiva e temperatura decrescente indica uma assinatura sintectônica para o GSR.

Paterson & Tobisch (1992) afirmaram que, em níveis crustais médios e rasos, a taxa de deformação típica deve ser muito lenta para produzir um registro em um plúton que está cristalizando, e apenas em zonas de deformação dúctil existem taxas de deformação adequadas para formar foliações em um curto espaço de tempo. Processo semelhante ocorre no batólito Mount Stuart, em Washington (EUA). Porém esta hipótese seria mais difícil de ser aceita uma vez que as rochas supracrustais apresentavam comportamento originalmente rúptil quando da colocação do GSR.

Miller & Paterson (1994) concluíram que o controle na preservação de feições sintectônicas é, provavelmente, mais complexo em níveis crustais mais profundos. Além disso, concluem que uma rápida ascensão e/ou um curto intervalo de deformação facilitaria a preservação de feições sintectônicas. Isto poderia explicar a ausência de foliação no *stock* sul do GSR.

5.2.3-Petrografia

A presença de rochas com conteúdos diferentes de minerais máficos permitiu, ainda que de modo preliminar, a discriminação de diferentes fácies dentro dos *stocks* graníticos estudados. A distribuição destas fácies parece indicar a existência de um domínio de hornblenda-microclínio-granitos na parte oeste dos stocks. A parte central do *stock* norte apresenta hornblenda sienogranitos e a parte leste de ambos os *stocks* é formada por microclínio-leucogranitos e biotita-hornblenda-microclínio-granitos.

As texturas granofíricas encontradas no GSR são do tipo vermicular (Smith & Brown 1988), que se assemelha à mirmequita, exceto que o tipo vermicular não é confinado aos limites dos cristais. Estes autores afirmam que a textura gráfica ou granofírica resultaria principalmente da cristalização rápida do magma, comumente próximo à composição eutética de um sistema granítico Or-Ab-Qz-H₂O, com quantidades aproximadamente iguais dos componentes quartzo, feldspatos sódico e potássico em solução sólida ou como fases separadas.

Outros autores (ver Smith & Brown 1988) atribuem a origem de texturas gráficas à cristalização simultânea de feldspato e quartzo em composições não necessariamente eutéticas. Tendo em vista que a textura granofírica é predominante somente em duas amostras do GSR (AC-23a e AC-47a), as quais se localizam próximo às bordas do *stock* sul, acredita-se que esta textura estaria ligada à cristalização simultânea de quartzo e microclínio peritítico e a um resfriamento relativamente rápido, em estágios tardios, neste *stock* com o magma tendo composições iniciais não eutéticas.

Uma outra possibilidade para explicar a presença de texturas granofíricas seria a cristalização do magma granítico em níveis crustais rasos, onde as pressões relativamente baixas induziriam a separação de eventuais fases fluidas da fase líquida. Isto poderia provocar o aumento das temperaturas das curvas de *liquidus* e *solidus*, induzindo assim o superesfriamento e a rápida cristalização do magma.

A textura do tipo albita *chess-board* marcante nas rochas do GSR poderia ser atribuída ao espessamento das lamelas peritíticas pela ação de fluidos em estágios tardios de muitas rochas ígneas, como discutem Smith & Brown (1988). Este processo é causado pela concentração de água durante a diferenciação, e não pela influência de fluidos hidrotermais. Tal processo é melhor denominado de *coarsening* deutérico, cujas temperaturas de formação seriam próximas de 520

°C. Segundo Smith & Brown (1988) as feições produzidas por este processo não devem ser confundidas com as feições de albitização, visto que a aparência ótica é muito próxima das albitas *chess-board*. *Coarsening* deutérico envolve aumento considerável na espessura das lamelas e provável perda de coesão. Isto possivelmente ocorre devido a processos de solução/redeposição nas lamelas. Esta mudança abrupta explicaria o mecanismo de *coarsening* porque as lamelas formadas em temperaturas menores são mais espessas que aquelas de temperaturas maiores.

Segundo Smith & Brown (1988), em algumas rochas essas mudanças deutéricas são limitadas a manchas dentro dos cristais. Em outras, elas extrapolam os limites dos cristais indo formar em suas bordas a textura de coroas trocadas. Portanto, a textura albita *chess-board* comumente observada nas rochas do GSR, mostra que, embora limitada, a ação de fluidos no estágio tardi-magmático foi uma constante. Tal ação pode, também, ter influenciado a desestabilização da hornblenda, que produziu coroas deste mineral, em forma de colar, envolvendo cristais muito finos de quartzo e/ou opacos e/ou feldspato.

5.2.4-Condições de cristalização

Watson & Harrison (1983) e Harrison & Watson (1984) criaram modelos experimentais para calcular as temperaturas de saturação de zircão e apatita, respectivamente. Para a utilização desses modelos, nenhuma dessas fases minerais pode ser equivalente a cumulado, restito ou xenocristal. Além disso, o modelo de saturação do zircão vale apenas para temperaturas entre 1020 e 750 °C e pressões de 6,0 a 1,2 kbar, sendo a temperatura de saturação dada pela fórmula:

$$\ln D_{Zr} (\text{mineral/líquido}) = 3,80 - \{0,85(M-1)\} + 12900/T; (T \text{ } ^\circ K)$$

onde;

$$M = (Na + K + 2Ca) \text{ versus soma dos cátions}/(Al \times Si)$$

Já a expressão que define a temperatura de saturação da apatita, que é válida para temperaturas entre 1500 e 850 °C e conteúdos de SiO₂ entre 45 e 75 %, é:

$$\{[8400 + (SiO_2 - 0,5) 26400/T] - \{3,1 + [12,4(SiO_2 - 0,51)]\}; (T \text{ } ^\circ K); SiO_2 (\% \text{ peso}).$$

Anderson (1996) afirma que as temperaturas de cristalização destas fases podem ser utilizadas para estimar condições do *liquidus*, quando estas fases são precoces na sequência de cristalização, ou do *solidus*, quando são tardias em relação à mesma.

Normalmente, cristais de zircão e apatita ocorrem inclusos em cristais de hornblenda nas

diversas fácies do GSR. Esta relação textural indica que zircão e apatita cristalizaram primeiro que a hornblenda, a qual comumente também é precoce. Portanto, as temperaturas obtidas utilizando-se esses geotermômetros podem, teoricamente, ser interpretadas como indicativas de temperaturas próximas do *liquidus* destes granitóides.

A Tabela 5 mostra as temperaturas calculadas para a saturação em zircão e apatita das fácies do GSR. Observa-se nesta que, todas as temperaturas calculadas para a saturação em apatita estão, pelo menos, 49 °C abaixo (< 801 °C) do intervalo experimental recomendado pelos autores (1500-850 °C) e, mais da metade das amostras, situam-se também abaixo das temperaturas do *solidus* (em torno de 700 °C, Figura 32A) admitidas para sistemas graníticos afins (Naney 1983; Johannes & Holtz 1996). Por isto, as temperaturas de saturação em apatita não serão consideradas na estimativa de temperatura do *liquidus*. Entretanto, as temperaturas produzidas para a saturação em zircão se enquadram nos limites experimentais daquele modelo (Figura 32B). Este modelo ajusta-se perfeitamente às rochas do GSR, já que as mesmas são saturadas em Zr. A utilização de tal modelo indicou uma temperatura média de 858 °C, com mínimo de 804 °C e máximo de 899 °C, que são muito próximas daquelas estimadas para magmas do tipo-A (~900 °C, por exemplo, Clemens et al. 1986; Creaser et al. 1991; Patiño Douce 1997).

Os baixos valores de SM e a presença de ilmenita como o principal mineral opaco nas rochas do GSR permite sugerir condições não tão elevadas de fugacidade de oxigênio durante a cristalização do magma, visto que a presença de magnetita, ainda que subordinada à ilmenita, implica em condições próximas ou superiores àquelas do tampão FMQ. A existência, ainda que bastante limitada, de coroas de titanita ao redor de cristais de ilmenita, assim como a presença de simplectitos de titanita formadas pela corrosão de cristais de anfibólio, evidencia aumentos das condições de fugacidade de oxigênio no estágio tardi-magmático.

Alguns critérios sugerem uma natureza pouco hidratada para o magma do GSR. Dentre estes critérios poderiam ser destacados a ausência de veios pegmatóides, a raridade de filões aplíticos, a presença ainda que localizada de clinopiroxênio em algumas fácies, e a preservação marcante dos cristais de zircão aos efeitos da metamictização.

Tabela 5- Dados de elementos maiores e de Zr das diversas fácies do GSR, utilizados para calcular a temperatura do magma gerador do GSR.

	HS			BHMCG				HMcG				McLG		
	AC- 35b	AC- 36b	AC- 38a	AC- 41	AC- 46	AC- 43	AC- 24	AC- 26	AC- 32	AC- 30	AC- 48b	AC- 23a	AC- 47a	AC- 47b
SiO ₂	68,1	68,1	70,1	71,6	73,3	68,3	69,9	70,1	70,9	71,1	71,7	71,8	72,2	79,6
TiO ₂	0,8	0,78	0,67	0,45	0,36	0,76	0,46	0,43	0,36	0,37	0,36	0,31	0,32	0,11
Al ₂ O ₃	12,6	13,1	12,9	12,1	11,1	12,3	11,8	12,6	11,6	12,3	11,4	11,2	12,1	10,1
Fe ₂ O ₃	1,67	2,79	2,41	2,30	1,69	2,70	1,93	2,00	1,83	2,12	2,38	1,89	1,89	0,89
FeO	4,98	3,61	3,23	2,97	3,16	3,78	4,92	4,41	4,2	3,85	3,62	4,42	2,89	0,55
MnO	0,09	0,08	0,07	0,08	0,04	0,14	0,06	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,03
MgO	0,68	0,64	0,52	0,43	0,27	0,65	0,15	0,25	0,11	0,11	0,12	0,13	0,05	0,05
Cão	2,7	2,5	2,2	1,4	0,96	2,2	1,7	2	1,5	1,6	1,6	1,3	1,2	0,44
Na ₂ O	3,6	3,7	3,3	3,4	2,4	3,7	3,4	3,6	3,2	3,4	3,5	3,2	3,3	2,9
K ₂ O	3,3	3,6	3,9	4,3	4,7	3,6	4,3	4,2	4,4	4,2	4,1	4,2	5	4,4
P ₂ O ₅	0,21	0,2	0,14	0,076	0,037	0,17	0,069	0,056	0,03	0,042	0,026	0,029	0,015	0,005
PF	0,19	0,37	0,42	0,17	0,46	0,1	0,2	0,11	0,12	0,29	0,19	<0,01	0,26	0,28
TOTAL	98,92	99,47	99,86	99,28	98,48	98,40	98,89	99,85	98,34	99,46	99,07	98,56	99,30	99,35
Traços (ppm)														
Zr	364	400	426	469	337	395	598	398	608	543	512	395	261	185
Geoterm.														
Zr														
Soma dos cátions	1,74	1,75	1,75	1,74	1,71	1,73	1,73	1,76	1,72	1,74	1,74	1,72	1,74	1,74
M	1,75	1,71	1,58	1,55	1,36	1,73	1,68	1,68	1,60	1,56	1,67	1,57	1,56	1,34
LnDZr	7,20	7,11	7,05	6,95	7,28	7,12	6,71	7,12	6,69	6,80	6,86	7,12	7,54	7,88
T (°K)	1108	1121	1137	1150	1133	1118	1164	1122	1172	1164	1148	1131	1092	1077
T (°C)	835	848	864	877	860	845	891	849	899	891	875	858	819	804
Geoterm.														
Ap														
LnDAp	5,3	5,4	5,7	6,3	7,0	5,5	6,4	6,6	7,3	6,9	7,4	7,3	8,0	9,1
T (°K)	1074	1070	1019	964	909	1054	970	954	910	929	897	903	865	794
T (°C)	801	797	746	691	636	781	697	681	637	656	624	630	592	503±41
P2O5/100	0,0021	0,002	0,00140	0,00076	0,00037	0,0017	0,00069	0,00056	0,0003	0,00042	0,00026	0,00029	0,00015	0,00005
SiO2/100	0,681	0,681	0,701	0,716	0,733	0,683	0,699	0,701	0,709	0,711	0,717	0,718	0,722	0,796

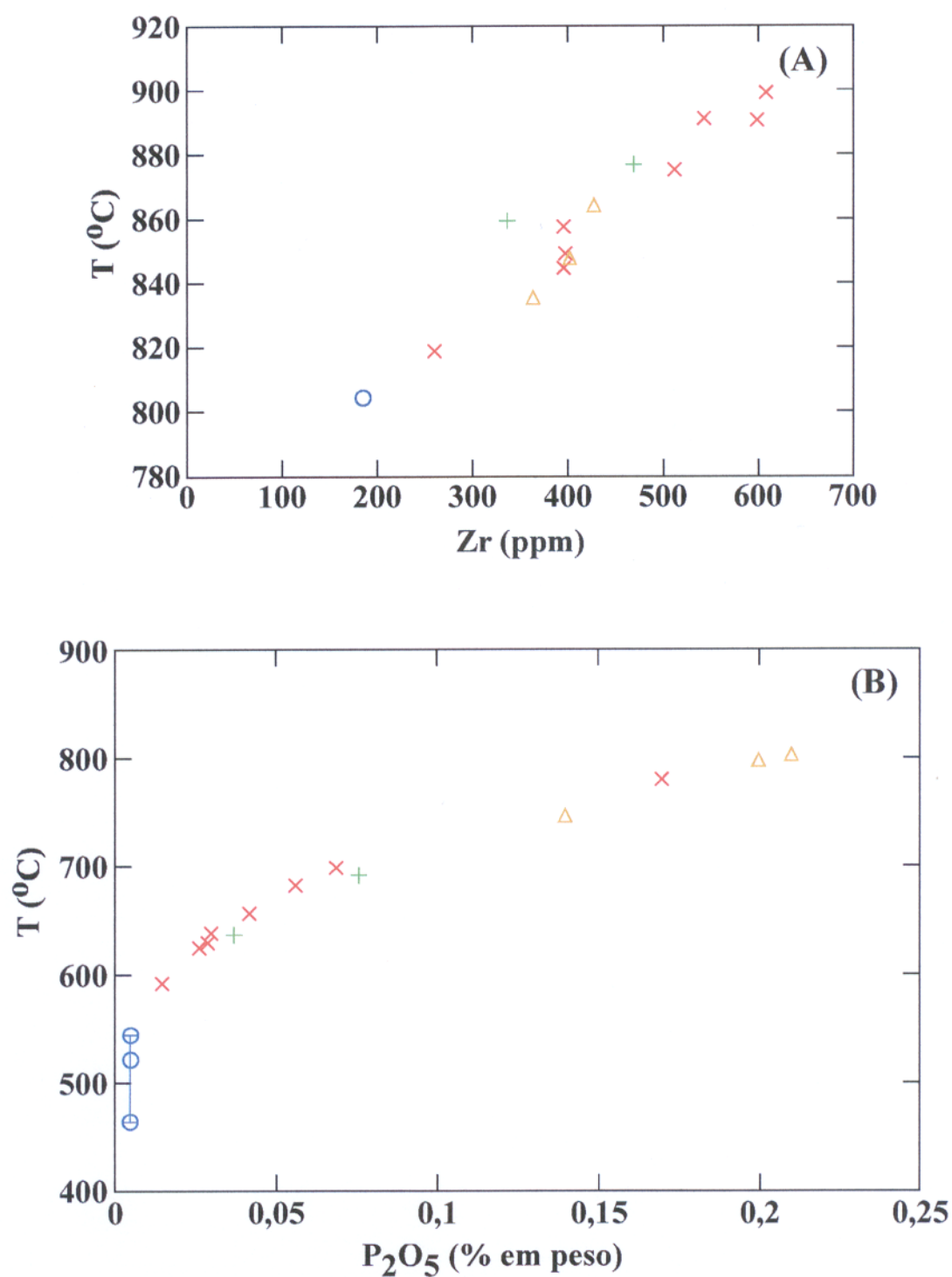


Figura 32- **A)** Diagrama temperatura *versus* Zr para as rochas graníticas do GSR. Temperatura baseada no geotermômetro de saturação de zircão de Watson & Harrison (1983). **B)** Diagrama temperatura *versus* P₂O₅ para as rochas graníticas do GSR. Temperatura baseada no geotermômetro de saturação de apatita de Harrison & Watson (1984). Simbologia conforme figura 21.

5.2.5-Tipologia e aspectos petrogenéticos

Chappell & White (1974) e Hine *et al.* (1978) definiram os granitos tipo-I e -S, do Cinturão Dobrado de Lachlan (SE da Austrália). Mineralogicamente os granitos tipo-I caracterizam-se: pela ocorrência de hornblenda, como mineral varietal e de titanita como um acessório freqüente; por apresentarem xenólitos máficos; pela paragênese biotita + hornblenda $\pm$ titanita $\pm$ magnetita. Já os granitos do tipo S caracterizam-se pela ausência de hornblenda, pela presença de biotita e muscovita como minerais máficos e por vezes pela presença de cordierita e ilmenita. Estes granitóides peraluminosos raramente contêm xenólitos máficos, ao passo que os xenólitos metassedimentares podem ser comuns.

Mais tarde, Loiselle & Wones (1979) definem os granitos tipo-A, os quais foram distinguidos por baixos valores de Al_2O_3 , altas razões $FeO/(FeO+MgO)$, altas concentrações de elementos incompatíveis e pela presença de hornblenda e ilmenita.

Comparando-se a mineralogia do GSR, com aquela dos granitos dos tipos-I e -S, descritos por aqueles autores, constata-se que o GSR não pode ser classificado como um granito do tipo-S, pois o mesmo possui hornblenda e apenas uma mica (biotita). Além disso não apresenta cordierita.

As rochas do GSR se caracterizam por apresentar uma assinatura química subalcalina, metaluminosa. As altas razões FeO^*/MgO e K_2O/Na_2O , os elevados teores de elementos incompatíveis (Zr, Nb, Y e ETR, menos Eu), assim como o caráter relativamente pobre em H_2O do magma, permitem considerar o GSR como um exemplo de granito tipo-A.

O GSR possui altos teores de Ba, feição esta que não é comum em granitos tipo-A. Collins *et al.* (1982), em experimentos de fusão parcial, atribuíram o teor elevado de Ba nos granitos tipo-A estudados por eles à fusão parcial de tonalitos ou granodioritos, devido à eliminação de fases potássicas que hospedam quantidades significantes de Ba (álcali-feldspato e biotita).

As altas razões Y/Nb do GSR permitem compará-lo aos granitos do grupos A_2 de Eby (1992). Segundo os diagramas de discriminação de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984), a assinatura geoquímica do GSR é comparável àquela dos granitos de ambiente intraplaca, apesar de que no diagrama Y *versus* Nb, a fácies McLG situa-se no campo dos granitos de cadeias oceânicas. Porém deve ser ressaltado que a utilização isolada dos diagramas de Pearce *et al.* (1984) não permite definir o ambiente tectônico de colocação de rochas granitóides. Sylvester (1989) tem mostrado que granitóides geoquimicamente similares podem ser formados em

ambientes tectônicos distintos. O quimismo do GSR encontra fortes semelhanças com aquele dos granitos do tipo ALK-3 (Sylvester 1994; ver Figura 33A).

O GSR tem padrões de ETRL moderadamente fracionado, fracas a moderadas anomalias negativas de Eu e fraco fracionamento de ETRP. Este comportamento poderia ser explicado pelo fracionamento de minerais acessórios (apatita, titanita, alanita) e, em parte pela variação do conteúdo modal de hornblenda. A anomalia negativa de Eu pode ser o resultado do fracionamento do plagioclásio, o qual tem mais afinidades com o Eu.

Rogers & Greenberg (1990) distinguiram através da química de elementos maiores e traço granitos tardi-orogênicos (TO), pós-orogênicos (PO) e anorogênicos. Para eles os granitos TO formaram-se durante o estágio tardio de desenvolvimento de batólitos cálcico-alcalinos, e pertencem a suítes do mesmo quimismo. Os granitos PO formaram-se imediatamente após a cessação da orogenia compressiva e da colocação de batólitos cálcico-alcalinos.

Os granitos PO, estudados por Rogers & Greenberg (1990), mostram aspectos composicionais semelhantes aos do GSR. Por exemplo, altas concentrações de Y, Zr e Ba, apesar de no GSR os dois últimos serem um pouco maiores. Os padrões de ETR do GSR e dos granitos PO também são semelhantes. Embora quimicamente haja semelhanças entre os granitos PO e o GSR, vale lembrar que este último apresenta feições estruturais que indicam colocação sintectônica a esforços compressivos. A Figura 33B exibe um modelo para a evolução do grupo de granitos PO.

Segundo Sylvester (1989), granitóides colocados concomitantemente a esforços compressivos, tal como o GSR, são favoravelmente gerados pela fusão crustal, diferente dos magmas graníticos mantélicos de ambientes distensivos ou estabilizados. A ausência de encraves máficos no GSR poderia ser uma evidência para reforçar a idéia de origem do seu magma por fusão crustal.

Sylvester (1994) advoga a hipótese de que o aquecimento radiogênico, devido ao adelgaçamento crustal e o enriquecimento metassomático de elementos geradores de calor, seria muito mais importante na produção de fusões crustais que formaram plútons graníticos arqueanos do que o aquecimento a partir de magmas basálticos. Entretanto, os crátons arqueanos, provavelmente, teriam espessura < 60 km, e sua crosta inferior não seria rica em elementos radiogênicos (fonte de calor), o que torna esta hipótese dúbia. Porém, Bickle (1986) afirma que no

Arqueano o gradiente geotérmico era maior do que o atual, o que favoreceria a idéia de Sylvester (1994). Portanto, provavelmente, o GSR se formou a partir da fusão de granitóides cálcico-alcalinos com biotita e hornblenda em níveis crustais rasos ($P \leq 4$ kbar), a exemplo do modelo sugerido por Patiño Douce (1997).

O comportamento dos elementos maiores e dos elementos-traço das rochas estudadas mostra em geral correlações positivas entre SiO_2 e elementos incompatíveis e correlações negativas de SiO_2 e FeO_t , TiO_2 , CaO e P_2O_5 . Isto parece sugerir que o líquido inicial de composição sienogranítica foi diferenciado para dar origem aos líquidos correspondentes aos microclínio-granitos. Os microclínio-leucogranitos muito provavelmente representam líquidos mobilizados tardios na história de cristalização do GSR. Uma provável seqüência de cristalização para explicar a variação petrográfica e geoquímica observada seria $\text{HS} \rightarrow \text{HMcG} \rightarrow \text{BHMCG} \rightarrow \text{McLG}$.

5.2.6-Comparação do GSR com outros granitóides subalcalinos do Bloco Carajás

Na Tabela 6 é feita uma comparação das propriedades dos principais granitóides arqueanos ocorrentes no Bloco Carajás. Nela é possível confirmar o magmatismo subalcalino, aventado por Barros et al. (2001b), ocorrido entre 2,74 e 2,76 Ga. O Granito Old Salobo representaria, segundo este autor, um outro evento de magmatismo subalcalino.

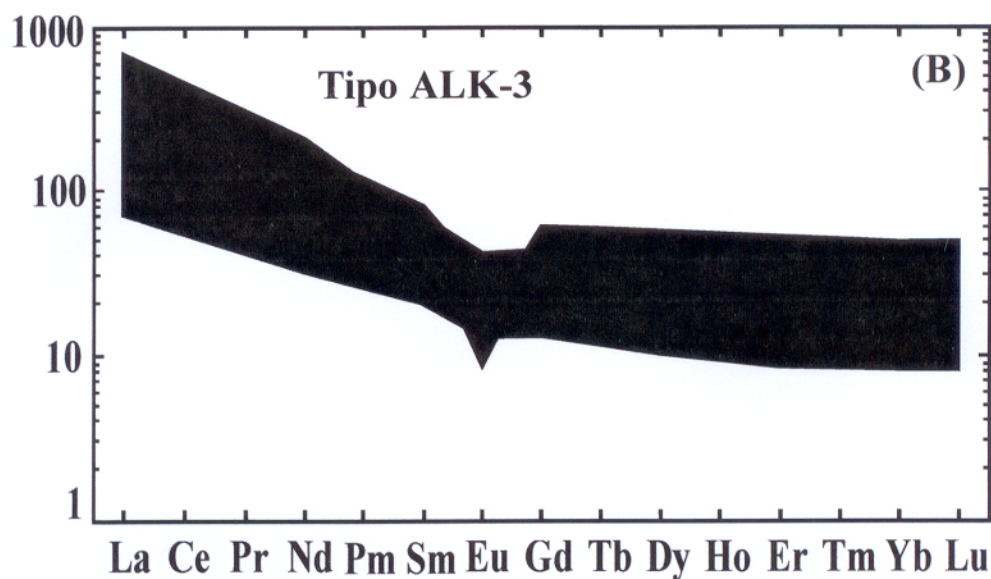
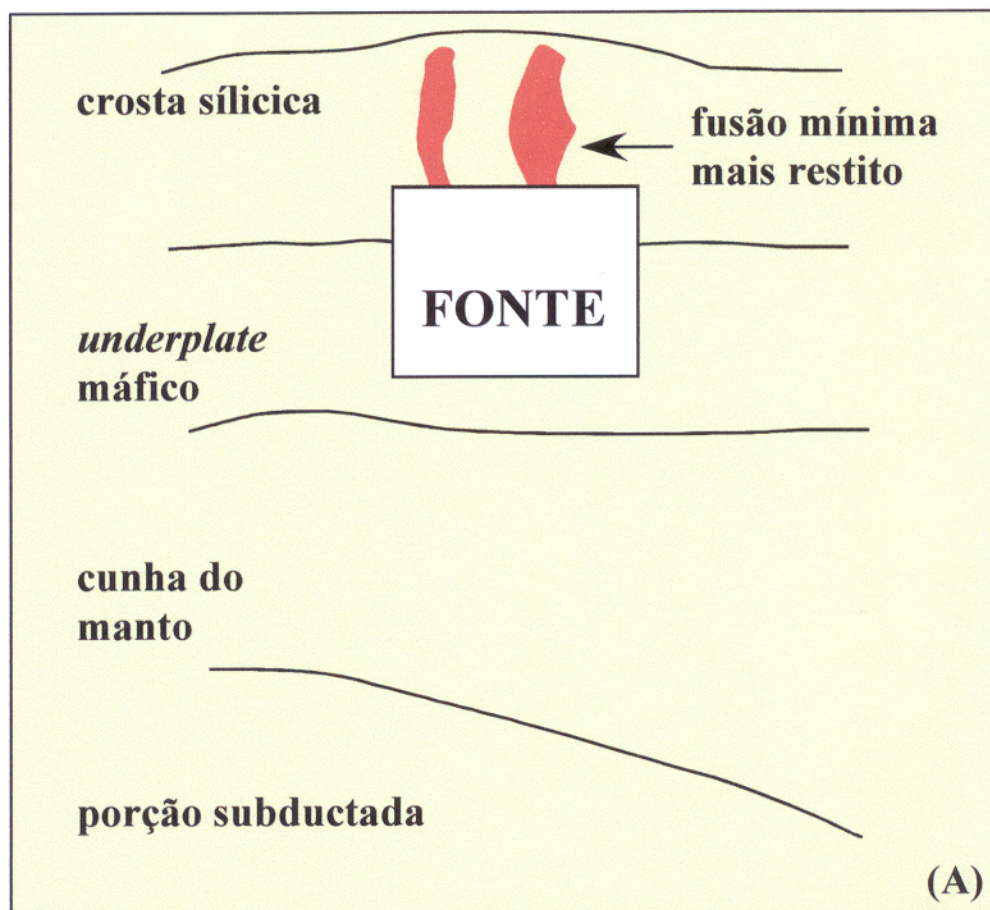


Figura 33- A) Diagrama esquemático mostrando o modelo de evolução de granitos pós-orogênicos de Rogers & Greenberg (1990). Modificado de Rogers & Greenberg (1990). B) Gráfico dos padrões de elementos terras raras dos granitos do tipo ALK-3 (Sylvester 1994). Modificado de Sylvester (1994).

Tabela 6- Compara as propriedades dos principais granitóides arqueanos do Bloco Carajás.

	FORMA	TIPO DE ROCHA	QUIMISMO	TIPOLOGIA	IDADE
COMPLEXO GRANÍTICO ESTRELA	Elíptica, alongada ~E-W	Monzogranito predominantemente	Metaluminoso a fracamente peraluminoso, subalcalino	Tipo-A	2763 ± 7 Ma (Barros et al. 2001)
GRANITO PLANALTO	Subcircular	Sieno a monzogranito	Provavelmente metaluminoso e alcalino	?	2747 ± 2 Ma (Huhn et al 1999)
SUÍTE PLAQUÊ	Elíptica, alongada ~E-W	Leucogranitos a duas micas	Metaluminoso a peraluminoso	?	$2727 \pm 2,9$ Ma (Avelar 1996)
GRANITO OLD SALOBO	Elíptica, alongada ~NW-SE	Granitóides	Metaluminoso, alcalino e sódico	Tipo-A	2573 ± 2 Ma (Lindenmayer 1990)

6-CONCLUSÕES

— As rochas encaixantes do GSR são representadas por uma sequência metavulcano-sedimentar de idade arqueana (~2,76 Ga), constituída principalmente de rochas metabásicas, intercaladas com rochas metassedimentares (formações ferríferas, metapelitos e mica xisto).

— As rochas encaixantes do GSR possuem direção de foliação paralela à estruturação regional (~E-W).

— A evolução metamórfica das rochas metabásicas é marcada por uma fase de metamorfismo (M_0) estático de fácies xisto verde, muito provavelmente de natureza submarina. Em seguida o calor produzido pela colocação do GSR teria provocado uma nova fase de metamorfismo (M_1) de alta temperatura e baixa pressão.

— Os veios de anfibólio nas rochas metabásicas encaixantes do GSR, provavelmente, relacionam-se à produção contínua de fluidos, aumentando a pressão de fluido e gerando um fraturamento hidráulico. A produção de fluidos estaria ligada à mudança mineralógica e às reações de devolatilização e desidratação. Esta situação é plausível às rochas encaixantes do GSR, onde as paragêneses hidratadas seriam aquelas vinculadas às fases M_0 e M_1 (Barros 1997). A geração destes veios indica o comportamento frágil inicial das rochas encaixantes do GSR.

— O GSR tem forma grosseiramente elíptica, cujo eixo maior possui direção aproximadamente E-W, coincidente à direção da estruturação regional e das rochas encaixantes.

— O comportamento estrutural, as relações de contato com as rochas encaixantes e idade obtida, permitem individualizar estes *stocks* do conjunto de rochas do embasamento, assim como descartam a sua correlação com os granitos paleoproterozóicos.

— O GSR evoluiu estruturalmente em regime de deformação progressiva e temperatura decrescente, evidenciados pela foliação S_1 (altas temperaturas) e S_{1m} (baixas temperaturas). Esta assinatura termal indica a natureza sintectônica do GSR. Os milonitos são vistos como produto da criação de zonas de instabilidade mecânica, em um estágio final da deformação do granito.

— Tanto o GSR como o Complexo Granítico Estrela (CGE) pertencem ao mesmo episódio de magmatismo subcalino sintectônico presente no Bloco Carajás. Entretanto, a observação mais detalhada mostra que o CGE foi mais fortemente deformado que o GSR. Isto é coerente com a idade algo mais nova do GSR comparativamente à do CGE, o qual teria sido

submetido a esforços compressivos durante um espaço de tempo maior.

— O GSR é formado por microclínio-granitos e sienogranitos. Faciologicamente é dividido em: microclínio-leucogranito (McLG), hornblenda-microclínio-granito (HMcG), biotita-hornblenda-microclínio-granito (BHMCG), e hornblenda-sienogranito (HS).

— As texturas granofíricas encontradas no GSR do tipo vermicular estariam relacionadas à cristalização simultânea de quartzo e microclínio peritítico e a um resfriamento relativamente rápido, provavelmente devido a efeitos de superesfriamento em condições de pressão relativamente baixas.

— A textura albita *chess-board*, comumente observada nas rochas do GSR, mostra que a ação de fluidos nos estágios tardi-magmáticos foi uma constante. Tal ação pode, também, ter influenciado na desestabilização da hornblenda, que produziu coroas deste mineral, em forma de colar, envolvendo cristais muito finos de quartzo e/ou opacos e/ou feldspato.

— O GSR tem assinatura geoquímica metaluminosa, subalcalina, comparável àquela dos granitos tipo-A (Loiselle & Wones 1979), tipo-A₂ (Eby 1992) e ALK-3 (Sylvester 1994).

— A ausência de encraves máficos e a colocação em regime tectônico compressivo parecem sugerir uma origem crustal para o magma do GSR. Provavelmente, o GSR formou-se a partir da fusão de granitóides cálcico-alcalinos com biotita e hornblenda em níveis crustais relativamente rasos ($P \leq 4$ kbar), como sugerido por Patiño Douce (1997) para a geração de granitos tipo-A metaluminosos. A fusão parcial de rochas crustais nesta profundidade poderia dar origem a um resíduo sem granada, o que explicaria o relativo fraco fracionamento de ETRP no GSR. Dados isotópicos Sm-Nd poderão no futuro aprimorar o modelo petrogenético para explicar a origem do magma do GSR.

— As temperaturas de colocação e consolidação dos *stocks* graníticos do GSR foram estimadas com o auxílio do geotermômetro de Zr (Watson & Harrison 1983), produzindo temperaturas mínima de 804 °C e máxima de 899 °C, as quais são muito próximas daquelas estimadas para magmas do tipo-A (~900 °C, por exemplo, Clemens et al. 1986).

— A idade e o quimismo do GSR confirmam a existência de uma importante granitogênese subalcalina, no Bloco Carajás, por volta de 2,74 a 2,76 Ga. Esta granitogênese seria representada pelo Complexo Granítico Estrela, Granito Planalto, Granito Serra do Rabo e Suíte Plaquê.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.; HASUY, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17: 1-29.
- ALTHOFF, F.J. 1996. *Etude pétrologique et structurale de granitoïdes de Marajoara (Pará, Brésil): leur rôle dans l'évolution archéenne du craton Amazonien (2,7-3,2 Ga)*. Nancy: Université Henri Poincaré-Nancy 1. 296p (Tese de Doutorado).
- ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; BOULIER, A.M.; DALL'AGNOL, R. 1995. Composição e estruturas de granitoïdes arqueanos da região de Marajoara. *Boletim Paraense do Emílio Goeldi*, 7: 5-26.
- ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T.; LETERRIER, J.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M. 1998. La croissance du craton sud-Amazonien (région de Rio Maria, Brésil). In: RÉUNION DÊS SCIENCES DE LA TERRE. *Resumés*. Brest, Soc. Geol. Fr. P.62.
- 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, 4, Belém. *Anais ...* Belém: SBG-NNO. p.130-141.
- AMARAL, G. 1984. Província Tapajós e Província Rio Branco. In: ALMEIDA, F.F. & HASUY, Y. (Ed.). *O Pré-cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blücher. p.6-35.
- ANDERSON, J.L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Sciences*, 87: 125-138.
- ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. 1991. *Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará*. Texto Explicativo. DNPM/CPRM, Brasília, 136p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás).
- ARAÚJO, O.J.B.; MACAMBIRA, E.B.M.; VALE, A G.; OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; NEVES, A.P.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1994. Primeira integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SE do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém. *Resumos expandidos*, Belém: SBG, p.299-301.

- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém. *Anais ...* Belém: SBG, p.324-338.
- AVELAR, V.G. 1996. *Geocronologia 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. 149p. (Tese de Mestrado).
- BARKER, D.R.; FRED, D.R.; WONES, D.R.; SHARP, W.N.; DESBOROUGH, G.A. 1975. The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. *Precambrian Research*, 2: 97-160.
- BARROS, C.E.M. 1991. *Evolução petrológica e estrutural do Gnaiss Estrela, Curionópolis, PA*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 134p (Tese de Mestrado).
- BARROS, C.E.M. 1997. *Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brésil)*. Nancy: Université Henri Poincaré-Nancy 1. 316p. (Tese de Doutorado).
- BARROS, C.E.M. & BARBEY, P. 1998. A importância da granitogênese tardi-arqueana (2.5 Ga) na evolução tectono-metamórfica da Província Mineral de Carajás - o Complexo Granítico Estrela e sua auréola de contato. *Revista Brasileira de Geociências*, 28 (4): 513-522.
- BARROS, C.E.M. & BARBEY, P. 2000. Significance of garnet-bearing metamorphic rocks in the Archean supracrustal series of the Carajás Mining Province, northern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (3): 367-370.
- BARROS, C.E.M. & DALL'AGNOL, R. 1994. Deformação de rochas granitóides em regime dúctil: o exemplo do Gnaiss Estrela, Região de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 24 (3): 129-138.
- BARROS, C.E.M.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. 2001a. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of syntectonic granites. The A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics*, 343: 93-109.
- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. 1997. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás Region, Brazil: an example of an Archean A-type granitoid. *Journal of South-American Earth Sciences*, 10 (3-4): 321-330.

- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; DIAS, G.S. 1994. Metagabros de Águas Claras, Serra dos Carajás: petrografia, geoquímica e transformações metamórfico-hidrotermais. *Acta Geologica Leopoldensia*, **40**: 31-70.
- BARROS, C.E.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; BARBEY, P. 2001b. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, Belém. *Resumos Expandidos ...* Belém: SBG. p.17-20.
- BATEMAN, R. 1985. Aureole deformation by flattening around a diapir during in-situ ballooning: the Cannibal Creek granite. *Journal of Geology*, **93**: 293-310.
- BICKLE, M.J. 1986. Implications of melting for stabilisation of the lithosphere and heat loss in the Archean. *Earth Planet Science Letter*, **80**: 314-324.
- CASTRO, A. 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau*, **6 (1)**: 101-124.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1974. Two Contrasting Granite Types. *Pacific Geology*, **8**: 173-179.
- CLEMENS, J.D.; HOLLOWAY, R.J.; WHITE, A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *American Mineralogist*, **71**: 317-324.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **80**: 189-200.
- CORDEIRO, A.C. 1982. Geologia preliminar da região de Andorinhas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém. *Anais ...* Belém: SBG. v.1, p.45-49.
- CORDEIRO, A.C. & SAUERESSIG, R. 1980. Serra das Andorinhas: geologia e principais ocorrências de ouro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. *Resumos ...* Camboriú: SBG. Boletim 2, p.344.
- COSTA, J.B.S. & SIQUEIRA, J.B. 1990. Transtração e transpressão ao longo do Lineamento Cinzento (região da Serra dos Carajás). *Revista Brasileira de Geociências*, **20**: 234-238.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.S.; 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*, **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. *Anais ...* Natal: SBG. v.5, p.2345-2357.
- CREASER, R.A.; PRICE, R.C.; WORMALD, R.J. 1991. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. *Geology*, **19**: 163-166.
- 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. *Mineral. Petrol.*, **50**: 113-138.
- DALL'AGNOL. R.; RÄMÖ, O.T.; MAGALHÃES, M.S.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidized Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, **46**: 431-462.
- DALL'AGNOL. R.; SCHENATO, C.A.; CORDEIRO, A.A.C.; SCHELLER, T. 1985. Efeitos de contato do maciço granítico Jamom na sequência Lagoa Seca (sudeste do Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém. *Anais ...* Belém: SBG-NNO, v.2, p.33-52.
- DALL'AGNOL. R.; SOUZA, Z.S.; ALTHOFF, F.J.; BARROS, C.E.M.; LEITE, A.A.S.; JOÃO JORGE, X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2. Salvador. *Excursion Guide ...* Salvador: SGRM, p.135-161.
- DEBON, F. & LE FORT, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth Planet Science Letter*, **73**: 135-149.
- DELL'ANGELO, L.N. & TULLIS, J. 1988. Experimental deformation of partially melted granitic aggregates. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**: 495-515.
- DIAS, G.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; BARROS, C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabros: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás - Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém. *Resumos expandidos*, p.376-379.

- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. Província Mineral de Carajás-Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. *Anexo aos anais ...* Belém, CVRD: SBG. p.11-59.
- DUARTE, K.D. & DALL'AGNOL, R. 1992. Petrologia do Granito Mata Surrão: um exemplo de monzogranito arqueano da região de Rio Maria (SE do Estado do Pará). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Resumos expandidos ...* São Paulo: SBG. p.341-342.
- EBY, G.N. 1990. The A-type granites: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, **26**: 115-134.
- EBY, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**: 641-644.
- ETHERIDGE, M.A.; WALL, V.J.; COX, S.F. 1984. High fluid pressures during metamorphism and deformation: implications for transport and deformational mechanisms. *Journal of Geophysical Research*, **89**: 4344-4358.
- 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.S.; BIAGINI, D.O.; VIEIRA, E.A.P.; MARTINS, L.P.B.; SAUERESSIG, R. 1984. Jazidas de Cu e Zn da área Pojuca, Serra dos Carajás - PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. *Anais ...* Rio de Janeiro: SBG. v.8, p.3658-3668.
- FROUDE, D.O.; IRELAND, T.R.; KINNY, P.D.; WILLIAMS, I.S.; COMPSTON, W. 1983. Ion microprobe identification of 4, 100-4, 200 Myr-old terrestrial zircon. *Nature*, **304**: 616-618.
- GAPPAIS, D. 1989. Les orthogneiss - structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. *Mémoires et Documents du Centre Armoricaín d'Etude Structurale des Socles*, n°28, 366p.
- 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**: 201-211.
- GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BASEI, M.A.S. 1975. Radiometric age from the Serra dos Carajás area, northern Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **86**: 932-942.

- GONÇALEZ, M.G.B.; DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; SENTA, N.D. 1988. Geologia do maciço anorogênico Cigano, Vale do Rio Parauapebas-PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. *Anais ...* Belém: SBG. v.3, p.1132-1146.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. 1982. Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador. *Anais ...* Salvador: SBG. v.2, p.374-385.
- HARRISON, T.M. & WATSON, E.B. 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**: 1467-1477.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr, O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M.; KAWASHITA, K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geológico-tectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. *Anais ...* Camboriú : SBG. v.5, p.2659-2676.
- HIBBARD, M.J. 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *Journal of Geology*, **95**: 543-561.
- HINE, R.; WILLIAMS, I.S.; CHAPPELL, B.W.; WHITE, J.R. 1978. Contrast Between I- and S-Type Granitoids of the Kosciusko Batholith. *Journal Geological Society of Australia*, **25**: 219-234.
- 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. v.1, p.100-110.
- HUHN, S. B. & NASCIMENTO, J. A. S. 1997. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR? In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, p.143-160.
- HUHN, S.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus, 1999. *Boletim de Resumos Expandidos*. Manaus: SBG-NNNO, v.1, p.463-466.

- HUHN, S.R.B.; SANTOS, A.B.S.; AMARAL, A.F.; LEDSHAM, E.J.; GOUVEIA, J.L.; MARTINS, L.P.B.; 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. *Anais ...* Belém: SBG. v.3, p.1438-1453.
- HUTTON, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inference from deformation studies. *Phil. Trans. R. Soc. Edinburgh*, **79**: 245-255.
- IANHEZ, A.F.; SOUSA, A.M.S.; MONTALVÃO, R.M.G. 1980. Geologia da sequência vulcanossedimentar da Serra do Inajá - Santana do Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. *Anais ...* Camboriú: SBG. v. 5, p.2918-2928.
- ISHIHARA, S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*, **75th Anniversary**: 458-484.
- JOHANNES, W. & HOLTZ, F. 1996. *Petrogenesis and experimental petrology of granite rocks*. Berlim, Springer Verlag, 335p.
- KING, P.L.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W.; ALLEN, C.M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology*, **38**: 371-391.
- KROGH, T.E. 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta* **37**: 485-494.
- KROGH, T.E. 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta* **46**: 637-649.
- LAFON, J.M.; RODRIGUES, E.; DUARTE, K.D. 1994. Le Granite Mata Surrão: un magmatisme monzogranitique contemporain des associations tonalitiques-trondhjemitiques-granodioritiques archéennes de la région de Rio Maria (Amazonie orientale, Brésil). *Comptes Rendues de l'Academie de science de Paris*, **318**: 643-649.
- LAIRD, J. & ALBEE, A.L. 1981. Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *American Journal of Science*, **281**: 127-175.

- LANDENBERGER, B. & COLLINS W.J. 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: Evidence from the Chaelundi Complex, eastern Australia. *Journal of Petrology*, **37**: 145-170.
- LEITE, A.S.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 330p. (Tese de Doutorado).
- LEITE, A.S.S.; ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M.J.B.; RÄMÖ, O.T.; VALE, A.G. 2001. Arcabouço estrutural, geocronologia e petrogênese dos granitóides arqueanos de Xinguara-PA: implicações para a evolução geológica do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, SE do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, Belém. *Resumos Expandidos ...* Belém: SBG (CD ROM).
- LIMA, F.D. & PINHEIRO, R.V.L. 2001. Formação Gorotire: considerações sobre uma unidade siliciclástica particular da Serra dos Carajás-PA. In: REIS, N.J. & MONTEIRO, M.A.S. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, v.2, Manaus, SBG. p.201-224.
- LINDENMAYER, Z.G. 1990. *Salobo Sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism*. Ontario: The University of Western Ontario, 406p. (Tese de Doutorado).
- LINDENMAYER, Z.G. & FYFE, W.S. 1990. A origem da formação ferrífera do depósito de cobre do Salobo, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal. *Resumos ...* Natal: SBG. p.109-110.
- LINDENMAYER, Z.G. & FYFE, W.S. 1992. Comparação preliminar entre os metabasaltos dos grupos Parauapebas e Salobo da Bacia Carajás, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos ...* São Paulo: SBG. v.2, p.33-34.
- LINDENMAYER, Z.G. & LAUX, J.H. 1994. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da Bacia Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos ...* Belém: SBG-NNO. p.328-330.
- LINDENMAYER, Z.G.; FIFE, W.S.; BOCALON, V.L.S. 1994. Nota preliminar sobre as intrusões granitóides do depósito de cobre do Salobo, Carajás, Pará. *Acta Geologica Leopoldinensia*, **40 (17)**: 115-152.

- LINDENMAYER, Z.G.; PIMENTEL, M.M.; ALTHOFF, F.J.; TEIXEIRA, J.B.G. 2001. Hidrotermalitos: nova denominação para as formações ferríferas do Grupo Salobo-Pojuca, Serra dos Carajás, Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, Belém. *Resumos Expandidos ...* Belém: SBG. p.57-60.
- LOISELLE, M.C. & WONES, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 11: 468.
- LUDWIG, K.R. 1999. *User's manual for Isoplot/Ex Version 2.02: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, CA, USA, 43p. (Special Publication, 1).
- MACAMBIRA, E.M.B.; JORGE JOÃO, X.S.; SOUZA, E.C. 1996. Geologic and petrological aspects of the Plaquê Granite Southeastern of Pará State. In: SYMPOSIUM ARCHAEO TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATAFORM, Brasília. *Extended Abstracts ...* Brasília: SBG. p.73-75.
- 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 Carajás, Brésil*. Montpellier: Université de Montpellier II, 212p. (Tese de Doutorado).
- 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*. Belém, 7: 263-287.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J. 1991. Em busca do embasamento arqueano da Região de Rio Maria, Sudeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém. *Anais ...* Belém: SBG. p.49-58.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J. 1992. Idade U-Pb em zircões de metavulcânica do *greenstone* do Supergupo Andorinhas, delimitante da estratigrafia de Carajás, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Resumos expandidos ...* São Paulo: SBG. v.2, p.188-189.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49: 329-354.

- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; LINDENMAYER, D. 1988. Geocronologia U-Pb da Província Mineral de Carajás, Pará: resultados preliminares. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém. *Anais ...* Belém: SBG, v.2, p.1468-1477.
- MANIAR, P.D. & PICCOLLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 97:635-643.
- MEDEIROS, H. & DALL'AGNOL, R. 1988. Petrologia da porção leste do batólito Granodiorítico Rio Maria, Sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. *Anais ...* Belém: SBG. v.3, p.1488-1499.
- MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. 1987. Geology of Rio Maria area (eastern Amazonian region - Brazil): an exemple of Archaean granite - greenstone terrane intruded by anorogenic granites of middle Proterozoic ages. In: IUGS/UNESCO, IGCP Proj. 204, "Precambrian evolution of the Amazonian region". Carajás. *Extend Abstract*, p.97-109.
- MEDEIROS FILHO, C.A. & MEIRELES, E.M. 1985. Dados preliminares sobre a ocorrência de cromita na área de Luanga. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém. *Atas ...* Belém: SBG-NNO. v.3, p.90-96.
- MEDEIROS NETO, F. A. & VILLAS, R. N. N. 1985. Geologia da jazida de Cu-Zn do corpo 4E-Pojuca, Serra dos Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém. *Atas ...* Belém: SBG-NNO. v.3, p.97-112.
- MEIRELES, M.R. & DARDENE, M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás - Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 21: 41-50.
- MILLER, R.B. & PATERSON, S.R. 1994. The transition from magmatic to high-temperature solid-state deformation: Implications from the Mount Stuart batholith, Washington. *Journal of Structural Geology*, 16: 853-865.
- MOUGEOT, R.; RESPAUT, J.P.; LEDRU, P.; MILESI, J.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; HUHN, S.B. 1996. Contrainte géochronologique U-Pb pour l'âge de la formation sédimentaire de Águas Claras (Province de Carajás, Etat de Pará.) In: RÉUNION DES SCIENCES DE LA TERRE, 16, Orléans. BRGM, 67.

- MOURA, C.A.V. 1992. *Geochronology and geochemistry of the basement orthogneiss of the Araguaia belt, Brazil*. Durham: Universidade de New Hampshire, 236p (Tese de Doutorado).
- NANEY, M.T. 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science*, **283**: 993-1033.
- NÉDÉLEC, A.; STEPHENS, W.E.; FALLICK, A.E. 1995. The Panafrican stratoid granites of Madagascar: Alkaline magmatism in a post-collisional extensional setting. *Journal of Petrology*, **36**:1367-1391.
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; PINHEIRO, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescricao e redefinição litostratigráfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências da Terra*, **7**, 177-277.
- PARRISH, R.R. 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chemical Geology (Isot. Geosci. Sect.)*, **66**: 99-102.
- PATERSON, S.R. & TOBISCH, O.T. 1992. Using pluton ages to date regional deformations: Problems with commonly used criteria. *Geology*, **16**: 1108-1111.
- PATÍÑO DOUCE, A.E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, **25**: 743-746.
- 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.
- PIDGEON, R.T.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**: 159-171.
- PIMENTEL, M.M. & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos *granitogreenstone* de Rio Maria, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Resumos ... Camboriú*: SBG. v.2, p.390-391.
- PINHEIRO, R.V.L. 1997. *Reactivation history of the Carajás and Cinzento Strike-Slip Systems, Amazon, Brazil*. Durham: University of Durham, 408p (Tese de Doutorado).
- PINHEIRO, R.V.L. & HOLDSWORTH, R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **30 (4)**: 594-606.

- ROGERS, J.J.W. & GREENBERG, J.K. 1990. Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. *Journal of Geology*, **98**: 291-309.
- SARDINHA, A.S. 1999. *Petrografia do Granito Igarapé Azul, sudeste do Estado de Roraima*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 32p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- SARDINHA, A.S.; DALL'AGNOL, R.; PINHEIRO, S.S.; FIGUEIREDO, M.A.B.M.; FARIA, M.S.G.; LUZARDO, R. 2001. Petrografia e Petrologia Magnética do Granito Igarapé Azul, SE de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, Belém. *Resumos Expandidos ...* Belém: SBG (CD ROM).
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; GUIMARÃES, G.; ISSLER, R.S. 1974. Geologia das Folhas SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre. *Anais ...* Porto Alegre: SBG. v.4, p.137-141.
- SIMPSON, C. & WINTSCH, R.P. 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology*, **7**: 261-275.
- SMITH, V.J. & BROWN, W.L. 1988. *Feldspar Minerals*. Berlin, Springer Verlag, v.1, 828p.
- 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. *Resumos expandidos*, p.379-382.
- SOUZA, S.R.B. 1996. *Estudo geocronológico e de geoquímica isotópica da área Pojuca (Província Mineral de Carajás-PA)*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 106p. (Tese de Mestrado).
- SOUZA, Z.S.; DALL'AGNOL, R.; ALTHOFF, F.J.; LEITE, A.A.S.; BARROS, C.E.M. 1996. Carajás Mineral Province: geological, geochronological and tectonic contrasts on the Archean evolution of the Rio Maria granite-greenstone terranes and the Carajás Block. In: SYMPOSIUM ARCHAEOAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATFORM, Brasília. *Extended abstracts*, p.31-32.

- SOUZA, Z.S.; MEDEIROS, H.; ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R. 1990. Geologia do terreno granito *greenstone* arqueano da região de Rio Maria, Sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal. *Anais ...* Natal: SBG. v.6, p.2913-2928.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**: 207-221.
- STRECKEISEN, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**: 1-33.
- SUITA, M.T. F. & NILSON, A.A. 1988. Geologia do complexo máfico-ultramáfico Luanga (Província Mineral de Carajás) e das unidades encaixantes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. *Anais ...* Belém: SBG. v.6, p.2813-2923.
- SYLVESTER, P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Petrology*, **97**: 261-180.
- SYLVESTER, P.J. 1994. Archean granite plutons. In: CONDIE K. (Ed.) *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam, Elsevier, p.297-323.
- TEIXEIRA, N.P.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, A.C.C. 1985. Petrologia dos gnaisses do Complexo Colméia, Serra das Cordilheiras - GO. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém. *Anais ...* Belém: SBG-NNO. v.2, p.138-158.
- TURNER, S.P.; FODEN, J.D.; MORRISON, R.S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magmas: an example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos*, **28**: 151-179.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. 1958. Origin of Granite in the Light of Experimental Studies in the System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Geological Society of America, Memoir 74*: 153p.
- WATSON, E.B. & HARRISON, T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magmas types. *Earth Planetary Science Letters*, **64**: 295-304.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discriminations and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**: 407-419.

- WHALEN, J.B.; JENNER, G.A.; LONGSTAFFE, F.J.; ROBERT, F.; GARIÉPY, C. 1996. Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails Igneous Suite, Newfoundland Appalachians. *Journal of Petrology*, **37**: 1463-1489.
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI JR., W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16** (2): 195-200.
- YARDLEY, B.W.D 1986. Fluid migration and veining in the Connemara Schists, Ireland. In: WALTHER, J.V. & WOOD, B.J. (Eds) *Advances in physycal and geochemistry*, New York, v.5, p.109-131.

ANEXO

Anexo - Procedimentos químicos do método de diluição isotópica dos grãos de zircão.

I-Seleção dos grãos de zircão

Foram selecionados grãos transparentes, sem fratura e sem inclusões. Para o método de multigrão, utilizado aqui, foram escolhidos de 5 a 20 grãos para cada grupo.

II. Capturar imagens dos grãos de zircão, imersos em óleo ($N_D=1,51$), em analisador de imagem

III. Abrasão dos zircões (opcional)

Este procedimento é útil para zircões pré-cambrianos, melhorando a curva concórdia. Entretanto ele não serve para grãos metamórficos ou muito fraturados. Os grãos de zircão são misturados com 20 mg de pó de pirita (0,1-0,5 mm), levados para a abrasão durante 20 minutos a 2 pci. Depois da abrasão os grãos de zircão são imersos em HNO_3^{**} (7N ou 14 N) e levados em um cadinho a uma chapa (100°C, 30 minutos) para a dissolução da pirita. Em seguida, os grãos de zircão são lavados 3 ou mais vezes com H_2O milipore.

IV. Lavagem dos zircões

- a) 5 minutos de ultra-som em metanol* ou acetona*. Retirada do líquido;
- b) 5 minutos de ultra-som em HNO_3^{**} (7N ou 14N), colocar na chapa a 100°C por 30 minutos;
- c) Lavar 3 a 6 vezes com H_2O milipore;

Obs: Este procedimento pode ser feito antes da lixiviação ou pode ser substituído pelo procedimento abaixo.

V. Abertura dos zircões

O procedimento de abertura pode ser feito facilmente com a ajuda da bomba de alta pressão (bomba de Parr) (volume de 125 ml) e 6 microcápsulas de Teflon do tipo Ludwig (micro-bomba).

- a) Anotar o peso (~2 g) e o número da microcápsula, tara da balança;
- b) Colocar o zircão na microcápsula;
- c) Anotar o peso do (s) zircão (ões);
- d) Colocar 20-40 mkl na microcápsula;
- e) Repetir os passos a-d para cada amostra de zircão;

- f) Montar as 6 microcápsulas no suporte de Teflon;
- g) Colocar 5 ml de HF*** no Teflon (125 ml);
- h) Colocar o suporte com as amostras dentro da bomba interna de teflon;
- i) Fechar a bomba interna de teflon com a tampa;
- j) Proteger a bomba interna de teflon com fita veda rosca;
- l) Colocar a bomba interna de teflon dentro da bomba externa de aço de Parr, cobrir com dois discos corrosivos e a tampa de aço;
- m) Fechar a bomba de Parr com parafusos usando uma chave própria;
- n) Colocar a bomba de Parr em uma estufa por 24-30 horas a 245°C;
- o) Esperar a bomba de Parr resfriar (3-4 horas);
- p) Abrir a bomba externa de aço, limpar a bomba interna de teflon com álcool, e tirar o suporte com as amostras, guardar o HF da bomba interna de teflon em um cadinho Savillex Teflon de 5 ml;
- q) Abrir as microcápsulas, evaporar o HF das microcápsulas numa chapa limpa a 100°C;
- r) Lavar a bomba interna de teflon e o suporte de Parr com H₂O milipore;
- s) Colocar 1 a 2 gotas 6N HCl*** em cada microcápsula, evaporar a 100°C;
- t) Adicionar 1 a 2 gotas 3.1N HCl*** em cada microcápsula, fechar as microcápsulas e montar no suporte;
- u) Colocar na bomba interna de teflon de Parr 5 ml 3.1N HCl, repetir os passos h até m;
- v) Colocar a bomba de Parr em uma estufa por 12-24 horas a 200°C
- x) Repetir os passos n até o.,

VI. Aliquotamento

- a) Preparar para cada amostra 2 cadinhos Savillex (3 ml volume), (total 12 béqueres), tipo amarelo e 1 tipo mkl, parafilme, traçador ²³⁵U-²⁰⁸Pb ("IPGG" ou "A"). Escrever o números das amostras no béquer, indicando "i" para alíquotas sem traçador e "c" para alíquotas com traçador.
- b) Colocar microcápsula na balança, anotar o peso e a tara;
- c) Tirar da microcápsula 2/3 em volume do líquido com uma pipeta de 0,1 ml e colocar no cadinho com índice "i";
- d) Colocar microcápsula na balança, anotar o peso da composição isotópica da alíquota e a tara;

- e) Tirar da microcápsula o resto do líquido com a mesma pipeta e colocar no cadinho com índice “c”;
- f) Colocar a microcápsula na balança, anotar o peso da concentração da alíquota e a tara. Esvaziar a balança e anotar a tara novamente;
- g) Repetir as operações de b até f para todas as amostras, sempre mudando as ponteiros;
- h) Colocar o cadinho com índice “c” na balança, anotar a tara;
- i) Colocar 1 gota de traçador U-Pb no béquer “c”, pesar o cadinho, anotar o peso do traçador e a tara. Esvaziar a balança e anotar a tara novamente;
- j) Repetir as operações h até i para todas as amostras.

VII. Separação de U e Pb nas colunas

Atenção: o volume da resina varia de 50-70 mkl. A resina é do tipo BioRad 1x8 200-400 mesh Cl⁻.

- a) 5 gotas de 3.1 N HCl (2 vezes) – pré-condição da coluna;
- b) 1 a 2 gotas – amostra carregada (usando a pipeta de 0.1 ml);
- c) 1+1+2+2 gotas de 3.1 N HCl – eluição;
- d) 10 gotas de 6N HCl – recolhimento de Pb (para todos os cadinhos);
- e) 12 gotas de H₂O milipore – recolhimento de U (apenas para cadinhos com índice “c”);
- f) Adicionar mistura de 5 mkl: sílica gel + H₃PO₄ (usando a pipeta de 0.01 ml);
- g) Evaporar todas as amostras a 100°C na chapa em caixa limpa (*clean box*) (~2-3 horas).

VIII. Depósito das amostras nos filamentos de Re

Atenção: utilizar apenas mono-filamentos delgados de Re. (6 zircões-> 12 filamentos + 1 filamento para NBS-983). Os filamentos de Re devem ser degaseificados a 4.5 A durante 30 minutos.

- a) Colocar 1 gota de H₂O milipore no parafilme;
- b) Com pipeta de 1 mkl, colocar 1 mkl de H₂O no cadinho com amostra;
- c) Coletar bem a mistura e colocá-la no filamento de Re;
- d) Fazer o mesmo com as outras 4 amostras;
- e) Aumentar lentamente a corrente: 0.8, 1.2, 1.4, 1.6, 1.8-2.2 A até o filamento ficar rosado;
- f) Depósito do NBS-983: 1) colocar 1 mkl da mistura de sílica gel e H₃PO₄ no filamento de Re; 2)

colocar 1 mkl da solução NBS-983 (~200 ppm); 3) operação (e).

IX. Análise dos isótopos de U-Pb no espectrômetro de massa Finnigan MAT-262

Normalmente coloca-se no tambor 12 amostras (6 com índice “i”, 6 com índice “c”) e 1 padrão – Pb NBS-983. Todas as amostras são depositadas em mono-filamentos. A sequência de trabalho no espectrômetro de massa é: calibração do espectrômetro de massa sem o padrão, calibração do espectrômetro de massa com o padrão NBS-982, análises de Pb em amostras com índice “i”, análises de Pb e UO_2 em amostras com índice “c”. As análises de Pb e UO_2 podem ser feitas no copo de Faraday ou no contador de íon. Para o primeiro, os sinais mínimos são 50 mV de ^{206}Pb ou 15 mV de $^{270}\text{UO}_2$. A condição de vácuo necessária é de 10^{-7} mbar. Antes das análises deve-se salvar os dados de análises feitas anteriormente.

IX.1-Análise de Pb nos zircões

- a) Aquecer lentamente (10 a 20 minutos) o filamento de Re até 1400 °C;
- b) Para análise usar experimento N 20 (modo de estatística copo Faraday) e configuração copo “Pb” para nível de sinal $^{206}\text{Pb} > 50$ mV; ou experimento N 17 (modo dinâmico de contagem de íon) e configuração copo “Pb2” para nível de sinal $^{206}\text{Pb} < 6$ mV. Se o sinal estiver entre 6 e 50 mV, deve-se diminuir a temperatura até o nível do sinal chegar em 6 mV;
- c) Analisar de 3 a 5 blocos, a temperatura máxima durante a análise é de ~ 1500 °C.

IX.2-Análise de UO_2 nos zircões (apenas para amostras com traçador, índice “c”)

- a) depois da análise do Pb, aquecer lentamente (5 minutos) o filamento até 1500-1550 °C;
- b) Para a análise usar o experimento N 14 (modo de estatística modo de copo Faraday) e configuração copo “U” para o nível de sinal $^{270}\text{UO}_2 > 15$ mV, ou experimento N 11 (modo dinâmico de contagem de íon 267) e configuração copo “U2” para o nível de sinal $^{270}\text{UO}_2 < 6$ mV. Se o sinal estiver entre 6 e 15 mV, deve-se diminuir a temperatura até o nível do sinal chegar em 6 mV;
- c) Analisar de 1 a 5 blocos, a temperatura máxima durante a análise é de ~1600 °C.