



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**GRANITÓIDES E ANFIBOLITOS DA SERRA DO NAVIO, BORDA NORTE DO
BLOCO ARQUEANO AMAPÁ: CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E
GEOQUÍMICA, GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO E ISÓTOPOS DE Nd**

**Dissertação apresentada por:
ROBERTA PATRÍCIA DOS SANTOS TAVARES**

**BELÉM
2009**



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**GRANITÓIDES E ANFIBOLITOS DA SERRA DO NAVIO,
BORDA NORTE DO BLOCO ARQUEANO AMAPÁ:
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA,
GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO E ISÓTOPOS DE Nd**

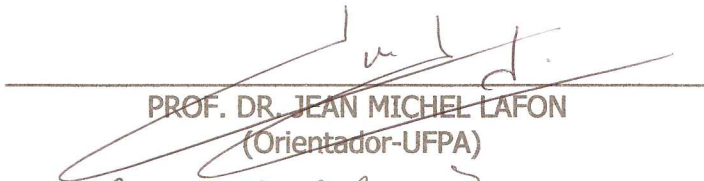
DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

ROBERTA PATRÍCIA DOS SANTOS TAVARES

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

Data de Aprovação: **16 / 06 / 2009**

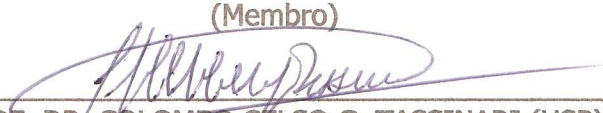
Banca de Dissertação:



PROF. DR. JEAN MICHEL LAFON
(Orientador-UFGA)



PROF. DR. CARLOS EDUARDO DE M. BARROS (UFPR)
(Membro)



PROF. DR. COLOMBO CELSO G. TASSINARI (USP)
(Membro)

Belém

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

- T231g Tavares, Roberta Patrícia dos Santos
 Granitóides e anfibolitos da Serra do Navio, borda norte do Bloco
 Arqueano Amapá: caracterização petrográfica e geoquímica,
 geocronologia Pb-Pb em zircão e isótopos de Nd / Roberta Patrícia
 dos Santos Tavares – 2009
 ix, 114 f. : il.
- Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Programa
 de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de
 Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2009.
 Orientador: Jean-Michel Lafon.
1. Geocronologia. 2. Geoquímica. 3. Petrografia. 4. Serra do
 Navio (AP). 5. Amapá. I. Universidade Federal do Pará. II. Lafon,
 Jean-Michel, *orient.* III. Título.

CDD 20. ed.: 551.78116

*Aos meus filhos João Henrique e
Maria Clara (in memoriam), ao
meu marido Marlon, à minha mãe
Rosângela e aos meus avós Maria
e Antônio.*

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Pará, através do Instituto de Geociências;
Ao Instituto de Geociências pela utilização de toda a sua infra-estrutura;
Ao CNPq, pelo suporte financeiro para o desenvolvimento das atividades;
À Mineração Pedra Branca do Amapari, pelo apoio logístico e acesso ao material de estudo;

Ao Prof. Jean-Michel Lafon, pela orientação, paciência, por ter confiado em mim e respeitado meu trabalho e meus limites;

Ao Prof. Colombo Tassinari, pela realização das análises isotópicas Sm-Nd,
Ao Prof. Carlos Eduardo de Mesquita Barros pelo auxílio nos estudos petrográficos;
Ao Prof. Cláudio Neri Lamarão, sempre solícito nos meus momentos de dúvidas;
Ao Dr. Marco Antônio Toro pela amizade e pelo acompanhamento e ajuda nas análises geocronológicas Pb-Pb em zircão;

À Karina pelo auxílio com os mapas;
À Rosemeri Brabo, pelo companheirismo desta a minha graduação;
Aos amigos e colegas do Pará-Iso pela amizade e por tornarem o ambiente de trabalho agradável;

Às amigas Keila Teixeira e Sabrina Pinho pelo auxílio mútuo, companheirismo e momentos de descontração

À amiga Gilmara Feio, pelas discussões, apoio, incentivo e pela grande ajuda no final deste trabalho,

Aos colegas da Geologia e de Pós-graduação pela amizade,

À minha mãe Rosângela, à minha avó Maria, aos meus irmãos Renata, Rodrigo, Rogério e Richelle, às minhas tias Roseane, Rosana, Rosilene, Rosilda e Rosália pelo carinho, apoio e incentivo desde o início deste trabalho.

Agradeço especialmente a Marlon Castro, por sempre me apoiar durante esta jornada e pela compreensão que teve nos momentos em que lhe faltei por me dedicar a este trabalho.

SUMÁRIO

	DEDICATÓRIA	Pág.	i
	AGRADECIMENTOS		ii
	LISTA DE ILUSTRAÇÕES		v
	LISTA DE TABELAS		ix
	RESUMO		1
	ABSTRACT		3
1	INTRODUÇÃO.....		5
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....		8
2.1	CONTEXTO TECTÔNICO DO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS.....		8
2.1.1	O Cráton Amazônico.....		8
2.1.2	Quadro Geodinâmico do Sudeste do Escudo das Guianas.....		10
2.2	QUADRO GEOLÓGICO DO ESTADO DO AMAPÁ.....		16
2.3	OS TERRENOS GRANITO-GREENSTONES NO ESTADO DO AMAPÁ.....		19
2.3.1	Os <i>greenstone belts</i> da Serra Lombarda-Tartarugalzinho.....		21
2.3.2	Os <i>greenstone belts</i> da Serra do Ipitinga.....		22
2.3.3	Os <i>greenstone belts</i> da Serra do Navio/Tumucumaque.....		23
2.4	CONTEXTO GEOLÓGICO DA SERRA DO NAVIO.....		23
3	PROBLEMÁTICA E OBJETIVOS.....		26
4	MATERIAIS E MÉTODOS.....		28
4.1	ATIVIDADES DE CAMPO E AMOSTRAGEM.....		28
4.1.1	Amostras coletadas nos afloramentos visitados durante a etapa de campo.....		31
4.1.2	Amostras fornecidas pela Anglogold.....		33
4.2	ESTUDO PETROGRÁFICO.....		34
4.3	ESTUDO GEOQUÍMICO.....		35
4.4	ESTUDO GEOCRONOLÓGICO.....		35
4.4.1	Geocronologia por evaporação Pb-Pb em Monocristais de Zircão.....		36
4.4.2	Geocronologia Sm-Nd em Rocha Total e Granada.....		38
5	CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES.....		40
5.1	PETROGRAFIA.....		40
5.1.1	Análise Modal.....		40
5.1.2	Monzogranitos (amostras 05ROB27, 05ROB29, 05ROB30 e 05ROB36).....		42
5.1.3	Monzogranito foliado (amostra INCRA).....		46
5.1.4	Granodioritos foliados (amostras 05ROB26A e G. Itajobi).....		49
5.1.5	Granodioritos isotrópicos (amostras 05ROB37 e 05ROB38).....		52
5.1.6	Considerações Petrográficas.....		54

5.2	GEOQUÍMICA.....	55
5.2.1	Elementos Maiores.....	55
5.2.2	Elementos Terras Raras (ETR).....	59
5.2.3	Elementos-traço.....	60
6	CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METAVULCANO-SEDIMENTARES DO GRUPO VILA NOVA.....	64
6.1	PETROGRAFIA.....	64
6.1.1	Anfibolitos (amostras 05ROB26C, 05ROB28, 05ROB33, 05ROB35, A. Itajobi A. Sucuriçu).....	64
6.1.2	Granada- cordierita-biotita xisto (amostras 05ROB34 / XISTO T06).....	67
6.1.3	Anfibólio-biotita xisto (amostras 05ROB32 e X. SERRA DO VEADO).....	69
6.1.4	Muscovita quartzito (amostra 05ROB10).....	71
6.2	GEOQUÍMICA.....	72
7	GEOCRONOLOGIA.....	78
7.1	GEOCRONOLOGIA Pb-Pb POR EVAPORAÇÃO EM ZIRCÃO.....	78
7.2	GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd.....	86
7.2.1	Idades-modelo TDM(Nd) e $\epsilon t(Nd)$	86
7.2.2	Idades isocrônicas (Rocha total e Granada).....	87
8	INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS E IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS..	92
9	CONCLUSÕES.....	100
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	102

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Fig.		Pág.
1.1A	Localização da Área de estudo na porção sudeste do Escudo das Guianas, porção setentrional do Cratón Amazônico.....	7
1.1B	Localização da área de estudo no Estado do Amapá.....	7
2.1	Províncias geocronológicas do Cratón Amazônico, segundo modelo de Tassinari & Macambira (2004).....	9
2.2	Províncias geocronológicas do Cratón Amazônico, segundo Santos <i>et al.</i> (2006)...	10
2.3	Modelo de evolução geodinâmica para o sudeste do Escudo das Guianas proposto por Delor <i>et. al.</i> 2003a.....	15
2.4	Mapa geológico simplificado do Estado do Amapá.....	16
4.1	Mapa geológico detalhado da Serra do Navio no âmbito do Projeto Amapari. Localização das amostras estudadas.....	29
4.2	Aspectos de campo do afloramento 05ROB26A. A) Visão geral do afloramento constituído por granito (05ROB26A) com intrusões pegmatíticas (05ROB26B), xenólito (?) de anfibolito (05ROB26C); A') megaveios de quartzo intrusivo no granito; B) contato brusco entre granito e a intrusão/xenólito de anfibolito; B')intrusão/xenólito de anfibolito, cortado por veio pegmatítico dobrado.....	31
5.1	Diagrama de Classificação de Granitos segundo Streckeisen (1976), aplicado aos granitóides da Serra do Navio.....	40
5.2	Monzogranito (amostras 05ROB27, 05ROB29, 05ROB30 e 05ROB36A): a)aspecto macroscópico; b)aspecto macroscópico - níveis de concentração de minerais máficos; c)aspecto microscópico com textura granular orientada indicada pela <i>seta</i> , plagioclásio (Pl) com maclas mascaradas por alteração sericítica; d)cristais bordejados por agregados de neoblastos de granulação fina.....	44
5.3	Monzogranito (amostras 05ROB27, 05ROB29, 05ROB30 e 05ROB36A): a)neoblastos de quartzo (Qtz) com pontos tríplex, desenvolvendo contatos curvos e retilíneos; b)microclina (Fks) com intercrescimento perítico, sericita (Sc) e argilo-mineral (Arg) provenientes de alteração de plagioclásio e/ou microclina; c)microclina; d)biotita de coloração esverdeada a acastanhada; e muscovita retorcida; e)associação de granada (Gr) e alanita (Al); f)cristal de muscovita (Ms) gerado a partir de alteração sericítica do plagioclásio. a-b-c-f: luz polarizada, d-e: luz natural.....	45

5.4	Monzogranito foliado (INCRA): a) Aspecto macroscópico; b) Textura granolepidoblástica(luz natural); c)Cristais de quartzo (Qtz) com extinção ondulante e na forma de subgrãos; plagioclásio (Pl) sericitizado (luz polarizada); d) Microclina (Kfs) com textura micropertítica (luz polarizada); e) Biotita (Bt) de coloração marron a amarelo pálido, desenvolvendo contatos retos entre si e formando “pontos tríplexes” (Pt3)(luz natural); f) Cristal de muscovita (Ms) bem desenvolvido gerado a partir do crescimento de sericita (Sc) por alteração do plagioclásio (Pl)(luz polarizada).....	48
5.5	Granodiorito foliado (G. Itajobi e 05ROB26A): a)Aspecto macroscópico com níveis de concentração de minerais máficos; b)aspecto microscópico com textura granolepidoblástica (luz natural); c)cristais de quartzo (Qtz) desenvolvendo contatos interpenetrantes entre si e exibindo extinção ondulante (luz polarizada); d)plagioclásio (Pl) alterando para sericita (Sc) - muscovita (Ms) e para carbonato (Carb) (luz polarizada); e) Plagioclásio com textura mirmectica adjacente a microclina (Kfs); f)biotita (Bt) com pleocroísmo verde oliva a verde claro, associada a fluorita (Fl) (luz natural).....	51
5.6	Granodiorito Isotrópico (05-ROB-37 e 05-ROB-38): a)Aspecto macroscópico; b) Aspecto microscópico - Textura granular (luz polarizada); c)Cristal de quartzo (Qtz) exibindo extinção ondulante, desenvolvendo contatos suturados e retos (formando ponto tríplex - Pt3) (luz polarizada); d)Cristais de quartzo (Qtz) na forma de subgrãos com ponto tríplex (Pt3), plagioclásio (Pl) alterando para sericita (Sc) e argilo-mineral (Arg) (luz polarizada); e)Microclina (Kfs) com alteração carbonática (Carb) e plagioclásio com textura mimerquítica adjacente a microclina (luz polarizada); f) Biotita de coloração amarronzada, desenvolvendo contatos retos entre seus cristais e formando “pontos tríplexes” (Pt3) (luz natural).	53
5.7	Diagrama Ab-An-Or segundo Barker (1979) para os granitóides da Serra do Navio, onde observa-se uma preferência pelo campo dos granitos, com exceção da amostra 05ROB38 que plota no campo dos trondhjemitos.....	56
5.8	Diagrama A/NK versus A/CNK de Maniar e Piccoli (1989) para os granitóides da Serra do Navio.....	58
5.9	Diagrama de Sylvester (1989), para os granitóides da Serra do Navio.....	59
5.10	Padrões de ETR normalizados para o condrito de Evensen (1978).....	60
5.11	Diagrama Rb vs Y+Nb de Pearce <i>et. al.</i> (1984) para discriminação de ambiente tectônico aplicado aos Granitóides a Serra do Navio.....	61
5.12	Diagrama Nb vs Rb de Pearce <i>et. al.</i> (1984) para discriminação de ambiente tectônico, aplicado aos granitóides da Serra do Navio.....	61
5.13	Diagramas de Whalen <i>et. al.</i> (1987) para distinção entre granitos Tipo A, I, S, M	

	aplicado aos granitóides da Serra do Navio.....	62
5.14	Diagrama de discriminação entre granitóides Tipo A1 e A2 de Eby (1992).....	63
6.1	Anfibolitos (amostras 05ROB26C, 05ROB28, 05ROB33, 05ROB35, A. Itajobi A. Sucuriçu): a)Aspecto macroscópico; b) Aspecto microscópico - textura nematoblástica; minerais opacos (MO) e anfibólitos (Anf) orientados incipientemente; c)cristais de anfibólio (Anf) com inclusões de titanita; d)cristais de anfibólio (Anf) desenvolvendo contatos retilíneos e pontos tríplices (Pt3); e)cristais de anfibólio (Anf) deformados; f) neoblasto de quartzo (Qtz).....	66
6.2	Granada-cordierita-biotita xisto (amostras 05ROB34 e T06): a)aspecto macroscópico; b)aspecto microscópico - textura lepidogranoporfiroblástica, Qtz (quartzo), Bt (biotita), Cdr (cordierita); c)porfiroblasto de granada (Gr) bordejado por lamelas de biotita (Bt).....	68
6.3	Anfibólio-biotita xisto (amostras 05ROB32 e X. Serra do Veado): a)aspecto macroscópico; b)aspecto microscópico em luz natural; c)aspecto microscópico com nicós cruzados; d)cristais de anfibólio (Anf), bordejados por biotita (Bt).....	70
6.4	Diagrama Zr/TiO ₂ -Ni (Winchester et al. 1980). Caracterização da origem ígnea dos anfibolitos da Serra do Navio.....	74
6.5	Diagrama Zr/TiO ₂ vs Nb/Y de Floyd e Winchester (1978). Classificação dos anfibolitos da Serra do Navio. Símbolos conforme figura 6.4.....	74
6.6	Diagrama Ti vs Zr (Pearce e Cann 1973). Discriminação do ambiente geotectônico de posicionamento dos anfibolitos da Serra do Navio. Símbolos conforme figura 6.4.....	75
6.7	Diagrama Nb-Zr-Y (Meschede, 1986). Discriminação de ambiente geotectônico de posicionamento de anfibolitos. A _I)álcali-basaltos intra-placa, A _{II})álcali-basaltos intra-placa e toleitos intra-placa, B)basalto tipo P-MORB, C)toleitos intra-placa e basaltos de arco-vulcânico, D)basalto tipo N-MORB e basalto de arco-vulcânico. Símbolos conforme figura 6.4.....	75
6.8	Padrão de distribuição dos ETR dos anfibolitos da Serra do Navio. Observa-se um comportamento praticamente horizontal, com um leve enriquecimento dos ETRL. Símbolos conforme figura 6.4.....	77
7.1	Diagrama de idades Pb-Pb em zircão mostrando a média das idades dos sete cristais de zircão do monzogranito 05ROB27, dando ênfase à idade média dos dois cristais mais antigos.....	83
7.2	Diagrama de idades Pb-Pb em zircão mostrando a média das idades dos quatro cristais de zircão do monzogranito INCRA, dando ênfase à idade média dos dois	

	cristais mais antigos.....	84
7.3	Diagrama de idades Pb-Pb em zircão do Granodiorito foliado 05ROB26A dando ênfase à idade média dos dois cristais mais antigos.....	84
7.4	Diagrama de idades Pb-Pb em zircão mostrando o intervalo de idades obtidas com as análises Pb-Pb em zircão do Granodiorito 05ROB38.....	85
7.5	Diagrama de evolução isotópica do Nd em função do tempo para os granitóides investigados na Serra do Navio.....	89
7.6	Diagrama de evolução isotópica do Nd em função do tempo para os anfibolitos do Grupo Vila Nova na Serra do Navio.....	89
7.7	Diagrama de evolução isotópica do Nd em função do tempo para os micaxistos do Grupo Vila Nova.....	90
7.8	Diagrama isocrônico rocha tota dos anfibolitos do Grupo Vila Nova.....	90
7.9	Diagramas isocrônicos rocha total-granada do Biotita-Xisto 05ROB34.....	91
8.1	Diagrama Idade T(Ga) vs ϵ_{Nd} (AVELAR, 2002; AVELAR et. al., 2003) em domínio de evolução das rochas arqueanas e paleoproterozóicas do SE do Escudo das Guianas: 1- Evolução Isotópica do Nd da crosta paleoproterozóica juvenil a partir de dados geocronológicos; 2- Evolução Isotópica do Nd para as rochas paleoproterozóicas (Avelar, 2002); 3:-Evolução Isotópica de Nd para as rochas arqueanas (Avelar, 2002). Modelo de misturas, em proporções variáveis, de um componente crustal meso-arqueano e um componente paleoproterozóico, proposto por Avelar (2002), com o qual as amostras investigadas foram comparadas. A porção circundada indica o campo de misturas. Neste diagrama são representadas também, as composições isotópicas das rochas metavulcânicas estudadas por McReath e Faraco (2006), do Anfibolito Itajobi (Andrade, 2003) e o Granito Itajobi (Oliveira, 2002).....	99

LISTA DE TABELAS

Tab.		Pág.
4.1	Localização das amostras coletadas e metodologias a que foram submetidas.....	30
5.1	Análise modal dos granitóides associados à sequência <i>greenstone belt</i> da Serra do Navio.....	41
5.2	Análises químicas dos granitóides associados aos Greenstone Belts da Serra do Navio.....	57
6.1	Composições químicas dos anfibolitos da Serra do Navio.....	73
7.1	Resultados analíticos Pb-Pb em zircão dos granitóides datados.....	79
7.2	Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total e Granada.....	88

RESUMO

As seqüências metavulcanossedimentares da Serra do Navio, incluídas no Grupo Vila Nova, e os granitóides associados localizam-se na região central do Estado do Amapá, no limite entre os dois principais domínios geodinâmicos dessa porção da Província Maroni-Itacaiúnas, no sudeste do Escudo das Guianas (Bloco Arqueano Amapá a sul e domínio paleoproterozóico juvenil, a norte). O Bloco Amapá constitui um extenso fragmento continental Arqueano composto por um embasamento incluindo complexos granulíticos, gnáissicos, ortognaisses-graníticos e migmatíticos. O período principal de acreção crustal ocorreu no final do Paleoarqueano e durante o Mesoarqueano enquanto que processos de retrabalhamento crustal predominaram no Neoarqueano. Dois eventos magmáticos principais com idades de 2,85-2,79 Ga e 2,66-2,60 Ga foram identificados. Durante a orogênese Transamazônica (2,26-1,95 Ga) o Bloco Amapá foi marcado pela intrusão de granitóides, formação de seqüências metavulcanossedimentares e episódios metamórficos de alto grau.

Na Serra do Navio, as rochas metavulcanossedimentares do Grupo Vila Nova ocorrem na forma de faixas alongadas segundo uma direção NW-SE. São representadas por uma seqüência basal de ortoanfibolitos e rochas metamáficas, capeados por quartzo-xisto com lentes de rochas calciosilicáticas, biotita-xistos, xisto grafitoso com lentes de mármore cálcico e manganésífero. Toda esta seqüência é metamorfizada na fácies xisto-verde a anfibolito. Cortando esta seqüência, são observadas várias ocorrências de plútons graníticos. Estes granitóides são constituídos por monzogranitos, granodioritos foliados e granodioritos isotrópicos. Os monzogranitos e granodioritos foliados exibem características geoquímicas de granitos subalcalinos, fracamente peraluminosos e similares aos granitos tipo A (tipo A2). Os granodioritos isotrópicos apresentam natureza cálcio-alcálica, caráter peraluminoso, e são semelhantes aos granitos do tipo I Fracionados. Os dados geoquímicos de elementos-traço e terras raras indicam que os anfibolitos representam essencialmente basaltos andesíticos de tipo T-MORB e sugerem uma origem em contexto de abertura oceânica, provavelmente de bacia retro-arco. Os resultados Sm-Nd obtidos em cinco amostras de rochas anfibolíticas forneçam valor de $\epsilon_{Nd(2,23\text{ Ga})}$ entre +0,91 e +3,55, indicando derivação mantélica majoritária com leve participação de magmas crustais ou contaminação na gênese dessas dessas rochas. Para os xistos das mesmas seqüências metavulcanossedimentares, valores levemente positivos até nitidamente negativos ($-4,98 < \epsilon_{Nd(2,23\text{ Ga})} < +0,57$) apresentam sinais de contribuição crustal, provavelmente por envolvimento do

embasamento arqueano e/ou por contaminação por fluidos metamórficos. A assinatura isotópica $\epsilon_{\text{Nd}} (2,23 \text{ Ga})$ entre -4,88 e +3,15, as idades T_{DM} de 2,24 até 2,84 Ga, determinadas em sete amostras de granitóides indicam uma contribuição importante de crosta continental arqueana na fonte dessas rochas, registrada também por zircões herdados de até 2,71 Ga, assim como, em alguns dos corpos investigados, uma formação a partir de magmas juvenis paleoproterozóicos. As idades Pb-Pb em zircão de 2,23-2,25 Ga, obtidas em três amostras de monzogranitos e granodioritos sugerem que tenham sido formados durante um evento plutônico eo-riaciano. Essas idades sugerem também que as sequências metavulcanossedimentares, nas quais os granitóides são intrusivos, sejam contemporâneas das rochas máficas do Grupo Ipitinga, na borda sul do Bloco Arqueano Amapá, e do Complexo de “*l’île de Cayenne*”, na Guiana Francesa, e representam também um evento precoce na evolução Transamazônica. Dessa forma, o Grupo Vila Nova na Serra do Navio não são relacionadas às sequências *greenstones* mesoriacianas do sudeste do Escudo das Guianas e constitui mais uma testemunha do estágio eoriaciano de formação de crosta oceânica que deu início à evolução Transamazônica da Província Maroni-Itacaiúnas.

ABSTRACT

The metavolcanosedimentary sequences from the Serra do Navio, included in the Vila Nova group, and associated granitoids are located in the Central region of the State of Amapá, at the limit between two main geotectonic domains of the Maroni-Itacaiunas Province, Southeastern part of the Guyana Shield (i.e. Archean Amapá Block at south and Paleoproterozoic juvenile domain at north). The Amapá block consists of an extensive Archean continental landmass composed by granulitic and gneissic complexes, orthogneisses and migmatites. The main period of crustal accretion took place at the end of Paleoproterozoic and along Mesoproterozoic while reworking processes are dominant during Neoproterozoic. Two major episodes of magmatism were identified at 2.85-2.79 Ga and 2.66-2.60 Ga, respectively. During the Transamazonian orogenic event ((2.26-1.95 Ga), the Amapá Block underwent granite intrusions, formation of metavolcanosedimentary and high –grade metamorphism episodes. In the Serra do Navio area, the supracrustal sequences of the Vila Nova group occur as NW-SE elongated belts. These sequences are composed by a basal orthoamphibolites and metamafic rocks overlain by quartz-schists with lenses of calc-silicated rocks, biotite-schists, graphitic-schists including lenses of calcic and manganeseiferous marble. All the units are metamorphosed under greenschist to amphibolite facies. Several bodies of foliated monzogranites and foliated and isotropic granodiorites crosscut the supracrustal sequences. Foliated monzogranites and granodiorites exhibit geochemical signature of sub-alkaline, slightly peraluminous granites similar with A type granites (A2 type). Isotropic granodiorites display characteristics of calc-alkaline, peraluminous, fractionated I type granites. Trace and Rare earth elements geochemical data indicated that the amphibolites consists of T- MORB like andesitic basalts and suggest that they formed in extensional context, probably in a retro-arc basin. Sm-Nd isotopic results on five samples of amphibolites furnished $\epsilon_{Nd(2.23\text{ Ga})}$ values between +0.91 and +3.55, indicating a major mantle derivation with slight contribution of crustal magmas in the source or crustal contamination during the genesis of these rocks. Schist samples from the same sequences displayed slightly positive to negative ϵ_{Nd} values ($-4.98 < \epsilon_{Nd(2.23\text{ Ga})} < +0.57$) pointing to the assimilation of crustal material from the Archean basement or contamination by metamorphic fluids. The Nd isotopic values of $\epsilon_{Nd(2.23\text{ Ga})}$ between -4.88 and +3.15, with corresponding T_{DM} Nd model ages from 2.24 Ga up to 2.84 Ga obtained on seven samples from granitoids indicated an important contribution of an Archean crustal component in the source of these rocks, also registered by Archean

inherited up to 2.71 Ga, as well as Paleoproterozoic juvenile sources for some of the studied granitoids. Pb-Pb ages on zircon from three samples of monzogranites and granodiorites between 2.23 – 2.25 Ga suggest that they formed during an Eorhyacian episode of magmatism. Such ages also suggest that the Vila Nova supracrustal sequences, in which the granitoids are intrusive, also formed during an early Transamazonian episode and are contemporaneous with the Ipitinga group, at the southern border of the Amapá block and with the “*l’île de Cayenne*” mafic rocks in French Guyana. Therefore, the Vila Nova group at the Serra do Navio does not belong to the Mesorhyacian greenstones belt from the Southeastern Guyana shield and constitutes a further evidence of the Eorhyacian stage of oceanic crust formation which began the Transamazonian evolution of the Maroni-Itacaiunas Province.

1 INTRODUÇÃO

A área estudada abrange um setor localizado na porção sudeste do Escudo das Guianas, situando-se geograficamente acerca de 18 km a E-NE da cidade de Serra do Navio, na porção central do Estado do Amapá (Figura 1.1), nos domínios do Projeto Amapari, onde foi realizado um perfil ao longo do Rio Amapari. As rochas analisadas neste trabalho compreendem granitóides associados aos *greenstone belts* da Serra do Navio e algumas rochas máficas e metassedimentares da sequência supracitada. O Projeto Amapari é desenvolvido na região pela empresa “Mineração Pedra Branca do Amapari – MPBA” do Grupo Canadense Goldcorp, através da prospecção de ouro. A porção sudeste do Escudo das Guianas, também conhecida como Província Maroni-Itacaiúnas, é constituída essencialmente por terrenos granito-*greenstones*, granitóides e complexos metamórficos de alto grau, representando uma extensa faixa orogênica desenvolvida durante o Evento Transamazônico (2,26–1,95 Ga) (CORDANI *et al.* 1979; TEIXEIRA *et al.* 1989; GIBBS & BARRON, 1993; TASSINARI *et al.* 2000; DELOR *et al.* 2003a). Compreende áreas extensivas de crosta paleoproterozóica e de dois domínios arqueanos principais: o bloco Imataca, na Venezuela, e o bloco Amapá, na porção centro-sul do Estado do Amapá; ambos retrabalhados durante a orogênese transamazônica (MONTGOMERY & HURLEY, 1978; MONTGOMERY, C.W. 1979, ROSA-COSTA *et al.*, 2006).

No Estado do Amapá, as seqüências *greenstone belts* foram agrupadas no Grupo Vila Nova (LIMA *et al.*, 1974). Essas seqüências parecem constituir os equivalentes dos *greenstones belts* da Guiana Francesa, os quais já foram estudados detalhadamente e têm seu posicionamento estratigráfico relativamente bem definido (CHOUBERT, 1974; TEIXEIRA *et al.* 1989; VANDERHAEGHE *et al.* 1998; DELOR *et al.* 2003a). Por outro lado, no Amapá, o posicionamento estratigráfico e o contexto geodinâmico de formação dessas seqüências *greenstone belts* ainda não foram claramente estabelecidos, sobretudo devido ao número reduzido de dados geocronológicos e geoquímicos. Entre as seqüências do Grupo Vila Nova no Estado do Amapá aquelas da Serra do Navio, situadas na porção norte do bloco Arquano Amapá, foram escolhidas como alvo deste estudo devido ao contexto geológico peculiar no qual estão inseridas, e também por sua relevância econômica e pela relativa facilidade de acesso.

Neste trabalho foi realizada uma caracterização petrográfica e geoquímica, assim como um estudo geocronológico pelos métodos Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total, nos granitóides associados aos *greenstone belts* do Grupo Vila Nova, assim como de algumas rochas

metassedimentares e máficas que constituem este grupo, tendo como finalidade a determinação das idades de cristalização destas rochas e do tempo de residência crustal de seus protólitos. Em complemento, uma análise Sm-Nd em granada de rochas máficas foi realizada para contribuir na determinação da idade do metamorfismo que afetou a área.

Objetiva também uma classificação e caracterização desses granitóides e de algumas rochas supracrustais sob o ponto de vista petrográfico e geoquímico. Os resultados deste trabalho visam contribuir para um maior conhecimento a respeito do posicionamento geodinâmico dessas associações granito-*greenstones* na evolução Transamazônica da porção Sudeste do Escudo das Guianas.

A realização dessa dissertação contou com recursos financeiros do projeto PRONEX nº420.00/00 do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, intitulado **“Magmatismo, Metalogênese e Evolução Crustal da Província Mineral de Carajás e Províncias Adjacentes”** e do Projeto CNPQ, edital Nº 019/2004 – Universal, intitulado **“Limites entre o Arqueano e o Paleoproterózoico na Amazônia Oriental: Implicações para a evolução geodinâmica da Crosta Continental”**, sob a coordenação do Prof. Jean-Michel Lafon. Contou também com a colaboração da Empresa de Mineração Pedra Branca do Amapari - MPBA do Grupo Canadense *Goldcorp* que viabilizou as atividades de campo; e com o apoio do Centro de Pesquisas Geocronológicas – CPGeo do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – USP, mediante o Prof. Colombo Tassinari, para a realização das análises de Sm-Nd em rocha total e granada.

A estrutura deste trabalho inclui uma descrição do contexto geológico do setor onde está inserida a área em estudo (Capítulo 2), dando destaque às principais unidades geológicas e aos dados geocronológicos disponíveis. Com base no conhecimento destas informações, serão apresentados os principais problemas geológicos que motivaram a execução deste trabalho, e a partir dos quais foram definidos os objetivos da pesquisa (Capítulo 3). As atividades e os procedimentos metodológicos em petrologia, geoquímica e geocronologia, utilizados no alcance dos objetivos propostos serão descritos resumidamente no Capítulo 4. Os resultados obtidos nesta pesquisa serão apresentados e analisados nos Capítulos 5, 6 e 7, e discutidos de forma integrada no capítulo final dando ênfase as consequências para a evolução geodinâmica do setor estudado (capítulo 8). Finalmente, os resultados mais relevantes serão lembrados nas conclusões (capítulo 9).

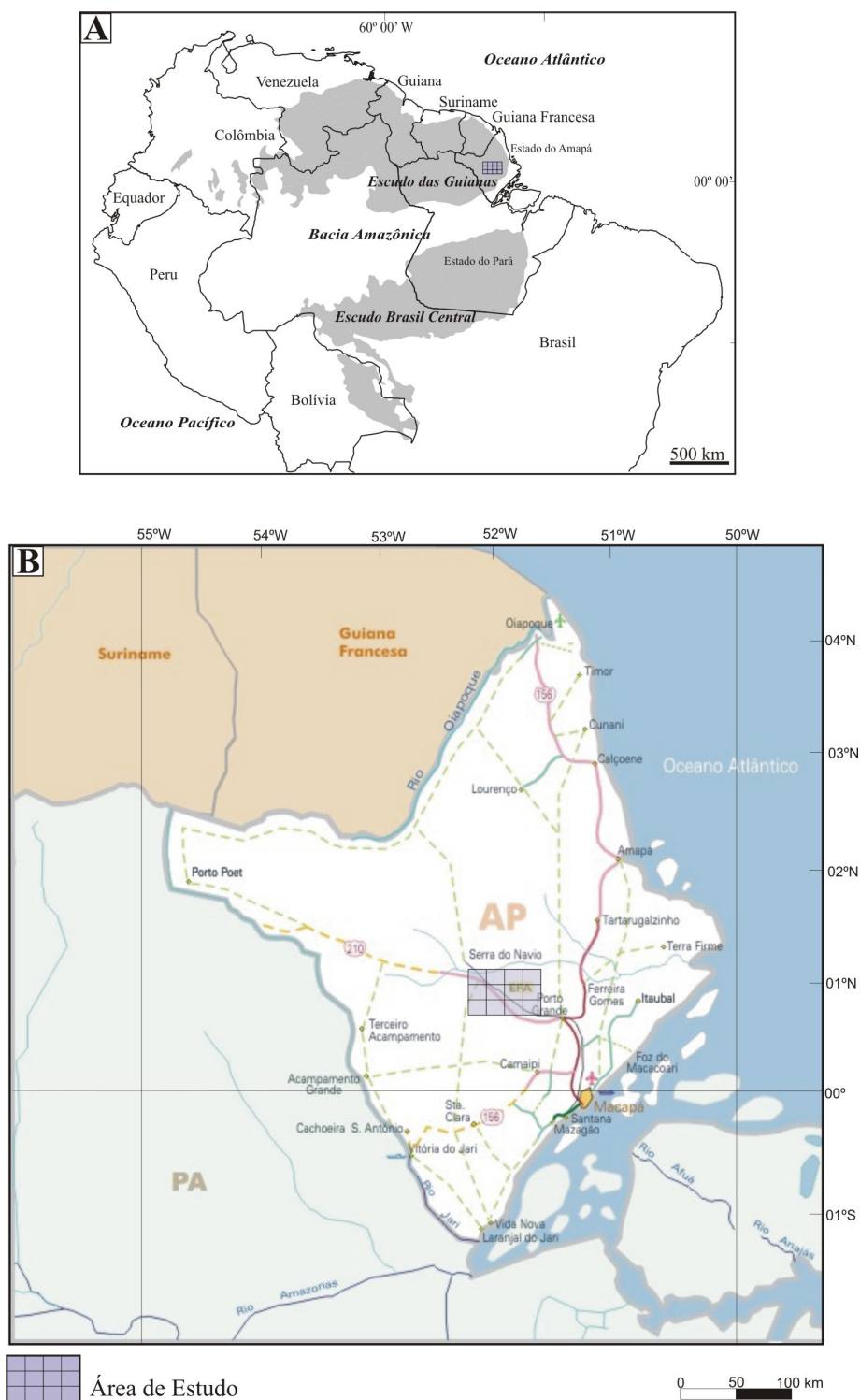


Figura 1.1: (A) Localização da Área de estudo na porção sudeste do Escudo das Guianas, porção setentrional do Cratón Amazônico. (B) Localização da área de estudo no Estado do Amapá.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Neste capítulo serão apresentados e descritos as principais feições geológicas do Escudo das Guianas dando ênfase ao Estado do Amapá, assim como a distribuição dos terrenos granito-greenstones neste Estado e por fim o contexto geológico da Serra do Navio.

2.1 CONTEXTO TECTÔNICO DO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS

2.1.1 O Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico é formado por dois escudos pré-cambrianos, o Escudo das Guianas, a norte, e o Escudo Brasil Central, a sul da bacia do Amazonas-Solimões; estende-se por uma área de aproximadamente 4.500.000 km², incluindo parte do Brasil, Guiana, Guiana Francesa, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia. Limita-se a norte pela margem atlântica, e em suas bordas oriental e meridional por faixas orogênicas neoproterozóicas marginais do Escudo Atlântico (Paraguai-Araguaia-Tocantins), geradas durante o Ciclo Orogênico Brasileiro (TASSINARI *et al.* 2000). O limite ocidental com a Faixa Orográfica Andina é em grande parte convencional, visto que geralmente está encoberto por depósitos cenozóicos das bacias de antepaís subandinas, que se estendem desde a Venezuela até o sul da Argentina (SCHOBENHAUS & BRITO NEVES, 2003). O Cráton Amazônico representa uma grande placa litosférica continental, composta por várias províncias crustais de idades arqueana a mesoproterozóica, que foi estabilizada tectonicamente em torno de 1,0 Ga, tendo se comportado como uma placa estável no Neoproterozóico, durante o desenvolvimento das faixas orogênicas marginais brasileiras (BRITO NEVES & CORDANI, 1991).

Segundo TASSINARI & MACAMBIRA (2004) o Cráton Amazônico é dividido em seis províncias geocronológicas, definidas a partir de padrões geocronológicos característicos, assembléias litológicas, *trends* estruturais e histórias geológicas particulares e distintas em relação às províncias adjacentes. Assim foram distinguidas as províncias Amazônia Central (>2,5 Ga), compreendendo os núcleos arqueanos Carajás e Iricoumé, e províncias paleo e mesoproterozóicas Maroni-Itacaiúnas (2,2–1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,9–1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8–1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,55–1,3 Ga) e Sunsás (1,25–1,0 Ga) (Figura 2.1).

Santos *et al.* (2000, 2006) propuseram algumas modificações ao modelo citado acima, principalmente em relação à denominação e ao posicionamento dos limites entre as províncias. Estes autores identificaram a existência de sete províncias tectônicas: Carajás (3,0–2,5 Ga),

Amazônia Central (supostamente arqueana), Transamazonas (2,26-2,01 Ga), Tapajós–Parima (2,13–1,88 Ga), Rio Negro (1,82–1,52 Ga), Rondônia–Juruena (1,82–1,54 Ga), e Sunsás/K'Mudku (1,45–1,10 Ga) (Figura 2.2). De acordo com este modelo, o Arqueano é representado pelo bloco Carajás; enquanto que as províncias Transamazonas, Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena representam províncias juvenis paleo e mesoproterozóicas. As províncias Rio Negro e Sunsás/K'Mudku seriam produtos de retrabalhamento de crosta continental durante eventos colisionais.

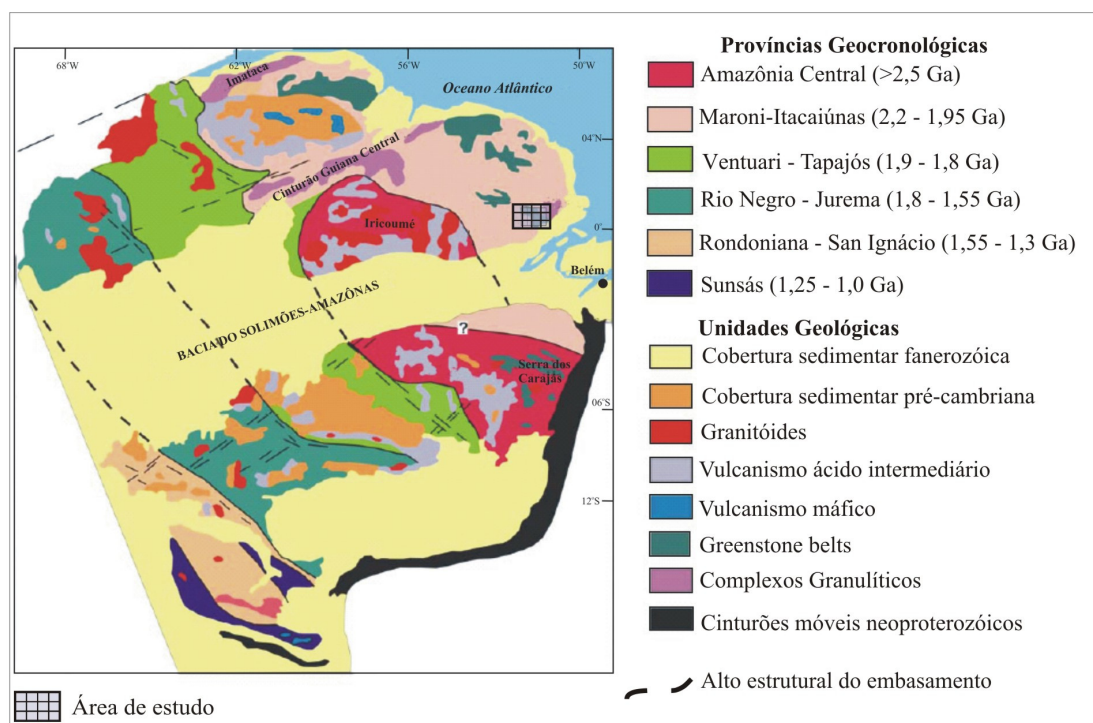


Figura 2.1: Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, segundo modelo de Tassinari & Macambira (2004)

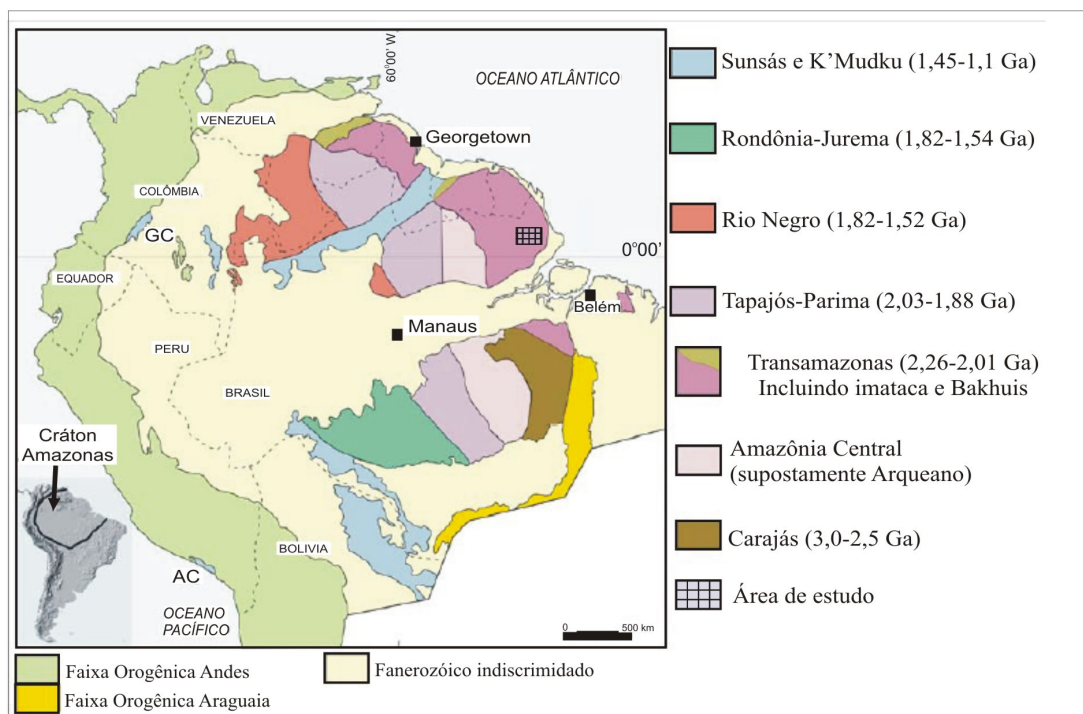


Figura 2.2: Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, segundo modelo de Santos *et al.* (2006).

2.1.2 Quadro Geodinâmico do Sudeste do Escudo das Guianas.

O Escudo das Guianas possui cerca de 1.500.000 km² de extensão, abrangendo toda a porção norte do Cráton Amazônico, constituindo um extenso domínio que se estende desde a margem atlântica, no extremo norte, até a Bacia do Amazonas, ao sul. O Escudo das Guianas compreende a porção leste da Venezuela, o extremo oriental da Colômbia, a Guiana, o Suriname, a Guiana Francesa e a porção norte do Brasil, incluindo os Estados do Amapá, Roraima e noroeste do Pará (GIBBS & BARRON, 1993; TASSINARI *et al.* 2000).

Gibbs & Barron (1993) dividiram o Escudo das Guianas em três domínios: um Domínio Noroeste situado na porção leste da Venezuela, constituído pelas rochas granulíticas e gnáissicas do Complexo Imataca com idades acima de 2,6 Ga; um Domínio Centro-oeste, formado por rochas plutono-vulcânicas (Grupo Uatumã, magmatismo Avareno) e sedimentares (Grupo Roraima) de idades paleo a mesoproterozóicas entre 1,9 e 1,6 Ga; e um Domínio Nordeste, que se confunde com a Província Maroni-Itacaiúnas (PMI) (TASSINARI & MACAMBIRA, 1996, 2004).

A PMI é também denominada de Província Transamazonas por Santos *et al.* (2000, 2006). A diferença de denominação para uma mesma província deve-se ao fato de estes autores considerarem diferentes premissas para a definição dos limites destas províncias. A proposta de Santos *et al.* (2000) baseia-se principalmente nas idades de formação das rochas, independentemente de as mesmas terem sido ou não afetadas pela Orogênese Transamazônica. Já a proposta de Tassinari & Macambira (2004) fundamenta-se na área de atuação da referida orogênese; assim, esses autores consideram o Bloco Arqueano Imataca ($> 2,5$ Ga) e o Cinturão Guiana Central (FRAGA, 2002) como pertencentes à PMI, e posicionam o limite sul desta província com a Província Amazônia Central ($> 2,5$ Ga) logo a norte da região Arqueana de Carajás, conforme indicado por Cordani *et al.* (1984). Por outro lado, na proposta de Santos *et al.* (2000), o Bloco Imataca é considerado como um fragmento arqueano independente, não sendo levado em consideração o fato de o mesmo ter sido retrabalhado no Evento Transamazônico; a Província Arqueana de Carajás é estendida para norte envolvendo o Bloco Amapá (ROSA-COSTA *et al.*, 2006) e excluindo as rochas arqueanas de Tartarugalzinho (MONTALVÃO & TASSINARI, 1984; SATO & TASSINARI, 1997; JOÃO & MARINHO, 1982; LAFON *et al.* 1998) que continuariam a integrar a Província Transamazonas. No entanto, Santos *et al.* (2006), reformularam sua concepção anterior, e passaram a considerar que o Bloco Imataca como tardi-Transamazônico (2080-2040 Ma) e pertencente à Província Transamazonas. Em ambas as propostas, as rochas arqueanas da região de Cupixi e Tartarugalzinho, são frequentemente consideradas como evidências da extensão da crosta arqueana de Carajás para norte. Neste trabalho adota-se o modelo de Tassinari & Macambira (2004), uma vez que um dos objetivos do mesmo é contribuir para o entendimento da atuação da orogênese Transamazônica na porção central do Estado do Amapá, além do mais no modelo proposto por Santos *et al.* (2006), a Província Transamazonas sobrepõe-se à PMI de Tassinari e Macambira (2004), não havendo, portanto, necessidade de chama-la por outro nome.

A PMI (Figura 2.1) situa-se ao longo da margem atlântica, estendo-se desde o norte do Brasil, passando pela Guiana, Guiana Francesa, Suriname, até o leste da Venezuela. É constituída essencialmente por seqüências metavulcano-sedimentares, complexos metamórficos de alto grau e rochas graníticas. Representa uma grande faixa orogênica desenvolvida durante o Evento Transamazônico (2,26–1,95 Ga), consistindo em áreas extensivas de crosta juvenil paleoproterozóica e de dois terrenos arqueanos principais: o bloco Imataca na Venezuela, e o

bloco Amapá, no norte do Brasil (ROSA-COSTA *et al.*, 2006). É correlacionada aos terrenos Birimianos formados durante a orogênese Eburneana no Cráton Oeste Africano (ONSTOTT & HARGRAVES 1981, ONSTOTT *et al.* 1984, FEYBESSE & MILESI 1994, LEDRU *et al.* 1994, ZHAO *et al.* 2002).

Tassinari (1996), baseado em dados geocronológicos da PMI, definiu dois grandes domínios, simático e ensialítico, os quais são limitados pelo Rio Oiapoque, de direção NW-SE, na fronteira entre a Guiana Francesa e o Estado do Amapá. O domínio simático, situado a norte, representaria a porção juvenil da PMI, com evolução relacionada a eventos magmáticos e de acreção crustal durante o Paleoproterozóico.

O domínio ensialítico, por sua vez, seria constituído por rochas paleoproterozóicas com *inliers* arqueanos preservados. Estes *inliers* consistiriam em protólitos arqueanos retrabalhados durante o Evento Transamazônico. Para a identificação deste domínio, Tassinari (1996) fundamentou-se na existência de rochas arqueanas nas regiões de Cupixi e Tartarugalzinho (JOÃO & MARINHO, 1982; LIMA *et al.* 1982; MONTALVÃO & TASSINARI, 1984).

Entre este dois domínios, Avelar (2002) propôs um domínio de transição, correspondente à região norte do Amapá, que se caracterizaria pela predominância de granitos datados em torno de 2,10 Ga, com idades modelo T_{DM} arqueanas ou indicando mistura entre componentes arqueanos e paleoproterozóicos, que em ambos os casos, indicariam presença de retrabalhamento de crosta arqueana durante a orogênese Transamazônica. Testemunhas de crosta arqueana são registradas apenas em cristais de zircão detríticos (3,2–2,7 Ga) de metassedimentos e zircões herdados (2,9–2,6 Ga) (LAFON *et al.* 2000). Eventos de acreção crustal juvenil são reconhecidos apenas localmente, em rochas cálcio-alcalinas (2,18 Ga e 2,16 Ga) com idades T_{DM} entre 2,34 e 2,24 Ga. Na porção sul, nas proximidades do domínio ensialítico, Avelar *et al.* (2003) identificaram registros de protólitos arqueanos na região de Tartarugalzinho (> 2,58 Ga) e na região de Cupixi (2,85 Ga), confirmando a presença de crosta arqueana nestes setores, já indicada por estudos anteriores (JOÃO & MARINHO 1982; LIMA *et al.* 1982; MONTALVÃO & TASSINARI 1984; SATO & TASSINARI, 1997, LAFON *et al.* 1998).

No entanto, Rosa-Costa *et al.* (2003, 2006) através da comparação de idades obtidas em ortognaisses de alto grau metamórfico do domínio ensialítico, com dados anteriormente obtidos nas regiões de Cupixi e Tartarugalzinho, sugerem que a crosta arqueana, da porção sul do domínio de transição (AVELAR, 2002) e do domínio ensialítico (TASSINARI, 1996), esteja

relacionada a extensos segmentos crustais e não apenas a *inliers* isolados em meio a rochas paleoproterozóicas. Assim, estes autores propuseram a existência de um segmento crustal arqueano, retrabalhado durante o ciclo orogênico Transamazônico, que se estenderia desde o noroeste do Pará/sudoeste do Amapá até a região central do Amapá, denominado de bloco Amapá, o qual será descrito em detalhe no próximo capítulo. Os mesmos autores sugerem também, que este bloco representaria um fragmento arqueano independente da crosta Arqueana de Carajás, contrariamente ao que consideravam outros autores. A presença de rochas paleoproterozóicas no segmento a norte de Carajás, inclusive com assinatura isotópica juvenil (MACAMBIRA *et al.* 2001, 2004; SANTOS, 2003; VASQUEZ *et al.* 2005), e a identificação do Domínio Carecucu, como um arco magmático paleoproterozóico, ao sul do bloco Amapá, é concordante com estas suposições (RICCI *et al.*, 2001a,b e 2003).

O modelo de evolução transamazônica para o sudeste do Escudo das Guianas vem sendo aprimorado ao longo dos anos. Vanderhaeghe *et al.* (1998) apresentaram um modelo de evolução detalhado sustentado por dados geoquímicos, estruturais e geocronológicos obtidos na Guiana Francesa. Nesse modelo, um primeiro estágio de evolução crustal eo-Transamazônico corresponde ao maior período de geração de crosta juvenil relacionada à abertura oceânica e a formação de terrenos granito-*greentones* (2,2-2,17 Ga). Um segundo estágio é marcado pela formação e aglomeração de arcos magmáticos eo - e meso-transamazônicos (2,15-2,11 Ga) com magmatismo cálcio-alcalino. O terceiro estágio envolve um contexto continental com retrabalhamento crustal marcado por tectônica essencialmente transcorrente e formação de granitos, principalmente alcalinos a peralcalinos por anatexia crustal (2,10-2,08 Ga).

Em seguida, Delor *et al.* (2003a,b), através da compilação de dados obtidos durante o programa de mapeamento geológico da Guiana Francesa em escala 1:500.000 (DELOR *et al.* 2001), com dados de estudos anteriores (SATO & TASSINARI, 1997; LAFON *et al.* 1998; ROSA-COSTA *et al.* 2001; TASSINARI *et al.* 2001; PIMENTEL *et al.* 2002), refinou o modelo citado acima, apresentando algumas modificações e estendendo-o a toda porção sudeste do Escudo das Guianas. O modelo proposto (Figura 2.3) por estes autores compreende quatro estágios principais:

O primeiro estágio, Eo-Riaciano, caracteriza-se pela formação de crosta oceânica juvenil no período entre 2,26-2,20 Ga, decorrente da divergência entre dois fragmentos continentais,

inicialmente contíguos, representados por placas arqueanas do Cráton Oeste Africano e do norte do Cráton Amazônico.

O segundo estágio, Meso-Riaciano (D1), é caracterizado pela acreção de magmas cálcio-alcalinos e desenvolvimento de seqüências metavulcanossedimentares em sistemas de arcos de ilhas, originados sobre zonas de subdução entre placas litosféricas oceânicas, durante o início da convergência entre os blocos continentais arqueanos. São identificados dois pulsos diacrônicos de magmatismo tipo TTG, entre 2,18-2,16 Ga e entre 2,15- 2,13 Ga.

O terceiro estágio, Neo-Riaciano (D2a), é marcado por retrabalhamento crustal em contexto colisional, gerando migmatização e magmatismo por fusão crustal, produzindo granitos peraluminosos, no período entre 2,11 e 2,08 Ga. Esse terceiro estágio também é marcado pela abertura de bacias sedimentares tipo *pull-apart*, e caracteriza-se por um episódio tectônico transcorrente tardio, acompanhado pela formação de granitos metaluminosos a 2,08–2,06 Ga.

Finalmente, o quarto e último estágio Neo-Riaciano (D2b) representa uma fase de colocação de granitos metaluminosos ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais. Neste estágio, o arcabouço estrutural aparente, em *pinch and swell*, sugere um episódio de extensão crustal e *boudinage* em escala continental, tardi-transamazônico, envolvendo *upwelling* mantélico e formação de faixas granulíticas, bem discutidas no noroeste do Suriname, nas Montanhas de Bakhuis, onde foi evidenciado, um evento de ultra alta temperatura - UAT em torno de 2,08–2,06 Ga (de ROEVER *et al.* 2003). Esse episódio de alto grau pode ter sido responsável, no Amapá, por um magmatismo catazonal em torno de 2,06-2,05 Ga (LAFON *et al.* 2001, AVELAR, 2002) associado a um evento metamórfico granulítico em torno de 2,04-1,98 Ga, com protólito arqueano em torno de 2,6 Ga (OLIVEIRA, 2002 e 2008). Localizada na porção sudeste do Escudo das Guianas, a área de abrangência desta pesquisa posiciona-se, deste modo, no domínio ensialico da Província Maroni-Itacaiúnas na borda norte do bloco Arqueano Amapá, cujos aspectos geológicos mais relevantes serão discutidos no item seguinte.

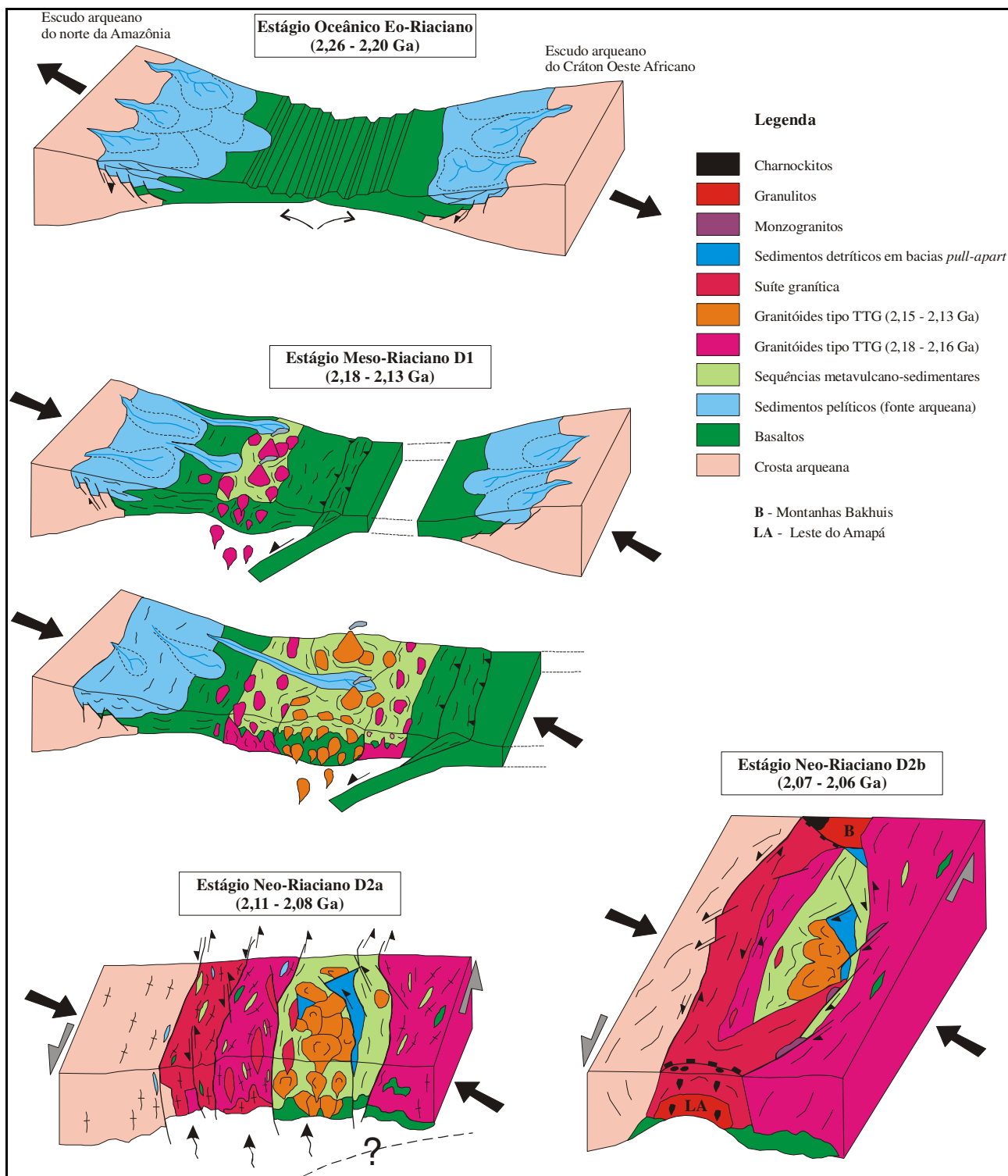


Figura 2.3: Modelo de evolução geodinâmica para o sudeste do Escudo das Guianas proposto por Delor *et. al.* (2003a).

2.2 QUADRO GEOLÓGICO DO ESTADO DO AMAPÁ

O Estado do Amapá pode ser dividido em dois domínios distintos, um domínio norte onde predominam granitóides e ortognaisses paleoproterozóicos e um domínio centro-sul formado por unidades arqueanas retrabalhadas durante a orogênese Transamazônica e que compõem o bloco Amapá (ROSA-COSTA *et al.*, 2003, 2006, 2008; ROSA-COSTA, 2006) (Figura 2.4).

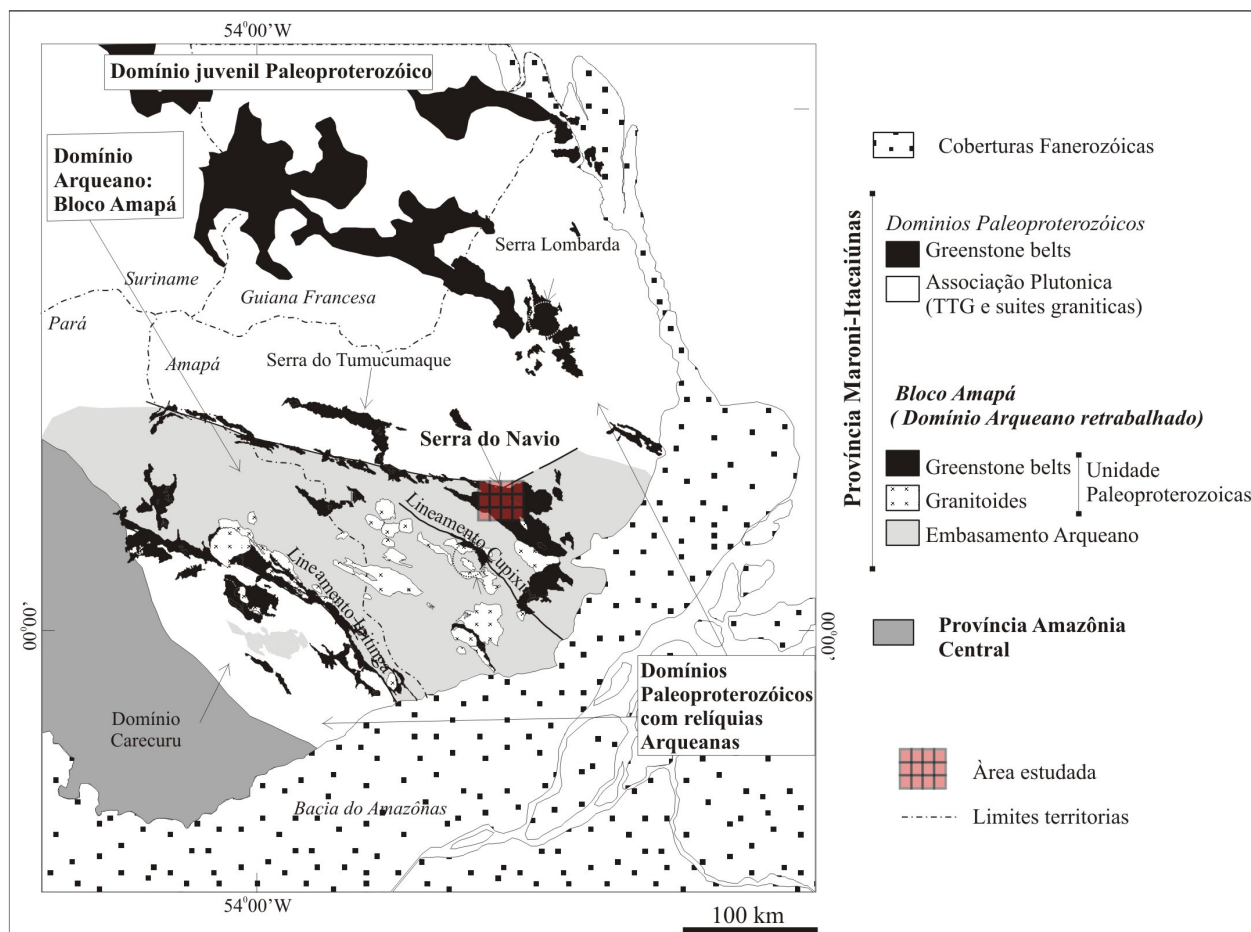


Figura 2.4: Mapa geológico simplificado do Estado do Amapá, com a localização do Domínio Norte, constituído predominantemente por rochas paleoproterozóicas, e do Domínio Sul constituído pelo Bloco Amapá. Fonte: Rosa-Costa *et al.* 2006.

As idades do domínio Norte, comparadas com as disponíveis para a Guiana Francesa, indicam uma evolução transamazônica para este setor do Estado do Amapá similar a da Guiana Francesa no intervalo entre 2,18–2,08 Ga, com um primeiro episódio magmático cálcio-alcálico de 2,18–2,15 Ga, relacionado a arcos magmáticos, e um segundo no intervalo entre 2,11 e 2,08 Ga, relacionado a um estágio colisional (NOGUEIRA *et al.* 2000; AVELAR, 2002)

Na região norte e na fronteira com a Guiana Francesa, os ortognaisses e granitóides são essencialmente relacionados à evolução Neo-Riaciana da orogênese Transamazônica, como

indicam as idades Pb/Pb em zircão obtidas em três sienogranitos de 2107 ± 2 Ma, 2098 ± 2 Ma e 2087 ± 30 Ma (AVELAR *et. al.*, 2002) e U-Pb em titanita de três granitóides de 2079 ± 53 Ma, 2079 ± 10 Ma e 2105 ± 27 Ma (LAFON *et. al.* 2003; TAVARES *et. al.* 2003), idades estas relacionadas ao estágio colisional D2a (DELOR *et. al.* 2003a,b). Portanto neste setor há um predomínio de rochas paleoproterozóicas, sendo que idades arqueanas são encontradas apenas em zircões detríticos (3,2–2,7 Ga) e herdados (2,9–2,6 Ga) e em idades modelo T_{DM} (2,75–2,40 Ga) obtidas em granitóides e ortognaisses paleoproterozóicos. (LAFON *et al.* 2000, AVELAR *et al.* 2001, 2003). Já na porção sul deste domínio de transição, Avelar (2002) obteve uma idade Pb-Pb em zircão de 2181 ± 2 Ma em um diorito evidenciando a atuação de um evento magmático precoce eo-transamazônico pouco evidenciado no Estado do Amapá.

A região centro sul do Amapá é constituída por um bloco arqueano denominado Bloco Amapá (ROSA COSTA *et al.* 2006, 2008). Este bloco, que engloba os Domínios Jarí e Cupixi, e a região de Taratarugalzinho, tem sua evolução marcada por diversos episódios de acreção e retrabalhamento crustal e por eventos magmáticos que predominaram no período de transição Meso-Neoarqueano (2,85–2,79 Ga) e durante o Neoarqueano (2,66–2,60 Ga). Os processos de formação da crosta ocorreram principalmente no final do Paleoarqueano e ao longo do Mesoarqueano (3,26–2,83 Ga), enquanto que os processos de retrabalhamento crustal predominaram durante o Neoarqueano. Durante o Evento Transamazônico, os principais processos geodinâmicos são relacionados ao retrabalhamento da crosta arqueana, porém com algum registro de acreção juvenil, em uma fase orogênica precoce em torno de 2,3 Ga. O magmatismo transamazônico consiste em pulsos graníticos datados a 2,22 Ga, 2,18 Ga, 2,15 Ga e 2,05Ga a 2,03Ga. As idades modelo T_{DM} (2,52–2,45 Ga) e os valores do ϵ_{Nd} destes granitóides indicam uma origem a partir de mistura entre magmas juvenis paleoproterozóicos e componentes arqueanos (ROSA-COSTA, 2006; ROSA-COSTA *et al.* 2006).

O bloco arqueano Amapá é limitado a norte pelas rochas metavulcano-sedimentares da Serra do Navio-Tumucumaque, e a sul/sudoeste pelo Domínio Carecuru (RICCI *et al.* 2001). Este domínio foi interpretado como sendo um arco magmático paleoproterozóico, formado por terrenos granito-*greenstones*, com evolução geodinâmica relacionada ao evento Transamazônico. Neste domínio, é reconhecido um magmatismo granítico datado a 2,10 Ga; e dois períodos de magmatismo cálcio-alcálico, um entre 2,19–2,18 Ga e outro entre 2,15–2,14 Ga. Também foi

reconhecido um episódio de acreção crustal eoríaciano (2,28 Ga), igualmente identificado na Guiana Francesa.

De acordo com Rosa-Costa *et al.* (2006), o Bloco Amapá representa uma massa continental independente, e não um prolongamento da crosta arqueana de Carajás, como sugerido por outros autores (TASSINARI & MACAMBIRA, 2004; SANTOS *et al.*, 2000, etc.), uma vez que os dados geocronológicos disponíveis indicam uma evolução geodinâmica distinta para estes segmentos arqueanos. Enquanto no Bloco Amapá, teria ocorrido um período de notável atividade plutônica, entre 2,80 e 2,60 Ga (Neoarqueano), na Província de Carajás os principais eventos reconhecidos são vulcanismo relacionado à *rifteamento* e deposição sedimentar (GIBBS *et al.*, 1986; WIRTH *et al.*, 1986; MACHADO *et al.*, 1991; TRENDALL *et al.*, 1998), com colocação de alguns plutons graníticos no norte da província (MACHADO *et al.*, 1991; SOUZA *et al.*, 1995; AVELAR *et al.*, 1999; BARROS *et al.*, 2004). Além disso, no norte da crosta de Carajás, investigações geocronológicas evidenciaram a ocorrência de rochas paleoproterozóicas (MACAMBIRA *et al.*, 2001, 2004; VASQUEZ *et al.*, 2005), em um ambiente de arco magmático (MACAMBIRA *et al.*, 2001, 2004). Isto sugere a existência de um segmento crustal, que se estende desde o norte da província de Carajás até o limite sul do Bloco Amapá, com um padrão geocronológico dominante paleoproterozóico. Este segmento incluiria o domínio Carecuru, e seria relacionado ao desenvolvimento de arcos magmáticos durante o ciclo orogênico Transamazônico.

Na Região Central do Estado do Amapá, no setor de transição entre o domínio Norte, predominantemente paleoproterozóico e o domínio Sul, constituído pelo Bloco arqueano Amapá; observam-se, padrões de idades tanto arqueanos, como paleoproterozóicos. As idades arqueanas são encontradas em rochas granulíticas e em metatonalitos com idades Pb/Pb em torno de 2,85 Ga e 2,58 Ga, interpretadas como sendo da formação dos protólitos destas rochas (AVELAR, 2002; AVELAR *et al.*, 2003). As idades paleoproterozóicas são observadas em mobilizados félsicos e em monzogranitos, com idades Pb-Pb em zircão entre 2,05 Ga e 2,13 Ga (AVELAR, 2002). Dados Sm-Nd para estas rochas forneceram idades T_{DM} entre 2,7-3,2 Ga, indicando a presença de um episódio de acreção crustal arqueano (AVELAR, 2002). Neste setor Avelar (2002), com a datação de um charnoquito, obteve uma idade transamazônica em torno de 2053 ± 1 Ma e inferiu esta idade como sendo do metamorfismo de alto grau que afetou as rochas granulíticas encaixantes, revelando a atuação de um evento tardi-transamazônico responsável

pelo retrabalhamento das rochas arqueanas. Esta hipótese é confirmada pelo intervalo de idades Sm-Nd entre 2,04 Ga e 1,98 Ga, obtido em granadas de rochas granulíticas por Oliveira (2002) e Oliveira *et al.* (2008) e pelas idades Pb/Pb em zircão de 2,02-1,90 Ga obtida em charnoquitos e enderbitos por Faraco *et al.* (2006).

Desta maneira as principais diferenças entre a evolução geológica do Estado do Amapá e da Guiana Francesa consistem: 1) No fato de este Estado ter um número pouco expressivo de sequências tipo *greenstone belts*, contrariamente ao que se observa na Guiana Francesa onde estas unidades distribuem-se em grandes extensões; 2) No Amapá, os granitóides cálcio-alcalinos (TTG's) associados aos *greenstones belts* também são poucos expressivos, enquanto que na Guiana Francesa formam extensos complexos; 3) No Amapá predomina o estágio colisional neoriaciano - estágio D2b – de Delor *et al.* (2003a) que provavelmente retrabalhou os terrenos granito-*greenstones*; enquanto que na Guiana Francesa, prevalece o estágio de acreção Meso-Riaciana (estágio D1 de Delor *et al.*, 2003); 4) Outra diferença é o registro, no Amapá, de um evento de alto grau metamórfico no final da orogênese transamazônica (AVELAR, 2002; OLIVEIRA, 2002; FARACO, 2006) que não é observado na Guiana Francesa; 5) Finalmente, a presença do Bloco arqueano Amapá na porção centro-sul deste estado é o que mais o diferencia da Guiana Francesa, onde idades arqueanas são reconhecidas apenas localmente em zircões herdados e detríticos.

2.3 OS TERRENOS GRANITO-GREENSTONES NO ESTADO DO AMAPÁ

As sequências metavulcano-sedimentares paleoproterozóicas do tipo *greentones belts*, distribuem-se por toda a Província Maroni-Itacaiúnas, principalmente ao longo da margem atlântica do Escudo das Guianas, estendendo-se desde a Venezuela até o Brasil (GIBBS, 1980; GRUAU *et al.*, 1985; TEIXEIRA *et al.*, 1985; TASSINARI *et al.*, 2000).

Os *greentones belts* do Escudo das Guianas exibem características típicas de seus equivalentes arqueanos de outras regiões do mundo, apresentando uma menor proporção de rochas ultra máficas e uma maior extensão de sedimentos clásticos (CHOUDHOURI, 1980; GIBBS, 1980; GIBBS e BARRON, 1993). Na Guiana Francesa estas formações são incluídas no Grupo Paramacá, na Venezuela, no Supergrupo Pastora, na Guiana, no Supergrupo Marowijne e no Brasil, no Amapá e no noroeste do Pará, no Grupo Vila Nova (CHOUBERT, 1974; LIMA *et al.*, 1991; GIBBS & BARRON, 1993).

A idade paleoproterozóica dessas sequências foi inicialmente determinada por Gibbs & Olzewski (1982) em torno de 2245 ± 86 Ma pelo método U-Pb em zircão de metagrauvas dos *greenstones* do norte do Escudo das Guianas (Guiana) e por Gruau *et al.* (1985), através de uma isócrona Sm-Nd de $2,11 \pm 0,09$ Ga, obtida em diversas rochas de *greenstone belts* do sul da Guiana Francesa. Mais recentemente, na Guiana Francesa, a idade de formação dos terrenos granito-*greenstones* foi estabelecida em um intervalo de 2,18 Ga a 2,13 Ga através de datações Pb-Pb em zircão de rochas vulcânicas félsicas e, sobretudo, dos granitóides TTG associados a essas sequências (VANDERHAEGHE *et al.* 1998; DELOR *et al.* 2003a).

Na Guiana Francesa os terrenos granito-*greenstones* distribuem-se em dois *trend's* principais, Norte e Sul, separados pela Bacia Sedimentar de Orapu (VANDERHAEGHE *et al.* 1998). O *trend* sul é representado pelo Complexo Central da Guiana (2115 ± 7 Ma) e parece ter continuidade no Brasil através dos *greenstone belts* da Serra da Lombarda-Tartarugalzinho. O *trend* norte é composto pelo Complexo “*Ile de Cayenne*” com idade em torno de 2,26 Ga (DELOR *et al.* 2003a) e metamorfismo da fácies xisto-verde a anfibólio (VANDERHAEGHE *et al.* 1998).

No Estado do Amapá as sequências metavulcanossedimentares associam-se a granitóides de natureza diversa formando terrenos granito-*greenstones*, afetados por condições de pressão e temperatura condizentes com as fácies xisto verde e anfibólito. Na porção central do Amapá as principais rochas do embasamento destas sequências são ortognaisses e migmatitos arqueanos do Complexo Guianense (MONTALVÃO & TASSINARI, 1984; SATO & TASSINARI, 1997) e granulitos tardi-arqueanos a paleoproterozóicos das Faixas Jari e Tartarugal (LIMA *et al.*, 1982; MONTALVÃO & TASSINARI, 1984; AVELAR *et al.*, 2003). Isto levou alguns autores a sugerir que algumas sequências *greenstones* poderiam ter idade arqueana (JOÃO *et al.* 1982).

Neste Estado as sequências *greentone-belts* têm ocorrência limitada, quando comparada com o resto da PMI, e seu posicionamento estratigráfico e contexto geodinâmico, ainda não são claramente estabelecidos devido principalmente ao reduzido número de dados geocronológicos. Abrangem uma área de aproximadamente 300 x 500 km de extensão e distribuem-se em três *trends* principais de direção NW-SE denominados de Serra do Ipitinga, Serra do Tumucumaque/Serra do Navio e Serra da Lombarda/Tartarugalzinho. Além destes três *trends*, observam-se também, ocorrências isoladas destas sequências no Rio Cupixi e no Igarapé do Breu (McREATH & FARACO, 2006).

As sequências metavulcanossedimentares do Estado do Amapá, como citado anteriormente, foram agrupadas por diversos autores no Grupo Vila Nova (LIMA *et al.* 1974; JOÃO *et al.* 1978; MELO & ARAÚJO, 1982). No entanto Ricci *et al.* (2001), ao estudarem as sequências metavulcanossedimentares da porção centro-sul deste Estado, sugeriram a restrição do termo Grupo Vila Nova apenas para a sequência supracrustal que ocorre ao longo da faixa NW-SE, posicionada entre os domínios Cupixi e Jari, subdividindo este Grupo nas formações Igarapé Araújo (rochas máfica-ultramáficas basais) e Serra das Coambas (sedimentos clásticos, metavulcânicas félsicas e rochas químico-exalativas). Para a faixa NW-SE, situada no limite entre o os domínios Jari e Carecuru, estes autores propuseram a denominação de Grupo Ipitinga, subdividido nas formações Igarapé do Inferno (rochas máfica-ultramáficas basais), Igarapé dos Patos (rochas químico-exalativas intermediárias) e Igarapé Fé em Deus (sedimentos clásticos superiores). Adicionalmente, foram individualizados testemunhos supracrustais menores, que ocorrem como faixas desmembradas e com posição intra-domínio, as quais definem a Sequência Serra Samaúma, no Domínio Jari, e as sequências Cuiapocu, Fazendinha e Treze de Maio, no Domínio Carecuru.

2.3.1 Os *greenstone belts* da Serra Lombarda - Tartarugalzinho

A Serra da Lombarda e os xistos de Tartarugalzinho, localizados na região norte-nordeste do Estado do Amapá, parecem representar uma continuidade das sequências metavulcanossedimentares da Guiana Francesa. Este *trend* é representado por megaxenólitos de *greenstones* da fácies anfibolito, hospedados em granitóides típicos de zonas de subducção, segundo McReath & Faraco (2004). Além de rochas metavulcânicas máficas são também identificadas rochas metavulcânicas félsicas. As características geoquímicas dos anfibolitos e dos granitóides presentes neste *trend* são típicas de zonas de subducção em arco magmático continental (McREATH & FARACO, 2004).

Nogueira *et al.* (2000), ao estudarem rochas do depósito de Au de Salamagone, distrito de Lourenço na região norte do Amapá, obtiveram duas idades de cristalização, sendo uma em torno de 1,99 Ga (isócrona Pb-Pb em rocha total) e outra de 2155 ± 13 Ma (U-Pb em zircão). Obtiveram também uma idade modelo Sm-Nd em rocha total, em um tonalito, de 2,24 Ga ($\epsilon_{Nd(2,1)} = + 3,02$), indicando formação a partir de uma crosta continental juvenil. No setor de Tartarugalzinho, alguns autores, baseados em evidências de campo e em datação de rochas

associadas, não descartam a possibilidade de as rochas do Grupo Vila Nova nessa área representarem uma sequência arqueana (JOÃO & MARINHO, 1982; MONTALVÃO & TASSINARI 1984; LIMA *et al.* 1991). Por outro lado, uma idade de 2,18 Ga encontrada para um diorito na área de Tartarugalzinho aponta para um contexto similar ao da Serra da Lombarda.

A idade paleoproterozóica de 2155 ± 13 Ma obtida por Nogueira *et al.* (2000) e as características geoquímicas de ambiente geotectônico de zonas de supra-subducção em arco magmático continental (MACREATH & FARACO, 2004) deste *trend* metavulcano-sedimentar, são semelhantes ao intervalo de idades 2137 – 2156 Ma (DELOR *et al.* 2003a) e ao ambiente tectônico em contexto de subducção propostos para as sequências *greenstone belts* da Guiana Francesa (DELOR *et al.* 2003a), reforçando a proposta de se tratarem de unidades equivalentes.

2.3.2 Os *greenstone belts* da Serra do Ipitinga

A Serra do Ipitinga situa-se na porção sudoeste do Estado do Amapá na borda sul do bloco arqueano Amapá. É constituída por rochas metavulcânicas máficas, representadas por anfibolitos basais intercalados com xistos máficos e ultramáficos, brechas metamáficas, rochas bandadas ricas em clorita, antofilita, e cordierita, e formações ferríferas bandadas (FARACO *et al.*, 1990; FARACO, 1997); não havendo registro de rochas metavulcânicas félsicas associadas (McREATH & FARACO, 2004).

Associado a este *trend* ocorrem granitóides tardi a pós-tectônicos, com características cálcio-alcalinas, álcali-cálcicas e alcalinas, típica de ambiente sin a pós-colisional (McREATH & FARACO, 2004; 2006). Estes granitóides são representados por sienogranitos, granitos miloníticos a duas micas, hornblenda-granodiorito ligeiramente foliado e intensamente alterado, biotita-álcali-fesdspato-granito porfirítico ligeiramente foliado a milonítico com allanita subedáfica rodeada por epidoto, e álcali-fesdspato-granito isotrópico com biotita e opacos como acessórios (FARACO 1990; 1997).

Dados geoquímicos obtidos em rochas metavulcânicas máficas desses *greenstone belts* indicam ambiente oceânico, talvez em bacia de retro-arco (FARACO, 1997; McREATH & FARACO, 2004). Idades Sm–Nd obtidas em anfibolitos e actinolita xistos, pertencentes a esta sequência metavulcanossedimentar, variam de 2,26 Ga a 2,20 Ga (idades modelo) e definem em conjunto uma errócrona com valor de 2264 ± 34 Ma, (McREATH & FARACO, 1996; McREATH & FARACO, 1997). Um novo processamento dessas mesmas amostras forneceu uma

idade obtida em de 2267 ± 66 Ma (McREATH & FARACO, 2006) para o conjunto de rochas metavulcânicas sugerindo uma evolução paleoproterozóica, com formação durante um evento precoce da Orogênese Transamazônica. A Suíte Intrusiva Carecuru, que corta as rochas metamáficas/metaultramáficas da Faixa Ipitanga, apresenta idades entre 2,1-2,14 Ga (ROSA-COSTA *et al.*, 2003; 2006), que embora sejam muito diferentes das idades disponíveis para as rochas máficas deste *trend*, confirmam a idade paleoproterozóica desta sequência (FARACO *et al.*, 2005).

2.3.3 Os *greenstone belts* da Serra do Navio/Tumucumaque

A Serra do Navio/Tumucumaque é localizada na porção central do Amapá, no limite entre o domínio predominantemente paleoproterozóico e a borda norte do Bloco arqueano Amapá, tendo continuidade no interior deste bloco. Ocorre na forma de faixas alongadas com direção NW-SE e mergulhos subverticais geralmente para NE. Desenvolve zonas de cisalhamento em consequência de deformações rúptil e dúctil que afetaram toda a sequência metavulcano-sedimentar (MELO, 2002).

De acordo com McReath & Faraco (2004), a Serra do Navio insere-se em um segmento de crosta continental situado entre um segmento que preserva evidências de expansão oceânica - Serra do Ipitanga e um segmento com evidências de subducção - Serra Lombarda/Tartarugalzinho. Este *trend* será estudado detalhadamente no próximo item.

2.4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA SERRA DO NAVIO

A área neste estudo enfocada situa-se na Região de Serra do Navio, porção sudeste do escudo das Guianas, no domínio ensialítico da PMI, a cerca de 18 km da cidade de Serra do Navio, porção central do Amapá, nos domínios do Projeto Amapari, incluindo o depósito aurífero Amapari (Figura 4.1). Esta região é alvo de controvérsias em relação a sua gênese e evolução geológica por encontrar-se situada na transição entre o domínio arqueano do Bloco Amapá (ROSA-COSTA *et al.*, 2006; ROSA-COSTA, 2006) e o domínio predominantemente paleoproterozóico que se estende em todo o norte do Estado do Amapá (AVELAR *et al.*, 2003).

O embasamento do Grupo Vila Nova na região central do Amapá é constituído pelos TTG's arqueanos gnaissicos e migmatíticos do Complexo Guianense (MONTALVÃO & TASSINARI, 1984; SATO & TASSINARI, 1997; AVELAR *et al.*, 2001; AVELAR *et al.*, 2003; ROSA-COSTA *et al.*, 2003) e pelos granulitos tardi-arqueanos a paleoproterozóicos das Faixas

Jari e Tartarugal (LIMA *et al.*, 1982; MONTALVÃO & TASSINARI, 1984; AVELAR *et al.*, 2003). Observam-se também rochas metamáficas e meta-ultramáficas (SPIER & FERREIRA FILHO, 1998; HORIKAVA & FERREIRA FILHO, 2003; FARACO *et al.*, 2004). Trata-se de rochas polimetamórficas, parcialmente retrabalhadas durante o evento tectono-termal Transamazônico (LIMA *et al.*, 1974). Lima *et al.* (1982) obtiveram uma isócrona Rb-Sr de 2450 ± 74 Ma para granulitos deste complexo. Montalvão & Tassinari (1984) construíram uma isócrona Rb-Sr de 2994 ± 20 Ma, através da análise Rb-Sr de tonalitos e gnaisses na região de Cupixi e ao longo dos rios Amapari e Ipitinga, interpretada como idade de cristalização. Estas mesmas amostras forneceram uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,701, indicando uma origem mantélica ou de crosta inferior para essas rochas. Cortando as rochas do embasamento, ocorrem corpos intrusivos pertencentes ao Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri (CMUB), o qual é representado por anfibolitos, serpentinitos, tremolititos e cromititos. Este complexo é constituído por rochas fortemente deformadas, e metamorfisadas em condições de fácies anfibolito alto, com eventuais estruturas e texturas primárias preservadas (SPIER, 1999). Pimentel *et al.* (2002), ao estudar rochas máficas e ultramáficas do Complexo Bacuri, obtiveram uma idade isocrônica Sm-Nd em rocha total de 2218 ± 120 Ma, interpretada como idade de cristalização. Neste mesmo estudo, análises isotópicas de cristais granadas de um anfibolito mostram que estas rochas foram deformadas e metamorfizadas há cerca de 2,08 Ga, durante o evento Transamazônico.

As rochas metavulcano-sedimentares ocorrem na forma de faixas alongadas segundo uma direção NW-SE, com mergulhos subverticais, geralmente para NE e com desenvolvimentos de zonas de cisalhamento em consequência de deformação rúptil e dúctil. As rochas desta sequência encontram-se assentadas discordantemente sobre o Complexo Guianense, mantendo contato com o mesmo em toda a sua extensão. Na região de Serra do Navio, o Grupo Vila Nova é representado por uma sequência basal de orto-anfibolitos e rochas metamáficas, capeados por quartzoxistos com lentes de rochas cálciosilicáticas, biotitaxistos, xisto grafitoso com lentes de mármore cálcico e manganésífero. Toda esta sequência é metamorfizada desde a fácies xisto-verde até a fácies anfibolito (MONTALVÃO & TASSINARI, 1984; TASSINARI, 1996). Cortando esta sequência, são observadas, várias ocorrências de plutons graníticos (LIMA *et al.*, 1974; RODRIGUES *et al.*, 1986; FERRAN, 1988; MELO & VILLAS, 2001) de afinidades cálcica a cálcio-alcalina, como tonalitos ricos em biotita e rochas com afinidades álcali-cálcica, como monzogranitos ricos em biotita, sienogranitos e álcali-fesdspatogranito (McREATH &

FARACO, 2006). McReath & Faraco (2006), através de caracterização geoquímica, sugeriram que o *trend* de Serra do Navio teria se formado em um contexto de margem continental passiva.

Na área de estudo já foram realizadas várias datações, no entanto, a maioria delas foram voltadas para a determinação da idade do metamorfismo e para implicações metalogenéticas (ANDRADE, 2003; BARBOSA, 2002; BORGES *et al.*, 2002; MALATO, 2002). Neste setor foi identificado, através da datação de um granito intrusivo pelo método Pb-Pb em rocha total, a atuação de um magmatismo tardi-transamazônico em torno de 1,99 Ga (BORGES *et al.* 2002). Barbosa (2002), ao estudar o Corpo Tapereba – Depósito de Amapari, obteve uma idade Pb-Pb em sulfetos de 2169 ± 98 Ma interpretada com idade da mineralização. Nesta região, também foram identificadas idades arqueanas em torno de 2,5 Ga, por meio do método Pb-Pb em zircão, em ortognáisses tonalíticos do embasamento, as quais foram interpretadas com idade de cristalização do protólito ígneo (AVELAR *et al.* 2003). A idade dos eventos metamórficos seria em torno de 2,0 Ga como sugerem as análises Sm-Nd (isócrona RT-granada) em um xisto (OLIVEIRA *et al.* 2002).

3 PROBLEMÁTICA E OBJETIVOS

A evolução geodinâmica da porção sudeste do Escudo das Guianas durante a orogênese Transamazônica alcançou um nível de conhecimento bastante satisfatório após as pesquisas em geologia e geocronologia realizadas durante os últimos anos, sobretudo na Guiana Francesa e no Amapá/noroeste do Pará. Entretanto, o posicionamento geodinâmico das seqüências tipo *greenstone belts* na evolução Transamazônica desse setor do Escudo das Guianas, tem sido o alvo de estudos detalhados apenas em áreas muito restritas (DELOR *et al.*, 2001; CARVALHO *et al.*, 2001; RICCI, *et al.*, 2001; AVELAR, 2002, 2003; etc) e ainda carece, tanto de dados isotópicos em maior quantidade e mais diversificados, quanto de estudos geoquímicos e petrográficos, assim como de caracterização geoquímica dos granitóides associados. Na Guiana Francesa, os terrenos granito-*greenstone* são relativamente bem conhecidos, particularmente no que diz respeito à cronologia e às relações com os granitóides TTG's associados. Por outro lado, no Amapá a situação é bem diferente, pois neste setor, o quadro geológico é mais complexo devido à presença de crosta continental arqueana, o que não é encontrada na Guiana Francesa.

Nos trabalhos anteriores realizados no Estado do Amapá, as pesquisas geocronológicas foram desenvolvidas preferencialmente em granitóides e ortognaisses, que possibilitaram a obtenção de um acervo de dados geocronológicos suficiente para permitir a identificação dos principais episódios magmáticos ocorridos durante o evento Transamazônico e a distinção entre as unidades arqueanas e as unidades paleoproterozóicas. Entretanto, os granitóides que ocorrem associados às seqüências *greenstones belts* foram comparativamente pouco estudados e consequentemente o número de dados geocronológicos é limitado.

Os terrenos granito-*greenstone* da Serra do Navio encontram-se em um contexto peculiar com predominância de rochas arqueanas, onde não foi descrita, até o momento, a presença de granitóides de seqüência tipo TTG's, como são identificados nas outras faixas de *greenstone belt* do Amapá e de outros setores do Escudo das Guianas. A caracterização geoquímica destas rochas, embora seja bastante limitada, levou McReath & Faraco (2004) a sugerirem que esta seqüência represente um depósito penecontemporâneo das outras seqüências formados em contexto de margem continental passiva. Os dados geocronológicos obtidos até o momento na Serra do Navio não forneceram informações confiáveis quanto à idade de formação desses terrenos granito-*greenstone*. A carência de estudos que abordem estas unidades deixa lacunas sobre a evolução geológica deste setor do Amapá.

Diante deste quadro, este trabalho tem como um dos principais objetivos determinar a idade de formação dos terrenos granito-*greenstones* pelo método Pb-Pb em zircão, possibilitando a distinção entre o magmatismo paleoproterozóico e o magmatismo arqueano presente neste setor, bem como verificar a existência de granitóides associados à esta sequência metavulcano-sedimentar. Outro objetivo deste trabalho é avaliar através da assinatura isotópica de Nd os processos de crescimento crustal paleoproterozóico *versus* retrabalhamento de crosta arqueana. Finalmente, pretende-se também acrescentar novos dados geocronológicos sobre o evento metamórfico que atuou neste setor do Escudo das Guianas. As datações ampliarão o acervo de dados geocronológicos Sm-Nd (rocha total e minerais) e Pb-Pb em zircão de unidades magmáticas, metamórficas e metassedimentares das sequências *greenstone belts* do Grupo Vila Nova.

A caracterização mineralógica e textural dos granitóides, assim como de litologias máficas das formações metavulcanossedimentares, através de um estudo petrográfico representa um importante ponto a ser tratado e define mais um dos objetivos deste trabalho.

Avaliar dados geoquímicos das referidas litologias, com o objetivo de se realizar uma caracterização geoquímica e a determinação do provável ambiente geotectônico onde estas rochas foram formadas, constitui outro objetivo desta pesquisa.

A comparação dos dados geocronológicos, geoquímicos e petrográficos irão contribuir para o posicionamento estratigráfico e para o entendimento do contexto geodinâmico dos terrenos granito-*greenstone* de Serra do Navio, no âmbito da evolução Transamazônica da porção Sudeste do Escudo das Guianas. Tentando responder se os terrenos granito-*greenstones* do Amapá são contemporâneos e se pertencem ou não a um mesmo contexto geodinâmico de formação dos terrenos presentes na Guiana Francesa.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar os objetivos propostos foram adotados os seguintes procedimentos:

4.1 ATIVIDADES DE CAMPO E AMOSTRAGEM

As atividades de campo foram realizadas em uma etapa de 10 dias na região de Serra do Navio. Este levantamento possibilitou a caracterização dos principais conjuntos litológicos das unidades litoestratigráficas mapeadas e em alguns casos suas relações de contato.

Esta etapa do trabalho contou com a colaboração da empresa de mineração Pedra Branca do Amapari, que ofereceu infra-estrutura e logística, tal como alojamento, transporte, pessoal e, principalmente, forneceu um mapa geológico detalhado do setor de Serra do Navio (Figura 4.1), que foi uma ferramenta de suma importância na execução dos trabalhos de campo, possibilitando a localização dos corpos graníticos estudados assim como das unidades metavulcanossedimentares.

Visando o desenvolvimento desta pesquisa, durante os levantamentos de campo, foi realizada coleta sistemática de amostras, na área definida para esta dissertação, objetivando sua utilização em estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos.

As atividades de campo foram desenvolvidas principalmente em perfis geológicos ao longo dos Rios Amapari e Riozinho (afluente da margem esquerda do Rio Amapari) e também nos domínios do Projeto Amapari.

Dentre as 16 amostras de rocha coletadas durante as atividades de campo, foram selecionadas 14 para utilização em análises laboratoriais, cuja localização, aferida através de GPS (Global Position System), pode ser observada na Tabela 4.1 e na Figura 4.1.

Além das amostras coletadas na etapa de campo, este trabalho contempla também, o estudo de 6 (seis) amostras fornecidas pela empresa de Mineração *Anglogold*, que no passado explorou o depósito de Amapari. Dentre estas seis amostras, três já foram alvo de estudo geocronológicos anteriores (OLIVEIRA, 2002; ANDRADE, 2003; BORGES *et al*, 2002).

Foi realizada uma descrição macroscópica dos afloramentos, visando o reconhecimento de litologias, texturas, feições estruturais, contatos entre rochas distintas e presença de corpos intrusivos.

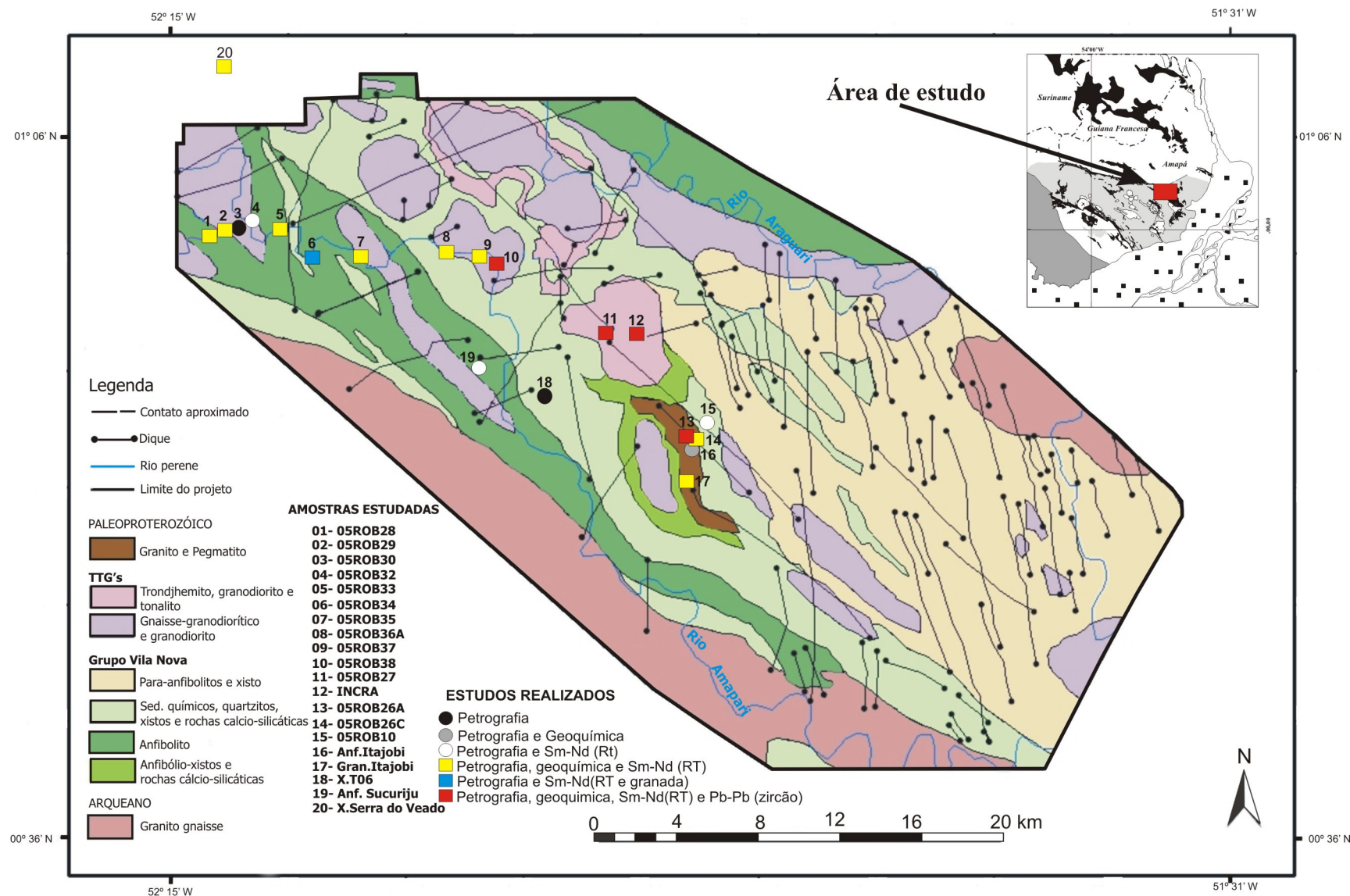


Figura 4.1: Mapa geológico detalhado da Serra do Navio no âmbito do Projeto Amapari. Localização das amostras estudadas. Fonte: Mineração Pedra Branca do Amapari - MPBA

Tabela 4.1: Localização das amostras coletadas e métodos a que foram submetidas. RT: rocha total, Zr: zircão e GRT: granada.

Nº Identif.	Amostra	Litotipo	N	W	Localização	Método aplicado
01	05ROB28	Anfibolito	362939	112416	Rio Riozinho	Petrografia, geoquímica e geocronologia Sm-Nd (RT)
02	05ROB29	Granito	363961	112698	Rio Riozinho	Petrografia, geoquímica e geocronologia Sm-Nd (RT)
03	05ROB30	Granito	364640	112774	Rio Riozinho	Petrografia
04	05ROB32	Xisto	367100	113723	Rio Amapari	Petrografia, geoquímica e geocronologia Sm-Nd (RT)
05	05ROB33	Anfibolito	370534	112538	Rio Amapari	Petrografia, geoquímica e geocronologia Sm-Nd (RT)
06	05ROB34	Xisto	371526	110623	Rio Amapari	Petrografia, geoquímica e geocronologia Sm-Nd (RT e GRT)
07	05ROB35	Anfibolito	375743	110253	Rio Amapari	Petrografia, geoquímica e geocronologia Sm-Nd (RT)
08	05ROB36A	Granito	382585	110907	Rio Amapari	Petrografia, geoquímica e geocronologia Sm-Nd (RT)
08	05ROB36B	Pegmatito	382585	110907	Rio Amapari	amostra não selecionada para o estudo.
09	05ROB37	Granito	385262	110389	Rio Amapari	Petrografia, geoquímica e geocronologia Sm-Nd (RT)
10	05ROB38	Granito	386370	109796	Rio Amapari	Petrografia, geoquímica e geocronologia Sm-Nd (RT) e Pb-Pb (Zr)
11	05ROB27	Granito	395000	104360	Igarapé Silvestre	Petrografia, geoquímica e geocronologia Sm-Nd (RT) e Pb-Pb (Zr)
12	Gran. Incra	Granito	397816	104603	Projeto Amapari	Petrografia, geoquímica e geocronologia Sm-Nd (RT) e Pb-Pb (Zr)
13	05ROB26A	Granito	401660	95237	Projeto Amapari	Petrografia, geoquímica e geocronologia Sm-Nd (RT) e Pb-Pb (Zr)
13	05ROB26B	Pegmatito	401660	95237	Projeto Amapari	amostra não selecionada para o estudo.
14	05ROB26C	Anfibolito	401660	95237	Projeto Amapari	Petrografia, geoquímica e geocronologia Sm-Nd (RT)
15	05ROB10	Quartzoxisto	402000	99263	Alvo Taperebá	Petrografia, geoquímica e geocronologia Sm-Nd (RT)
16	A. Itajobi	Anfibolito	401730	95275	Projeto Amapari	Petrografia, geoquímica e geocronologia Sm-Nd (RT)
17	G. Itajobi	Granito	401540	92560	Projeto Amapari	Petrografia, geoquímica e geocronologia Sm-Nd (RT)
18	Xisto T-06	Xisto	390500	98766	Mina T-06	Petrografia e geoquímica
19	X. Serra do Veado	Xisto	385400	102000	Serra do Veado	Petrografia, geoquímica e geocronologia Sm-Nd (RT)
20	Anf. Sucuriçu	Anfibolito	366970	123539	Rio Sucuriçu	Petrografia, geoquímica e geocronologia Sm-Nd (RT)

4.1.1 Amostras coletadas nos afloramentos visitados durante a etapa de campo.

AMOSTRA 05ROB26A: granito anisotrópico coletado na Pedreira do Projeto Amapari, situado em um afloramento constituído por granito com intrusões pegmatíticas, xenólitos de anfibolito e megaveios de quartzo (Figura 4.2 A, A', B e B'), onde o contato brusco entre o granito e as demais litologias é visivelmente notado.

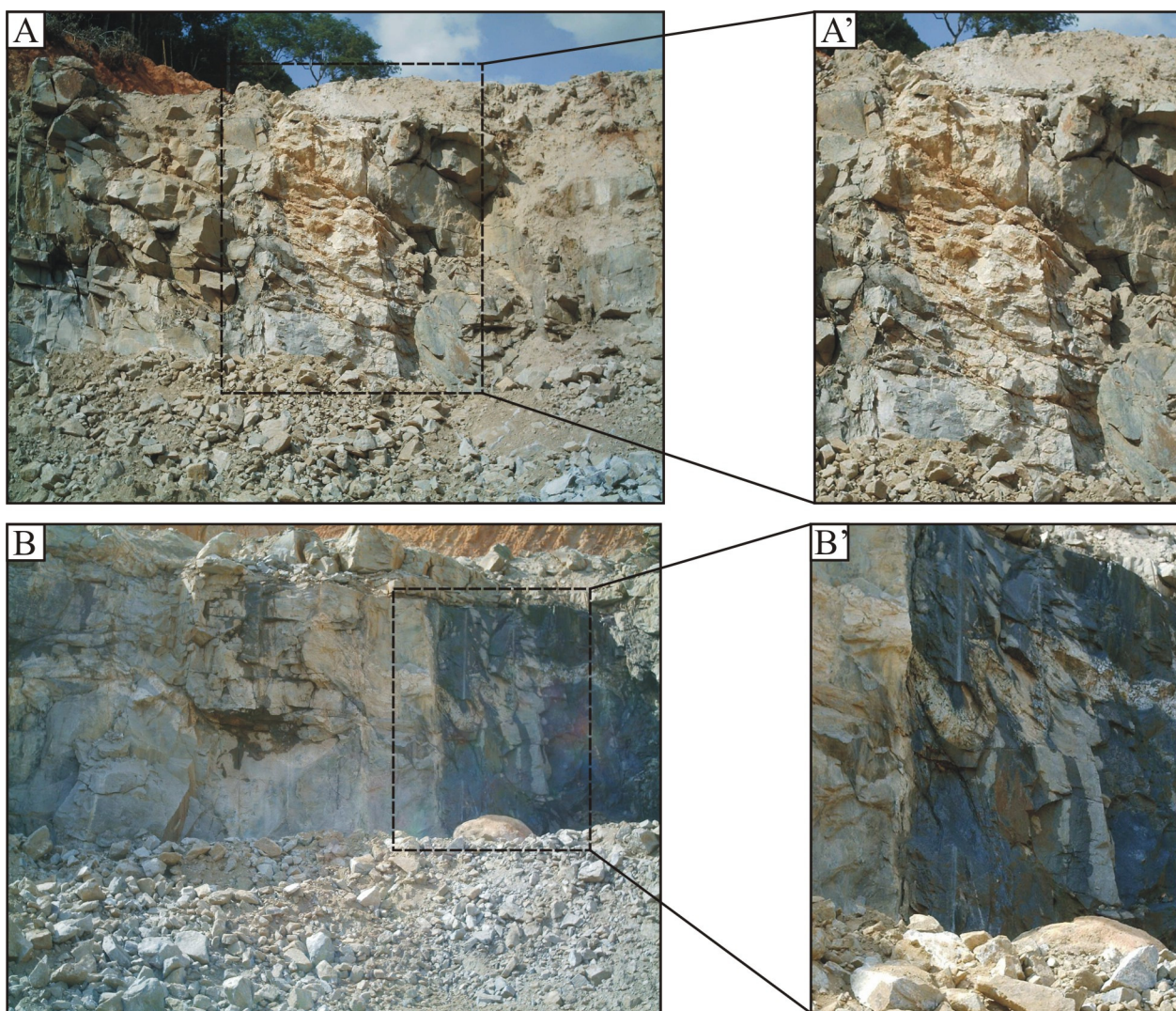


Figura 4.2 - Aspectos de campo do afloramento 05ROB26; **A:** visão geral do afloramento constituído por granito (05ROB26A) com intrusões pegmatíticas (05ROB26B), xenólitos (?) de anfibolito (05ROB26C); **A':** megaveios de quartzo intrusivo no granito; **B:** contato brusco entre o granito e a intrusão/xenólito de anfibolito; **B':** Intrusão/xenólito de anfibolito, cortado por veio pegmatítico dobrado.

AMOSTRA 05ROB26B: consiste em um veio pegmatítico intrusivo no granitóide 05ROB26A. Trata-se de um granito porfirítico de coloração branco acinzentada, constituído essencialmente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita, apresentando estrutura anisotrópica. Em algumas porções desta rocha observa-se uma leve foliação formada pela orientação dos cristais de biotita.

AMOSTRA 05ROB27: é um granito isotrópico coletado em um afloramento situado na Cabeceira do Igarapé Silvestre, afluyente da margem esquerda do Rio Amapari, em uma localidade conhecida como Cachoeira do Alex. Neste mesmo afloramento, observam-se também veios pegmatíticos ricos em feldspato potássico, e fraturas de direção 280° Az, preenchidas por cristais de quartzo de granulação grosseira.

AMOSTRA 05ROB29: é também um granito isotrópico proveniente de um afloramento situado no leito do Rio Riozinho, afluyente da margem direita do Rio Amapari, onde observa-se, claramente, o contato brusco entre este granito e um corpo anfibolítico.

AMOSTRA 05ROB30: trata-se de um granito de granulação grossa, coletado no leito do Rio Riozinho. Neste ponto observa-se uma leve orientação dos minerais e porções bastante alteradas pelo intemperismo.

AMOSTRA 05ROB36A: é um granito de granulação grossa, semelhante ao granito 05ROB30, e que foi coletado em um afloramento, situado no leito do Rio Amapari.

AMOSTRA 05ROB36B: consiste em um granito pegmatítico intrusivo no granitóide 05ROB36A, constituído essencialmente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, muscovita e biotita. Apresenta níveis com concentração de biotita.

AMOSTRA 05ROB37: trata-se de um granito de composição aparentemente granodiorítica, coletado no leito do Rio Amapari..

AMOSTRA 05ROB38: é um granito semelhante ao granito 05ROB37, com feições dobradas, e cristas de biotita orientados formando em leve bandamento, coletado no leito do Rio Amapari.

AMOSTRA 05ROB26C: anfibolito anisotrópico na forma de um xenólito no Granito 05ROB26A.

AMOSTRA 05ROB28: representa um anfibolito granoblástico, coletado no leito do Rio Riozinho. Em alguns pontos deste afloramento observa-se a presença de foliação, de dobras e de veios milimétricos de quartzo.

AMOSTRA 05ROB33: trata-se de um anfibolito granoblástico, coletado em um afloramento no leito do Rio Amapari.

AMOSTRA 05ROB35: é um anfibolito granoblástico com foliação de atitude N40°W/40° SE, coletado no leito do Rio Amapari.

AMOSTRA 05ROB32: esta amostra é proveniente de um afloramento situado no leito do Rio Amapari. Trata-se de um xisto isotrópico, com foliação pouco desenvolvida de atitude N40°W/40°NE. Neste afloramento observa-se visivelmente o contato entre este litotipo e uma rocha de composição aparentemente granodiorítica. Nota-se também a presença de um veio pegmatítico de composição granítica ao longo este contato.

AMOSTRA 05ROB34: é um xisto anisotrópico com foliação de direção N40°E, coletado nas margens do Rio Amapari.

AMOSTRA 05ROB10: trata-se de um quartzito micáceo de estrutura anisotrópica com foliação incipiente, proveniente do furo de sondagem AM-AM 11Fd, situado no Alvo Taperebá.

4.1.2 Amostras fornecidas pela Anglogold.

AMOSTRA INCRA: trata-se de um granito foliado coletado em afloramentos encontrados na estrada do assentamento do INCRA-Amapá na Serra do Navio.

AMOSTRA G. ITAJOBÍ: consiste em um granito bandado coletado em um afloramento situado dentro do limites do Projeto Amapari. Este corpo foi alvo de um estudo Pb-Pb em rocha total, através de uma amostra de furo de sondagem, que forneceu uma idade de 1,99Ga (BORGES *et al.* 2002).

AMOSTRA A. ITAJOBÍ: trata-se de um anfibolito isotrópico coletado dentro dos limites do Projeto Amapari. Andrade (2003), ao construir uma isócrona Sm-Nd (rocha total-feldspato) para este corpo, obteve uma idade de 1996 ± 29 Ma interpretada como idade do metamorfismo.

AMOSTRA SUCURIJU: também se trata de um anfibolito isotrópico. Esta amostra foi coletada na porção noroeste da região em estudo, no Rio Sucuri, afluente da margem esquerda do Rio Amapari.

AMOSTRA T-06: trata-se de um xisto lepidogranoblástico, coletado na mina T-06 do extinta ICOMI. Esta amostra foi estudada por Oliveira (2002), que ao construir uma isócrona Sm-Nd (rocha total-granada), obteve uma idade em torno de 2,0 Ga para a atuação de eventos metamórficos.

AMOSTRA SERRA DO VEADO: também se trata de um xisto lepidogranoblástico, coletado em um afloramento situado na Serra do Veado, nas cabeceiras do igarapé Água Branca, afluente da margem direita do Rio Amapari.

4.2 ESTUDO PETROGRÁFICO

Foram realizadas descrições macroscópicas das amostras coletadas, levando em consideração características tais como índice de cor, granulação, textura e intensidade de intemperismo; para que a partir das principais feições presentes na rocha, se realizasse a seleção das amostras que teriam lâminas delgadas confeccionadas para o posterior estudo petrográfico. A análise textural destas rochas compreendeu estudo microscópico, onde foram definidos os minerais essenciais, acessórios primários e acessórios secundários, como também as diversas relações e feições dos minerais presentes nestas rochas, possibilitando a interpretação das feições texturais e das transformações tardi a pós-magmáticas.

Os granitóides foram submetidos a análises modais, para que se definisse a proporção de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, para uma posterior plotagem no diagrama QAP do sistema IUGS, para classificação de rochas ígneas (STRECKEISEN, 1976; LE MAITRE, 2002). Estas análises foram realizadas em um contador eletrônico de pontos da marca *Swift*, onde foram contados cerca de 1500 pontos para cada amostra.

As análises macroscópicas das amostras de mão, nos permitiram a seleção de 19 amostras para o estudo petrográfico, sendo 9 de granitóides, 6 de anfibolitos, 4 de xistos e 1 de quartzito. As lâminas delgadas foram confeccionadas na Oficina de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará. O estudo petrográfico e as análises modais foram realizados no Laboratório de Petrografia do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da UFPA.

4.3 ESTUDO GEOQUÍMICO

Com base no estudo petrográfico, foram selecionadas 14 amostras para serem submetidas à análise geoquímica. A preparação das amostras foi realizada na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) e no Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará. Nesta fase, as amostras foram trituradas, pulverizadas e quarteadas visando a homogeneidade e uma boa representatividade do material. Após esta etapa de preparação, as amostras foram enviadas ao laboratório da Empresa ACME Analitical Laboratories LTDA, para análise geoquímica em rocha total.

As concentrações dos elementos maiores, traços e terras raras dos granitóides, granitos e granodioritos que ocorrem associados aos *Greenstone belts*, foram plotadas em diagramas geoquímicos tais como os de Barker (1979), Maniar e Piccoli (1989), Sylvester (1989), Whalen *et al.*, (1987), Pearce *et al.*, (1984) e Eby (1992), visando a distinção de séries magmáticas e o reconhecimento de tipologia destas rochas. A avaliação dos processos responsáveis pela evolução magmática foi realizada baseando-se no comportamento geoquímico dos LILE (Rb, Sr, Ba) e HFSE (Zr, Nb e Y), assim como na variação dos elementos terras raras (ETR) (HENDERSON, 1987; ROLLINSON, 1993).

As concentrações dos elementos maiores das rochas máficas foram plotados em diagramas de variação, tais como TAS (nomeclatura das rochas) e Irvine & Baragar (1971) para definir a série magmática; os elementos-traço, assim como os elementos terras raras, foram plotados em diagramas tectônicos (PEARCE & CAN, 1973, PEARCE *et al.* 1984; WOOD *et al.*, 1979, 1980; MESCHÉDE, 1986; CONDIE, 1989, WINCHESTER *e. al.* 1980; etc), utilizando diagramas tais como Ta-Mb vs Th-Yb e Nb-Th vs G-Pb, com o objetivo de se definir o ambiente tectônico, a série magmática e petrogênese destas rochas.

4.4 ESTUDO GEOCRONOLÓGICO

Neste trabalho o estudo geocronológico foi realizado a partir de uma abordagem plurimetodológica envolvendo os métodos Sm-Nd em rocha total e granada, e Pb-Pb em zircão (evaporação). A localização das amostras escolhidas, assim como os métodos geocronológicos a que foram submetidas foram apresentados na Figura 4.1 e na Tabela 4.1.

O método Pb-Pb em zircão (evaporação) foi escolhido pelo fato do zircão ser um mineral de estrutura cristalina bastante resistente, permitindo que o mesmo preserve a assinatura isotópica

da época de sua formação, fornecendo, assim, a idade de cristalização da rocha em que é contido (KOBER *et al.*, 1989; ANSDELL & KYSER, 1993; KARABINOS & GROMET, 1993; KRÖNER *et al.* 1999). Foi utilizada neste trabalho com o objetivo de se determinar a idade de formação dos granitóides que ocorrem associados aos *greenstone belts* da Serra do Navio.

A escolha do método Sm-Nd se deu por este tratar-se de uma ferramenta poderosa para os estudos de evolução crustal, permitindo determinar os grandes períodos de acreção crustal. Outro ponto a favor deste método é o fato dos elementos Sm-Nd não se difundirem facilmente no estado sólido, resultando em pouca mobilidade em escala de rocha total, não sendo afetados por eventos como intemperismo e alterações hidrotermais. Contudo, em escala mineral, ocorre uma redistribuição do Sm e do Nd entre as fases minerais neoformadas durante o processo de recristalização metamórfica, o que torna este método adequado ao estudo de eventos metamórficos com a utilização de cristais de granada, já que esta trata-se de um mineral neoformado (SATO *et al.* 1995).

O uso do método Pb-Pb em conjunto com os dados Sm-Nd em rocha total, possibilitará a avaliação dos processos de formação de crosta juvenil *versus* retrabalhamento crustal nas unidades paleoproterozóicas e arqueanas existentes na Serra do Navio.

4.4.1 Geocronologia por evaporação Pb-Pb em Monocristais de Zircão

Para o estudo geocronológico Pb-Pb em zircão foram selecionadas 4 amostras de granitóides que ocorrem associados aos *greenstones*. Os cristais de zircão foram obtidos através de moagem, seguida de uma etapa de lavagem (deslamagem), para eliminação das frações silte e argila. Em seguida, as amostras foram peneiradas nas frações 0,075-0,125mm e 0,125-0,250mm. Após estas etapas, as amostras passaram por um processo de concentração de minerais pesados (elutriação), seguido de separação magnética (com auxílio de um ímã e do separador magnético Frantz modelo LI), e concentração de minerais pesados da fração não-magnética (utilizando-se bromofórmio como líquido pesado). Finalmente, os cristais de zircão foram separados manualmente a partir dos concentrados finais, com auxílio de lupa binocular (aumento de até 60X), onde os critérios de seleção foram limpidez, transparência e forma.

As análises isotópicas foram efetuadas no Laboratório de Geologia Isotópica – Pará-Iso do Instituto de Geociências da UFPA, sob a supervisão do Prof. Dr. Marco Antonio Galarza. Estas análises seguiram os princípios descritos por Köber (1986, 1987), que permite a obtenção

de idades aparentes a partir da medida das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em monocristais de zircão, corrigidas para a presença de chumbo comum (^{204}Pb), através de aquecimento de monocristais de zircão e medida diretamente no espectrômetro de massa, sem necessidade de separação química de Pb e U.

Esta técnica fundamenta-se no fato de que a estrutura cristalina do zircão é bastante resistente e o mineral tende a preservar informações isotópicas desde a época de sua formação (KÖBER, 1986; 1987). A liberação de chumbo radiogênico é provocada pela decomposição térmica do zircão durante a evaporação, sendo o mineral transformado em badeleyita com liberação de SiO_2 (CHAPMAN & RODDICK, 1994). Contudo, as idades fornecidas pela razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ só podem ser consideradas verdadeiras caso o Pb analisado derive de apenas uma fase do cristal de zircão, e que este não tenha sofrido perda de Pb após sua cristalização. Como as razões Pb/U não são determinadas, a mais antiga idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ deve ser considerada apenas como uma idade mínima, entretanto, representará a idade de cristalização do zircão de uma rocha magmática quando repetidas medidas de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ não variarem significativamente em vários cristais e entre diferentes etapas de aquecimento de um mesmo grão (KÖBER *et al.* 1989; ANSDELL & KYSER, 1993; KARABINOS & GROMET, 1993; KRÖNER *et al.*, 1999).

A adaptação do método de Köber atualmente em rotina no Laboratório Pará-Iso, é descrita detalhadamente em Avelar (2002). As análises isotópicas foram realizadas em espectrômetro de massa por termo-ionização modelo Finnigan MAT262; consistem no aquecimento gradativo dos cristais de zircão em etapas de 1450, 1500 e 1550 °C, provocando a liberação do Pb de seu retículo cristalino e deposição em um filamento de ionização. No fim de cada etapa de aquecimento, o Pb depositado é analisado, e para cada bloco de 10 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ medidas e corrigidas é calculada uma idade. Razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ maiores que 0,004 não são utilizadas. O efeito da presença de Pb comum (^{204}Pb) no interior dos cristais de zircão, sobre a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ é corrigida utilizando-se a composição de ^{204}Pb estabelecida a partir da curva de evolução de Pb em estágio duplo de Stacey & Kramers (1975). O cálculo do erro da idade é realizado de acordo com Gaudette *et al.* (1998) com precisão em média de 0,33%, que utiliza o USD ($\sqrt{\text{MSWD}}$) como parâmetro estatístico. As razões isotópicas medidas e corrigidas utilizam um fator de discriminação de massa de $0,12 \pm 0,03$ a.m.u. Geralmente, a primeira etapa de aquecimento é descartada, pois o Pb analisado é proveniente de zonas mais superficiais do cristal que podem ter sido afetadas por processos geológicos, fornecendo menores idades. Na etapa de

mais alta temperatura, o Pb analisado é oriundo de zonas mais internas do cristal e fornece idades mais elevadas e consideradas próximas da idade real de cristalização. A idade final da amostra é a média dos resultados obtidos nas etapas de mais altas temperaturas de todos os cristais analisados.

As idades obtidas dependem do comportamento do Pb dentro do zircão e dos processos de difusão deste elemento. Eventos posteriores à cristalização do zircão, como metamorfismo e hidrotermalismo, podem ocasionar a abertura do sistema isotópico U-Th-Pb levando à perda de Pb radiogênico (KRONER *et al.*, 1994, 2000; PAQUETT *et al.*, 1994). Nestes casos, a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida é rejuvenescida e deve ser interpretada como idade mínima de cristalização, caso tenha ocorrido somente uma perturbação parcial do sistema isotópico. No entanto, se o evento ocasionou perda total de Pb, zerando o sistema U-Th-Pb, a idade será do evento perturbador (KOBBER 1986, 1987; KARABINOS & GROMET, 1993). Estes fatores indicam que rochas magmáticas fornecem os melhores resultados em relação, por exemplo, a rochas metamórficas.

4.4.2 Geocronologia Sm-Nd em Rocha Total e Granada

O estudo geocronológico pelo método Sm-Nd foi realizado em 16 amostras de rocha total, incluindo granitóides, biotitaxistos, micaxistos e anfibolitos, e em apenas uma amostra de granada proveniente de um biotitaxisto.

A preparação das amostras para este estudo foi realizada em conjunto com a preparação das amostras para o estudo geoquímico, obedecendo aos procedimentos convencionais na obtenção das frações de pó representativas de rocha total. Os concentrados de granada utilizados no estudo Sm-Nd em minerais, foram obtidos diretamente através de separação mecânica das frações granulométricas 350 – 1000 μm , sob lupa binocular, onde foram selecionados cristais límpidos e sem inclusões. Posteriormente este material foi pulverizado e quarteado.

As análises isotópicas dos elementos Sm e Nd foram executadas no Centro de pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, sob a supervisão do Prof. Dr. Colombo Tassinari, em espectrômetro de massa modelo VG354. Os procedimentos analíticos adotados por este laboratório na aplicação deste método estão descritos em Sato *et al.* (1995). Esta metodologia foi descrita primeiramente por Lugmair (1974), e as primeiras determinações

isotópicas do Nd em rochas ígneas foram realizadas por DePaolo & Wasserburg (1976 a, b) e Hamilton *et al.* (1977).

O método Sm-Nd em rocha total foi aplicado a rochas graníticas, visando a determinação das idades modelo (T_{DM}) e do tempo de residência crustal dos protólitos; a rochas máficas, objetivando a obtenção de idades de cristalização, e a rochas metassedimentares, objetivando a determinação de uma média das idades modelo (T_{DM}) das rochas fontes dos sedimentos. As idades modelo são obtidas através do cálculo da regressão da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em função da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de acordo com o tempo geológico. Neste trabalho foi adotado o modelo de evolução isotópica do Nd do manto empobrecido (*Depleted Mantle* - DM) de DePaolo (1981), que considera que o manto superior tenha sofrido sucessivos episódios de diferenciação e fracionamento, tornando-se gradativamente mais empobrecido em Nd e, conseqüentemente, aumentando a razão Sm/Nd, uma vez que o Nd é mais incompatível que o Sm durante a fusão. Desta forma, uma idade modelo representa o tempo em que a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de uma rocha era similar à razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do DM, ou seja, a época em que a rocha diferenciou-se do manto. Contudo, a validade da idade modelo depende da premissa que a razão Sm/Nd não tenha sido modificada por processos intracrustais. Este modelo foi adotado, por ter sido utilizado por diversos autores que estudaram esta região (DELOR, *et al.*, 2003; AVELAR, 2002; ROSA-COSTA *et al.* 2006, etc.)

Em paralelo a datação das rochas totais para obtenção de idades modelo, foi realizada uma tentativa, utilizando o método Sm/Nd em cristais de granada desprovidos de inclusões, de datar o episódio metamórfico que afetou as diversas unidades supracrustais da Serra do Navio durante a orogênese Transamazônica. A granada foi escolhida por ser o mineral mais importante na obtenção de informações geocronológicas de rochas em alto grau metamórfico, porque além de apresentar a maior razão Sm/Nd entre todos os minerais, é também um mineral importante em muitas reações e apresenta uma das mais altas temperaturas de fechamento. (COHEN *et al.* 1988, MEZGER *et al.* 1992).

5 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES

Neste capítulo serão determinadas as características petrográficas e geoquímicas mais relevantes obtidas através da análise de granitóides, os quais ocorrem associados à sequência metavulcanossedimentar do Grupo Vila Nova na Serra do Navio.

5.1 PETROGRAFLA

O estudo petrográfico, aliado às relações de campo, de 9 amostras referentes aos granitóides associados ao Grupo Vila Nova na região de Serra do Navio, permitiu a identificação de quatro litotipos diferentes, a saber: monzogranitos, monzogranitos foliados, granodioritos e granodioritos foliados.

5.1.1 Análise Modal

As composições modais (Tabela 5.1) e o diagrama Q-A-P (Figura 5.1), mostram que os granitóides da Serra do Navio distribuem-se predominantemente nos campos dos granodioritos e monzogranitos. O diagrama Q-(A+P)-M (Figura 5.1) e a Tabela 5.1 mostram que os teores de minerais máficos nestes três diferentes tipos de rochas variam entre 0,4 % e 11,8 %. Embora no diagrama Q-A-P, tenham sido identificados apenas dois tipos petrográficos, a análise das feições estruturais das amostras estudadas, permitiram a individualização de quatro litotipos de granitóides, como citado anteriormente.

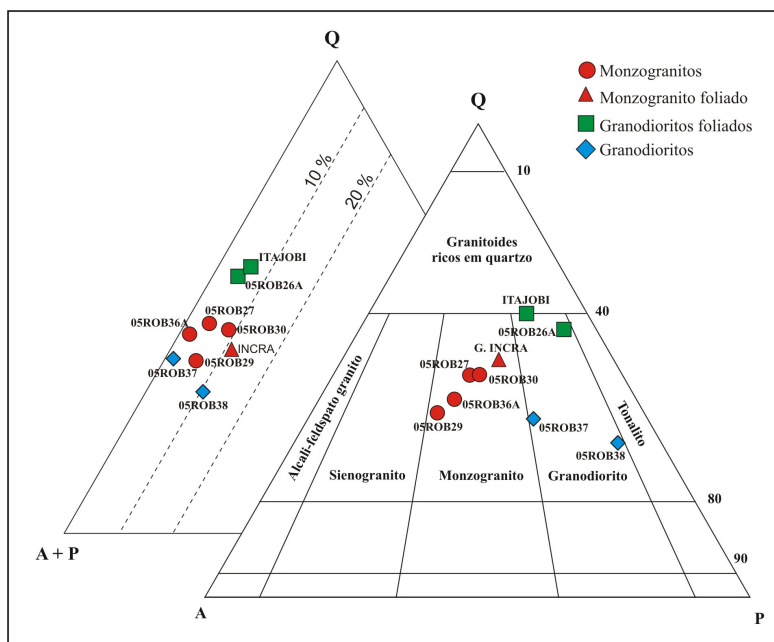


Figura 5.1: Diagrama de Classificação de Granitos segundo Streckeisen (1976), aplicado aos granitóides da Serra do Navio

Tabela 5.1: Análise modal dos granitóides associados à sequência *greenstone belt* da Serra do Navio.

AMOSTRA	05ROB27	05ROB29	05ROB30	05ROB36A	INCRA	05ROB26A	G. ITAJOBÍ	05ROB37	05ROB38
	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monogranito Foliado	Granodiorito Foliado	Granodiorito Foliado	Granodiorito Isotrópico	Granodiorito Isotrópico
QUARTZO %	43,90	35,80	42,60	41,80	43,80	53,90	54,20	37,20	30,00
PLAGIOCLÁSIO %	23,70	22,00	24,20	24,50	25,80	35,80	26,00	36,20	52,00
K-FELDSPATO %	26,30	34,80	23,80	33,10	18,00	5,00	10,00	26,00	6,70
BIOTITA %	4,00	5,80	9,00	0,40	11,50	5,00	6,00	0,40	10,30
MUSCOVITA %	1,00	1,50	0,40	0,20	0,20	0,30	0,15-	0,20	1,00
ALLANITA %	1,10	0,10	traço	traço	0,30	-	-	-	-
FLUORITA	-	-	-	-	-	traço	3,80	-	-
A+P	50,51	57,66	48,19	57,72	43,80	40,92	37,42	61,55	59,29
M (Máficos) %	5,15	5,99	9,04	0,40	11,82	5,02	6,24	0,41	10,40
Q (Quartzo) %	46,75	38,66	47,02	42,05	50,00	56,92	60,09	38,19	33,82
Feldspato potássico %	28,01	37,58	26,27	33,30	20,55	5,28	11,09	21,56	7,55
P (Plagioclásio) %	25,24	23,76	26,71	24,65	29,45	37,80	28,82	40,25	58,62
Nº de pontos	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500,00	1.500

5.1.2 Monzogranitos (amostras 05ROB27, 05ROB29, 05ROB30 e 05ROB36A).

Tratam-se de amostras pertencentes a corpos diferentes, porém, com características petrográficas similares. São rochas leucocráticas, de coloração rosa-acinzentado a branco-acinzentado, de textura fanerítica fina a grossa, com granulação de 1 a 5 milímetros. Mostram estrutura anisotrópica, com presença de leve foliação evidenciada pela orientação dos minerais micáceos (Figura 5.2a). Em algumas porções observa-se a formação de níveis de minerais máficos de espessura milimétrica (Figura 5.2b), porções pegmatíticas e porções bastante alteradas pelo intemperismo.

Microscopicamente apresentam textura granular orientada e granulação fina a média (Figura 5.2c). Em termos modais, consistem essencialmente de quartzo (35 a 44%), microclina (23 a 35 %) e plagioclásio (22 a 25%). Como mineral varietal ocorrem biotita (4 a 9%) e sericita-muscovita (1%), sendo este par de minerais o principal produto de alteração tardia pos-magmática, encontrando-se associado ao plagioclásio. Os demais produtos de alteração são representados por argilo minerais, óxido/hidróxido de ferro e epidoto. Opacos, granada, alanita (1%) e zircão são os principais minerais acessórios primários. Localmente, observa-se a presença de cristais bem desenvolvidos e/ou agregados de cristais bordejados por agregado de novos grãos ou neoblastos muito finos (Figura 5.2d), representados basicamente por quartzo, plagioclásio e sericita. Estes agregados de neoblastos encontram-se distribuídos em uma direção preferencial e foram gerados, possivelmente, a partir de uma fase de recristalização tardi-magmática.

O quartzo é anédrico a subédrico, inequigranular, de granulação fina a média, orientado incipientemente. Em geral exhibe extinção ondulante, neoblastos e subgrãos (5.3a) e poucas fraturas. Os contatos entre os seus cristais ocorrem de forma curva e retilínea, por vezes serrilhados, suturados e interpenetrantes, formando algumas vezes pontos tríplices (Figura 5.3a). Os contatos com as demais fases minerais são variados, desde retos até irregulares. Inclusões são raras, embora possam ocorrer algumas de minerais opacos, granada, plagioclásio, microclina, epidoto e zircão. Observam-se também cristais de quartzo finos preenchendo fraturas.

A microclina é representada por cristais anédricos a subédricos, inequigranulares, de granulação fina a grossa, orientados incipientemente. Os contatos entre os seus cristais são irregulares, retilíneos, suturados e curvilíneos, formando por vezes pontos tríplices, entretanto, os contatos com as demais fases minerais ocorrem nas mais diversas formas. Observa-se a presença de pertita (Figura 5.3c), zoneamento concêntrico e maclamento xadrez difuso que por vezes

encontra-se retorcido. Mostra-se alterada em diferentes intensidades para argilo minerais, sericita e carbonato, os quais lhe atribuem em luz natural um aspecto “sujo” (Figura 5.3b). Como inclusões ocorrem biotita, óxido-hidróxido de ferro, quartzo, zircão e plagioclásio em pequenas quantidades.

O plagioclásio forma cristais inequigranulares, subédricos a anédricos, levemente orientados e de granulação fina a grossa. Desenvolvem, na maioria das vezes, contatos retos e suturados entre si, e irregulares, curvos e interpenetrantes com as demais fases minerais. Inclusões de zircão, biotita, quartzo e óxido/hidróxido de ferro são pouco frequentes. Apresenta-se na maioria das vezes bastante alterado, exibindo palhetas de sericita-muscovita (Figura 5.2b), que deixam suas maclas pouco nítidas. Observa-se ainda textura mirmequítica. Alguns cristais podem mostrar zoneamento concêntrico e fraturas preenchidas por óxido/hidróxido de ferro. Presença de cristais bordejados por biotita.

A biotita de coloração verde a marron claro (5.3d) apresenta-se geralmente sob a forma de cristais subédricos, inequigranulares, de granulação fina a média, orientados incipientemente. Desenvolve contatos irregulares, por vezes retilíneos entre si e com os demais minerais, formando pontos tríplices. Apresenta inclusões de muscovita, zircão, epidoto e minerais opacos. Mostra-se, em vários pontos, fortemente alterada para clorita.

O zircão ocorre sob a forma de cristais de coloração acastanhada, equigranulares, subédricos a anédricos, de granulação muito fina, com contatos curvilíneos e retilíneos. Apresentam-se intensamente afetados pelo processo de metamictização. Os minerais opacos costumam ocorrer como finos cristais anédricos, desenvolvendo-se principalmente de forma intersticial e alteram-se para óxido-hidróxido de ferro.

A granada apresenta-se na forma de cristais inequigranulares, de granulação média e forma anédrica (Figura 5.3e). A allanita ocorre como mineral acessório, de granulação fina e sob forma anédrica (Figura 5.3e).

A sericita é associada à alteração do plagioclásio; ocorre como lamelas de granulação fina a média, distribuídas preferencialmente sob os cristais de plagioclásio. A muscovita é comum e está ligada ao processo de crescimento da sericita a partir da alteração do plagioclásio (Figura 5.3f), encontra-se na forma de palhetas bem desenvolvidas, que algumas vezes encontram-se retorcidas (Figura 5.3d).

Os argilo minerais são oriundos da alteração do plagioclásio e da microclina, ocorrendo como nuvens superpostas aos mesmos, impondo-lhes um aspecto “sujo” em luz natural. O epidoto é subédrico, inequigranular, de granulação fina e ocorre em pequena quantidade. A clorita, por sua vez, é restrita à alteração da biotita.

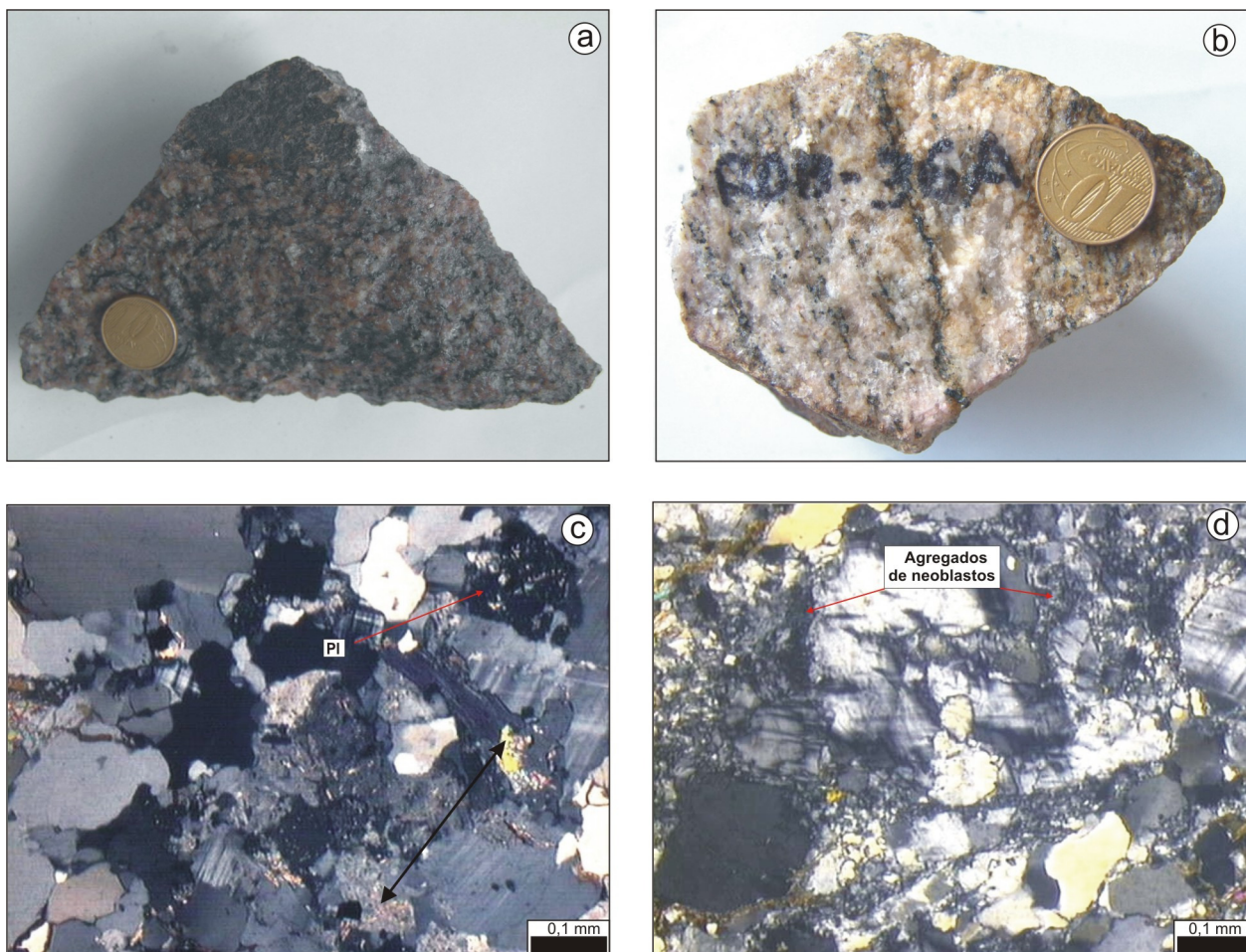


Figura 5.2: Monzogranito (amostras 05ROB27, 05ROB29, 05ROB30 e 05ROB36A): a) aspecto macroscópico; b) aspecto macroscópico - níveis de concentração de minerais máficos; c) aspecto microscópico (luz polarizada) com textura granular orientada indicada pela *seta*, plagioclásio (Pl) com maclas mascaradas por alteração sericítica; d) cristais bordejados por agregados de neoblastos de granulação fina (luz polarizada).

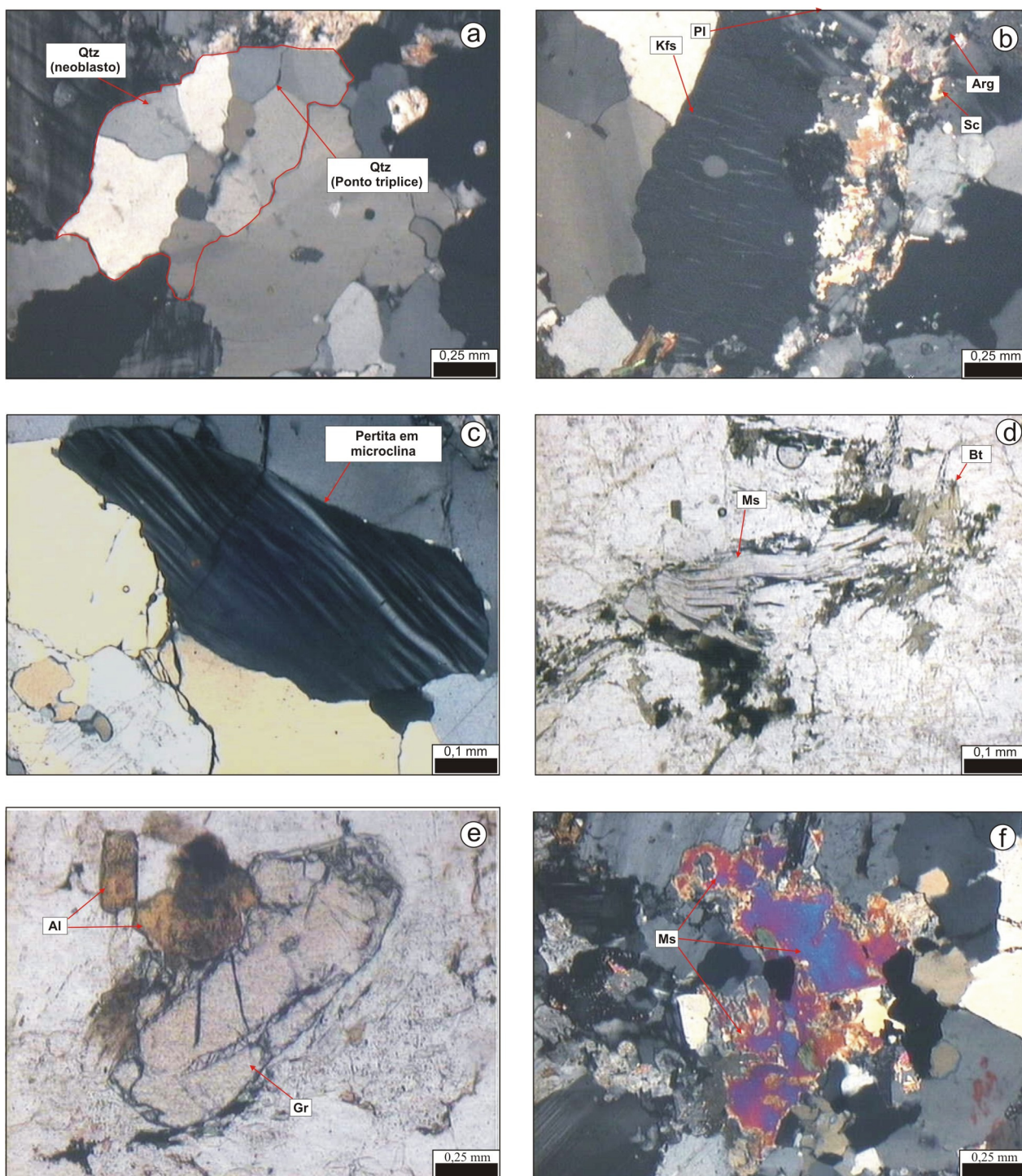


Figura 5.3: Monzogranito (amostras 05ROB27, 05ROB29, 05ROB30 e 05ROB36A): a) neoblastos de quartzo (Qtz) com pontos tríplexes, desenvolvendo contatos curvos e retilíneos; b) microclina (Fks) com intercrescimento perítico, sericita (Sc) e argilo-mineral (Arg) provenientes de alteração de plagioclásio e/ou microclina; c) microclina; d) biotita de coloração esverdeada a acastanhada; e) muscovita retorcida; e) associação de granada (Gr) e alanita (Al); f) cristal de muscovita (Ms) gerado a partir de alteração sericítica do plagioclásio. a-b-c-f: luz polarizada, d-e: luz natural.

5.1.3 Monzogranito foliado (amostra INCRA)

Trata-se de uma rocha leucocrática, de cor acinzentada, textura fanerítica fina a média, com cristais de dimensões entre 1 e 3 milímetros e estrutura anisotrópica (Figura 5.4a). Caracteriza-se principalmente por apresentar forte foliação - o que a diferencia dos monzogranitos descritos no item anterior - formando um fino bandamento composicional, com níveis de concentração de minerais máficos e félsicos.

Ao microscópio, apresenta textura granolepidoblástica com granulação variando de fina a média (Figura 5.4b). Em termos modais, consiste essencialmente de quartzo (43,8%), plagioclásio (25,8%), microclina (18%) e como fase varietal ocorre apenas biotita (11,5%). Zircão, minerais opacos, granada e alanita são os principais minerais acessórios primários. Clorita, muscovita+sericita, óxido/hidróxido de ferro, argilo mineral e carbonato representam fases minerais secundárias associadas a processos hidrotermais pós-magmáticos.

O quartzo forma cristais inequigranulares, de granulação fina a média, forma anédrica a subédrica e orientação incipiente. Em geral exibe extinção ondulante, subgrãos e neoblastos (Figura 5.4c). Inclusões são raras, embora possam ocorrer algumas de biotita. Seus contatos com outras fases minerais são variados, desde retos até irregulares.

O plagioclásio forma cristais inequigranulares, de granulação fina a média, anédricos, com uma leve orientação, ocorrendo também na forma de neoblastos. Desenvolve contatos irregulares, curvos e retos, entre si e com outras fases minerais. Encontra-se bastante alterado para sericita, onde observam-se palhetas mais desenvolvidos de muscovita. Altera-se também para argilo mineral (Figura 5.4c). As maclas costumam estar mascaradas por alteração. Inclusões de biotita e zircão são pouco frequentes.

A microclina é representada por cristais predominantemente subequigranulares, de granulação fina, forma anédricas e orientação incipiente. Mostra-se alterado em diferentes intensidades para argilo minerais, carbonato e sericita, os quais lhe atribuem em luz natural um aspecto “sujo”. Desenvolve contatos irregulares. Micropertitas são frequentes (Figura 5.4d).

A biotita apresenta cor variando de marron escuro a amarelo pálido, apresenta-se sob a forma de cristais inequigranulares, de granulação fina a média, subédricos e com orientação incipiente. O contato entre os cristais de biotita e os demais minerais ocorre de forma irregular e retilínea. Entre si, desenvolve contatos retilíneos que por vezes formam “pontos tríplices” (Figura

5.4e). Apresenta inclusões de minerais opacos, microclina e zircão. Encontra-se parcialmente cloritizada.

Os minerais opacos apresentam-se em grãos inequigranulares de granulação fina, forma anédrica, sem orientação, sofrendo processo de oxidação em algumas porções. Ocorre de forma interticial e também incluso no quartzo e no plagioclásio.

O zircão ocorre sob a forma de cristais de cor acastanhada, equigranulares, de granulação muito fina, subédrica. Apresentam-se intensamente afetados pelo processo de metamictização. A allanita tem granulação fina e forma anédrica.

A sericita é comum e está ligada a processos de alteração pós-magmática do plagioclásio. Distribui-se amplamente na amostra e forma lamelas subédricas a anédricas, inequigranulares, de granulação fina. Por vezes, seu crescimento gera cristais bem desenvolvidos de muscovita (Figura 5.4f). Apresenta cores de interferência variável desde cinza até verde e azul cintilante.

Os argilo-minerais e os carbonatos ocorrem como produtos de alteração do plagioclásio e da microclina. A clorita é oriunda da alteração da biotita. O óxido/ hidróxido de ferro ocorre no contato entre os cristais de quartzo e plagioclásio, no interior (inclusões) destes minerais e preenchendo fraturas e é proveniente da oxidação dos minerais opacos.

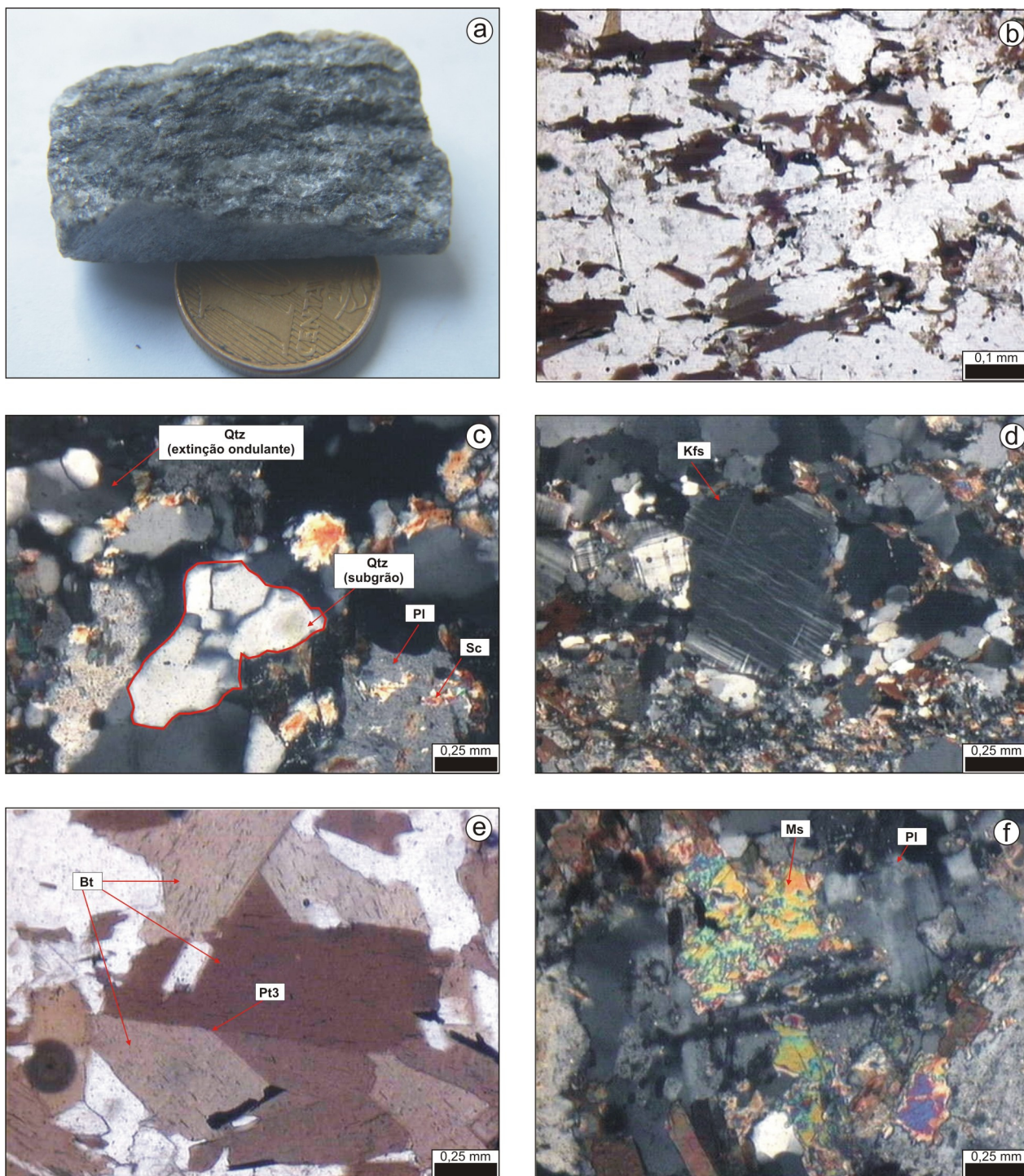


Figura 5.4: Monzogranito foliado (INCRA): a) Aspecto macroscópico; b) Textura granoleptoblástica(luz natural); c) Cristais de quartzo (Qtz) com extinção ondulante e na forma de subgrãos; plagioclásio (Pl) sericitizado (luz polarizada); d) Microclina (Kfs) com textura micropertítica (luz polarizada); e) Biotita (Bt) de coloração marron a amarelo pálido, desenvolvendo contatos retos entre si e formando “pontos tríplices” (Pt3)(luz natural); f) Cristal de muscovita (Ms) bem desenvolvido gerado a partir do crescimento de sericita (Sc) por alteração do plagioclásio (Pl)(luz polarizada).

5.1.4. Granodioritos foliados (amostras 05ROB26A e G. Itajobi)

Macroscopicamente, tratam-se de rochas leucocráticas de cor branco-acinzentado, textura fanerítica média a grossa, com cristais de 1 a 3 milímetros, estrutura anisotrópica, mostrando leve orientação dos minerais e presença de níveis milimétricos de concentração de minerais máficos (Figura 5.5a). Encontram-se muito alteradas pelo intemperismo. Observam-se também variações na quantidade de microclina.

Ao microscópio apresentam textura granolepidoblástica (Figura 5.5b), com minerais orientados em uma direção preferencial. Tratam-se de rochas ricas em quartzo (53 a 55 %), com concentrações de plagioclásio entre 26 e 36 %, e microclina entre 5 e 10 %. Apresentam biotita (5 a 6 %) como mineral varietal. A fluorita (4%) representa o principal acessório primário, mas também são encontrados zircão e opacos. O par sericita-muscovita representa o principal produto do estágio de alterações tardi a pós-magmáticas e mostra-se intimamente associado ao plagioclásio. Outras fases minerais ligadas a este estágio são representadas por argilo minerais, carbonato, clorita e óxido/hidróxido de ferro.

O quartzo apresenta-se em geral como cristais inequigranulares, anédricos de granulação fina a grossa, com orientação incipiente, desenvolvendo contatos retos, irregulares e interpenetrantes entre si (Figura 5.5c) e com as demais fases minerais; mostra-se, geralmente, fraturados e podem exibir inclusões de minerais opacos e apatita. Alguns cristais apresentam extinção ondulante (Figura 5.5c), subgrãos e neoblastos de modo freqüente.

O plagioclásio mostra-se como cristais inequigranulares, anédricos a subédricos, de granulação fina a média, orientados incipientemente. Desenvolve contatos na maioria das vezes retilíneos, embora contatos curvilíneos e suturados também ocorram. Alguns cristais mostram inclusões de biotita, clorita, microclina e quartzo. Suas maclas são mascaradas pelo intenso processo de alteração para argilo minerais, sericita-muscovita e carbonato (Figura 5.5d). Mostra intercrescimento antipertítico e textura mirmequítica (Figura 5.5e), encontrando-se bastante fraturado.

A microclina ocorre na forma de cristais inequigranulares, anédricos a subédricos, de granulação fina a média, e com orientação incipiente. Desenvolve contatos irregulares e retilíneos, por vezes suturados entre si e com as demais fases minerais. Encontra-se moderadamente alterada para argilominerais e carbonato, os quais dão um aspecto “sujo” quando observados à luz natural. Alguns cristais extinção ondulante e inclusões de clorita.

A biotita apresenta-se sob a forma de cristais com pleocroísmo variando de verde claro a verde oliva (Figura 5.5f), inequigranulares, subédrica a anédrica, de granulação fina a média, moderadamente orientados. Desenvolve contatos irregulares e retilíneos entre si e com os demais minerais. Obsevam-se feições retorcidas e inclusões de zircão e opacos. Ocorre associada a fluorita (Figura 5.5f), quartzo, microclina e carbonato concentrando-se em níveis preferenciais. Encontra-se em algumas porções alterado para clorita.

O zircão ocorre sob a forma de cristais equigranulares, de granulação fina, subédricos, de coloração acastanhada, apresentando halos pleocróicos, ocorrem inclusos nos cristais de biotita. Os minerais opacos apresentam-se em grãos subequigranulares, de granulação fina, anédricos, sem orientação preferencial. Ocorre de forma intersticial e inclusos na biotita, encontram-se alterado para óxidos/hidróxidos de ferro.

A fluorita ocorre associada à biotita (Figura 5.5f), sob a forma de cristais inequigranulares, anédricos, de granulação fina a média, orientados moderadamente e intensamente fraturados.

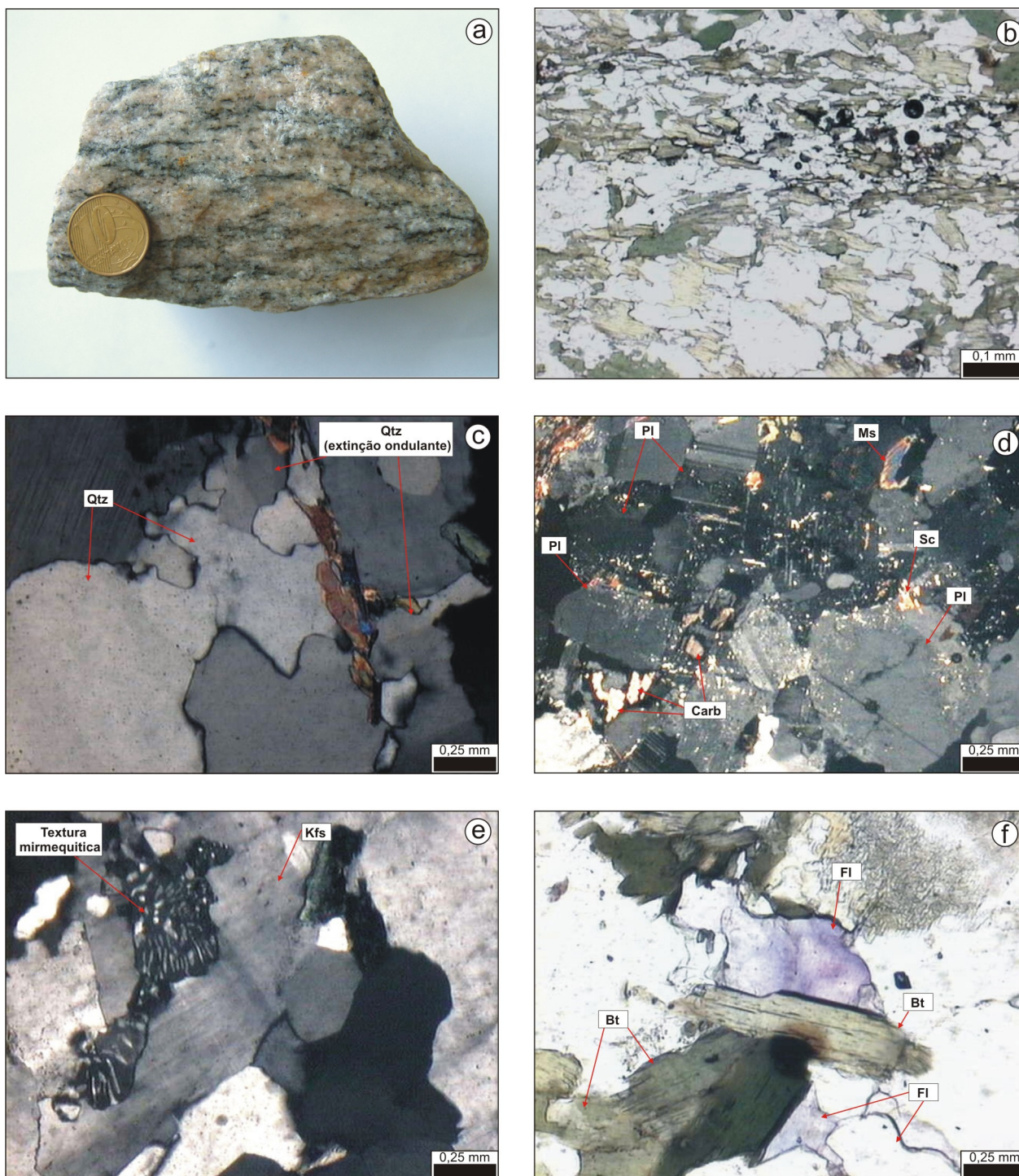


Figura 5.5: Granodiorito foliado (G. Itajobi e 05ROB26A): a) Aspecto macroscópico com níveis de concentração de minerais máficos; b) aspecto microscópico com textura granolepidoblástica (luz natural); c) cristais de quartzo (Qtz) desenvolvendo contatos interpenetrantes entre si e exibindo extinção ondulante (luz polarizada); d) plagioclásio (Pl) alterando para sericita (Sc) - muscovita (Ms) e para carbonato (Carb) (luz polarizada); e) Plagioclásio com textura mirmectica adjacente a microclina (Kfs); f) biotita (Bt) com pleocroísmo verde oliva a verde claro, associada a fluorita (Fl) (luz natural).

5.1.5 Granodioritos isotrópicos (amostras 05ROB37 e 05ROB38)

Macroscopicamente as rochas são leucocráticas têm coloração branca acinzentada, textura fanerítica média a grossa, granulação variando de 1 a 5 milímetros, e estrutura isotrópica, com uma leve orientação dos seus cristais (Figura 5.6a). Encontram-se bastante alteradas pelo intemperismo. Ao microscópio possui textura granoblástica (Figura 5.6b). É constituída essencialmente por quartzo (30 a 37,2 %), plagioclásio (36 a 52 %), microclina (6,7 a 26%), sendo varietal a biotita (0,4 a 11%). Como minerais acessórios primários ocorrem opacos e zircão. Seus principais produtos de alteração são sericita-muscovita, clorita e argilo minerais.

O quartzo apresenta-se em geral como cristais anédricos, inequigranulares, de granulação fina a grossa, desenvolvendo contatos suturados, interpenetrantes, retilíneos entre si formando pontos trípticos (Pt3), e com as demais fases minerais os contatos são irregulares. Mostra-se pouco fraturado e exibe raras inclusões de zircão. Apresenta extinção ondulante (Figura 5.6c) e desenvolve subgrãos (Figura 5.6c e Figura 5.6d).

O plagioclásio forma cristais anédricos, inequigranulares, de granulação fina a grossa. Desenvolve contatos irregulares e interpenetrantes entre si e com outras fases minerais. Mostra-se alterado para sericita e argilo minerais (Figura 5.6d). Apresenta zoneamento concêntrico, maclas mascaradas pela alteração e textura mimerquítica adjacente a microclina (Figura 5.6e).

A microclina mostra-se anédrica, inequigranular, com granulação fina a grossa. Altera-se, em diferentes intensidades, para carbonato (Figura 5.6e) e argilominerais. Seus cristais encontram-se por vezes bordejados por palhetas de sericita. Desenvolve contatos irregulares entre si e com os demais minerais, inclusões de minerais opacos, zircão, quartzo e plagioclásio. Suas maclas são difusas e mascaradas pela alteração.

A biotita, por sua vez, ocorre como lamelas anédricas, de coloração amarelo-pálida a marron avermelhado (Figura 5.6f), inequigranulares, de granulação fina a média. Apresenta-se algumas vezes cloritizada e desenvolve contatos retilíneos e irregulares com as demais fases minerais, e retilíneos entre si, formando pontos trípticos (Figura 5.6f). Apresenta inclusões de minerais opacos e zircão.

Os cristais de zircão são subédricos e finos. Os minerais opacos apresentam-se anédricos e com granulação fina. O par sericita-mucovita ocorre como finas lamelas sobre o plagioclásio. Os argilominerais são relacionados à alteração dos cristais de plagioclásio e microclina.

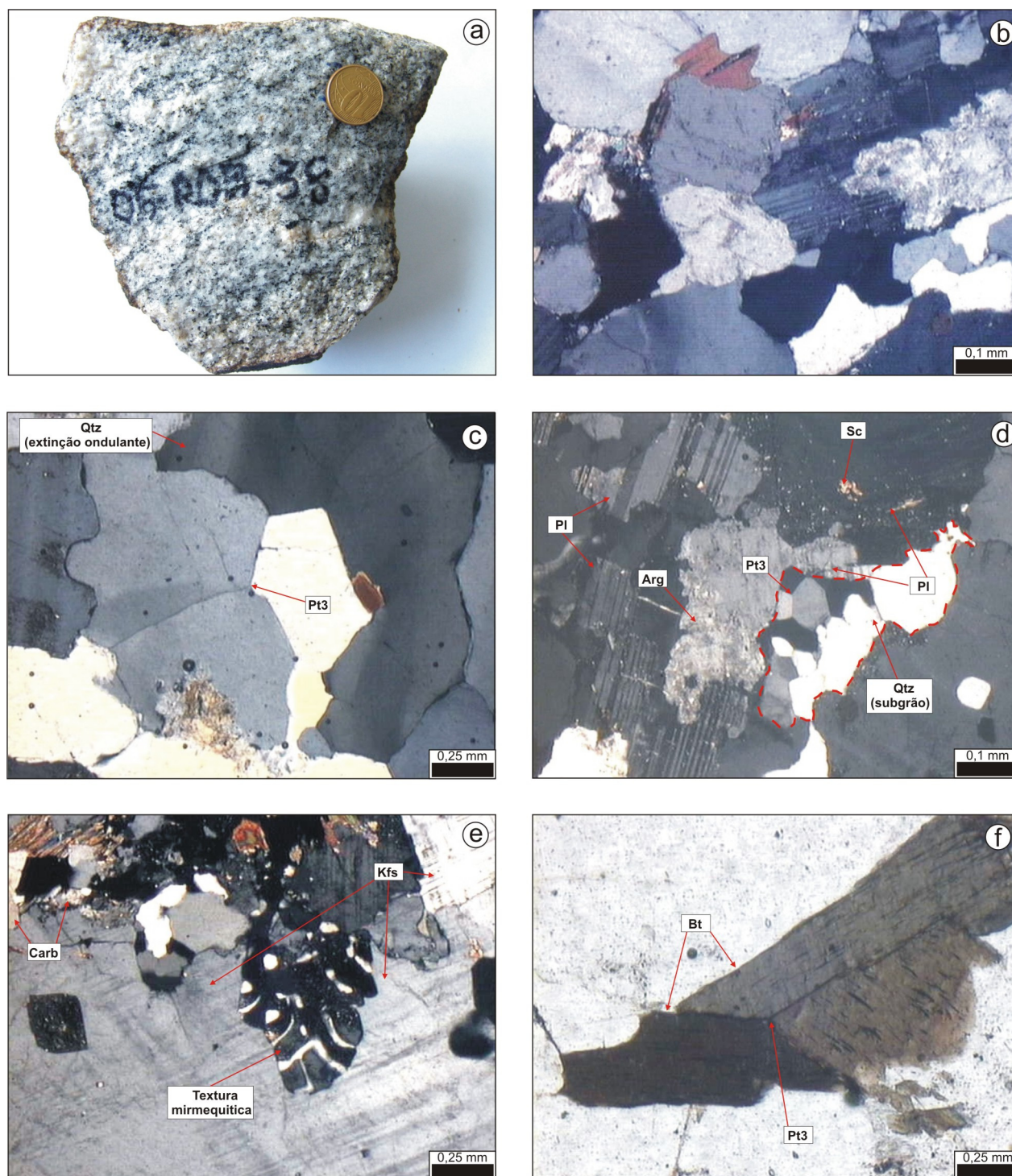


Figura 5.6: Granodiorito Isotrópico (05-ROB-37 e 05-ROB-38): a) Aspecto macroscópico; b) Aspecto microscópico - Textura granular (luz polarizada); c) Cristal de quartzo (Qtz) exibindo extinção ondulante, desenvolvendo contatos suturados e retos (formando ponto tríplice - Pt3) (luz polarizada); d) Cristais de quartzo (Qtz) na forma de subgrãos com ponto tríplice (Pt3), plagioclásio (Pl) alterando para sericita (Sc) e argilo-mineral (Arg) (luz polarizada); e) Microclina (Kfs) com alteração carbonática (Carb) e plagioclásio com textura mimerquítica adjacente a microclina (luz polarizada); f) Biotita de coloração amarronzada, desenvolvendo contatos retos entre seus cristais e formando “pontos tríplices” (Pt3) (luz natural).

5.1.6 Considerações Petrográficas

Embora no diagrama Q-A-P, os granitóides da Serra do Navio localizem-se nos campos dos monzogranitos e granodioritos, os aspectos macroscópicos destas amostras indicam a presença de quatro litotipos distintos: monzogranitos, monzogranito foliados, granodioritos e granodioritos foliados, como citado no início do estudo petrográfico.

No entanto, as relações de campo, como pode ser observado no mapa geológico deste setor (Figura 4.1), indicam que o monzogranito foliado (Granito INCRA) e o monzogranito (05ROB27) pertencem a um mesmo corpo granítico. Desta forma sugere-se neste trabalho que o monzogranito foliado pertença a uma fácies mais deformada dos monzogranitos. A partir deste mesmo princípio verifica-se que os monzogranitos (05ROB30 e 05ROB36A) e os granodioritos (05ROB37 e 05ROB38) também pertencem a um mesmo tipo litológico, no entanto com algumas variações quanto ao teor de feldspato potássico.

Em geral, os granitóides estudados na Serra do Navio são leucocráticos, de coloração acinzentada a rosa acinzentado, de textura fanerítica fina a grossa, com granulação de 1 a 5 milímetros. Mostram estrutura anisotrópica, com presença de foliação incipiente evidenciada pela orientação dos minerais micáceos, e em algumas porções observa-se a formação de níveis de concentrações de minerais máficos de espessura milimétrica. Nota-se também presença de porções pegmatíticas e regiões bastante alteradas pelo intemperismo. Variações quanto ao teor de microclina são freqüentes, dando rochas de composição monzogranítica a granodiorítica.

O monzogranito foliado (amostra G.Incra) caracteriza-se principalmente por apresentar forte foliação, feição que o diferencia dos monzogranitos (amostras 05ROB27, 05ROB29, 05ROB30 e 05ROB36), formando um fino bandamento composicional, com níveis de concentração de minerais máficos e félsicos. Outra feição que diferencia os monzogranitos (em geral) das demais rochas identificadas é o fato de estes apresentarem granada, epidoto e allanita como acessórios, o que não se observa nas demais litologias.

Os granodioritos foliados (amostras 05ROB26A e G. Itajobi) destacam-se por apresentarem-se extremamente ricas em quartzo (53 a 55 %), em relação aos demais litotipos (30 a 44%) e por conterem fluorita (4%) como mineral acessório primário.

A amostra G. Itajobi, proveniente de um granitóide estudado anteriormente por Borges *et al.* (2002), tem uma características petrográficas diferentes da obtida por aqueles autores. Borges *et al.* (2002) descreveram o G. Itajobi, o qual denominaram de Granito Amapari, como um corpo

hololeucocrático, localmente brechado, constituído essencialmente por quartzo (25 a 35%), plagioclásio (5 a 40%), álcali-feldspato (12 a 40%) e muscovita (3 a 30%); tendo granada e sillimanita como varietais. No entanto, neste trabalho esta amostra foi classificado com granodiorito, sendo constituída essencialmente por quartzo (53 a 55 %), plagioclásio (26 e 36%) e microclina (5 e 10 %), tendo biotita (5 a 6 %) como mineral varietal e fluorita (4%) como principal acessório primário. Nesta descrição não foram observados cristais de granada e sillimanita, como na descrição de Borges *et al.* (2002). Muscovita foi encontrada, no entanto não faz parte da paragênese principal, e trata-se de produto de alteração tardi a pós-magmática intimamente associado ao plagioclásio. Estas divergências nas caracterizações petrográficas em ambos os trabalhos, deve-se provavelmente ao fato de que a amostra estudada por Borges *et. al.* (2002) era proveniente de um furo de sondagem, enquanto a amostra descrita neste estudo é oriunda de um afloramento, sugerindo-se que estas amostras tratam-se de corpos diferentes.

Algumas feições observadas nestes granitóides tais como textura granoblástica, pontos tríplexes, muscovita retorcida e a presença de granada e sillimanita sugerem a atuação de processos metamórficos superimpostos a formação destas rochas. Resalvamos que em algumas amostras as quantidades de plagioclásio podem ter sido superestimadas devido a dificuldade de distinção entre feldspato perítico e plagioclásio.

5.2 GEOQUÍMICA

Neste item serão apresentados e discutidos os resultados das análises geoquímicas das amostras selecionadas para o estudo geoquímico (05ROB26A, 05ROB27, 05ROB39, 05ROB36, 05ROB37, 05ROB38, G.INCRA e G.Itajobi).

5.2.1 Elementos Maiores

Os monzogranitos (amostras 05ROB27, 05ROB29 e G. INCRA) associados ao Grupo Vila Nova na região de Serra do Navio apresentam teores de sílica variando entre 73,56 e 76,9%, conteúdos baixos de TiO_2 (0,04 - 0,23 %), MgO (0,08 - 0,40 %), CaO (0,36 - 0,96 %) e P_2O_5 (0,03 - 0,05 %). Possuem conteúdos de K_2O (5,3 - 6,56 %) sempre superiores aos conteúdos de Na_2O (1,53 - 3,67 %), com as razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ sempre superiores a 1, situando-se entre 1,44 e 4,17. O total de álcalis varia de 7,91 - 8,77 (% em peso), refletindo o caráter subalcalino destas rochas (Tabela 5.2).

Os granodioritos (amostras 05-ROB-26A, 05-ROB-37, 05-ROB-38 e G. Itajobi), exibem conteúdos de sílica entre 73, 78 e 76,9 %, teores baixos de TiO_2 (0,06 – 0,16%), Al_2O_3 (11,77 – 14,75%), MgO (0,08-0,38%), CaO (0,36 – 2,47%) e P_2O_5 (0,01 – 0,04). Seus teores de K_2O (2,04 – 6,56) são sempre superiores aos conteúdos de Na_2O (2,85 – 4,98%), com exceção das amostras 05-ROB-37 e 05-ROB-38, que apresentam teores de Na_2O de 4,09 e 4,98%, respectivamente, superiores aos teores de K_2O de 3,7 e 2,04 %. O total de álcalis nestas amostras varia entre 7,02 – 7,95 (% peso), indicando que neste grupo de amostras há tanto rochas subalcalinas (05-ROB-26A e G. Itajobi), como também, rochas cálcio- alcalinas (05-ROB-37 e 05-ROB-38) (Tabela 5.2).

A composição normativa dos granitóides em termos de albita, anortita e ortocásio foi lançada no diagrama Ab-An-Or, de Barker (1979). Neste diagrama os granitóides da Serra do Navio concentram-se no campo dos granitos, com exceção da amostra 05ROB38 que se encontra no campo dos trondhjemitos (Figura 5.7).

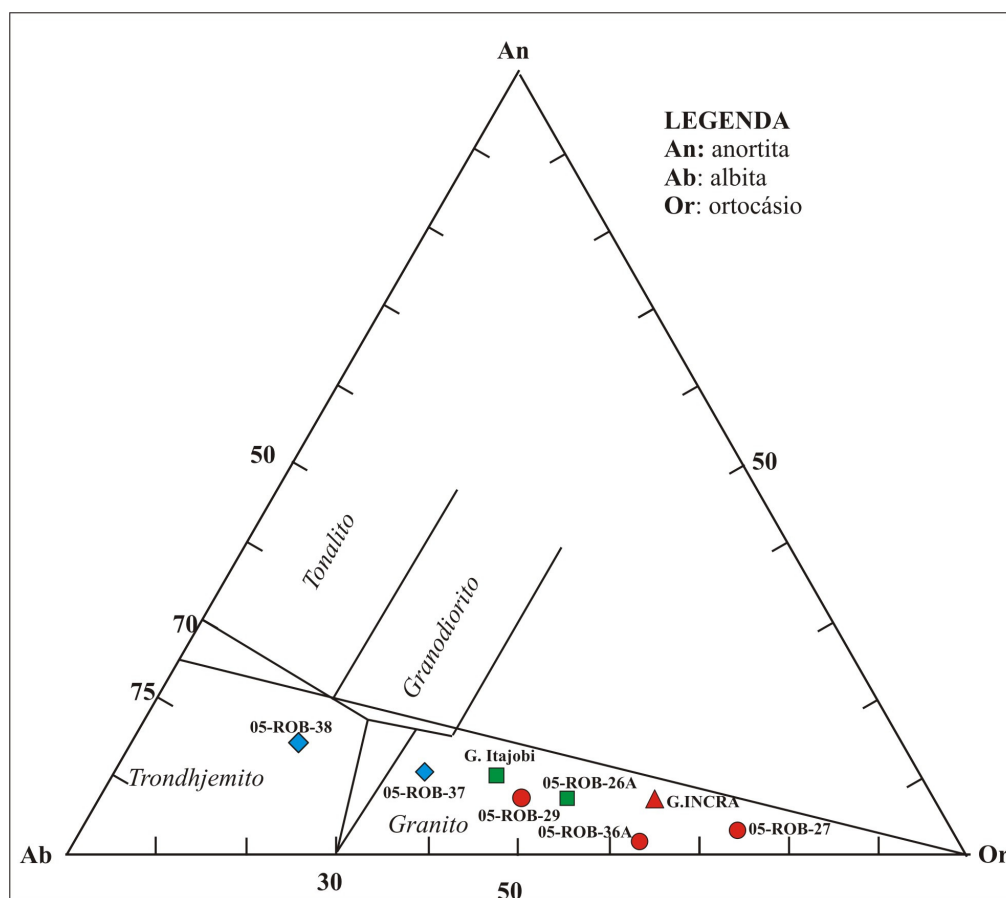


Figura 5.7: Diagrama Ab-An-Or segundo Barker (1979) para os granitóides da Serra do Navio, onde observa-se uma preferência pelo campo dos granitos, com exceção da amostra 05ROB38 que está no campo dos trondhjemitos.

Tabela 5.2: Análises químicas dos granitóides associados aos “Greenstone Belts” da Serra do Navio

Litologia	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito
Amostras	G. INCRA	05ROB27	05ROB29	05ROB36A	G. Itajobi	05ROB26A	05ROB37	05ROB38
<i>SiO₂</i>	73,77	76,90	73,56	76,45	74,49	76,90	75,17	73,78
<i>TiO₂</i>	0,23	0,14	0,13	0,04	0,06	0,11	0,06	0,16
<i>Al₂O₃</i>	13,03	11,52	14,50	12,94	11,83	11,77	14,15	14,75
<i>Fe₂O₃</i>	2,10	1,72	1,20	0,60	2,23	1,82	0,68	1,27
<i>MnO</i>	0,03	0,39	0,03	0,02	0,04	0,04	0,02	0,02
<i>MgO</i>	0,40	0,38	0,16	0,08	0,32	0,17	0,20	0,38
<i>CaO</i>	0,95	0,41	0,96	0,36	2,47	0,84	1,46	1,98
<i>Na₂O</i>	2,44	1,53	3,67	2,68	3,13	2,85	4,09	4,98
<i>K₂O</i>	6,33	6,38	5,30	6,56	4,03	5,10	3,70	2,04
<i>P₂O₅</i>	0,04	0,03	0,05	0,03	0,01	0,02	0,03	0,04
<i>Cr₂O₃</i>	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
<i>LOI</i>	1,00	0,80	0,70	0,60	1,60	0,50	0,60	0,70
<i>Ni</i>	8,00	5,00	5,00	8,00	5,00	5,00	11,00	7,00
<i>Ba</i>	400,70	304,80	396,80	223,20	30,20	58,90	530,70	235,40
<i>Rb</i>	253,20	380,50	342,20	269,40	401,14	381,90	93,80	60,90
<i>Sr</i>	70,00	37,70	78,80	59,80	23,60	19,60	221,20	203,50
<i>Zr</i>	128,60	121,60	119,10	98,00	87,30	187,10	70,60	108,80
<i>Nb</i>	25,40	44,40	13,90	4,40	46,30	51,70	3,60	6,20
<i>Y</i>	47,50	143,50	27,60	75,20	386,10	124,80	1,50	3,50
<i>Ta</i>	3,40	5,20	1,40	0,40	11,40	11,70	0,50	0,40
<i>U</i>	18,80	34,30	15,10	11,90	28,20	47,90	0,80	1,20
<i>Ni</i>	3,50	0,90	1,40	1,60	1,70	0,80	2,80	1,50
<i>Cs</i>	2,20	1,60	3,30	3,40	5,30	2,60	1,80	1,50
<i>Ga</i>	16,80	13,30	21,20	14,40	19,70	17,30	15,80	19,80
<i>Hf</i>	4,90	4,70	4,30	4,30	4,70	8,60	2,80	3,40
<i>Th</i>	65,30	68,40	40,60	8,40	38,00	75,60	1,70	5,00
<i>Co</i>	25,00	10,30	9,00	8,10	19,20	23,20	5,10	10,90
<i>Sc</i>	3,00	1,00	3,00	1,00	2,00	2,00	1,00	2,00
<i>V</i>	19,00	6,00	6,00	<5,00	6,00	<5,00	<5,00	9,00
<i>Cu</i>	6,80	1,30	1,60	1,30	10,40	3,60	1,40	3,10
<i>Pb</i>	18,20	148,80	6,60	5,90	24,50	11,00	3,60	3,30
<i>Zn</i>	20,00	552,00	38,00	18,00	26,00	19,00	14,00	33,00
<i>W</i>	188,00	76,10	55,10	42,50	147,70	171,50	27,30	65,20
<i>Mo</i>	1,50	0,80	0,90	0,10	0,80	0,20	0,10	0,20
<i>La</i>	84,40	234,80	53,60	2,00	40,10	68,10	4,00	7,80
<i>Ce</i>	149,00	272,00	105,30	3,70	83,90	134,30	6,50	10,60
<i>Pr</i>	14,53	39,65	10,52	0,37	10,28	14,05	0,59	1,27
<i>Nd</i>	44,80	120,80	34,10	1,80	38,90	46,60	1,70	4,20
<i>Sm</i>	7,70	22,60	6,40	1,30	11,70	10,60	0,40	1,00
<i>Eu</i>	0,77	1,32	0,56	0,36	0,22	0,31	0,65	0,61
<i>Gd</i>	6,49	18,65	4,73	3,70	18,37	10,94	0,22	0,70
<i>Tb</i>	1,18	3,52	0,86	1,10	4,51	2,37	0,05	0,09
<i>Dy</i>	7,15	20,19	4,53	8,99	35,94	15,94	0,20	0,53
<i>Ho</i>	1,46	3,90	0,82	2,21	9,16	3,38	<0,50	0,10
<i>Er</i>	4,48	11,60	2,51	7,28	31,66	11,25	0,16	0,31
<i>Tm</i>	0,81	1,74	0,37	1,15	5,75	2,08	<0,50	0,06
<i>Yb</i>	4,82	10,68	2,21	7,35	36,67	13,69	0,17	0,31
<i>Lu</i>	0,78	1,78	0,34	1,08	6,17	2,38	0,02	0,04

Com relação ao Índice de Saturação em Alumina – ISA (Figura 5.8), os granitóides da Serra do Navio são fracamente peraluminosos, com valores de A/CNK variando de 1,03 a 1,13, excetuando apenas uma amostra (G. Itajobi), que se posiciona no campo metaluminoso, com razão A/CNK igual a 0,84.

Quando lançadas no diagrama de Sylvester (1989), as amostras agrupam-se no campo das rochas alcalinas, próximo ao limite entre os campos alcalinos e cálcio-alcalinos/fortemente peraluminos, com exceção dos granitóides 05ROB37 e 05ROB38, que ficam no campo das rochas cálcio-alcalinas/fortemente peraluminosas (Figura 5.9).

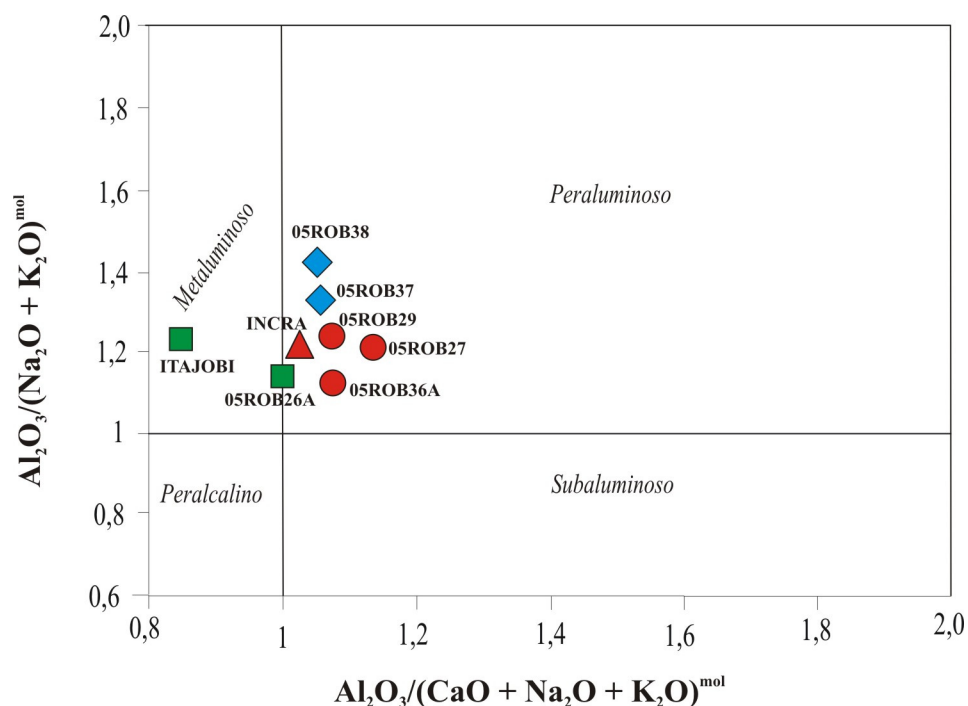


Figura 5.8: Diagrama A/NK versus A/CNK de Maniar e Piccoli (1989) para os granitóides da Serra do Navio.

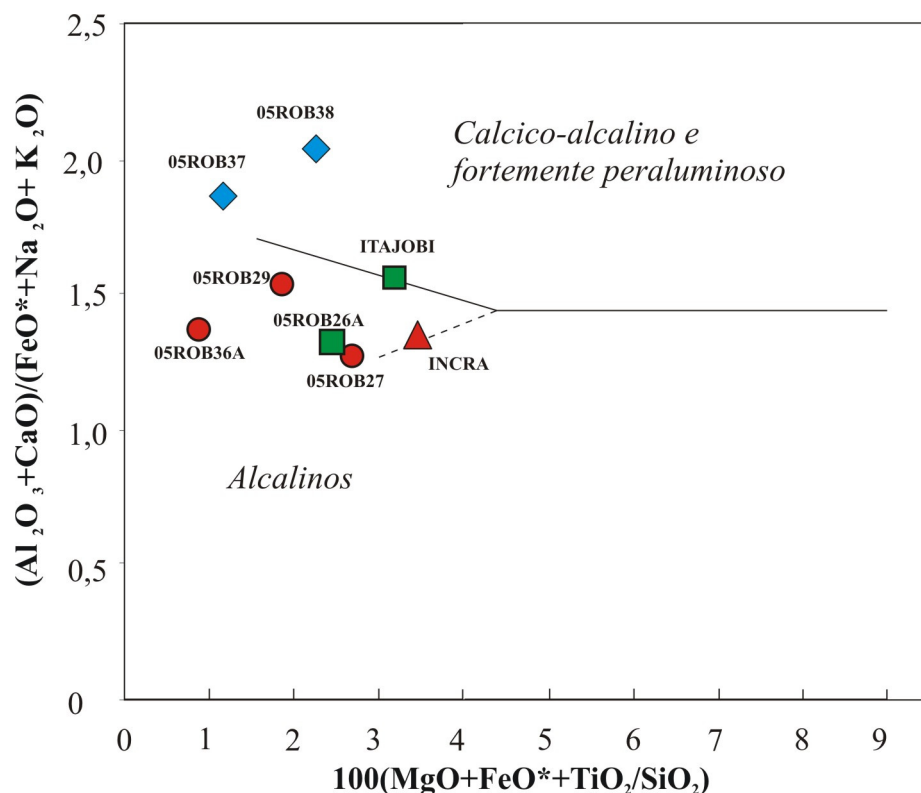


Figura 5.9: Diagrama de Sylvester (1989), para os granitóides da Serra do Navio

5.2.2 Elementos Terras Raras (ETR)

Através da análise do comportamento dos ETR, individualizamos três grupos de granitóides, a serem descritos abaixo (Figura 5.10).

O primeiro grupo é constituído pelas amostras 05ROB27, 05ROB29 e G. INCRA. Nestas amostras, observa-se um enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL), com teores entre 6,4 e 272 ppm, sendo estes intensamente fracionados, e os elementos terras raras pesados (ETRP) são pouco fracionados, situando-se entre 0,34 e 20,19 ppm. O segundo grupo é composto pelos granitóides 05ROB26A e G.Itajobi. Exibem teores de ETRL entre 10,28-134,3 ppm, fracamente fracionados e ETRP entre 2,37 - 36,6 ppm. Estes dois grupos de granitóides mostram um padrão de distribuição dos ETR tipo “gaivota” e possuem uma forte anomalia de Eu ($Eu/Eu^* = 0,003$ a $0,02$). O terceiro grupo, onde estariam inseridas as amostras 05ROB37 e 05ROB38, apresenta um padrão de distribuição dos ETR bem diferente dos dois grupos citados anteriormente. Estes granitóides exibem teores médios de ETR bem mais baixos em relação aos demais granitóides em questão, cujos teores de ETRL variam entre 0,4 - 10,6 ppm e os ETRP

situam-se entre 0,02 - 0,7 ppm. A principal diferença do comportamento dos padrões ETR entre este grupo de granitóides e os demais grupos citados, é o fato deste apresentar anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^*=0,14 - 0,30$) provavelmente causada pela alta porcentagem de plagioclásio presentes nestas rochas, sugerindo tratar-se de mobilizados quartzo-feldspáticos associados aos outros granitóides.

A amostra 05-ROB-36A apresentou um comportamento anômalo de distribuição dos ETR, não se encaixando em nenhum dos grupos de rochas citadas acima (Figura 5.10).

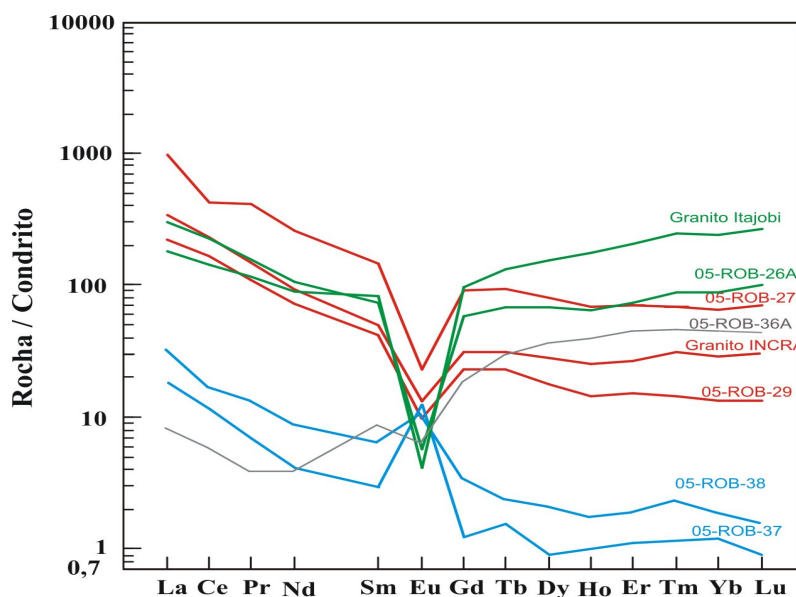


Figura 5.10: Padrões de ETR normalizados para o condrito de Evensen (1978).

5.2.3. Elementos-Traço

Os granitóides aqui estudados apresentam, em geral, conteúdos baixos de Sr, Ba e Hf, moderados de Rb, U, Zr e altos de Y, Ga, Th, Nb e Ta, exceto nos granitos 05-ROB-36, 05-ROB-37 e 05-ROB-38, nos quais os teores de Th, Nb e Ta são invariavelmente mais baixos (Tabela 5.2) em relação aos conteúdos dos demais granitos. Como consequência as razões Rb/Sr e Rb/Ba são moderadas.

Nos diagramas discriminantes Y vs Nb e Rb vs (Y+Nb) de Pearce *et al.* (1984), os granitóides da Serra do Navio se localizam no campo de granito intraplaca (WPG), no caso das amostras 05-ROB-27, 05-ROB-29, INCRA, 05-ROB-26 e Itajobi, e no campo dos granitos de arco vulcânico (VAG), no caso das amostras 05-ROB-37 e 05-ROB-38 (Figuras 5.11 e 5.12).

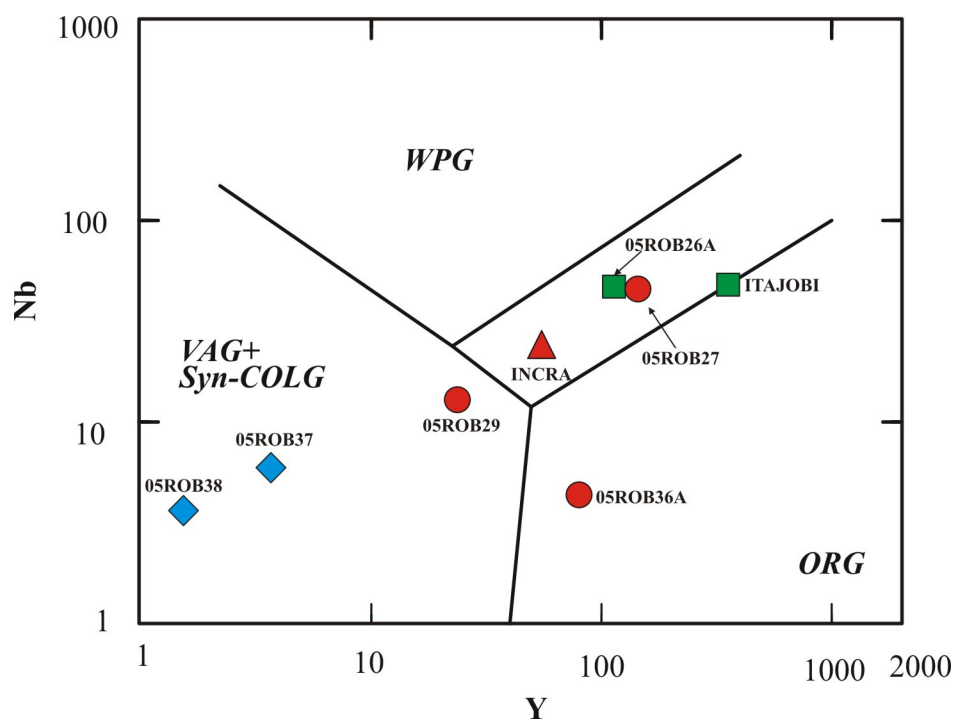


Figura 5.11: Diagrama Rb vs Y+Nb de Pearce *et al.* (1984) para discriminação de ambiente tectônico aplicado aos Granitóides da Serra do Navio

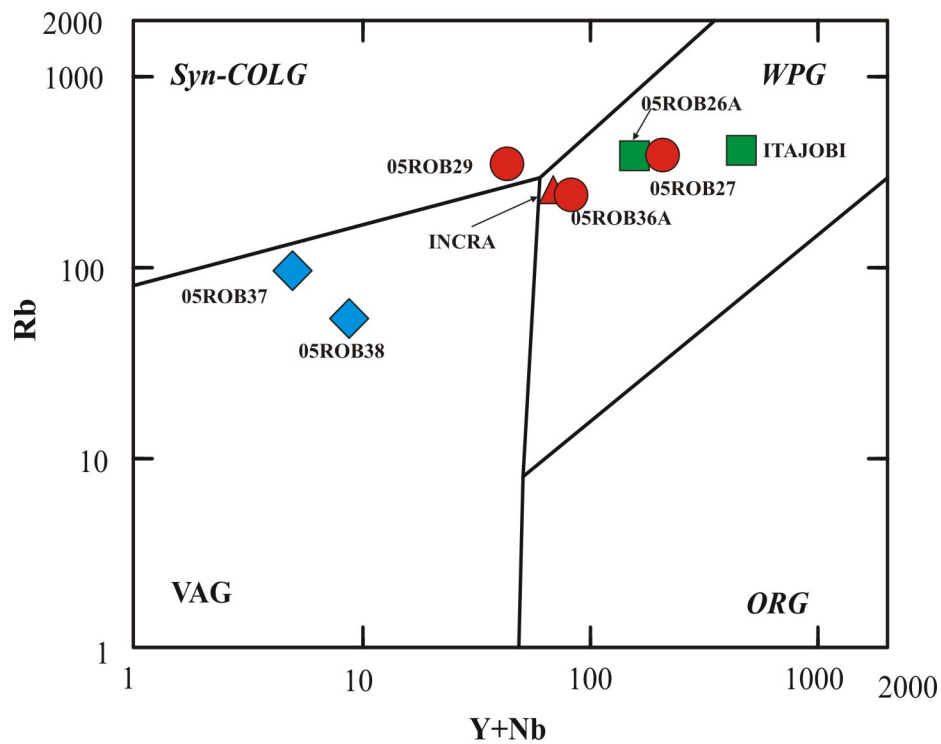


Figura 5.12: Diagrama Nb vs Rb de Pearce *et al.* (1984) para discriminação de ambiente tectônico aplicado aos granitóides da Serra do Navio.

Whalen *et al.* (1987) desenvolveu diagramas que utilizam elementos traço e elementos maiores para a determinação da tipologia de granitóides, entre eles o K_2O+Na_2O versus Ga/Al e o $K_2O+Na_2O/C\tilde{a}o$ versus Ga/Al . Neste diagramas, as rochas dos grupos 1 e 2, definidos no item ETR, incidem predominantemente no Campo dos Granitos Tipo A e as rochas do grupo 3, no campo dos granitos Tipo I fracionado, sugerindo a existência de duas gerações distintas de granitóides na Serra do Navio. (Figuras 5.13a, 6.13b, 5.13c e 5.13d).

Os dados dos granitóides do Tipo A, 05-ROB-27, 05-ROB-29, INCRA, 05-ROB-26A e Itajobi, foram lançados nos diagramas triangulares de Eby (1992), concentrando-se no campo dos granitos Tipo A₂ (Figuras 5.14a e 5.14b).

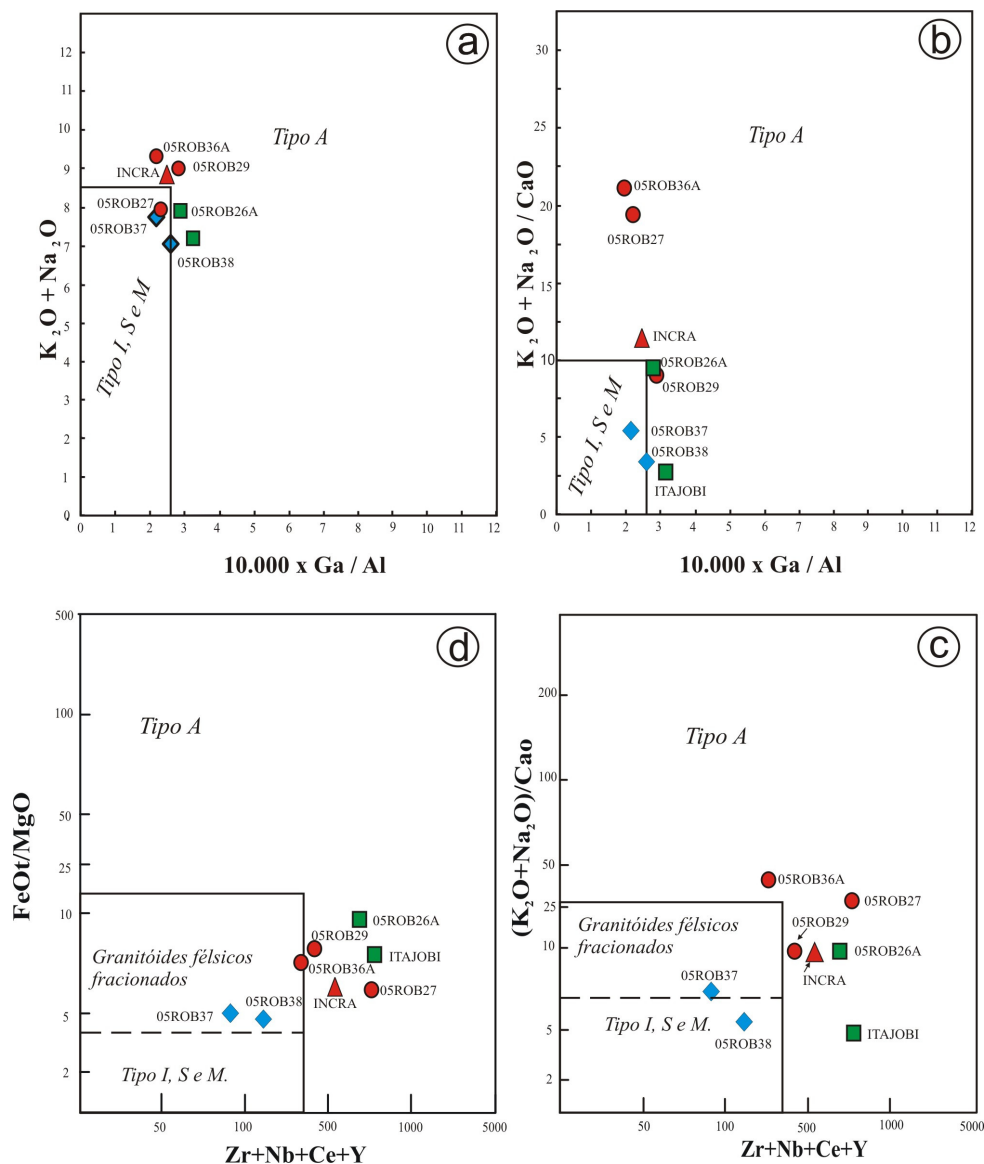


Figura 5.13 a, b, c e d: Diagramas de Whalen et al. (1987) para distinção entre granitos Tipo A, I, S, M aplicado aos granitóides da Serra do Navio.

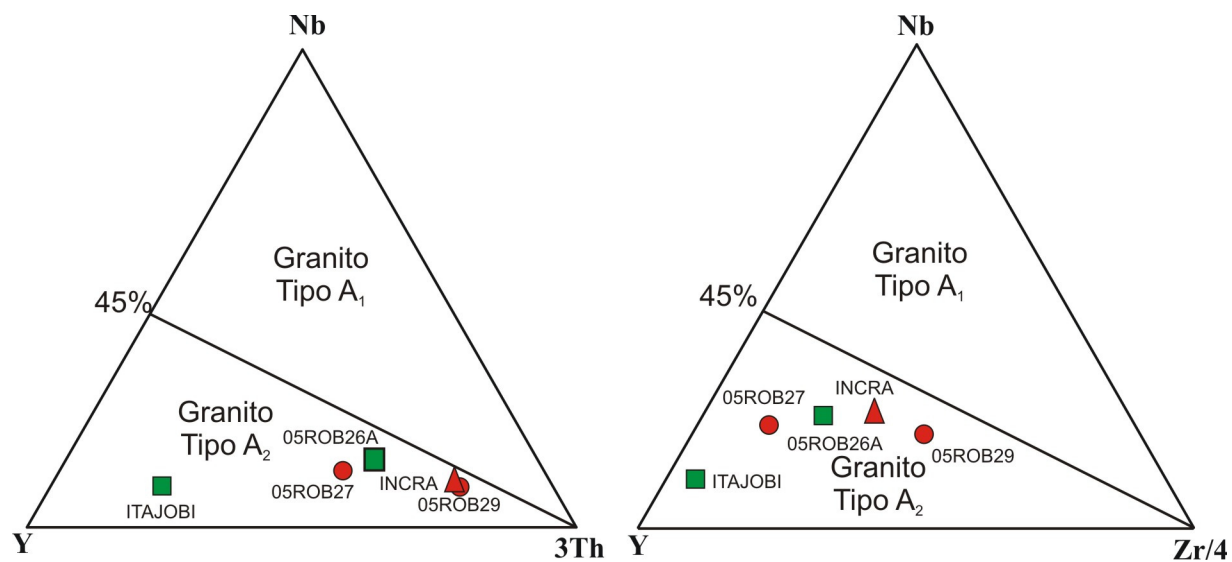


Figura 5.14 A e B: Diagrama de discriminação entre granitóides Tipo A₁ e A₂ de Eby (1992).

6 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METAVULCANO-SEDIMENTARES DO GRUPO VILA NOVA.

Neste capítulo serão determinadas as feições petrográficas mais importantes obtidas através do estudo de 5 (cinco) amostras de anfibolitos, 4 (quatro) amostras de xistos, e 1 (uma) de quartzito, pertencentes à sequência metavulcanossedimentar do Grupo Vila Nova na Serra do Navio. Nos anfibolitos, além do estudo petrográfico, também foram realizadas análises geoquímicas, as quais serão apresentadas neste capítulo.

6.1 PETROGRAFIA

O estudo petrográfico, em conjunto com as relações de campo, das unidades pertencentes ao Grupo Vila Nova, permitiu a identificação de 4 (quatro) litotipos diferentes, a saber: anfibolitos, granada-cordierita-biotitaxisto, anfibólio-biotitaxisto e muscovita quartzito.

6.1.1 Anfibolitos (amostras 05ROB26C, 05-ROB-28, 05-ROB-33, 05-ROB-35, A. Itajobi A. Sucuriçu).

Estas rochas possuem coloração variando de cinza escuro a cinza esverdeado, estrutura isotrópica a anisotrópica (Figura 6.1a), com presença de foliação localizada, variando de incipiente a fortemente marcada, textura afanítica a fanerítica fina, com cristais de granulação máxima de 1 milímetro. Em algumas porções observa-se uma alternância de bandas máficas e félsicas, com predominância das máficas. Localmente, mostra vênulas milimétricas - quartzo que seccionam a rocha em direções diversas, e presença de uma fácies xistosa possivelmente proveniente da alteração do anfibolito, através da substituição do anfibólio pela biotita. Anfibolitos podem ocorrer na forma de xenólito.

Ao microscópio, os anfibolitos apresentam textura nematolepidoblástica (Figura 6.1b) e granulação fina a muito fina. A paragênese principal consiste essencialmente de anfibólio, plagioclásio e quartzo. Biotita e titanita ocorrem como minerais varietais. Minerais opacos são os principais minerais acessórios, podendo também ocorrer zircão, apatita, epidoto e microclina.

Os cristais de anfibólio são subequigranulares a equigranulares, subédricos a anédricos, de granulação fina a média, orientados de modo incipiente a moderado. Em geral, este mineral exibe poucas fraturas. Inclusões são raras, podendo exibir algumas de opacos, quartzo e titanita (Figura 6.1c). Desenvolve contatos retos, por vezes irregulares entre si e com os demais minerais, podendo formar pontos tríplices (Figura 6.1d). Observam-se locais, onde os grãos mostram-se na forma de palhetas alongadas. Em algumas porções, o anfibólio exibe feições de deformação

(Figura 6.1e) e em outras se encontra intensamente alterado para biotita. Apresenta coloração variando de verde oliva a verde-claro.

O plagioclásio forma cristais subequigranulares, anédricos a subédricos, de granulação fina a média, orientados incipientemente a moderadamente. Desenvolve contatos retos com biotita, anfibólio e quartzo, irregulares com as demais fases minerais. Inclusões são pouco frequentes, embora possam ocorrer algumas de quartzo, apatita e epidoto. Localmente observam-se cristais afetados por sericitização.

O quartzo apresenta-se em geral como cristais inequigranulares, anédricos, de granulação fina, orientados incipientemente. Desenvolve contatos irregulares entre si, e reto com o anfibólio, plagioclásio e biotita. Inclusões são raras, embora ocorram algumas de titanita. Exibe extinção ondulante, forma neoblastos e subgrãos (Figura 6.1f).

A biotita ocorre com pouca frequência, apresenta coloração marrom a amarelo pálido, cristais subequigranulares, euédricos a subédricos, de granulação fina, fortemente orientados. Em geral exibe contatos retos e irregulares entre si e com os demais minerais. Alguns cristais apresentam inclusões de titanita. A titanita, por sua vez, ocorre distribuída por toda a lâmina, tanto sob a forma de inclusão, como intersticial (Figura 6.1c). Apresenta-se sob a forma de cristais inequigranulares, anédricos, de granulação muito fina.

Os minerais opacos apresentam-se bem desenvolvidos, ocorrendo como grãos anédricos de granulação fina a média, distribuídos uniformemente por toda a rocha. Ocorrem geralmente de forma intersticial. Zircão, apatita, epidoto e microclina ocorrem em pequena quantidade, e podem ser observados em algumas porções da amostra.

Observa-se também que estas rochas encontram-se cortadas por veios milimétricos constituído essencialmente por quartzo e feldspato potássico. Nestes veios, os cristais de quartzo são inequigranulares, anédricos a subédricos, com granulação variando de fina a grossa, sem orientação preferencial, formando geralmente neoblastos e subgrãos. Desenvolve contatos irregulares e interpenetrantes entre si e com a microcilina, formando pontos tríplices. O feldspato potássico ocorre em pequena quantidade, na forma de cristais subequigranulares, anédricos, com granulação fina, sem orientação.

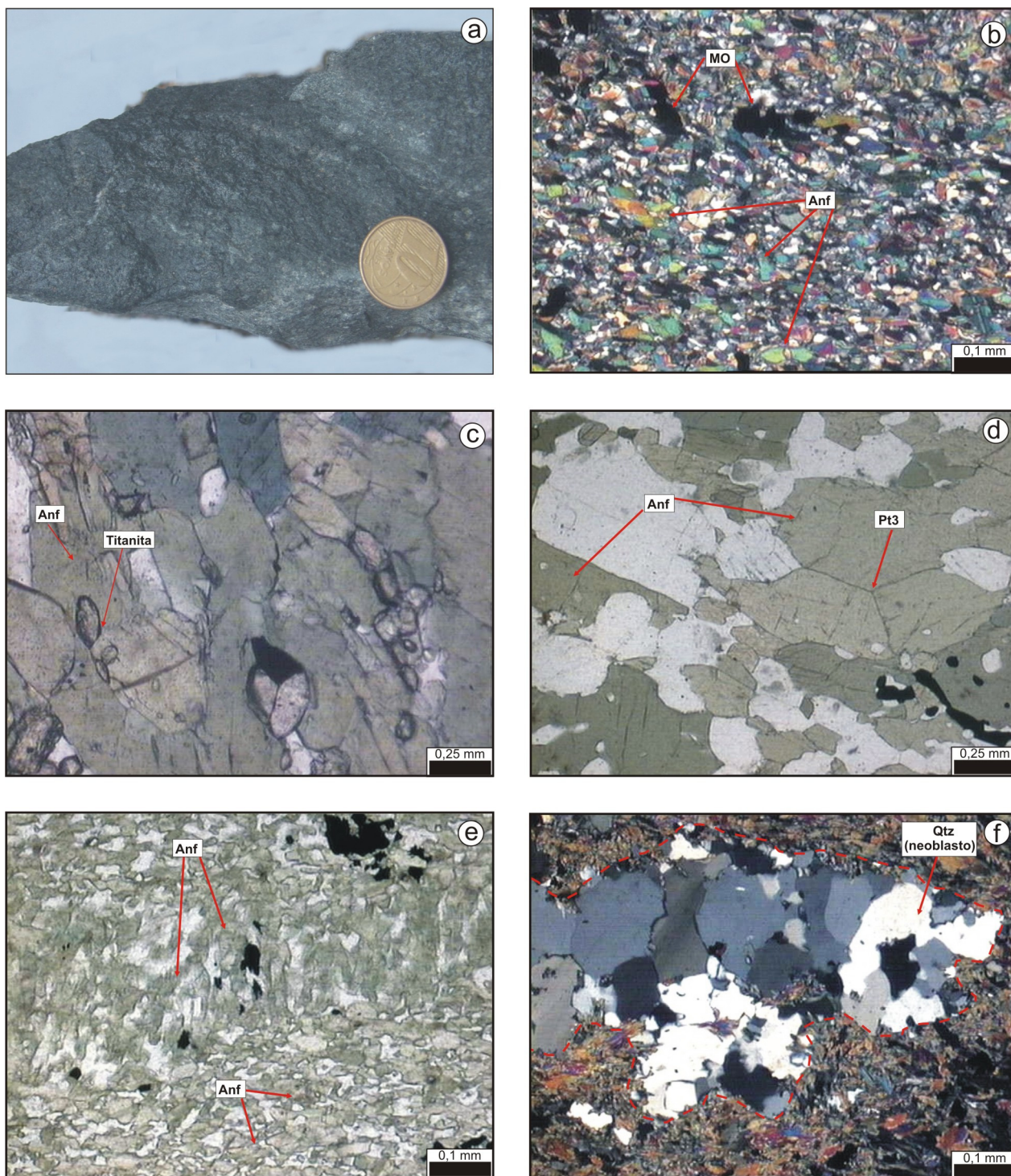


Figura 6.1: Anfibolitos (amostras 05ROB26C, 05-ROB-28, 05-ROB-33, 05-ROB-35, A. Itajobi A. Sucuriçu): a)Aspecto macroscópico; b) Aspecto microscópico - textura nematoblástica; minerais opacos (MO) e anfibólios (Anf) orientados moderadamente; c)cristais de anfibólio (Anf) com inclusões de titanita; d)cristais de anfibólio (Anf) desenvolvendo contatos retilíneos e pontos tríplex (Pt3); e)cristais de anfibólio (Anf) deformados; f) neoblasto de quartzo (Qtz).

6.1.2 Granada- cordierita-biotita xisto (amostras 05-ROB-34 / XISTO T06)

Macroscopicamente, mostra textura fanerítica fina a média, com granulação de 0,5 a 02 milímetros e coloração cinza escuro. Apresenta estrutura anisotrópica com foliação bastante desenvolvida, formada pela orientação dos cristais de biotita, contém pórfiroblastos de granada com cerca de 4 mm de diâmetro (Figura 6.2a). Observa-se, em algumas porções, uma alternância de bandas máficas e félsicas, com predominância da primeira.

Ao microscópio, apresenta textura lepidoblástica porfiroblástica a granoblástica porfiroblástica, com porfiroblastos de granada, imersos em uma matriz fina composta por biotita, quartzo e plagioclásio (Figura 6.2b). Consiste essencialmente de biotita, quartzo, granada e cordierita. Plagioclásio, microclina, epidoto e opacos são os principais minerais acessórios. Clorita e óxido/hidróxido de ferro representam as principais fases minerais secundárias.

A biotita, de cor marrom a amarelo pálido, apresenta-se sob a forma de cristais inequigranulares, subédricos, de granulação fina a média, fortemente orientados. Em geral tem contatos retos entre si e irregulares com os demais minerais. Inclusões são raras, embora possam ocorrer algumas de opacos e zircão. Feições de deformação, tais como porções retorcidas, podem ser observadas em alguns cristais. Porções alteradas para clorita são frequentes.

O quartzo forma cristais inequigranulares, anédricos a subédricos, de granulação fina, orientados com a mesma direção da biotita. Desenvolve contatos irregulares, por vezes serrilhados entre si, e retos e irregulares com biotita e plagioclásio. Fraturas são raras e alguns cristais têm extinção ondulante e formam subgrãos. Há finas inclusões de minerais opacos.

O plagioclásio e a microclina, embora ocorram raramente, mostram-se como cristais subequigranulares, anédricos, de granulação muito fina, orientados incipientemente. Em geral, não apresentam alterações significantes. Alguns cristais possuem raras inclusões de biotita e minerais opacos. Suas maclas são pouco nítidas em decorrência de suas pequenas dimensões. Desenvolvem contatos irregulares, por vezes retos e serrilhados.

A granada ocorre envolvida pela foliação (Figura 6.2c), sendo bordejada por lamelas de biotita. Seus cristais formam porfiroblastos subequigranulares, anédricos a subédricos, de granulação média a grossa. Alguns cristais estão intensamente fraturados. Possui frequentes inclusões de opacos, e raras inclusões de quartzo e apatita. Desenvolve contatos geralmente retilíneos e, algumas vezes, irregulares com as demais fases.

A cordierita apresenta-se levemente deformada, formando porfiroblastos, inequigranulares, anédricos, com inclusões de quartzo e biotita. Desenvolve contatos irregulares entre si e com as demais fases minerais (Figura 6.2b e 6.2c)

A clorita, único produto de alteração da biotita, tem cor verde claro a incolor, encontra-se retorcida e acompanha a orientação da biotita. Seus contatos, assim como os da biotita, são retilíneos e irregulares entre seus cristais e com os demais minerais. Exibe geralmente inclusões de minerais opacos.

O epidoto ocorre geralmente como finos cristais subequigranulares, subédricos, orientados incipientemente. Inclusões não são observadas devido a sua fina granulação.

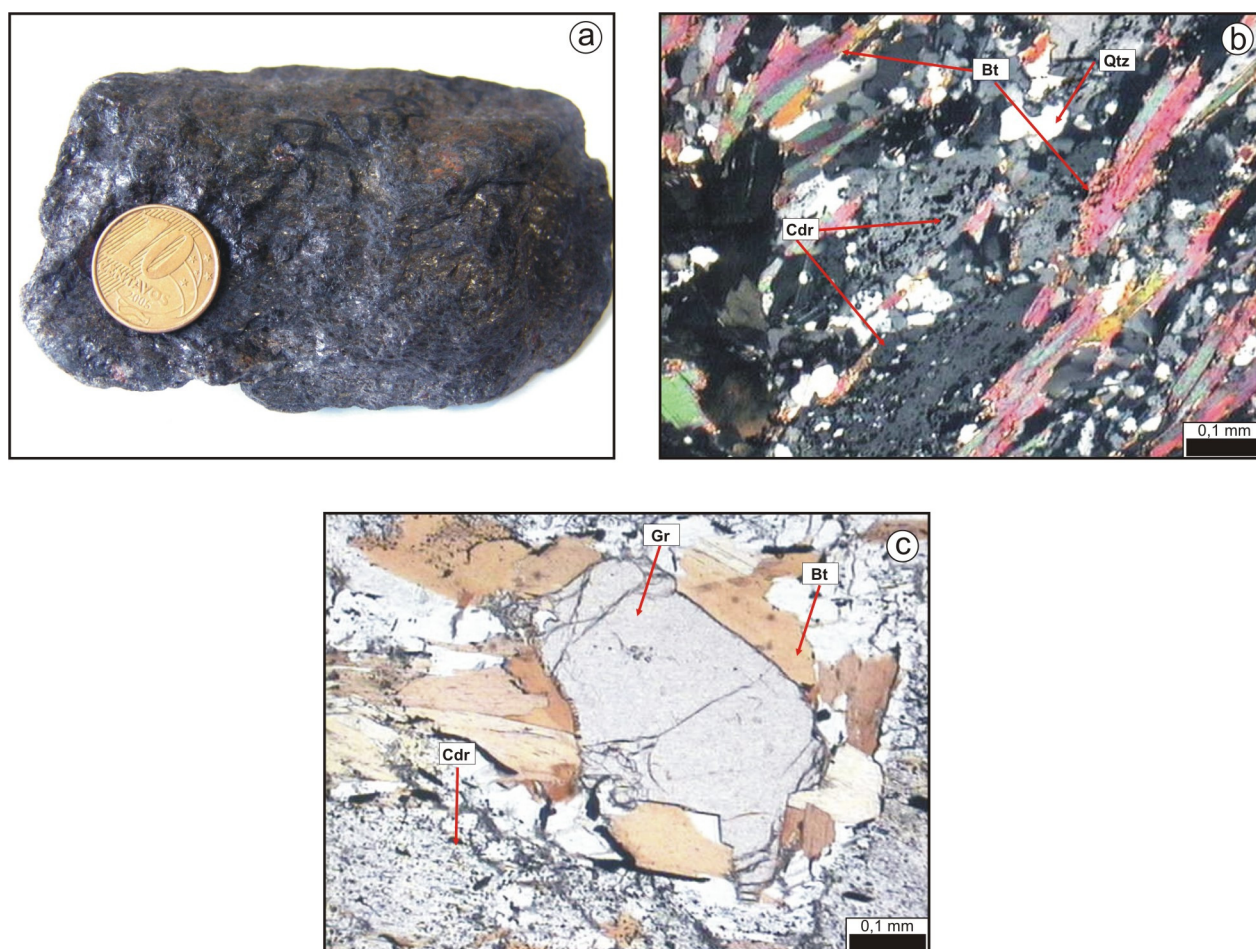


Figura 6.2: Granada-cordierita-biotita xisto (amostras 05ROB34 e T06): a) aspecto macroscópico; b) aspecto microscópico - textura lepidogranoporfiroblástica, Qtz (quartzo), Bt (biotita), Cdr (cordierita); c) porfiroblasto de granada (Gr) bordejado por lamelas de biotita (Bt).

6.1.3 Anfibólio-biotita xisto (amostras 05ROB32 e X. SERRA DO VEADO)

Macroscopicamente, apresenta estrutura maciça, textura fanerítica fina e coloração variando de cinza a cinza esbranquiçado (Figura 6.3a). Ao microscópio, exibe textura lepidonematolástica (Figura 6.3b e 6.3c), granulação fina a média. É constituída essencialmente por biotita, quartzo e anfibólio, tendo como acessórios primários apatita, zircão, feldspato potássico e minerais opacos e como acessório secundário clorita.

A biotita ocorre como cristais euédricos a subédricos, de cor amarelo pálido a marron claro (Figura 6.3b e 6.3d), subequigranulares, de granulação fina a média, fortemente orientados. Apresenta-se algumas vezes cloritizada e desenvolve contatos retilíneos entre si e com o quartzo, e irregulares com o plagioclásio e o anfibólio. Podem haver inclusões de minerais opacos.

O anfibólio, tem cor neutra, e seus cristais são subequigranulares, anédricos a subédricos, finos a médios, fortemente orientados (Figura 6.3b e 6.3d). Desenvolve contatos geralmente retos, por vezes irregulares entre si e com os demais minerais. Exibe apenas inclusões de minerais opacos. Fraturas são pouco frequentes. Ocorre geralmente associado aos cristais de biotita.

O cristais de quartzo (Figura 6.3c) são subequigranulares a inequigranulares, anédricos a subédricos, granulação fina a média e orientados moderadamente. Seus contatos são suturados entre si e retos com o plagioclásio, e por vezes, retos e irregulares com outras fases minerais. Mostra-se, em geral, fracamente fraturado e pode exibir raras inclusões de minerais opacos e apatita. Alguns cristais têm extinção ondulante e formam subgrãos.

O plagioclásio (Figura 6.3c) mostra-se como cristais subequigranulares, subédricos, de granulação fina e orientados moderadamente. Desenvolve contatos suturados com o quartzo e retilíneo com os demais minerais. Alguns cristais mostram raras inclusões de opacos. Observam-se localmente porções levemente alteradas que exibem finas palhetas de sericita. Seu maclamento não é expressivo devido as suas pequenas dimensões.

O feldspato potássico ocorre em pequena quantidade na forma de cristais subequigranulares, subédricos, de granulação fina, e orientação incipiente. Desenvolve contatos irregulares entre si e com as demais fases minerais. Inclusões de outras fases minerais são raras.

Os minerais opacos, também ocorrem em pequena quantidade, apresentando-se como grãos inequigranulares, de granulação fina, anédricas, sem orientação preferencial. Ocorre de forma intersticial e inclusos nas demais fases minerais.

Apatita e zircão representam as fases acessórios primárias, ocorrendo na forma de inclusões. A clorita é produto da alteração da biotita.

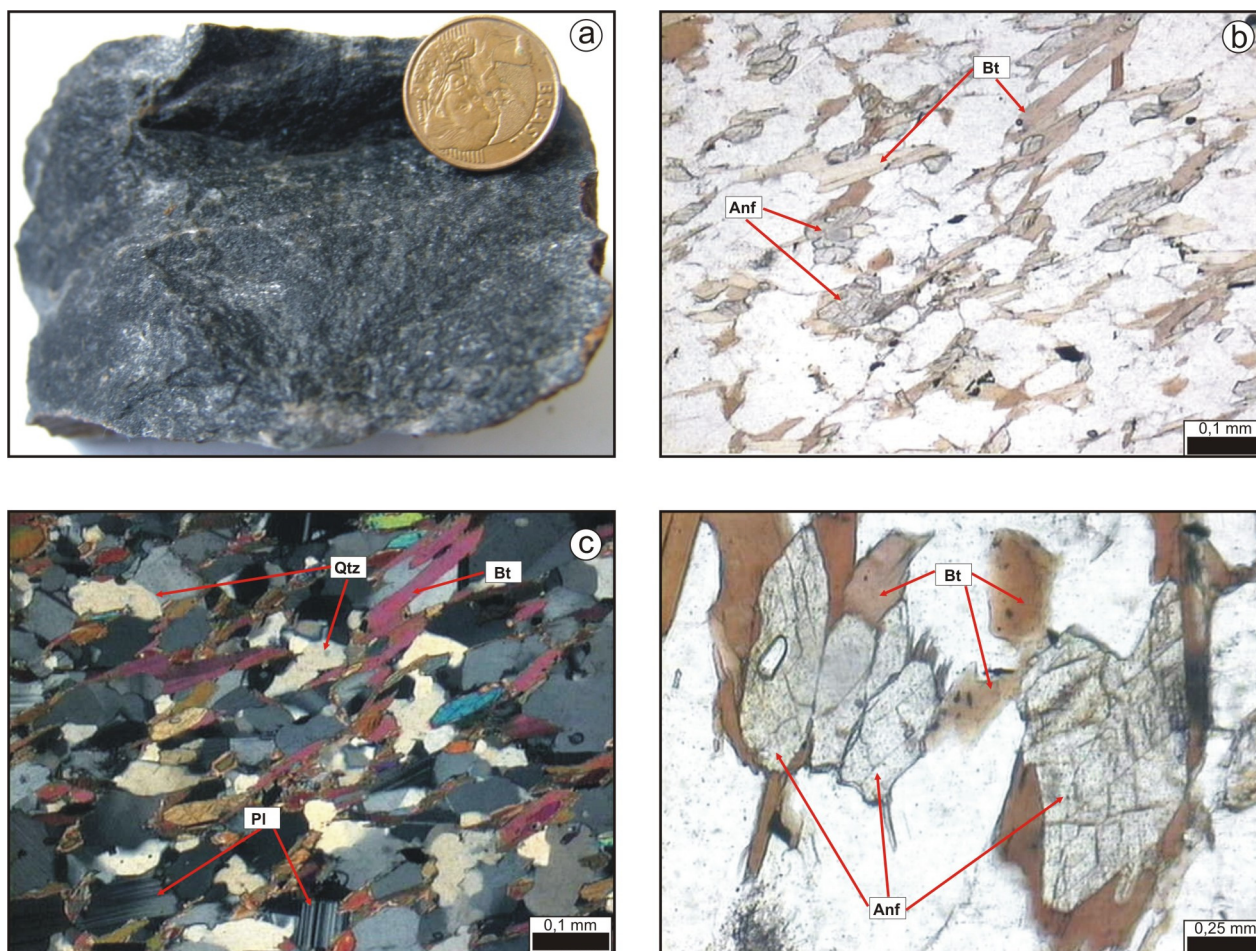


Figura 6.3: Anfibólio-biotita xisto (amostras 05ROB32 e X. Serra do Veado): a) aspecto macroscópico; b) aspecto microscópico em luz natural; c) aspecto microscópico com luz polarizada; d) cristais de anfibólio (Anf), bordejados por biotita (Bt).

6.1.4 Moscovita quartzito (amostra 05ROB10)

Essa rocha tem cor branco acinzentada e textura fanerítica fina a média, com cristais de 1 a 2 mm. Apresenta estrutura anisotrópica com foliação incipiente, marcada pela orientação dos cristais de quartzo e biotita. Observa-se ainda um bandamento marcado por alternância de níveis ricos em biotita com níveis ricos em quartzo. Nota-se a presença de microfraturas preenchidas por micas. Ao microscópio, apresenta textura granolepidoblástica, constituída essencialmente por quartzo, biotita e muscovita, tendo como acessórios primários feldspato potássico, minerais opacos e zircão, e como acessório secundário clorita.

O quartzo apresenta-se em geral como cristais anédricos a subédricos, subequigranulares, de granulação média, desenvolvendo contatos suturados, serrilhados e interpenetrantes entre si, e retílineos com biotita e muscovita. Mostra-se fracamente fraturado e pode exibir raras inclusões de biotita. Apresenta extinção ondulante, subgrãos e pontos tríplexes.

A biotita, de cor marron claro a amarelo pálido, concentra-se em níveis distribuídos por toda a amostra. Apresenta-se como cristais geralmente subequigranulares, subédricos a euédricos, de granulação fina, fortemente orientados. Desenvolvem, na maioria das vezes, contatos retos entre si e com o quartzo, embora contatos irregulares sejam observados em algumas porções. Pode exibir finas inclusões de minerais opacos e zircão. Encontra-se fracamente alterada para clorita.

A muscovita ocorre associada à biotita, sob a forma de cristais equigranulares a subequigranulares, subédricos a euédricos, de granulação fina, fortemente orientados na mesma direção em que os cristais de biotita encontra-se alinhados. Desenvolve contatos retos entre si e com os demais minerais. Inclusões são raras.

O feldspato potássico, ocorre raramente, sob a forma de cristais anédricos, subequigranulares, de granulação fina, sem orientação preferencial. Desenvolve contatos irregulares entre si e com os demais minerais. Apresenta finas inclusões de minerais opacos, e porções alteradas para sericita e argilo minerais.

Os cristais de zircão e de minerais opacos são finos e anédricos. A clorita esta estritamente relacionada à alteração da biotita.

6.2. GEOQUÍMICA

Este tópico trata dos resultados obtidos através das análises geoquímicas das rochas anfibolíticas pertencentes ao Grupo Vila Nova da Serra do Navio, onde foram analisadas 6 amostras, sendo elas 05ROB26C, 05ROB28, 05ROB33, 05ROB35, Itajobi e Sucuriçu. Os resultados das análises geoquímicas destas amostras são apresentados na tabela 6.1.

No estudo destas rochas foi evitado o uso de elementos sabidamente móveis (K, Na, Ca, Si, etc) durante o metamorfismo, os quais são inadequados à classificação de rochas metamórficas, neste caso os anfibolitos. Assim, foram utilizados diversos diagramas envolvendo elementos ou razões de elementos considerados imóveis ou menos móveis, próprios a serem aplicados em rochas vulcânicas metamorfasadas e alteradas, no reconhecimento da rocha vulcânica original.

A discriminação entre anfibolitos orto e paraderivados foi definida a partir da utilização do diagrama $Zr/TiO_2 \times Ni$ de Winchester *et al.* (1980), utilizado frequentemente por diversos autores (NAVARRO & ZANARDO, 2006; LOPES & HARTMANN, 2003; KUYUMJIAN & DANNI, 1991 etc). Com base nestes elementos fica evidente a origem ígnea a partir de basaltos (Figura 6.4). Os anfibolitos estudados foram classificados com o auxílio do diagrama $Zr/TiO_2 \times Nb/Y$ (FLOYD & WINCHESTER, 1978), no qual a razão Nb/Y indica o teor de alcalinidade das rochas e a razão Zr/TiO_2 o índice de diferenciação. Neste diagrama os anfibolitos 05ROB26C, 05ROB28, 05-ROB-33, 05-ROB-35 e Itajobi correspondem a basaltos andesíticos e o Anfibolito Sucuriçu representa basalto subalcalino (Figura 6.5).

O diagrama $Ti \times Zr$, proposto por Pearce & Cann (1973), foi utilizado para separar anfibolitos originados a partir de basaltos gerados em ambiente de arco vulcânico, de cadeia meso-oceânica (MORB) e basaltos de intra-placa. Conforme este diagrama, os anfibolitos do Grupo Vila Nova ocupam o campo dos basaltos de cadeia meso-oceânica, com exceção das amostras, Sucuriçu, que ocupa o campo dos basaltos de intra-placa, e 05ROB33, que ocupa o campo dos basaltos de arco vulcânico (Figura 6.6). Utilizou-se o diagrama triangular Nb-Zr-Y de Meshede (1986), para confirmar estas afinidades. Neste diagrama os anfibolitos do Grupo Vila Nova situam-se preferencialmente no campo dos basaltos de cadeia meso-oceânica (N-MORB), com exceção dos anfibolitos Sucuriçu, que se situam no campo dos basaltos intra placa e 05ROB33, que ocupa o campo dos toleítos de intra-placa e basaltos de arco vulcânico (Figura 6.7).

Tabela 6.1 – Composições químicas dos anfíbolitos da Serra do Navio. Óxidos em %peso, elementos traço e elementos terras raras em ppm.

	Itajobi	Sucuriçu	05ROB26C	05ROB28	05ROB33	05ROB35
SiO ₂	48,72	45,93	48,82	52,03	59,51	48,27
TiO ₂	1,10	2,98	1,59	0,91	0,89	1,75
Al ₂ O ₃	14,93	14,04	12,66	14,06	14,48	14,06
Fe ₂ O ₃	11,41	18,12	16,23	12,28	9,02	16,47
MnO	0,17	0,21	0,24	0,22	0,13	0,22
MgO	11,34	5,23	6,13	7,75	4,78	5,36
CaO	10,63	11,12	10,30	11,25	5,17	9,59
Na ₂ O	0,76	0,79	1,58	0,50	2,94	2,71
K ₂ O	0,04	0,53	1,34	0,06	0,74	0,46
P ₂ O ₅	0,12	0,30	0,16	0,09	0,14	0,19
Cr ₂ O ₃	0,063	0,011	0,011	0,029	0,024	0,003
Zr	75,60	227,50	99,20	63,50	137,00	126,70
Ni	114,20	21,40	20,60	5,10	45,70	5,80
Y	19,80	38,30	58,40	22,50	23,20	37,00
Th	1,00	3,00	0,50	1,60	9,60	2,80
Hf	2,40	6,40	2,90	2,00	3,80	3,50
Ta	0,40	1,90	0,50	0,40	0,80	0,50
Ba	22,40	118,50	23,00	28,80	419,20	145,40
Rb	2,10	20,20	134,00	1,40	25,40	10,70
Sr	92,00	189,60	61,10	144,20	423,40	165,70
Cs	8,30	1,50	3,30	<0,10	1,50	0,30
Ga	17,60	25,50	17,30	16,30	18,00	21,20
Nb	4,80	28,20	4,80	3,20	6,90	6,20
U	0,50	1,00	0,20	0,40	3,10	0,70
Co	63,60	54,60	51,40	50,40	35,20	49,60
Sc	30,00	30,00	48,00	42,00	23,00	46,00
V	238,00	450,00	376,00	250,00	174,00	364,00
Cu	25,10	94,80	48,50	2,10	35,80	98,20
Pb	2,10	5,50	1,00	7,20	7,50	8,40
Zn	5,00	44,00	38,00	10,00	62,00	31,00
Bi	0,20	0,10	0,30	0,10	0,10	<0,10
Sn	4,00	3,00	3,00	2,00	1,00	2,00
W	40,80	35,00	20,40	33,10	39,20	51,80
Mo	0,40	0,40	0,20	0,30	0,40	0,30
La	7,10	28,50	8,00	7,50	26,00	14,10
Ce	15,90	65,90	17,80	16,60	49,50	31,60
Pr	2,18	8,52	2,87	2,07	5,53	3,98
Nd	10,00	37,10	14,50	9,10	22,40	18,40
Sm	3,00	7,90	4,60	2,60	4,10	4,90
Eu	1,26	2,28	1,50	0,91	1,32	1,76
Gd	3,39	7,57	6,94	3,21	3,81	5,94
Tb	0,55	1,35	1,35	0,55	0,65	1,02
Dy	3,72	7,01	8,88	3,72	3,79	6,71
Ho	0,69	1,40	1,94	0,77	0,79	1,33
Er	2,01	3,61	6,04	2,38	2,30	3,68
Tm	0,36	0,66	1,02	0,34	0,35	0,60
Yb	1,95	3,52	6,86	2,37	2,11	3,53
Lu	0,34	0,54	1,09	0,41	0,34	0,54
Zr/TiO ₂	0,0069	0,0076	0,0062	0,0069	0,0154	0,0072
Nb/Y	0,242	0,736	0,082	0,142	0,297	0,167

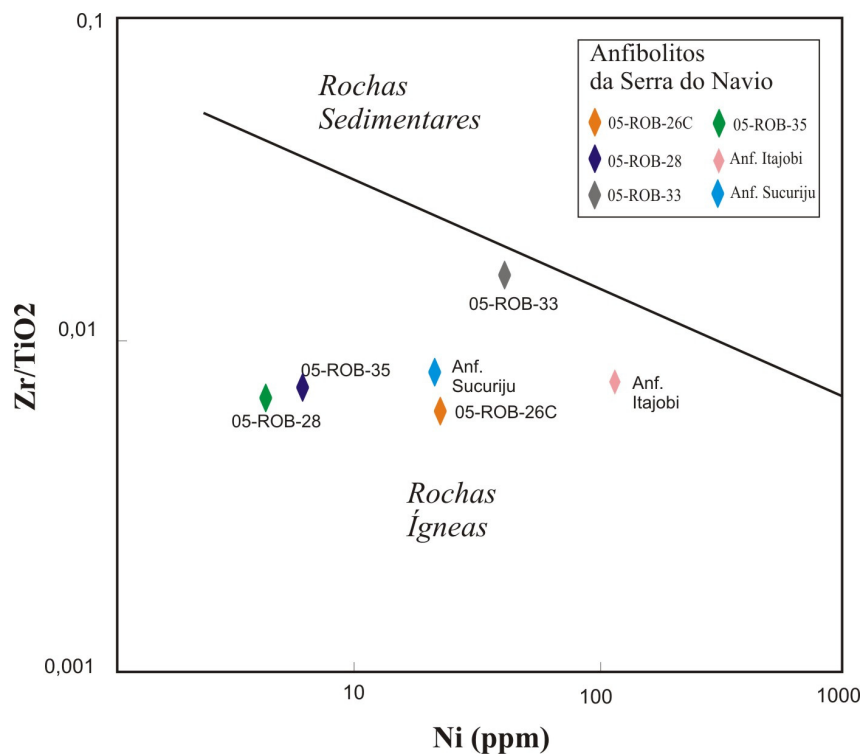


Figura 6.4: Diagrama Zr/TiO₂-Ni (Winchester et al. 1980). Caracterização da origem ígnea dos anfibolitos da Serra do Navio.

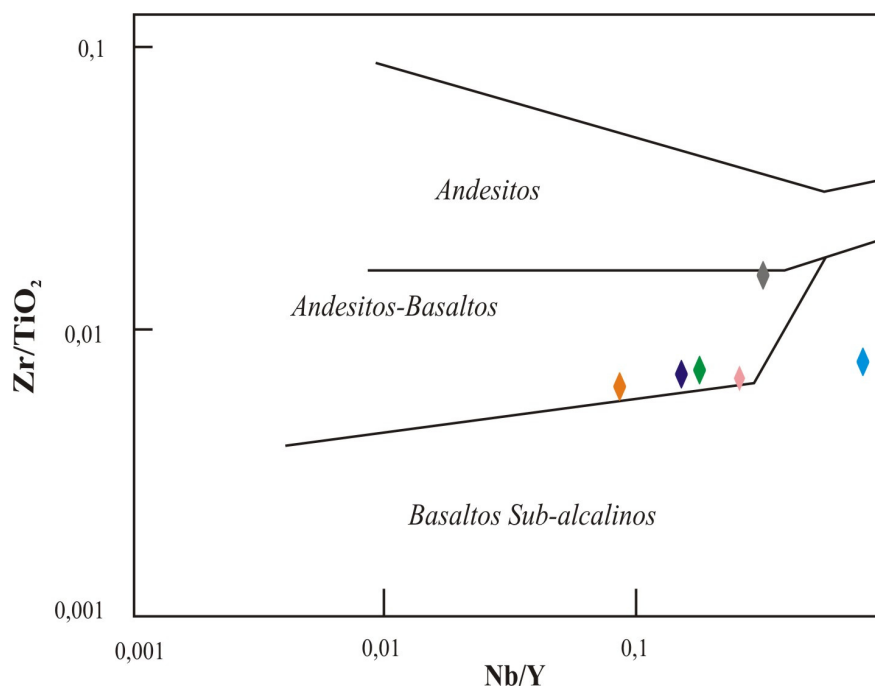


Figura 6.5: Diagrama Zr/TiO₂ vs Nb/Y de Floyd e Winchester (1978). Classificação dos anfibolitos da Serra do Navio. Símbolos conforme figura 6.4.

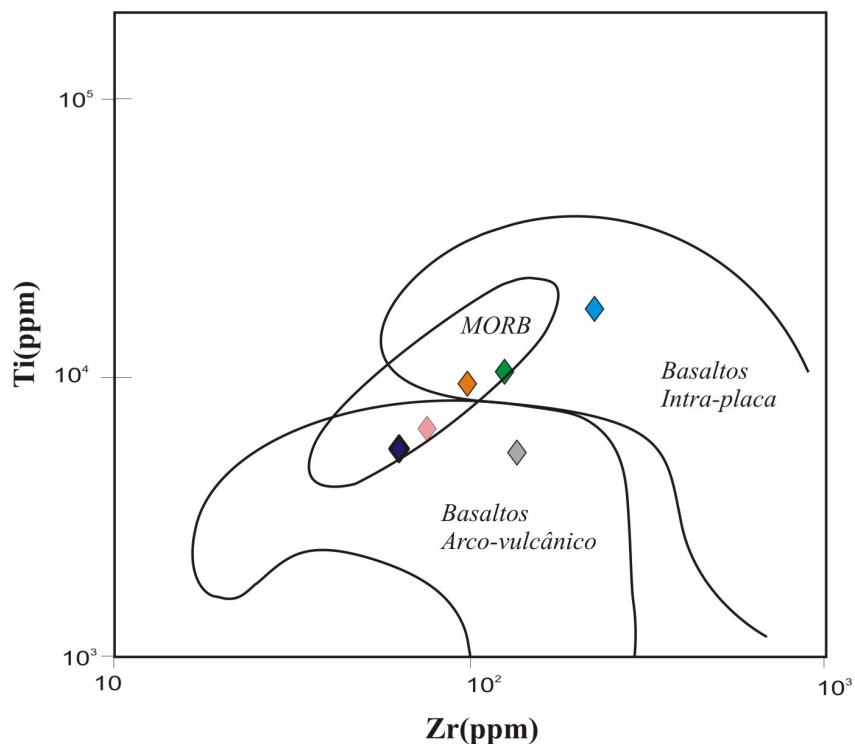


Figura 6.6: Diagrama Ti vs Zr (Pearce e Cann 1973). Discriminação do ambiente geotectônico de posicionamento dos anfibolito da Serra do Navio. Símbolos conforme figura 6.4.

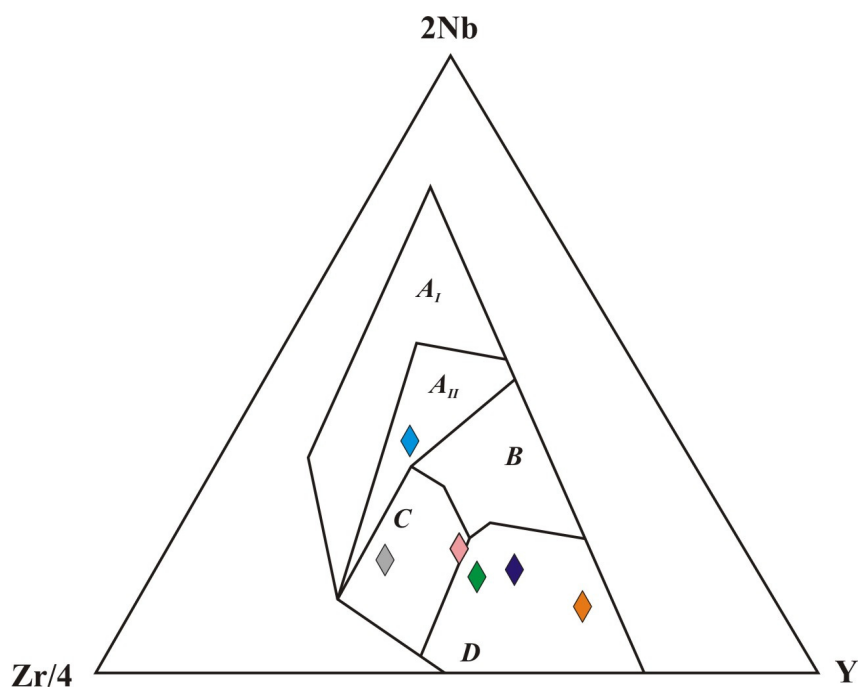


Figura 6.7: Diagrama Nb-Zr-Y (Meschede, 1986). Discriminação de ambiente geotectônico de posicionamento de anfibolitos. A_I-álcali-basaltos de intra-placa, A_{II}-álcali-basaltos de intra-placa e toleítos de intra-placa, B-basalto tipo P-MORB, C-toleítos de intra-placa e basaltos de arco-vulcânico, D-basalto tipo N-MORB e basalto de arco-vulcânico. Símbolos conforme figura 6.4.

Através da análise dos diagramas de discriminação de ambiente geotectônico citados anteriormente, identificamos um grupo de anfibolito constituído pelas amostras 05ROB26C, 05ROB28, 05ROB35 e Itajobi derivado de basaltos de Cadeia Meso-oceânica – MORB. No entanto as amostras Sucuriçu e 05ROB33 não se encaixaram neste grupo, por procederem respectivamente a basaltos de intra-placa e basalto de arco vulcânico, podendo trata-se de variações de Basaltos tipo MORB assim como a maioria dos anfibolitos estudados.

Os anfibolitos de Cadeia Meso-oceânica exibem teores de elementos terras raras leves (ETRL) entre 2,07-31,6 ppm, elementos terras raras pesados (ETRP) variando de 0,54 a 8,88 ppm e razão $(La/Yb)_n$ de 0,79 a 2,7, indicando um leve enriquecimento em ETRL. Apresentam razões Zr/Nb de 15,75 a 20,67, Y/Nb variando de 4,13 a 12,17. Os anfibolitos de intra-placa mostram um enriquecimento em ETRL um pouco mais acentuado que os anfibolitos de cadeia meso-oceânica, com teores de ETRL entre 7,9 e 65,9 ppm, ETRP entre 0,54 e 7,57 ppm e razão $(La/Yb)_n$ de 5,46. As razões Zr/Nb e Y/Nb, situam-se entre 8,07, e 1,36, respectivamente. Os anfibolitos de arco vulcânico mostram um forte enriquecimento ETRL, com teores de ETRL entre 4,1 e 49,9 ppm, ETRP entre 0,34 e 3,81 ppm e razão $(La/Yb)_n$ de 8,32. As razões Zr/Nb e Y/Nb, situam-se entre 19,85, e 3,36, respectivamente.

As curvas de distribuição dos ETR nos três grupos de anfibolito assemelham-se às dos basaltos das dorsais meso-oceânicas (MORB's), e têm como característica mais relevante o padrão praticamente horizontal de distribuição, onde se observa um discreto enriquecimento em ETRL. Este discreto enriquecimento em ETRL, a configuração geométrica das curvas de ETR, assim com as razões apresentadas acima são características típicas de MORB tipo T (LE ROEX *e. al.*, 1983) (Figura 6.8).

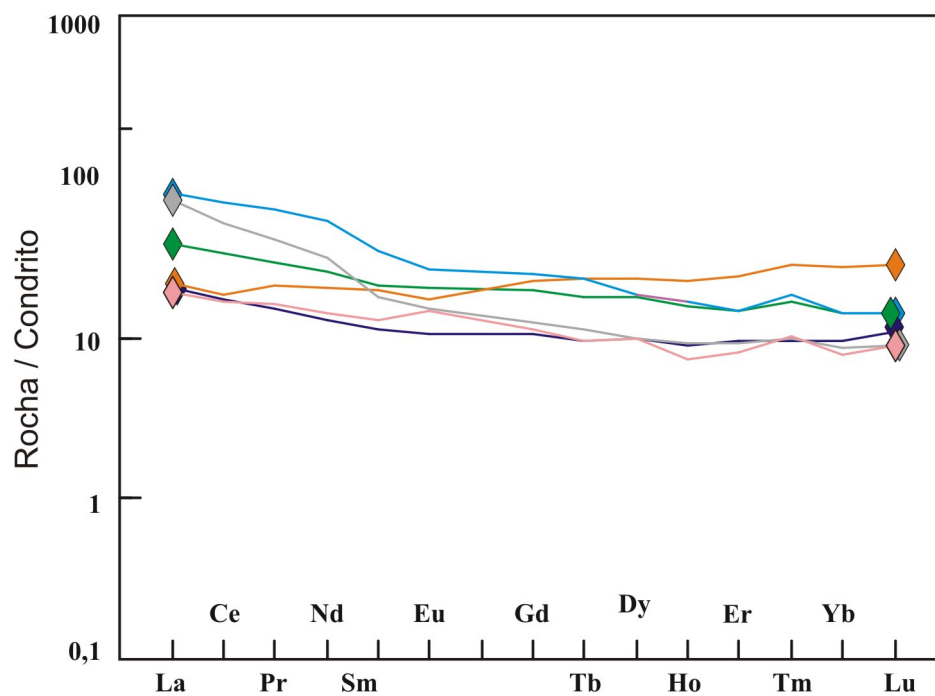


Figura 6.8: Padrão de distribuição dos ETR dos anfibolitos da Serra do Navio. Observa-se um comportamento praticamente horizontal, com um leve enriquecimento dos ETRL. Símbolos conforme figura 6.4.

7 GEOCRONOLOGIA

Neste capítulo serão abordados e discutidos os resultados das análises geocronológicas pelos métodos Pb-Pb evaporação em zircão dos granitóides e Sm-Nd em rocha total dos granitóides, anfíbolitos e granadas das rochas metavulcanossedimentares em estudo.

7.1 GEOCRONOLOGIA Pb-Pb POR EVAPORAÇÃO EM ZIRCÃO

Quatro amostras de granitóides foram selecionadas para o estudo Pb-Pb por evaporação de zircão, sendo duas amostras de monzogranito (05ROB27 e INCRA), pertencentes supostamente ao mesmo corpo; uma de um granodiorito foliado (05ROB26A) e uma de um granodiorito (05ROB38). Os resultados isotópicos e as idades correspondentes, em 2σ , referentes a estas amostras são apresentados na Tabela 7.1.

Para a amostra de monzogranito 05ROB27, 32 cristais de zircão foram selecionados para datação. No geral, tratam-se de cristais euédricos a subédricos, com prismas bem desenvolvidos, exibindo fraturas e inclusões, mostrando feições de metamictização, tais como: coloração acastanhada a esbranquiçada e aspecto translúcido. Dos 32 cristais de zircão selecionados para análise isotópica, 21 forneceram sinal de Pb no espectrômetro de massa, em uma ou duas etapas de evaporação. Desses cristais, 14 forneceram resultados na etapa de temperatura de 1500°C, apresentando idades entre 2251 e 2110 Ma. Os sete cristais com idades mais antigas resultaram em um valor médio de 2216 ± 6 Ma, com USD de 4,3 considerado elevado demais para ser estatisticamente aceitável. Um novo cálculo utilizando-se os dois cristais de zircão mais antigos revelou um valor médio de 2249 ± 9 Ma. Por ter sido determinado com apenas dois cristais, esse resultado é interpretado como uma idade mínima de cristalização (Figura 7.1).

Tabela 7.1: Resultados analíticos Pb-Pb em zircão dos granitóides datados.

Zircão	T (°C)	Razões	$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}_c}{^{206}\text{Pb}_c}$	2 σ	Idade (Ma)	Idade Média (Ma)
Monzogranito 05-ROB-27									
05ROB27/2	*1500	28	0,000082	0,09902	0,00058	0,1309	0,00044	2110 $\pm$ 6	2110 $\pm$ 6
05ROB27/3	#1450	38	0,000488	0,24554	0,00359	0,12706	0,00025	2058 $\pm$ 3	2193 $\pm$ 3
	*1500	36	0,000122	0,14157	0,00036	0,13727	0,00023	2193 $\pm$ 3	
05ROB27/4	*1450	4	0,000247	0,13392	0,00075	0,12839	0,00043	2076 $\pm$ 6	2153 $\pm$ 24
	*1500	6	0,000161	0,14197	0,00105	0,13416	0,00183	2153 $\pm$ 24	
05ROB27/5	1500	34	0,000026	0,05853	0,0002	0,13937	0,00020	2220 $\pm$ 2	2220 $\pm$ 2
05ROB27/6	*1450	36	0,000231	0,14084	0,00123	0,12667	0,00034	2053 $\pm$ 5	2214 $\pm$ 3
05ROB27/7	*1450	34	0,000373	0,19816	0,00398	0,12822	0,00049	2074 $\pm$ 7	
	1500	38	0,000031	0,13117	0,00061	0,13890	0,00017	2214 $\pm$ 2	
05ROB27/10	*1450	36	0,000391	0,12185	0,00584	0,11814	0,0030	1929 $\pm$ 45	2165 $\pm$ 2
05ROB27/11	*1450	34	0,000133	0,11187	0,00057	0,11797	0,00031	1926 $\pm$ 5	
	*1500	38	0,000041	0,09746	0,00051	0,13505	0,00019	2165 $\pm$ 2	
05ROB27/12	#1450	36	0,000530	0,15742	0,00175	0,12476	0,00020	2026 $\pm$ 3	2222 $\pm$ 3
	1500	36	0,000065	0,10739	0,00039	0,13958	0,00026	2222 $\pm$ 3	
05ROB27/14	*1450	36	0,000297	0,15743	0,00047	0,12434	0,00033	2020 $\pm$ 5	2151 $\pm$ 5
05ROB27/15	*1500	22	0,000166	0,14326	0,00074	0,13400	0,00038	2151 $\pm$ 5	
05ROB27/16	*1500	16	0,000092	0,13675	0,00160	0,13432	0,00040	2155 $\pm$ 5	
05ROB27/17	*1450	34	0,000293	0,15000	0,00395	0,13072	0,00043	2108 $\pm$ 6	2208 $\pm$ 7
	1500	34	0,000078	0,14114	0,00130	0,13844	0,00053	2208 $\pm$ 7	
05ROB27/18	*1450	32	0,000193	0,16646	0,00052	0,13080	0,00054	2109 $\pm$ 7	2188 $\pm$ 5
05ROB27/19	#1500	8	0,001036	0,06679	0,01399	0,11898	0,00559	1941 $\pm$ 84	
05ROB27/20	*1450	34	0,000102	0,16494	0,00445	0,13099	0,00070	2112 $\pm$ 9	
05ROB27/21	*1450	14	0,000098	0,09435	0,00202	0,13144	0,00090	2118 $\pm$ 12	2188 $\pm$ 5
	*1500	24	0,000058	0,11505	0,00064	0,13688	0,00042	2188 $\pm$ 5	
05ROB27/22	1500	10	0,000035	0,12011	0,00059	0,14143	0,00144	2245 $\pm$ 18	2245 $\pm$ 18
05ROB27/24	1450	30	0,000157	0,12556	0,00144	0,13809	0,00083	2204 $\pm$ 10	
	*1450	8	0,000019	0,16096	0,01471	0,13012	0,00453	2100 $\pm$ 61	

Tabela 7.1 (Continuação)

Zircão	T (°C)	Razões	$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2σ	$\frac{^{207}\text{Pb}_c}{^{206}\text{Pb}_c}$	2σ	Idade (Ma)	Idade Média (Ma)	
Monzogranito 05-ROB-27										
05ROB27/25	1500	6	0,000012	0,16186	0,00778	0,14193	0,00088	2251 ± 11	2251 ± 11	
05ROB27/27	*1450	6	0,000031	0,09566	0,00073	0,13317	0,00041	2140 ± 5	2208 ± 3	
	1500	24	0,000016	0,11125	0,00107	0,13841	0,00027	2208 ± 3		
Monzogranito INCRA										
INCRA/1	*1450	34	0,000178	0,19018	0,00834	0,1363	0,00098	2181 ± 12	2199 ± 21	
INCRA/2	#1450	28	0,000449	0,25129	0,00143	0,12257	0,0004	1994 ± 6		
	1500	6	0	0,14595	0,00953	0,1377	0,00168	2199 ± 21		
INCRA/4	#1450	38	0,000435	0,14811	0,00048	0,1261	0,00026	2045 ± 4	2217 ± 4	
	#1500	20	0,00052	0,10777	0,00119	0,13845	0,00053	2208 ± 7		
INCRA/5	*1450	34	0,000212	0,22607	0,00218	0,13096	0,00034	2111 ± 5		2217 ± 4
	1500	34	0,000054	0,13723	0,00068	0,13913	0,00028	2217 ± 4		
INCRA/6	*1450	6	0,000061	0,1217	0,01058	0,13797	0,00576	2202 ± 73	2169 ± 9	
	*1500	12	0,000059	0,14839	0,00071	0,13533	0,00068	2169 ± 9		
INCRA/7	*1450	26	0,000207	0,25764	0,00189	0,12688	0,00049	2056 ± 7	2171 ± 7	
	*1500	6	0,000154	0,18623	0,00097	0,13551	0,00052	2171 ± 7		
INCRA/8	*1450	6	0,000393	0,11924	0,02025	0,12761	0,00755	2066 ± 104	2223 ± 21	
INCRA/9	*1450	38	0,000201	0,13807	0,00042	0,12866	0,00031	2080 ± 4		
INCRA/10	*1450	10	0,000334	0,09403	0,00105	0,12765	0,00036	2066 ± 5		
INCRA/12	*1450	8	0	0,18302	0,00359	0,1155	0,00041	1888 ± 6	2234 ± 5	
INCRA/13	*1450	8	0,000141	0,13066	0,00081	0,13078	0,00072	2109 ± 10		
INCRA/14	1450	34	0,000106	0,12514	0,00036	0,13798	0,00038	2202 ± 5		
INCRA/15	*1450	30	0,000198	0,14322	0,00266	0,12911	0,00065	2086 ± 9	2223 ± 21	
	1500	8	0	0,09657	0,00247	0,13964	0,00173	2223 ± 21		
INCRA/16	1500	8	0,000012	0,092	0,00065	0,14051	0,00043	2234 ± 5	2234 ± 5	
INCRA/18	*1450	24	0,000091	0,43805	0,00245	0,12379	0,00022	2012 ± 3	2216 ± 4	
Granodiorito 05ROB26A										
05ROB26A/1	*1450	6	0	0,10935	0,00112	0,14156	0,00045	2247 ± 5		2216 ± 4
	1500	36	36	0,09789	0,00056	0,13909	0,00032	2216 ± 4		

Tabela 7.1 (Continuação)

Zircão	T (°C)	Razões	$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}_c}{^{206}\text{Pb}_c}$	2 σ	Idade (Ma)	Idade Média (Ma)
Granodiorito 05ROB26A									
05ROB26A/02	*1500	4	0,000143	0,06142	0,00102	0,13614	0,0006	2179 $\pm$ 8	2179 $\pm$ 8
05ROB26A/03	*1450	4	0,000062	0,06654	0,00102	0,11453	0,0006	1873 $\pm$ 10	1884 $\pm$ 7
	*1500	4	0,00004	0,05022	0,00104	0,11523	0,00048	1884 $\pm$ 7	
05ROB26A/04	#1450	24	0,000491	0,25427	0,00278	0,13202	0,00073	2125 $\pm$ 10	2209 $\pm$ 2
	1500	38	0,000208	0,15383	0,00087	0,13851	0,00019	2209 $\pm$ 2	
05ROB26A/05	*1500	38	0,000216	0,09736	0,00057	0,13396	0,00052	2151 $\pm$ 7	2151 $\pm$ 7
05ROB26A/06	#1450	36	0,000546	0,21582	0,00176	0,13755	0,00021	2197 $\pm$ 3	2213 $\pm$ 4
	1500	36	0,000107	0,14646	0,00038	0,13887	0,00035	2213 $\pm$ 4	
05ROB26A/07	*1450	34	0,000306	0,08815	0,00042	0,13849	0,0002	2209 $\pm$ 3	2232 $\pm$ 4
	1500	36	0,000073	0,0949	0,00033	0,14032	0,00033	2232 $\pm$ 4	
05ROB26A/08	*1450	40	0,000322	0,16639	0,00182	0,13943	0,00047	2220 $\pm$ 6	2231 $\pm$ 3
	1500	34	0,000096	0,12871	0,00034	0,14031	0,00021	2231 $\pm$ 3	
05ROB26A/09	*1450	40	0,000383	0,07317	0,00047	0,13111	0,00059	2113 $\pm$ 8	2163 $\pm$ 11
	*1500	22	0,000148	0,06612	0,00317	0,13489	0,00087	2163 $\pm$ 11	
05ROB26A/11	*1450	6	0,000203	0,40065	0,01202	0,13948	0,0033	2221 $\pm$ 41	2235 $\pm$ 33
	*1500	8	0,000347	0,25484	0,00319	0,14061	0,00269	2235 $\pm$ 33	
05ROB26A/13	#1450	30	0,000803	0,23556	0,00394	0,13498	0,00081	2164 $\pm$ 10	2231 $\pm$ 3
	#1500	38	0,000478	0,15693	0,00046	0,14028	0,00021	2231 $\pm$ 3	
05ROB26A/16	*1450	12	0,000264	0,08784	0,00135	0,13055	0,00255	2106 $\pm$ 34	
05ROB26A/17	*1450	28	0,000312	0,11147	0,00346	0,13611	0,0009	2179 $\pm$ 12	
05ROB26A/19	#1500	14	0,001209	0,03059	0,00855	0,14727	0,00369	2315 $\pm$ 43	
Granodiorito 05ROB38									
05ROB38/02	*1500	16	0,000152	0,06959	0,00167	0,1655	0,00119	2513 $\pm$ 12	2615 $\pm$ 6
	1500	6	0,000049	0,05169	0,00052	0,17587	0,00066	2615 $\pm$ 6	
05ROB38/03	1500	36	0,000034	0,03405	0,00048	0,15015	0,00042	2348 $\pm$ 5	2348 $\pm$ 5
05ROB38/04	#1450	6	0,000551	0,04675	0,00075	0,13445	0,00044	2157 $\pm$ 6	
05ROB38/05	1450	38	0,000356	0,08298	0,00039	0,14786	0,00218	2322 $\pm$ 25	2322 $\pm$ 25

Tabela 7.1 (Continuação)

Zircão	T (°C)	Razões	$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}_c}{^{206}\text{Pb}_c}$	2 σ	Idade (Ma)	Idade Média (Ma)
Granodiorito 05ROB38									
05ROB38/06	*1450	12	0,000096	0,06091	0,00439	0,15468	0,00262	2399 $\pm$ 29	
	1500	32	0,000147	0,06264	0,00034	0,15758	0,00031	2430 $\pm$ 3	2430 $\pm$ 3
05ROB38/10	1450	18	0,000088	0,0274	0,00038	0,14476	0,00048	2285 $\pm$ 6	2285 $\pm$ 6
05ROB38/13	*1500	8	0,000238	0,05906	0,00228	0,17754	0,00084	2630 $\pm$ 8	
	1500	34	0,000079	0,09145	0,00034	0,18593	0,00029	2707 $\pm$ 3	2707 $\pm$ 3
05ROB38/14	1500	22	0,000167	0,06435	0,00044	0,16308	0,00097	2488 $\pm$ 10	2488 $\pm$ 10
05ROB38/15	1450	26	0,000144	0,03427	0,00069	0,1399	0,00055	2226 $\pm$ 7	2226 $\pm$ 7

excluído automaticamente do cálculo da idade; * excluído subjetivamente do cálculo da idade.

Os zircões da outra amostra de monzogranito (INCRA) possuem características físicas similares as dos zircões do monzogranito 05ROB27, com feições de metamictização. Exibem inclusões de outras fases minerais e zoneamento. Desta amostras foram selecionados 20 cristais, dos quais 15 forneceram resultados no espectrômetro de massa, novamente apresentando sinal de Pb em uma ou duas etapas de temperatura. As composições isotópicas obtidas na segunda etapa de aquecimento (1500°C) revelaram idades entre 2,23 Ga e 2,17 Ga. Os 4 cristais com idades mais antigas forneceram um valor médio de 2221 $\pm$ 10 Ma (USD = 3,4). Como no caso da amostra anterior, o valor elevado de USD indica uma dispersão dos resultados acima do desvio analítico (Figura 7.2). O calculo de média, com base em apenas os dois cristais de zircão mais antigos, forneceu uma idade de 2233 $\pm$ 5 Ma. Novamente essa idade é interpretada com uma idade mínima de cristalização dos zircões do monzogranito.

A amostra de 05ROB26A de granodiorito foliado exhibe cristais de zircões euédricos a subédricos, translúcidos, de coloração acastanhada com porções esbranquiçadas – feições típicas de metamictização. Fraturas e inclusões de outras fases minerais são freqüentes. Desta rocha foram analisados 22 grãos de zircão no espectrômetro de massa, dos quais apenas 14 forneceram um sinal de Pb em uma ou duas etapas de aquecimento (1450°C e 1500°C). Excetuando-se o cristal n°3, que apresentou um valor de 1,88 Ga, as composições isotópicas determinadas na etapa de 1500°C forneceram idades variando entre 2,24 Ga e 2,15 Ga. Desses cristais de zircão, quatro revelaram idades entre 2235 e 2209 Ma. Os dois cristais com idades mais antigas forneceram um

valor de 2231 ± 2 Ma. Um terceiro grão (cristal nº13) forneceu uma idade similar de 2231 ± 3 Ma em etapa de alta temperatura, porém não pode ser incluído no cálculo por apresentar uma razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,00048$) um pouco acima do valor limite para o Pb comum ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,00040$). Mais uma vez, esse valor é interpretado como uma idade mínima de cristalização (Figura 7.3).

A amostra 05ROB38 de granodiorito exhibe zircões euédricos a subédricos, alongados, translúcidos, com fraturas. Alguns cristais apresentam zoneamento nas bordas e a maioria é metamíctica. Desta amostra, foram selecionados 15 cristais de zircão para serem analisados, dos quais somente 9 forneceram razões Pb-Pb no espectrômetro de massa. Excetuando-se o cristal nº06, que forneceu sinal em duas etapas de temperatura, os outros grãos forneceram sinal em apenas uma. As idades calculadas a partir das razões isotópicas de Pb foram muito dispersas, espalhando-se entre 2,71 e 2,23 Ga (Figura 7.4). Os resultados obtidos para os zircões dessa amostra são bastante diferentes das amostras anteriores, por apresentar um componente de Pb arqueano. Devido a grande dispersão dos valores determinados em cada cristal, não é possível calcular uma idade para essa amostra.

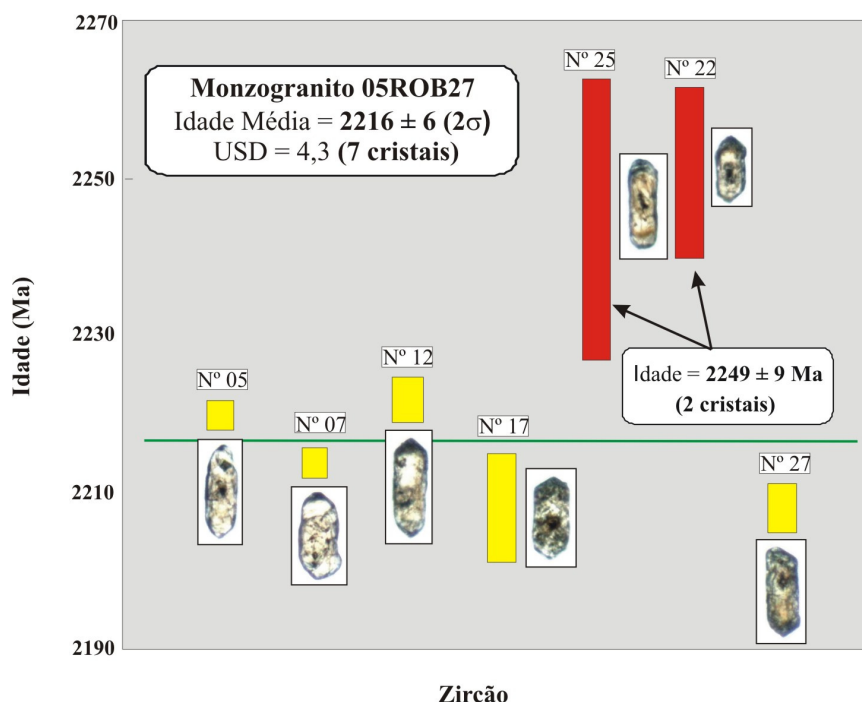


Figura 7.1: Diagrama de idades Pb-Pb em zircão mostrando a média das idades dos sete cristais de zircão do monzogranito 05ROB27, dando ênfase à idade média dos dois cristais mais antigos.

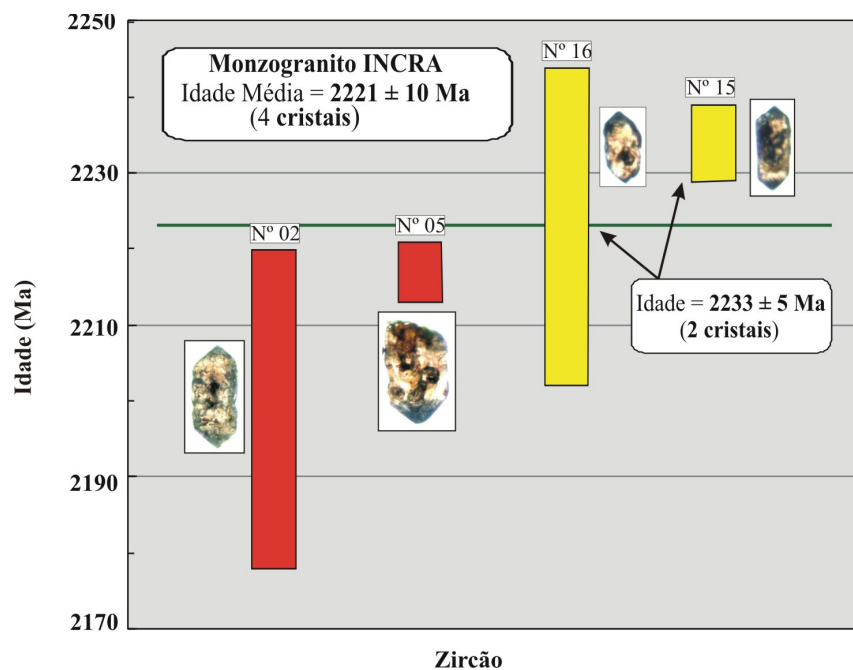


Figura 7.2: Diagrama de idades Pb-Pb em zircão mostrando a média das idades dos quatro cristais de zircão do monzogranito INCRA, dando ênfase à idade média dos dois cristais mais antigos.

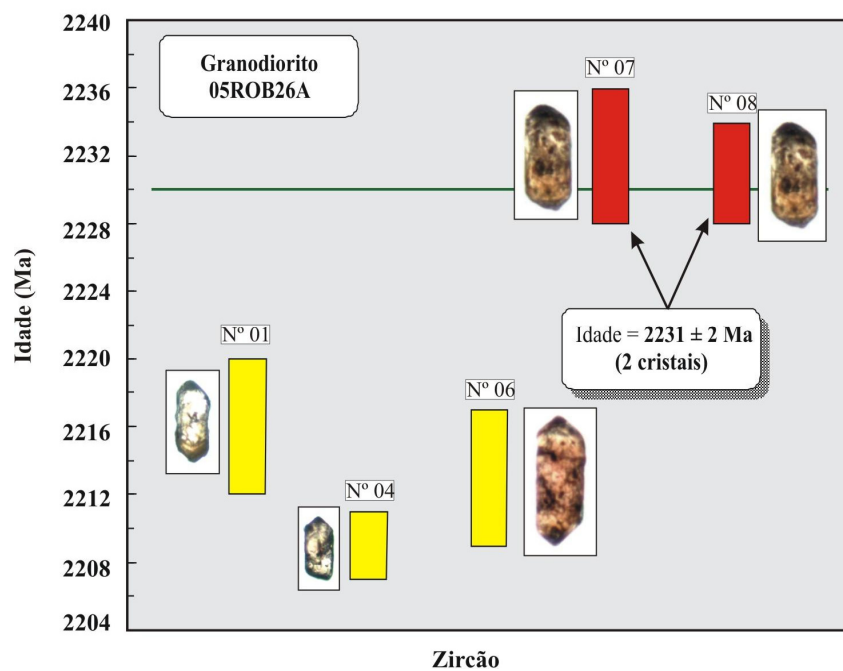


Figura 7.3: Diagrama de idades Pb-Pb em zircão do Granodiorito foliado 05ROB26A dando ênfase à idade média dos dois cristais mais antigos.

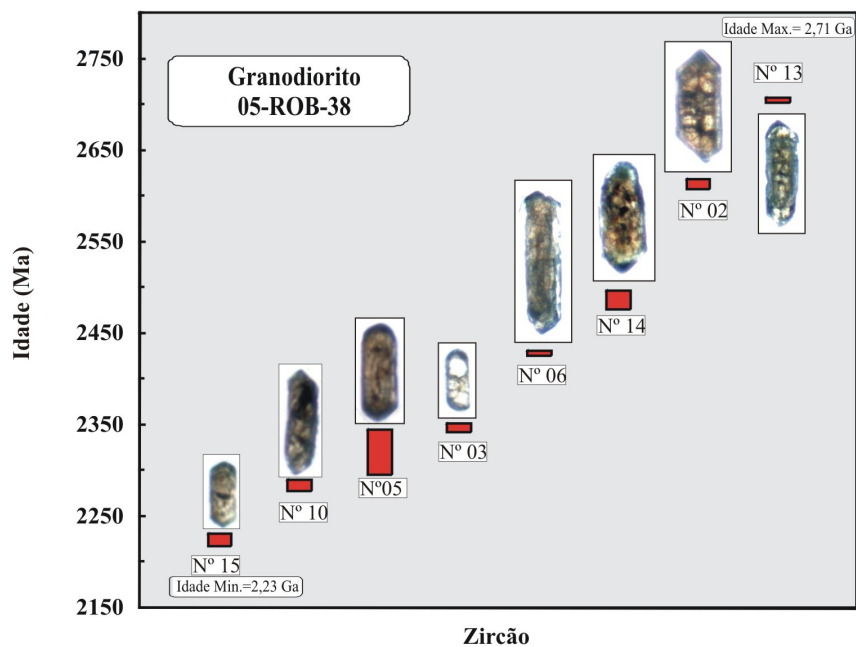


Figura 7.4: Diagrama de idades Pb-Pb em zircão mostrando o intervalo de idades obtidas com as análises Pb-Pb em zircão do Granodiorito 05ROB38.

7.2. GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd

Neste item, serão apresentados os resultados do estudo geocronológico e de geoquímica isotópica Sm-Nd, com a determinação de idades modelo $T_{DM}(Nd)$ e $\epsilon_t(Nd)$ nas rochas félsicas e máficas e, em seguida, a apresentação de idades isocrônicas obtidas em rocha total e granada de rochas metabásicas. Os resultados das análises isotópicas Sm-Nd são apresentados na Tabela 8.2.

7.2.1 Idades modelo $T_{DM}(Nd)$ e $\epsilon_t(Nd)$.

Neste subitem são apresentados os resultados analíticos Sm-Nd em rocha total e as idades modelo T_{DM} correspondentes, para um conjunto de 8 amostras de granitóides (amostras 05ROB27, 05ROB29, 05ROB26A, 05ROB36A, 05ROB37, 05ROB38, Granito Itajobi e Granito INCRA). Além disso, são também apresentados os resultados isotópicos Sm-Nd para rochas máficas das formações metavulcanossedimentares investigadas, sendo 5 amostras de anfibólitos (amostras 05ROB26C, 05ROB28, 05ROB33, 05ROB35 e Sucuriçu), 4 de xistos (amostras 05ROB10, 05ROB32, 05ROB34 e Serra do Veado). O modelo de evolução isotópica de Nd para o manto superior utilizado para o cálculo das idades modelo foi aquele proposto por DePaolo (1981) para o manto empobrecido (*Depleted Mantle* – DM), uma vez que este modelo foi utilizado pelos outros autores para determinar as idades Sm-Nd nas rochas do Sudeste do Escudo das Guianas (AVELAR *et. al.* 2003; DELOR *et. al.* 2003; de ROEVER *et. al.* 2003, ROSA-COSTA *et. al.* 2003, 2006, OLIVEIRA *et. al.* 2008), e assim facilitar a comparação dos dados aqui adquiridos com os já publicados em outros trabalhos. Para o cálculo dos valores de $\epsilon_t(Nd)$ dos granitóides, uma idade Pb-Pb em zircão de 2,23 Ga foi utilizada, a qual corresponde a um valor médio das idades obtidas nos diversos granitóides investigados neste trabalho. Para as rochas máficas, o mesmo valor de idade foi arbitrariamente utilizado para o cálculo de $\epsilon_t(Nd)$, apesar destas rochas, possivelmente, terem uma idade de formação um pouco mais antiga, já que são cortadas pelas rochas graníticas.

As razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ obtidas nos granitóides situam-se entre 0,0978 e 0,1884, além de um valor anômalo de 0,4943 para a amostra de monzogranito 05ROB36A. Para essa amostra assim como para a amostra do Granodiorito Itajobi, com razão de 0,1884, as idades modelo não foram calculadas tendo em visto o fracionamento elevado da razão Sm/Nd. Para as outras amostras de granitóides, as idades modelo T_{DM} espalharam-se em um intervalo de idades do Riáciano (amostras INCRA e 05-ROB-37) até o Arqueano (amostras 05-ROB-29 e 05-ROB-38),

entre 2,2 Ga e 2,8 Ga (Figura 7.5). Os cálculos de $\epsilon_{\text{Nd}(2,3\text{Ga})}$ definiram um intervalo de valores francamente negativos de -4,88 até francamente positivos de +3,15. Nos anfibolitos as idades modelo T_{DM} , calculadas com razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ situadas entre 0,1178 e 0,1653 variaram entre 2,2 Ga e 2,3 Ga, excetuando-se a amostra 05ROB26C com valor arqueano. Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(2,3)}$ foram todos positivos, inclusive para a amostra 05ROB26C, definindo um intervalo de +0,91 até +3,55 (Figura 8.6). Quanto aos xistos, as quatro amostras analisadas apresentaram razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,1009 e 0,1170 e as composições isotópicas iniciais forneceram valores de $\epsilon_{\text{Nd}(2,3\text{Ga})}$ entre -4,98 e +0,96. Idades modelo T_{DM} paleoproterozóicas e arqueanas foram obtidas, espalhando-se entre 2,4 Ga e 2,8 Ga (Figura 7.7).

7.2.2 Idades isocrônicas (Rocha total e Granada)

Os resultados Sm-Nd das cinco amostras de anfibolitos (amostras 05ROB26C, 05ROB28, 05ROB33, 05ROB35 e Sucuriçu) foram lançados no diagrama isocrônico com o auxílio do programa *Isoplot*, para *Microsoft Excel* (LUDWIG, 2004). Os pontos analíticos definiram um alinhamento com um valor de 2234 ± 570 Ma (MSWD = 15) (Figura 7.8). O alto valor de MSWD e o elevado erro na determinação da idade não permitem interpretar o valor de 2,23 Ga, como uma idade de cristalização dos protólitos dos anfibolitos, apesar de esse resultado estar compatível com o quadro geológico sugerido para a formação dessas rochas e com o conjunto de idades Pb-Pb em zircão dos granitóides. Outras tentativas de confeccionar uma isócrona com as amostras de xistos ou a partir da combinação de pontos analíticos referentes aos xistos e anfibolitos também não foram bem sucedidas. Entretanto, a eliminação do ponto da amostra de anfibolito 05-ROB-33 permitiu obter um alinhamento com idade de 1946 ± 120 Ma (2σ) com MSWD de 1,4, podendo indicar reabertura do Sistema Sm-Nd a nível de rocha total. Os cristais de granada da amostra de xisto 05ROB34 forneceram uma razão isotópica $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ elevada de 0,8403. Esta razão, juntamente com a razão obtida na análise de rocha total da amostra 05ROB34, foi utilizada na construção de uma isócrona (Figura 7.9) que forneceu uma idade de 2059 ± 15 Ma (2σ). A idade obtida apresentou um erro bastante baixo por ter sido definido a partir de apenas dois pontos.

Tabela 7.2 – Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total e Granada .

Amostra	Litologia	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	σ ($\times 10^{-4}$)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	σ ($\times 10^{-6}$)	$f_{\text{Sm/Nd}}$	T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
GRANITÓIDES										
Granito INCRA	Monzogranito foliado	7,62	47,13	0,0978	6	0,511346	8	-0,50	2,24	3,15
05-ROB-27	Monzogranito	22,09	126,36	0,1057	6	0,511284	10	-0,46	2,50	-0,34
05-ROB-29	Monzogranito	6,35	36,58	0,1050	6	0,511042	10	-0,47	2,83	-4,88
Granito Itajobi	Granodiorito foliado	12,56	40,32	0,1884	11	0,512359	12	-0,04	4,94	-3,09
05-ROB-26A	Granodiorito foliado	12,18	55,28	0,1333	8	0,511646	17	-0,32	2,67	-1,17
05-ROB-36A	Monzogranito	1,32	1,62	0,4943	29	0,516032	17	1,51	---	---
05-ROB-37	Granodiorito	0,52	3,01	0,1037	6	0,511371	16	-0,47	2,32	1,96
05-ROB-38	Granodiorito	0,95	4,85	0,1182	7	0,511285	16	-0,40	2,83	-3,91
ANFIBOLITOS										
Anfibolito Sucuriçu	Anfibolito	7,78	35,65	0,1319	8	0,511867	14	-0,33	2,20	3,55
05-ROB-26C	Anfibolito	4,64	14,80	0,1894	11	0,512599	11	-0,04	2,88	1,36
05-ROB-28	Anfibolito	2,55	9,34	0,1653	10	0,512314	9	-0,16	2,31	2,67
05-ROB-33	Anfibolito	4,28	21,90	0,1178	7	0,511525	9	-0,40	2,42	0,91
05-ROB-35	Anfibolito	4,92	18,60	0,1601	10	0,512260	10	-0,19	2,23	3,14
XISTOS										
Xisto Serra do Veado	Xisto	3,70	20,07	0,1115	7	0,511416	11	-0,43	2,44	0,57
05-ROB-10	Xisto	0,31	1,87	0,1009	6	0,510977	9	-0,49	2,82	-4,98
05-ROB-32	Xisto	4,08	23,79	0,1038	6	0,511322	12	-0,47	2,40	0,96
05-ROB-34	Xisto	6,82	35,26	0,1170	7	0,511414	10	-0,41	2,59	-1,05
05-ROB-34	Granada	2,97	2,14	0,8403	51	0,521221	9	3,27	---	---

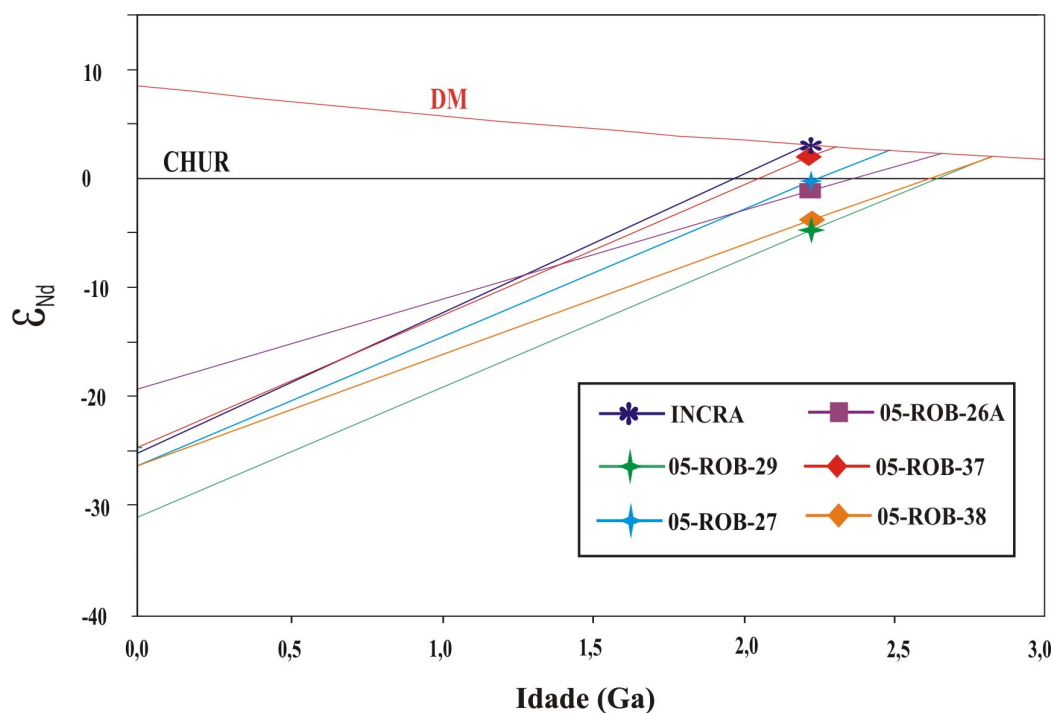


Figura 7.5: Diagrama de evolução isotópica do Nd em função do tempo para os granitóides investigados na Serra do Navio.

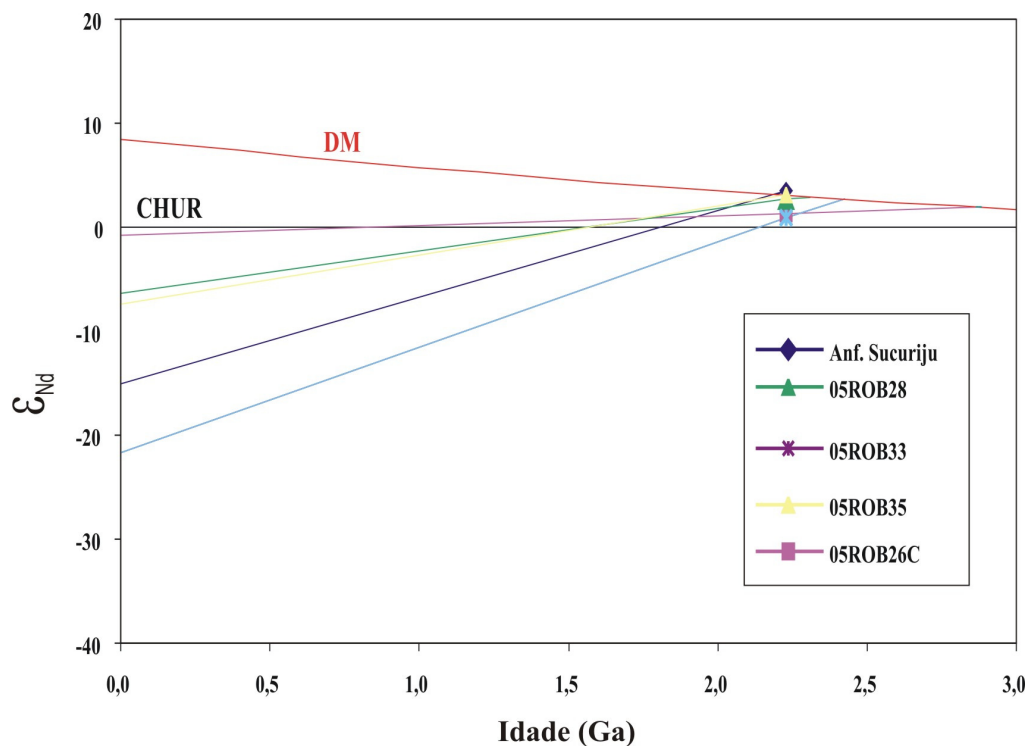


Figura 7.6: Diagrama de evolução isotópica do Nd em função do tempo para os anfibolitos do Grupo Vila Nova na Serra do Navio.

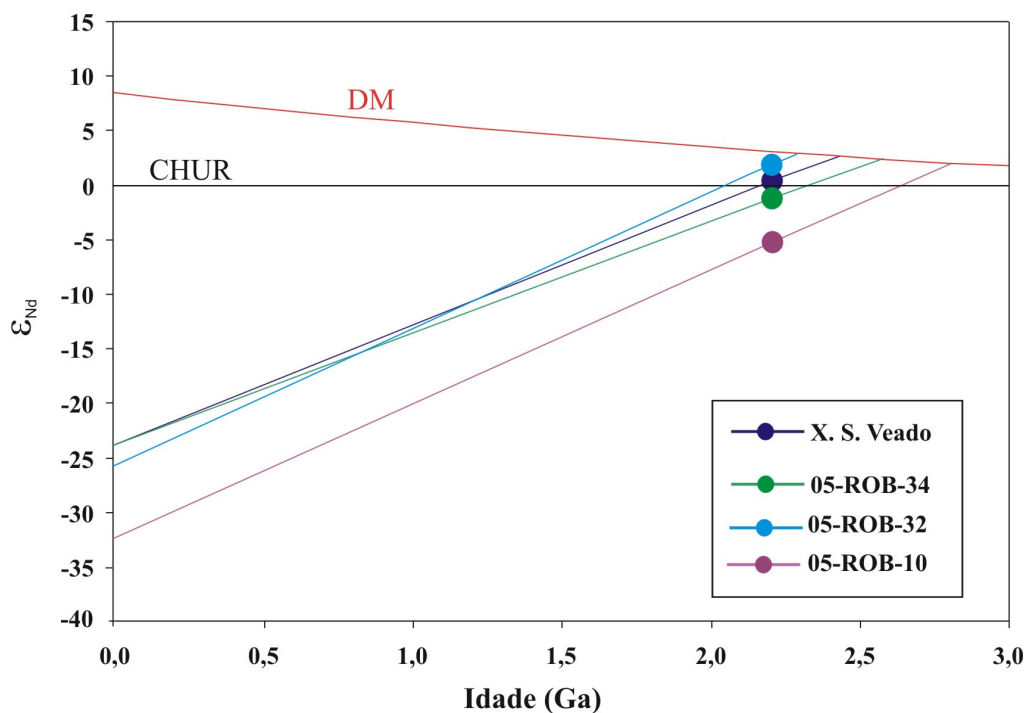


Figura 7.7: Diagrama de evolução isotópica do Nd em função do tempo para os micaxistos do Grupo Vila Nova.

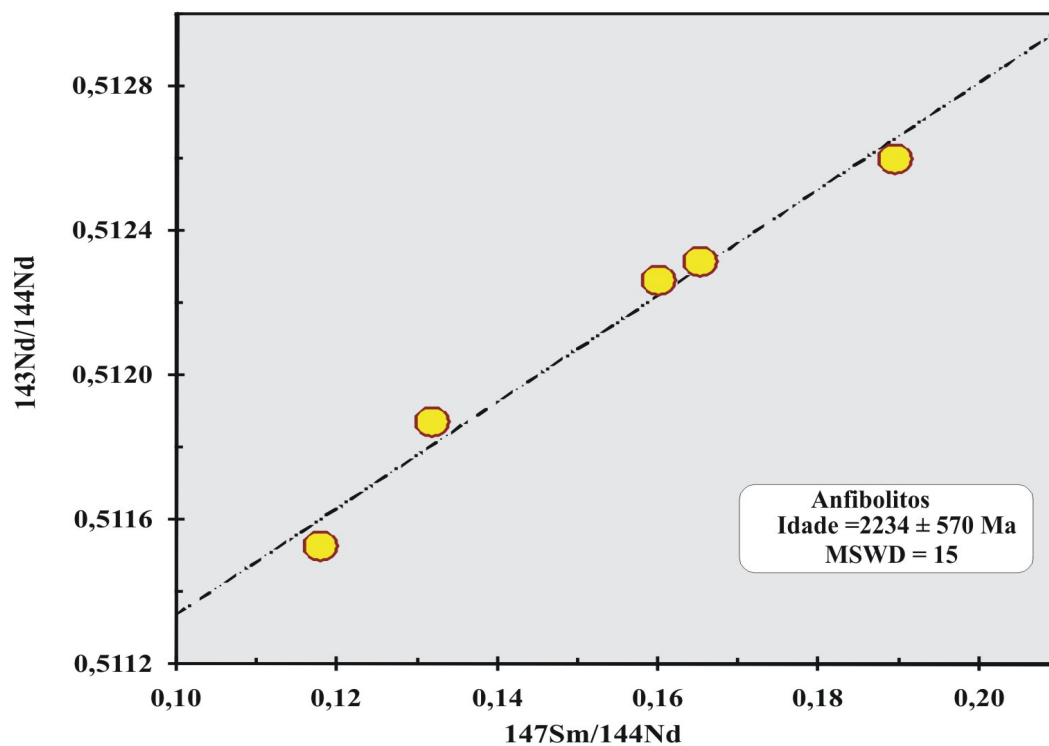


Figura 7.8: Diagrama isocrônico Sm-Nd em rocha total dos anfíbolitos do Grupo Vila Nova

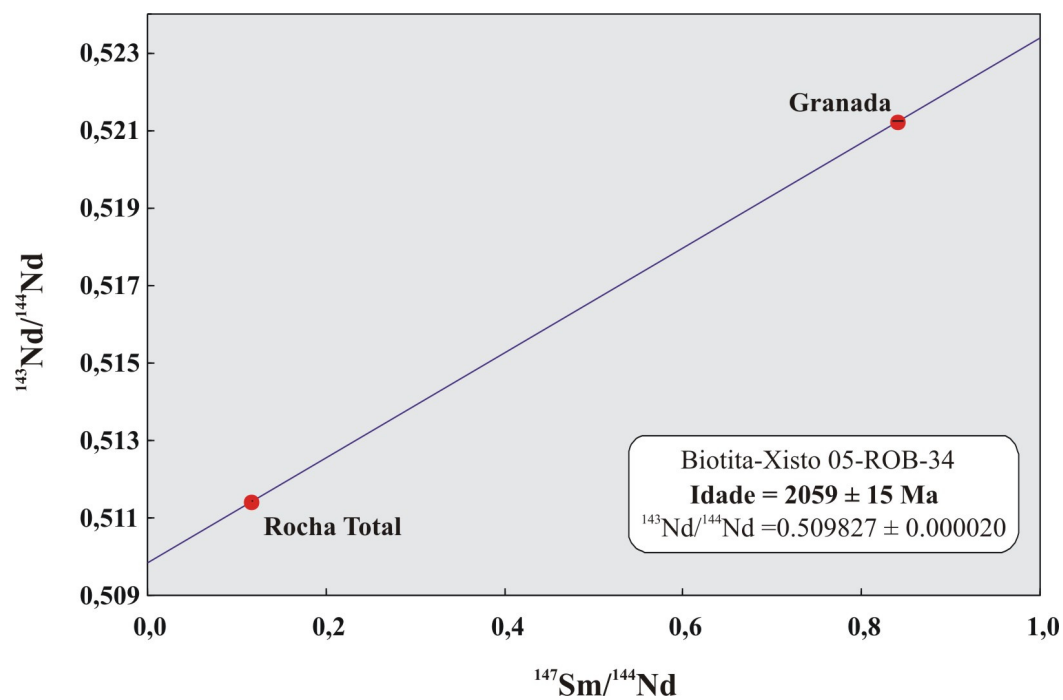


Figura 7.9: Diagrama isocrônico Sm-Nd em rocha total-granada para o biotitaxisto 05ROB34.

8 INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS E IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS

A análise dos dados geoquímicos e geocronológicos permitiu dividir os granitóides estudados em dois grupos, sugerindo a existência de duas gerações distintas de granitóides na Serra do Navio.

Os monzogranitos, monzogranitos foliados e granodioríticos foliados constituem um grupo que apresenta natureza alcalina a subalcalina com conteúdos de K_2O (5,3 - 6,56 %) sempre superiores aos conteúdos de Na_2O (1,53 - 3,67 %) e razões K_2O/Na_2O sempre superiores a 1 (entre 1,44 e 4,17), caráter peraluminoso-metaluminoso, teores elevados de Th, Nb e Ta, mostrando afinidade geoquímica com granitos intraplaca e semelhança com os granitos tipo A, do subgrupo A2 (WHALEN *et al.*, 1987; EBY, 1992). São enriquecidos em elementos terras raras leves (ETRL), os quais se mostram fortemente fracionados, exibindo um padrão de distribuição dos ETR tipo “gaivota” e possuem uma forte anomalia de Eu ($Eu/Eu^* = 0,003$ a $0,02$). A análise geocronológica Pb-Pb em zircão de amostras desse tipo de granitóides forneceram idades entre 2,23 e 2,25 Ga.

Os granodioritos, por sua vez, exibem natureza cálcio-alcalina, com teores de Na_2O (4,09-4,98%), superiores aos teores de K_2O (3,7-2,04%), e conseqüentemente razões K_2O/Na_2O inferiores a 1, caráter peraluminoso, teores de Th, Nb e Ta são baixos em relação aos conteúdos dos demais granitóides, indicando afinidade geoquímica com granitos de arco-vulcânico, e semelhança com os granitos do tipo I fracionados. Apresenta um padrão de distribuição dos ETR bem diferente do grupo citado acima, com teores médios de ETR bem mais baixos, cujos valores de ETRL variam entre 0,4-10,6 ppm e de ETRP situam-se entre 0,02-0,7 ppm. Apresentam anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 0,14-0,30$), contrariamente aos demais granitóides estudados. O estudo geocronológico Pb-Pb em zircão, forneceu idades que se espalham entre 2,71 Ga e 2,23 Ga, indicando que se tratam de rochas transamazônicas produto da fusão de fonte com componente crustal arqueano. A possibilidade desses granitóides terem se formados no Arqueano e terem sido retrabalhados durante o evento transamazônico não deve ser totalmente descartada. Nesse caso, a idade de 2,71 Ga, fornecida pelo cristal de zircão, constituiria uma idade mínima de cristalização. Entretanto, as relações de campo sugerem fortemente que estas rochas encontram-se intrusivas nas sequências metavulcanossedimentares cuja idade transamazônica é comprovada, pelo menos em todas as áreas onde foram datadas até o momento (GIBBS & OLZEWSKI, 1982; GRUAU *et al.* 1985; VANDERHAEGUE *et al.* 1998; DELOR *et al.* 2003a; McREATH &

FARACO, 2006). Os dados geocronológicos Pb-Pb em zircão, apesar de serem um pouco frágeis devido ao pequeno número de cristais utilizados para o cálculo das idades, apontam para a atuação de um evento magmático no período de 2,23-2,25 Ga. A similaridade dos valores encontrados nas três amostras de granitóides tipo A com idades de, respectivamente, 2,25 Ga, 2,23 Ga e, novamente, 2,23 Ga sustenta essa interpretação. Essa similaridade também torna pouco provável que as idades de até 2,23–2,25 Ga possam representar idades de zircões herdados eoriacianos em granitóides mais jovens tardi-transamazônicos, formados em contexto tardi- a pós-colisional, como está sendo sugerido pelas características geoquímicas de granitóides do tipo A. No caso do granitóide do tipo I, a idade mais baixa encontrada de 2,23 Ga, que coincide com as idades dos granitóides do tipo A, também sugere que esse corpo tenha se formado durante o mesmo episódio eoriaciano. Esses resultados geocronológicos confirmam a existência de uma granitogênese transamazônica na borda norte do Bloco Amapá, na qual os registros geocronológicos para os granitóides e ortognaisses até então eram sistematicamente arqueanos (MONTALVÃO & TASSINARI 1984; AVELAR *et al.* 2003; ROSA COSTA *et al.* 2003, 2006). Apenas um pequeno corpo de granitóide tinha fornecido uma idade transamazônica no setor investigado, porém trata-se de um granito à muscovita, sillimanita e granada, tardi-transamazônico, com idade em torno de 1,99 Ga (BORGES *et al.* 2002).

A associação desses granitóides com as formações metavulcanossedimentares da Serra do Navio é um argumento complementar a favor de uma idade paleoproterozóica para essas sequências. Os resultados também fortalecem a proposta de que a Serra do Navio representa efetivamente o limite norte do Bloco Arqueano Amapá com o domínio paleoproterozóico da porção norte do Amapá, gerado durante a orogênese Transamazônica. Por outro lado, essas idades indicam a existência na Serra do Navio de um episódio magmático precoce na evolução transamazônica do sudeste do Escudo das Guianas e fortalecem a hipótese de McReath & Faraco (2006) que essas associações granitóides – supracrustais não sejam as equivalentes dos terrenos granito-greenstones mesoriacianos que predominam em toda a porção sudeste do Escudo das Guianas no período entre 2,19 Ga e 2,13 Ga.

O estudo isotópico Sm-Nd em rocha total dos granitóides, forneceu valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(2,23\text{Ga})$ positivos a negativos, tanto para os granitóides do tipo A ($-4,88 < \epsilon_{\text{Nd}}(2,23\text{Ga}) < +3,15$) quanto para os granitóides do tipo I ($-3,91 < \epsilon_{\text{Nd}}(2,23\text{Ga}) < +1,96$), e idades modelo (T_{DM}) paleoproterozóica a arqueana, novamente para ambos os granitóides do tipo A ($2,24 \text{ Ga} < T_{\text{DM}} < 2,83 \text{ Ga}$) e do tipo I

(2,32 Ga < T_{DM} < 2,83 Ga). Estas variações de assinatura isotópica de Nd e idade modelo indicam que os granitóides da Serra do Navio foram gerados a partir de diversas fontes. Em alguns dos corpos investigados, uma formação a partir de magmas juvenis paleoproterozóicos está estabelecida, porém, para a maioria, a fonte é resultante de uma mistura em proporções variadas, de material juvenil paleoproterozóico com material crustal arqueano, indicando consequentemente uma contribuição significativa de um componente crustal arqueano na fonte de algumas dessas rochas. Isto também é registrado pelos cristais de zircão herdados encontrados no granitóide do tipo I (05ROB38), com idades de até 2,71 Ga. Por se tratar de uma idade mínima do componente herdado, essa última idade é compatível com as idades encontradas para as unidades arqueanas do embasamento do Bloco Amapá que se espalham de 2,60 Ga até 3,3 Ga, como um evento magmático marcante principalmente entre 2,85-2,79 Ga (SATO & TASSINARI, 1997; LAFON *et al.* 1998; AVELAR *et al.* 2003; RICCI *et al.* 2001, 2002; KLEIN *et al.* 2003; ROSA-COSTA *et al.* 2003, 2006, 2008). Desta forma os dados isotópicos (Sm-Nd) e geocronológicos (Pb-Pb em zircão) indicam a existência de um episódio de granitogênese em torno de 2,23-2,25 Ga, envolvendo magmas juvenis e retrabalhamento de crosta continental arqueana na Serra do Navio.

Os dados geoquímicos de elementos maiores, traços e terras raras dos anfíbolitos indicam que estes são de origem ígnea a partir de basaltos (ortoderivados), representando essencialmente andesito-basaltos de tipo T-MORB (MORB transicionais), formados possivelmente em contexto extensional, de abertura oceânica. Embora não tenha sido obtida nenhuma isócrona aproveitável a partir dos dados Sm-Nd em rocha total, aceita-se que estas rochas tenham uma idade mínima de 2,25 Ga, uma vez que encontram-se intrudidas pelos granitóides eoriacianos. Por outro lado, os valores de idades modelo (T_{DM}) entre 2,2 – 2,4 Ga, excetuando-se a amostra 05ROB26C, a qual é a mais fracionada de todas as amostras de rochas máficas investigadas, descartam uma idade arqueana para a cristalização destas rochas. Os valores de $\epsilon_{Nd(2,23Ga)}$ todos positivos ($+0,91 < \epsilon_{Nd(2,23Ga)} < +3,55$) atestam uma derivação mantélica majoritária e também apontam para uma idade paleoproterozóica uma vez que o cálculo de ϵ_{Nd} com uma idade arqueana forneceria valores acima da curva de evolução do manto empobrecido. Entretanto, os valores de ϵ_{Nd} menores que os valores do manto empobrecido há 2,23 Ga indicam uma participação de magmas crustais ou contaminação crustal nestas rochas. Para os xistos, valores levemente positivos até nitidamente

negativos ($-4,98 < \epsilon_{\text{Nd}(2,23\text{Ga})} < +0,57$) refletem sinais de contribuição crustal, provavelmente por envolvimento de crosta continental arqueana nesses sedimentos ou pela contaminação pela fluidos metamórficos.

Os dados Sm-Nd obtidos nesse trabalho foram introduzidos no diagrama de evolução de Nd em função do tempo elaborado por Avelar (2002) e Avelar *et al.* (2003) para os segmentos crustais paleoproterozóicos e arqueanos do sudeste do Escudo das Guianas (Figura 9.1). Nesse diagrama são individualizados os domínios de evolução da crosta continental paleoproterozóica juvenil, com idades modelo de 2,18-2,36 Ga e da crosta continental arqueana com idades modelo de 2,89-3,01 Ga. Um terceiro domínio, com idades modelo intermediários entre 2,52 e 2,68 Ga, ilustra a mistura de fontes proposta por Avelar (2002) para as rochas paleoproterozóicas da região central do Amapá, no âmbito do Bloco arqueano Amapá. Nesse mesmo diagrama foram lançados os dados obtidos por Andrade (2003) em amostras do anfibolito Itajobi e a composição isotópica do Granito Itajobi, determinada por Oliveira (2002). Neste diagrama também consta a composição isotópica inicial das rochas metavulcânicas máficas do Grupo Ipitinga, determinada por McReath & Faraco (2006). Os resultados mostram que os granitóides, anfibolitos e xistos da Serra do Navio satisfazem um modelo envolvendo uma crosta paleoproterozóica juvenil, representada pelos anfibolitos, alguns dos granitóides associados e pelas metavulcânicas do Grupo Ipitinga, com mistura ou contaminação pela crosta continental arqueana que constitui o embasamento do Bloco Amapá, evidenciada pelas amostras de xistos, pelos anfibolitos e pelo Granito Itajobi. Tanto os anfibolitos Itajobi quanto o Granito Itajobi estão localizados no setor mineralizado a ouro da Serra do Navio (Depósito Amapari - corpos mineralizados Urucum e Tapereba), o qual sofreu processo de metamorfismo e circulação de fluidos mineralizantes (MELO & VILLAS, 2001; MELO *et al.* 2003), certamente responsáveis pela contaminação dos anfibolitos pelas rochas do embasamento arqueano da Serra do Navio.

Os dados geoquímicos, isotópicos e geocronológicos apresentados nesse trabalho apontam para um contexto geodinâmico da associação granito-*greenstone* da Serra do Navio diferente dos outros terrenos granito-*greenstones* da porção norte do Amapá e da Guiana Francesa, considerados como uma sucessão de arco vulcânicos, em contexto de subducção oceânica, no período de 2,19 Ga até 2,13 Ga. No Amapá, as sequências metavulcanossedimentares de Lourenço e de Taratarugalzinho se encaixam nesse conjunto. Suas idades de formação foram determinadas indiretamente em torno de 2,19 Ga em rochas dioríticas (setor de Tartarugalzinho –

AVELAR, 2002) e 2,15 Ga, em rochas tonalíticas (setor de Lourenço – NOGUEIRA *et al.* 2000). Apesar da escassez de dados geoquímicos, sugere-se que esses granitóides foram assimilados a uma associação TTG (GRUAU *et al.* 1985; VANDERHAEGHE *et al.* 1998; AVELAR 2002, DELOR *et al.* 2003, THEVENIAUT *et al.* 2006). Apesar de terem sido encontrados alguns registros arqueanos no domínio de ocorrência dessas unidades, os mesmos limitaram-se apenas a idade modelo T_{DM} ou a cristais de zircão com componentes herdados, o contexto geodinâmico de formação é considerado como inteiramente relacionado à evolução transamazônica.

Na Serra do Navio, as associações granito-*greenstones* apresentaram idades mais antigas de, pelo menos, 2,23-2,25 Ga registradas nos granitos. Apesar de não se ter nenhum dado geocronológico nas sequências metavulcanossedimentares, as mesmas são provavelmente contemporâneas ou um pouco mais antigas em relação aos granitóides e a idade de 2267 ± 66 Ma obtida em rochas máficas da Serra do Ipitinga (McREATH & FARACO 2006)- borda meridional do Bloco Amapá- a qual pode também ser considerada válida para as rochas máficas da Serra do Navio. As assinaturas geoquímicas destas rochas máficas, correspondentes a andesito-basaltos com assinatura de T-MORB, não são características de ambiente de arco vulcânico. Essas assinaturas poderiam ser melhor explicadas em termos de fundo oceânico em contexto extensional provavelmente de bacia de retro-arco e relacionado a um arco magmático continental, o que permite levar em conta o fato de estarem localizadas no limite de um bloco continental. As características dos granitóides também não favorecem um ambiente de arcos vulcânicos. Por outro lado, as assinaturas geoquímicas permitiram classificá-los como granitos do tipo I e do tipo A₂. Estas características não são incompatíveis com um ambiente de arco magmático e bacia retro-arco. Uma idade eoriaciana para os granitos do tipo A é algo surpreendente já que esperar-se-ia encontrar granitóides deste tipo em período tardi ou pós-tectônico, portanto com idade do ou posterior ao final do evento transamazônico e não como fase precoce dessa orogênese. Entretanto, é hoje admitido que os granitos de tipo A podem se formar em diversos ambientes geotectônicos, não se limitando apenas aos ambientes intraplacas ou anorogênicos e serem provenientes de fontes diferentes (COLLINS *et al.* 1982; WHALEN *et al.* 1987; CREASER *et al.* 1991; BONIN, 2007). Por exemplo, uma origem em contexto de arco magmático continental e bacia retro-arco para granitóides de tipo A e I foi proposta por Zhao *et al.* (2008).

No limite sul do Bloco Amapá, as sequências metavulcanossedimentares do Grupo Ipitinga marcam a borda do continente arqueano com o Domínio paleoproterozóico Carecuru. O

Domínio Carecuru representa um terreno granito-*greenstone* e consiste predominantemente de granitóides e gnaisses com assinatura cálcio-alcálico e rochas supracrustais associadas compostas por rochas metavulcânicas máficas a intermediárias (RICCI *et al.* 2001, ROSA-COSTA *et al.* 2006). A idade Sm-Nd de 2,26 Ga obtida em rochas máficas do Grupo Ipitinga levou ao reconhecimento de um evento magmático precoce nessa borda sul do Bloco Amapá (McREATH & FARACO, 2006). Nesse setor sul do bloco arqueano, episódios magmáticos com idades de 2,22 Ga, 2,18 Ga, 2,05 Ga e 2,03 Ga foram também reconhecidos com a formação de granitóides sin- a tardi tectônicos (ROSA-COSTA *et al.* 2006). Em particular, a idade Pb-Pb em zircão de 2218 ± 3 Ma encontrada para um monzogranito intrusivo no Grupo Ipitinga reforça a existência de um evento precoce na evolução transamazônica. Apesar de não exibirem as características geoquímicas desse granito e da idade representar apenas um dado isolado, as similaridades observadas apontam para uma evolução geodinâmica similar à da borda norte do bloco arqueano. Portanto, os limites norte e sul do Bloco Amapá seriam marcadas pela presença de sequências metavulcanossedimentares máficas e granitóides associados retratando um episódio precoce em contexto extensional provavelmente em ambiente de bacia retro-arco. Esse episódio seria contemporâneo e relacionado ao episódio de abertura oceânica identificado no Complexo “*l’île de Cayenne*”, sem a presença próxima de um bloco continental. No Domínio Carecuru, as diversas gerações de granitóides forneceram idades Pb-Pb em zircão entre 2,19 Ga e 2,14 Ga, consistente com os dados dos terrenos granito-*greenstones* mesoriacianos do Sudeste do Escudo das Guianas, cujos representantes no Amapá são aqueles tonalitos e dioritos dos setores de Lourenço e Tartarugalzinho, respectivamente.

A idade isocrônica Sm-Nd em rocha total em torno de 2,2 Ga, calculada para os anfíbolitos, é semelhante à idade Sm-Nd obtida por McReath & Faraco (2006) nas rochas metavulcânicas máficas do Grupo Ipitinga. Entretanto, a dispersão dos pontos analíticos (mswd = 15) e o erro muito elevado sobre a idade inviabilizam qualquer interpretação segura desse resultado. Ao contrário das rochas máficas-ultra máficas do Complexo Bacuri (PIMENTEL *et al.* 2002), as amostras não apresentam sinais de contaminação significativa por componente crustal arqueano ($\epsilon_{Nd(2,23Ga)} > 0$) e é provável que a dispersão dos pontos seja consequência de uma perturbação do sistema Sm-Nd durante o evento metamórfico que afetou essas rochas, ainda durante a orogênese transamazônica.

A idade isocrônica Sm-Nd de 2059 ± 15 Ma, obtida em rocha total e granada de um biotita xisto indica reabertura do sistema isotópico dessas rochas durante evento metamórfico tardi-transamazônico. Este evento já foi reconhecido no setor investigado através de idades Sm-Nd em escarnitos de 2,0 a 1,97 Ga (OLIVEIRA, 2002; OLIVEIRA *et al.* 2002). O resultado sugere que temperaturas acima de 600 a 750°C (JAGOUTZ, 1988; THÖNI & JAGOUTZ, 1992) foram alcançadas pelas rochas metavulcanossedimentares do Grupo Vila Nova (MEZGER *et al.* 1992; HENSEN & ZHOU, 1995). Esse evento é de amplitude regional uma vez que foi detectado também por Pimentel *et al.* (2002) através da idade Sm-Nd de $2,08 \pm 0,02$ Ga em rocha total – granada de anfibolitos do Grupo Vila Nova um pouco mais a sudeste da área de estudo. Mais a leste, no setor de Tartarugal Grande, resultados Sm-Nd em rocha total – granada provenientes de granulitos félsicos indicaram idades isocrônicas de 2,04 – 1,98 Ga (OLIVEIRA *et al.* 2008). Neste mesmo setor, Avelar (2002) obteve uma idade Pb-Pb em zircão de 2053 ± 1 Ma para um corpo charnoquítico enquanto que Faraco *et al.* (2006) apresentaram dados geocronológicos pelo mesmo método em torno de 2,02 – 1,90 Ga em charnoquitos e enderbitos, indicando que um magmatismo catazonal foi associado ao evento de alto grau de metamorfismo nessa área. Finalmente, na borda sul do Bloco Amapá, Rosa-Costa *et al.* (2008) identificaram dois eventos tectono-termais de alto grau em rochas gnáissicas sendo o primeiro, de natureza granulítica com idades Pb-Pb em zircão e U-Th-Pb em monazitas entre 2,10 – 2,09 Ga, relacionado com o estágio colisional da orogênese Transamazônica, e o segundo, na fácies anfibolito, com idades U-Th-Pb em monazitas de 2,06-2,04 Ga, associado à extensas zonas de cisalhamento durante um estágio pós-colisional. Sendo assim, a idade de 2059 ± 15 Ma obtida para o biotita xisto da Serra do Navio constitui mais uma testemunha desse evento metamórfico tardi-transamazônico de extensão regional.

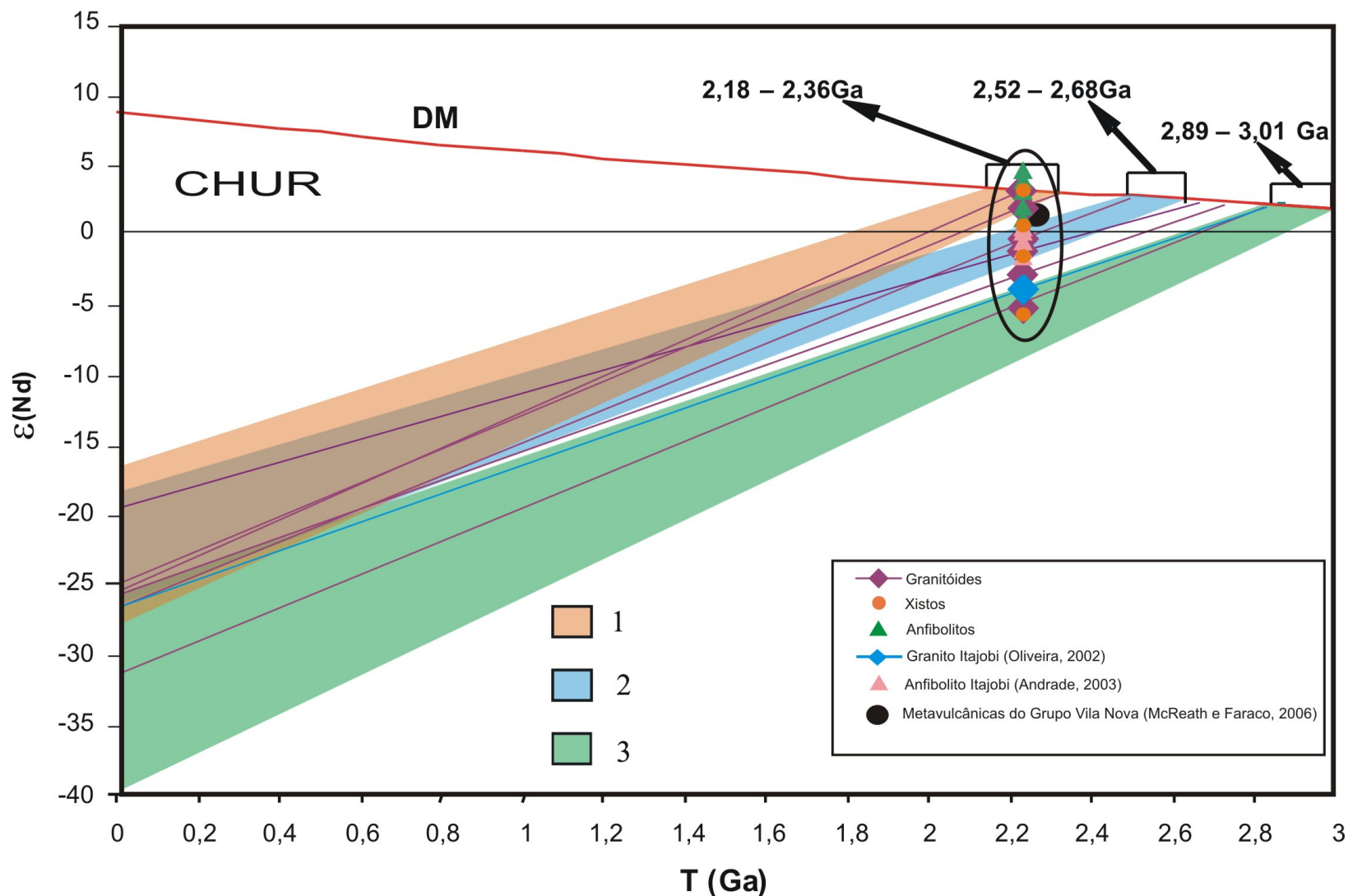


Figura 8.1: Diagrama Idade T(Ga) vs ϵ_{Nd} (AVELAR, 2002; AVELAR et. al., 2003) em domínio de evolução das rochas arqueanas e paleoproterozóicas do SE do Escudo das Guianas: 1- Evolução Isotópica do Nd da crosta paleoproterozóica juvenil a partir de dados geocronológicos; 2- Evolução Isotópica do Nd para as rochas paleoproterozóicas (Avelar, 2002); 3:-Evolução Isotópica de Nd para as rochas arqueanas (Avelar, 2002). Modelo de misturas, em proporções variáveis, de um componente crustal meso-arqueano e um componente paleoproterozóico, proposto por Avelar (2002), com o qual as amostras investigadas foram comparadas. A porção circundada indica o campo de misturas. Neste diagrama são representadas também, as composições isotópicas das rochas metavulcânicas estudadas por McReath & Faraco (2006), do Anfíbolito Itajobi (Andrade, 2003) e o Granito Itajobi (Oliveira, 2002).

9 CONCLUSÕES

Na Serra do Navio, as rochas metavulcanossedimentares do Grupo Vila Nova ocorrem na forma de faixas alongadas segundo uma direção NW-SE. São representadas por uma sequência basal de ortoanfibolitos e rochas metamáficas, capeados por quartzo-xisto com lentes de rochas calcio-silicáticas, biotita xistos, xisto grafitosos com lentes de mármore cálcico e manganífero. Os dados geoquímicos de elementos traços e terras raras indicam que os anfibolitos representam essencialmente basaltos andesíticos de tipo T-MORB. Os dados isotópicos $\epsilon_{\text{Nd}(2,23 \text{ Ga})}$ obtidos em rochas anfibolíticas permitem descartar qualquer contribuição significativa de crosta continental na formação dessas rochas enquanto que os xistos anfibolíticos desta mesma sequência metavulcanosedimentar indicam processos de contaminação crustal, provavelmente por envolvimento de crosta continental arqueana nesses sedimentos ou por contaminação por fluídos metamórficos.

Os plútons de granitóides que cortam essas sequências são divididos em dois grupos de acordo com suas características geoquímicas. Os monzogranitos e granodioritos foliados exibem características geoquímicas de granitos subalcalinos, fracamente peraluminosos e similares aos granitos do tipo A (subtipo A2), enquanto que os granodioritos apresentam natureza cálcio-alcalina, caráter peraluminoso, e são semelhantes aos granitos do tipo I Fracionados. As assinaturas isotópicas $\epsilon_{\text{Nd}(2,23 \text{ Ga})}$ e idades T_{DM} indicam uma contribuição importante de crosta continental arqueana na fonte dessas rochas, registrada também por cristais de zircão herdados de até 2,71 Ga, assim como, em alguns dos corpos investigados, a formação a partir de magmas juvenis paleoproterozóicos. As idades Pb-Pb em zircão de 2,23-2,25 Ga sugerem que tenham sido formados durante um mesmo episódio plutônico e fornecem uma idade mínima para as sequências metavulcanossedimentares, nas quais os granitóides são intrusivos.

Os dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos das sequências metavulcanosedimentares do Grupo Vila na Serra do Navio, e dos granitóides associados, situados na borda norte do Bloco arqueano Amapá permitiram traçar as seguintes conclusões:

1. Presença de um evento magmático eoríaciano na borda norte do Bloco Amapá, em torno de 2,23 – 2,25 Ga, precoce na evolução transamazônica da Província Maroni – Itacaiúnas, anterior ao período de formação das associações granito-*greenstones* mesoríacianas de toda a porção sudeste do escudo das Guianas entre 2,19 – 2,13 Ga e cujos representantes no Amapá

encontram-se nas regiões de Lourenço (NOGUEIRA *et al.* 2000) e Tartarugalzinho (AVELAR, 2002);

2. Tanto as formações metavulcanossedimentares do Grupo Vila Nova quanto os granitóides do setor estudado apontam para um contexto geodinâmico distinto das outras associações granito-*greenstones* meso-riacianas. Enquanto essas últimas são consideradas como formadas em contexto de subducção e representam arcos vulcânicos, as associações granito-*greenstones* da Serra do Naivo teriam se formado em contexto extensional, representando provavelmente bacias retro-arco;
3. As associações granito-*greenstones* da Serra do Navio mostram similaridades com os terrenos granito-*greenstones* da borda sul do Bloco Amapá tanto em termos de idade, apesar do volume ainda limitado de dados geocronológicos em ambas as bordas, quanto de assinatura geoquímica (McREATH & FARACO, 2006; ROSA-COSTA *et al.* 2006) e apontam para um mesmo contexto geodinâmico de formação, no início do Riaciano;
4. Os terrenos granito-*greenstones* das bordas sul e norte do Bloco Amapá são contemporâneos do Complexo de “*l’île de Cayenne*”, na Guiana Francesa (VANDERHAEGE *et al.* 1998; DELOR *et al.* 2003), sendo que todas as unidades testemunham o estágio eoriaciano de formação de crosta oceânica que deu início à evolução Transamazônica da Província Maroni-Itacaiúnas. As diferenças identificadas entre o complexo “*l’île de Cayenne*” e as associações granito-*greenstones* das bordas do Bloco Amapá residem na presença do continente arqueano no ambiente de formação destas últimas;
5. Finalmente a idade em granada de 2,06 Ga constitui mais um registro dos eventos metamórficos tardi-transamazônicos que afetaram as unidades da Serra do Navio e que já foi identificado em todo o Bloco Amapá (OLIVEIRA 2002, PIMENTEL *et al.* 2002, OLIVEIRA *et al.* 2008; ROSA-COSTA *et al.* 2008)

REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ANDRADE, M.M.N. 2003. **Geocronologia Sm-Nd do Anfibolito Itajobim, Distrito de Amapari, Serra do Navio, Região Central do Amapá. Implicações geodinâmicas e Metalogenéticas.** Belém. PIBIC-UFPA. 17p. (Relatório de Iniciação Científica).
- ANSDELL, K.M., KYSER, T.K. 1993. **Textural and chemical changes undergone by zircon during the Pb-evaporation technic.** *Am. Miner.*, **78**: 1663-1673.
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; CORREIA Jr. F.C.; MACAMBIRA, E.J.B. 1999. **O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos dados geocronológicos.** *Rev. Bras. Geoc.*, **29**: 453-460.
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; DELOR, C. 2001. **Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá. Implicações pra a evolução geodinâmica do Escudo das Guianas.** In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7, Belém. *Resumos expandidos*, SBG-NO. CD ROM.
- AVELAR, V.G. 2002. **Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá – Brasil: Implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas.** Belém: CPGG-UFPA. 213 p. (Tese de Doutorado).
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; DELOR, C. 2002. **Revisão geocronológica da porção centro-norte do Estado do Amapá: implicações geodinâmicas.** In: CONG. BRAS. GEOL. 41. João Pessoa – PB. *Anais*. SBG.
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; DELOR, C.; GUERROT, C.; LAHONDÈRE, D. 2003. **Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures.** *Géologie de la France – Special Guiana Shield*. BRGM – SGF Editor **2-3-4**: 83-100.
- BARBOSA, O.S. 2002. **Estudo isotópico do depósito aurífero do distrito de Amapari, região central de Amapá: O alvo Taperebá.** Belém. PIBIC-UFPA. (Relatório de Iniciação Científica).
- BARKER, F. 1979. **Trondhjemites, dacites, and related rocks.** Amsterdam. *Elsevier*, p.13-122.
- BARROS, C.E.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; BARBEY, P.; SCHELLER, T. 2004. **Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: implicações petrológicas e tectônicas.** *Rev. Bras. Geoc.*, **34**: 531-538.
- BARTLETT, J.M.; DOUGHERTY-PAGE, J.S.; HARRIS, N.B.W.; HAWKSWORTH, C.J.; SANTOSH, M. 1998. **The application of single zircon evaporation and model Nd ages to the interpretation of polymetamorphic terrains: an example from the Proterozoic mobile belt of south India.** *Contrib. Mineral. Petrol.*, **131(2-3)**: 181-195.

- BONIN, B. 2007. **A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects.** *Lithos.* **97**: 1–29.
- BORGES, A.A.S.; LAFON, J.M.; VILLAS, R.N.N. 2002. **Magmatismo tardi-transamazônico na Serra do Navio, região central do Amapá: Evidências geocronológicas.** In: CONG. BRAS. GEOL. 41. João Pessoa – PB. *Anais. SBG.* p.435.
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. 1991. **Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic.** *Precambrian Res.*, **53**: 23-40
- CARVALHO, J.M.; ROSA-COSTA, L.T.; VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; RICCI, P.S.F. 2001. **Projeto Província Mineral da RENCA e Distrito Mineral do Ipitinga - Carta Geológica (escala 1:250.000).** Belém, CPRM (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos).
- CHAPMAN, H.J.; RODDICK, J.C. 1994. **Kinetics of Pb release during the zircon evaporation technique,** *Earth Planet. Sci. Lett.* **121**: 601–611.
- CHOUBERT, B. 1974. **Le Précambrien des Guyanes.** Orléans. Mém. BRGM, **81**: 213p.
- CHOUDHOURI, A. 1980. **The early Proterozoic greenstone belt of the northern Guiana Shield, South America.** *Precambrian Res.* **13**: 363-374.
- COHEN, A.S.; O'NIONS, R.K.; SIEGENTHALER, R.; GRIFFIN, W.L. 1988. **Chronology of the pressure-temperature history recorded by a granulite terran.** *Contrib. Mineral. Petrol.* **98**: 303-311.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R. & CHAPPEL, B.W. 1982. **Nature and origin of A-type granites with particular reference to outtheastern Australia.** *Contr. Mineral. Petrol.*, **80**:189-200
- CONDIE, K.C.1989. **Plate tectonics & crustal evolution.** *Pergamon Press*, 3rd. Edition, 476p.
- CONDIE, K.C. 1994b. **Greenstones through the time.** In Condie K.C (Ed.) *Archean crustal evolution.* *Amsterdam, Elsevier*, p. 85-120.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.G.G; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. **Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos.** In: CONG. GEOL. CHILENO. Santiago. *Actas.*, v.4, p. 137-148.
- CORDANI, U.G. & NEVES, B.B.B. 1982. **The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic.** *Rev. Bras. Geoc.*, **12**: 78-88.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. 1984. **A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas.** *Ciências da Terra*, **9**: 6-11.

CREASER, R.A., PRICE, R.C., WORMALD, R.J., 1991. **A-type granites revisited: assessment of a residual-source model.** *Geology*, **19**: 163–166

DELOR, C.; FARACO, M.T.; FRAGA, L.M.; LAFON, J.M.; DE ROEVER, E.; ROSSI, PH.; VIDAL, M. 2000. **Synthesis of the North Amazonian Precambrian Shield (SYNAPS) and trans-atlantic correlations: A geological framework for the analysis of Precambrian crustal growth 31st.** Rio de Janeiro. In: INTER. GEOL. CONGRES. *Abstracts volume*. CD-ROM

DELOR, C.; LAHONDERE, D.; EGAL, E.; MARTEAU, P. 2001. **Carte Géologique de la Guyane à 1/500000, 2nd edition.** BRGM.

DELOR, C.; LAHONDERE, D.; EGAL, E.; LAFON, J.M.; COCHERIE, A.; GUERROT, C.; ROSSI, P.; TRUFFERT, C.; THEVENIAUT, H.; PHILLIPS, D.; AVELAR, V.G. 2003a. **Transamazonian Crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000 – scale geological map of French Guiana (2nd edition).** *Géologie de la France – Special Guiana Shield*. BRGM – SGF Editor. **2-3-4**: 5-58.

DELOR, C.; ROEVER, E.W.F.; LAFON, J.M.; LAHONDÈRE, D.; ROSSI, P.; COCHERIE, A.; GUERROT, C.; POTREL, A. 2003b. **The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): II. Implications for late Transamazonian crustal stretching in a revised Guiana Shield framework.** *Géologie de la France – Special Guiana Shield*. BRGM – SGF Editor **2-3-4**: 207-230.

DePAOLO, D.J. & WASSERBURG, G.J. 1976a. **Nd isotopic variations and petrogenetic models.** *Geophys. Res. Lett.*, **3**: 249-252.

DePAOLO, D.J. & WASSERBURG, G.J. 1976b. **Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.** *Geophys. Res. Lett.*, **3**: 743-747.

DEPAOLO, D.J. 1981. **Nd isotopic studies: Some new perspectives on Earth structure and evolution.** *EOS*, **62**: 137-145.

DeROVER, E.W.F.; LAFON, J.M.; DELOR, C.; COCHERIE, A.; ROSSI, P.; GUERROT, C.; POTREL, A. 2003. **The bakhuis ultrahight temperature granulite belt (Suriname): I Petrological and geochronological evidence for a counterclockwise- P-t parth at 2.07-2.05 Ga.** *Geologie de la France – Special Guiana Shield*. BRGM – SGF Editor. **2-3-4**: 175-206.

EBY, G.N. 1992. **Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications.** *Geology*, **20**: 641-644.

EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J., O'NIONS, R.K. 1978. **Rare earth abundances in chondritic meteorites.** *Geochim. Cosmochim. Acta* **42**, p. 1199-1212.

FARACO, M.T.L.; MCREATH, I.; COSTA, M.L. 1990. **Geoquímica das Formações Ferríferas da Suíte Metamófica Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará).** In: CONG. BRAS. GEOL. 36. Natal. *Anais*. SBG. **2**: 952-966.

- FARACO, M.T.L. 1997. **Evolução petroquímico-metalogenética das rochas e mineralizações associadas à Suíte Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará)**. Belém. CPGG-UFPA. 245p. (Tese de Doutorado).
- FARACO, M.T.L.; MARINHO, P.A.C.; VALE, A.G.; MOURA, C.V. 2004b. **Corpo máfico-ultramáfico no Distrito de Ipitinga – Reserva Nacional de Cobre e Associados**. IN: CONG. BRAS. GEOL. 42, Araxá. *Resumos*, SBG. (CD-ROM).
- FARACO, M.T.L.; VALE, A.G.; SANTOS, J.O.S., LUZARDO, R.; FERREIRA, A.L.; OLIVEIRA, M.A.; MARINHO, P.A.C. 2005. **Levantamento geológico da região ao norte da Província Carajás**. In: HORBE, M. C. & SOUSA, V.S. (eds.) *Contrib. Geol. Amaz.* Manaus, SBG-NO, vol. 4, p. 32-43.
- FARACO, M.T.L.; MARINHO, P.A.C.; VALE, A.G.; MOURA, C.A.V.; MACAMBIRA M.J.B.; PIMENTEL, M. 2006. **Novos Dados Geocronológicos no Amapá - NNW do Pará e sua Contribuição no Entendimento Geodinâmico da Porção SE do Escudo das Guianas**. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1, Belém. SBG. CD-ROM.
- FEYBESSE, J.L., MILÉSI, J.P. 1994. **The Archean/Paleoproterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of décollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archean cratons?** *Precambrian Res.*, **69**: 199-227.
- FERRAN, A. 1988. **Depósito de Ouro de Salamangone e Mutum, Calçoene, Amapá**. Brasília. In: MME-DNPM-CVRD, Principais Depósitos Minerais do Brasil. v.e, p. 581-588.
- FLOYD, PA., WINCHESTER, JA. 1978. **Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks immobile elements**. *Chem. Geol.*, **21**(3-4):291-306
- FRAGA, L.M.B. 2002. **A associação anortosito-mangerito-granito rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central, Roraima, e suas encaixantes paleoproterozóicas: evolução estrutural, geocronologia e petrologia**. Belém. CPGG-UFPA. 351p. (Tese de Doutorado).
- GAUDETTE, H.E.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; MOURA, C.A.V.; SCHELLER, T. 1998. **Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: Examples from the Precambrian of Brazil**. *J. South Am. Earth Sci.*, **11**: 351-363.
- GIBBS, A.K. 1980. **Geology of the barama-Mazaruni Supergroup of Guyana**. Cambridge. Harvad University. 375p (Ph.D. Thesis).
- GIBBS, A.K. & OLSZEWSKI, W.J. 1982. **Zircon U-Pb ages of Guyana greenstone-gneiss terrane**. *Precambrian Res.*, **17**: 199-214.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLZEWSKI, W.J. 1986. **Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás**. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**: 201-211.

- GIBBS, A.K.; BARRON, C.N. 1993. **The Geology of the Guiana Shield**. Clarendon Press (Oxford). Oxford University Press (New York). **22**: 246p. (Oxford monographs on geology and geophysics).
- GRUAU, G.; MARTIN, H.; LEVEQUE, B.; CAPDEVILLA, R. 1985. **Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of lower proterozoic granite-greenstone terrains in French Guyane, South América**. *Precambrian Res.*, **30**: 63-80.
- HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K.; EVENSEN, N.M. 1977. **Sm-Nd dating of Archean basic and ultrabasic volcanics**. *Earth Planet. Sci. Let.*, **36**: 263-268.
- HENDERSON, P. 1987. **Rare Earth Element Geochemistry**. Amsterdam, *Elsevier*, 510 p.
- HENSEN, B.J. & ZHOU, BO. 1995. **Retention of isotopic memory in garnets partially broken down during an overprinting granulite-facies metamorphism: implications for the Sm-Nd closure temperature**. *Geology*. **23**(3): 225-228.
- HORIKAVA, E.; FERREIRA FILHO, C. F. 2003 **Corpos máfico-ultramáficos da região da Serra do Navio-AP**. In: SIMP. GEOL. AMAZ. 8. Manaus. SBG-Resumos. CD-ROM.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. 1971. **A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks**. Canadian. *Journal of Earth Sciences*, **8- 5**: 523-548.
- JAGOUTZ, E. 1988. **Nd and Sr systematics in an eclogite from Tanzani: evidence for frozen mineral equilibria in the continental lithosphere**. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **52**:1285-1293.
- JOÃO, X.S.J.; FRIZZO, S.J.; MARINHO, P.A.C.; CARVALHO, J.M.A.; NETO, C.S.S.; SOUZA, A.N.; GUIMARÃES, L.R. 1978. **Geologia da região sudoeste do Amapá e norte do Pará: Projeto Sudoeste do Amapá**. DNPM/CPRM. 125p. (Série Geol. 10).
- JOÃO, X.S.J. & MARINHO, P.A.C. 1982. **Granitóides Sódicos da região centro-leste do Território Federal do Amapá**. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1, Belém. *Anais*. SBG. **2**: 229-252.
- KARABINOS, P. & GROMET, L.P. 1993. **Applications of single-grain zircon analysis to the detrital studies and age discrimination in igneous suites**. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**: 4257-4267.
- KLEIN, E.L., ROSA-COSTA, L.T., LAFON, J.M., 2003. **Magmatismo Paleoarqueano (3.32 Ga) na região do Rio Cupixi, SE do Amapá, SE do Escudo das Guianas**. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 8. Manaus. (CD ROM).
- KOBER, B. 1986. **Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament source**. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**: 482-490.
- KOBER, B. 1987. **Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology**. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**: 63-71.

- KOBER, B.; PIDGEON, R.T.; LIPPOLT, H.J. 1989. **Single-zircon dating by stepwise Pbevaporation constraints the Archean history of detrital zircons from the Jack Hills, Western Australia.** *Earth Planet. Sci. Lett.*, **91**: 286-296.
- KRÖNER, A.; JAECKEL, P.; BRANDL, G.; NEMCHIN, A.A.; PIDGEON, R.T. 1999. **Single zircon ages for granitoid gneisses in the Central Zone of the Limpopo Belt, Southern Africa and geodynamic significance.** *Precambrian Res.*, **93**: 299-337.
- KUYUMJIAN, R.M.; DANNI, J.C.M. 1991. **Geoquímica de anfibolitos da seqüência de Juscelândia, Goiás: implicações geotectônicas.** *Rev. Bras. Geoc.*, **21**: 218-223.
- LAFON, J.M.; ROSSI, P.; DELOR, C.; AVELAR, V.G.; FARACO, M.T.L. 1998. **Novas testemunhas de relíquias arqueanas na crosta continental paleoproterozóica da Província Maroni-Itacaiúnas (Sudeste do Escudo das Guianas).** In: CONG. BRAS. GEOL., 40; Belo Horizonte. *Anais*. p.64.
- LAFON, J.M., AVELAR, V.G., ROSSI, P., DELOR, C., GUERROT, C., PIDGEON, R.T., 2000. **Geochronological evidence for reworked Neoproterozoic crust during Transamazonian Orogeny (2.1 Ga) in the southeastern Guiana Shield.** In: *31ST INT. GEOL. CONGRESS*, Rio de Janeiro, Brazil, *Abstr.* CD-ROM.
- LAFON J.M.; DELOR C.; BARBOSA, O.S. 2001. **Granulitos tardi-Transamazônicos (2,06 Ga) na região norte do Estado do Amapá: o charnoquito de Calçoene.** In: SIMP. GEOL. AMAZ. 7. Belém. *Resumos expandidos*. CD-ROM.
- LEDRU, P.; JOHAN, V.; MILÉSI, J.P.; TEGYEY, M. 1994. **Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2,0 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces.** *Precambrian Res.*, **69**: 169-191.
- LE MAITRE, R.W., 1976. **Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications.** *Contrib. Mineral. Petrol.*, **56(1)**: 181-189.
- LE MAITRE, R. W. 2002. **A classification of igneous rocks and glossary of terms.** 2nd Edition, London, 193p.
- LÊ ROEX, A.P.; DICK, H.J.B.; ERLANK, A.J.; REID, A.M.; FREY, F.A.; HART, S.R. 1983. **Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees East.** *Journal of Petrology*, **24(3)**:267-318.
- LIMA, M.I.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; ISSLER, R.S.; OLIVEIRA, A.S.; BASEI, M.A.S.; ARAÚJO, J.F.V.; SILVA, G.G. 1974. **Geologia Folha NA/NB 22 Macapá.** In: BRASIL PROJETO RADAM. Rio de Janeiro. **I**:120p. (Levantamento de Recursos Naturais, 6).
- LIMA, M.I.C.; OLIVEIRA, E.P.; TASSINARI, C.C.G. 1982. **Cinturões granulíticos da porção setentrional do Craton Amazônico.** In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1, Belém. *Anais*, SBG-NO, v.1, p. 147-162.

- LIMA, M.I.C.; BEZERRA, P.E.L.; ARAÚJO, H.J.T. 1991. **Sistematização da geologia do Estado do Amapá**. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3. Belém. *Resumos Expandidos*. SBG .p.322-335.
- LOPES, A.P ., HARTMANN, L.A. 2003. **O platô oceânico Mina da Palma no Domínio São Gabriel, Escudo Sul-riograndense**. *Rev. Pesq. Geoc. (UFRGS)*, **30**: 27-39.
- LUDWIG, K.R., 2004. **Isoplot / Ex ver.3, a geochronological tool kit for Microsoft Excel**. Berkeley, Califórnia. Geochronology Center.
- LUGMAIR, G.W. 1974. **Sm-Nd ages: a new dating method**. *Meteoritics*, **9**: 369.
- MACAMBIRA, M.J.B.; BARROS, C.E.M.; SILVA, D.C.C.; SANTOS, M.C.C. 2001. **Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás; evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico**. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7, Belém, 2001. *Resumos Expandidos*, SBG-NO. (CD-ROM).
- MACAMBIRA, M.J.B.; SILVA, D.C.; VASQUEZ, M.L.; BARROS, C.E.M. 2004. **Investigação do limite Arqueano-Paleoproterozóico ao norte da Província de Carajás, Amazônia Oriental**. In: CONG. BRAS. GEOLOGIA, 42, Araxá. *Resumos*, SBG. CD-ROM.
- MACHADO, N.; LYNDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991. **U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazonian shield, Brazil**. *Precambrian Res.*, **49**: 329-354.
- MANIAR, P.D., PICCOLI, P.M. 1989. **Tectonic discrimination of granitoids**. *Geological Society of America Bulletin*, **101**: 635–643.
- MALATO, M.B.T. 2002. **Estudo Isotópico Pb-Pb do depósito aurífero do distrito de Amapari, região central do Amapá**. Relatório de Iniciação Científica. UFPA. Belém.
- MCREATH, I.; FARACO, M.T.L. 1996. **A Suíte Vila Nova: a busca de seu ambiente tectônico**. São Paulo. Boletim do Instituto de Geociências USP - Publicação Especial. p. 105-107
- MCREATH, I.; FARACO, M.T.L. 1997. **Sm-Nd and Rb-Sr systems in part of the Vila Nova metamorphic suite, northern Brazil**. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOTPE GEOLOGY, 1. Campos do Jordão. *Extended Abstracts*. SAS. p. 194-196.
- MCREATH, I.; FARACO, M.T.L. 2004. **Os terrenos granito-greenstones paleoproterozóicos do Norte brasileiro: o ambiente tectônico do Grupo Vila Nova no Pará e Amapá**. CONG. BRAS. GEOL. 42. Araxá. *Resumos*. (CD-ROM).
- MCREATH, I.; FARACO, M.T.L. 2006. **Paleoproterozoic greenstones-Granite Belts in Northern Brazil and the Former Guyana Shield – West African Craton Province**. São Paulo. Geol. USP. Ser. Cient.**5(2)**: 49-63.

MELO, A.F.F. & ARAÚJO, O.J.B. 1982. **Projeto Cuiapocu**. Belém, GEBAM/CPRM, v.1, 93p. (Relatório Final).

MELO, L.V. 2001. **Estudo do Campo Urucum do Depósito Amapari, Amapá, com base em dados petrográficos, de química mineral e microtermométricos**. Belém: CPGG-UFPA. 112 p. (Dissertação de mestrado).

MELO L.V.; VILLAS, R.N. 2001. O depósito aurífero Amapari, Amapá: fluidos mineralizantes e tipologia. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7. *Resumos Expandidos*. Belém. SBG – N. v.1., p.49-52.

MELO, L.V.; VILLAS, R.N.N.; FARACO, M.T.L.; SOARES, J.W. 2003. **Geological setting and mineralization fluids of the Amapari gold deposit, Amapa State, Brazil**. *Géologie de la France – Special Guiana Shield*. BRGM – SGF Editor. **2-3-4**: 243-255.

MESCHEDE, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geology*, **56**:207-218.

MEZGER, K.; ESSENE, E.J.; HALLIDAY, A.N. 1992. Closure temperature of the Sm-Nd system in metamorphic garnet. *Earth Planet. Sci. Lett.* **113**: 397-409.

MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G. 1984. **Geocronologia pré-cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil)**. In: SIMP. AMAZ., 2, Manaus. *Anais*. MME-DNPM. 54-57.

MONTGOMERY, C.W.; HURLEY, P.M. 1978. Total rock U-Pb and Rb-Sr systematics in the Imataca series, Guyana Shield, Venezuela. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **39**: 281-290.

MONTGOMERY, C.W. 1979. Uranium-lead geochronology of the Archean Imataca Series, Venezuelan Guyana Shield. *Contr. Mineral. Petrol.*, **69**: 167-176

NAVARRO, G.R.B., ZANARDO, A. 2006. Dados geoquímicos e isotópicos de rochas metamáficas da região de Pontalina – GO. *Rev. Geol.*, **19**: 207-214.

NOGUEIRA, S.A.A., BETTENCOURT, J.B., TASSINARI, C.C.G. 2000. **Geochronology of the granitoid hosted Salamangone Gold: Deposit Lourenço District Amapá, Brazil**. *Rev. Bras.Geoc.* **30**: 261-264.

OLIVEIRA, E.C., 2002. **Implantação do método Sm-Nd em minerais. Aplicações em domínios metamórficos**. Belém. CPGG-UFPA.108p. (Dissertação de mestrado).

OLIVEIRA, E.C.; LAFON, J.M.; GIOIA, S.M.L.; PIMENTEL, M.M. 2002. **Implantação do método Sm-Nd para minerais metamórficos e suas aplicação em rochas da região central do Amapá, Sudeste do Escudo das Guianas**. In: CONGR. BRAS. GEOL., 41. João Pessoa – PB. *Anais*. SBG. p. 110.

OLIVEIRA, E.C.; LAFON, J.M.; GIOIA, S.M.L.; PIMENTEL, M.M. 2008. **Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central.** *Rev. Bras. Geol.*, **38**(1): 116-129.

ONSTOTT, T.C. & HARGRAVES, R.B. 1981. **Proterozoic transcurrent tectonics: paleomagnetic evidence from Venezuela and Africa.** *Nature*, **289**: 131-136.

ONSTOTT, T.C.; HARGRAVES, R.B.; YORK, D.; HALL, C.M. 1984. **Constraints on the motions of South American and African Shields during the Proterozoic, I. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and paleomagnetic correlations between Venezuela and Liberia.** *Geol. Soc. Am. Bull.*, **95**: 1045-1054.

PAQUETTE, J.L.; NÉDELEC, A.; MOINE, B.; RAKOTONDRAZAFY, M. 1994. **U-Pb, single zircon Pb-evaporation, and Sm-Nd isotopic study of a granulite domain in SE Madagascar.** *Journal of Petrology.*, **102**: 523-538

PEARCE, J.A.; CANN, J.R. 1973. **Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.** *Earth and Planetary Science Letters*, **19**: 290-300.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. **Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.** *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.

PIMENTEL, M.M., SPIER, C.A., FERREIRA F., C.F. 2002. **Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá: Idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original.** *Rev. Bras. Geoc.*, **32**(3): 371-376.

RICCI, P.S.F., CARVALHO, J.M.A., ROSA-COSTA, L.T. 2001a. **Diferentes terrenos, com embasamentos geocronologicamente distintos, justapostos por megaestruturas regionais na fronteira Pará/Amapá.** In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7. Belém, SBG-No, *Resumos Expandidos* (CD-ROM).

RICCI, P.S.F.; CARVALHO, J.M.A.; ROSA-COSTA, L.T.; KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; VALE, A.G.; MACAMBIRA, E.M.B.; ARAÚJO, O.J.B. 2001b. **Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA – Fase I.** Belém. CPRM - Serviço Geológico do Brasil.

RICCI, P.S.F.; CARVALHO, J.M.A. ; COSTA, L.T.R. ; VASQUEZ, M.L.; LAFON, J.M. 2003. **Review of some previously established high-grade terranes in Southeastern Guyana Shield (Brazil)-unusually long history belts, domiform charnockitoid nuclei and isolated massifs.** In: SIMP. GEOL. AMAZ., 8. Manaus. *Resumos Expandidos*, SBG-NO (CD-ROM).

RODRIGUES, O.B.; KOSUKI, R; COELHO FILHO, A. **Distrito manganésífero de Serra do Navio, Amapá.** In: SHOBHENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. (Coords.) *Principais depósitos minerais do Brasil.* Brasília: DNPM, 1986. v.2, p.167-175.

ROLLINSON, H.1993. **Using Geochemical data: evolution, presentation, interpretation.** *Zimbabwe*, p. 1 – 344.

ROSA-COSTA, L.T.; VASQUEZ, M.L.; CARVALHO, J.M.A.; RICCI, P.S.F.; LAFON, J.M. 2001. **Geocronologia preliminar do Arqueano e Paleoproterozóico do NW do Pará/SW do Amapá – Escudo das Guianas**. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7, Belém. *Resumos Expandidos*, SBG-NO (CD-ROM).

ROSA-COSTA, L.T.; RICCI, P.S.F.; LAFON, J.M.; VASQUES, M.L.; CARVALHO, J.M.A.; KLEIN, E.L.; MACAMBIRA, E.M.B. 2003. **Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the Southwestern Amapá and Northwestern Pará, Brazil**. *Géologie de la France – Special Guiana Shield*. BRGM – SGF Editor. **2-3-4**:101-120.

ROSA-COSTA, L.T., 2006. **Geocronologia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Sm-Nd, U-Th-Pb e $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ do segmento sudeste do Escudo das Guianas: evolução crustal e termocronologia do evento transamazônico**. Belém: PPGG-UFPA 235 p. (Tese de Doutorado).

ROSA-COSTA L.T., LAFON, J.M., DELOR, C. 2006. **Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the geodynamical evolution during Archean and Paleoproterozoic in the southeast of Guiana shield, north of Brazil**. *Gondwana Res.* **2**: 277-300.

ROSA-COSTA L.T., LAFON, J.M., COCHERIE, A., DELOR, C. 2008. **Electron microprobe U–Th–Pb monazite dating of the Transamazonian metamorphic overprint on Archean rocks from the Amapá Block, southeastern Guiana Shield, Northern Brazil**. *Journal of South American. Earth Sciences* **26**: 445–462

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.J.; MCNAUGHTON, M.J.; FLETCHER, I.R. 2000. **A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology**. *Gondwana Res.*, **3(4)**: 453-488.

SANTOS, J.O.S. 2003. **Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central**. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, p. 169-226.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; FARIA, M.S.; RIKER, S.R.; SOUZA, M.M.; ALMEIDA, M.; MCNAUGHTON, N.J. 2006. **A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006**. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 9. Belém. *Resumos expandidos* (CD-ROM).

SATO, K.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. 1995. **Método Geocronológico Sm-Nd no IG-USP e suas aplicações**. Rio de Janeiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67(2)**: p. 221-237,

SATO, K.; TASSINARI, C.C.G. 1997. **Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo**. In: CONTR. GEOL. AMAZ. Costa, M.L.C. & Angélica, R.S. Coords. SBG-NO: 91-142.

- SCHOBENHAUS, C. & BRITO NEVES, B.B. 2003. **A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana.** In: BIZZI, L.L.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTT, R.M.; GONÇALVES, J.H. (eds.) *Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM. p. 674.
- SOUZA, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; HORBE, M.A. 1995. **Geochronological and isotopic evidences of the influence of the Paleoproterozoic Pojuca Granite on the Cu-Zn (Au-Mo-Ag) deposit, Carajás province, Brazil.** In: SYMP. RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, Belém. *abstracts*, p.76.
- SPIER, C.A.; FERREIRA FILHO, FONSECA, C. 1998. **Geologia, estratigrafia e depósitos minerais do Projeto Vila Nova-Amapá.** In: CONG. BRAS. GEOL. 40, Salvador. *Anais*. p. 141-141.
- SPIER, C.A. 1999. **Petrologia e metalogênese dos depósitos de cromita associados ao Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, AP.** Brasília. IG-UNB. 41p. (Dissertação de Mestrado).
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. 1975. **Approximation of terrestrial lead isotopic 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.
- SYLVESTER, P.J. 1989. **Post-collisional alkaline granites.** *Journal of Petrology*, **97**: 261-180.
- TASSINARI, C.G.G. 1996. **O mapa geocronológico do cráton amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos.** São Paulo. USP. 139p. (Tese de Livre-docência).
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. 1996. **Geochronological provinces of the Amazonian Craton.** *Episodes*. **22**(3): 174-182.
- TASSINARI, C.C.G.; BETTENCOURT, J. S.; GERALDES, M. C.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M., 2000. **The Amazonian Craton.** In: TECTONIC EVOLUTION OF SOUTH AMERICA, Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. & Campos, D. A., 31st Int. *Geological Congress*, eds., 41-96.
- TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; NUTMAN, A.P.; SZABÓ, G.A.; MONDIN, M.; SATO, K. 2001. **Archean crustal evolution of the Imataca Complex, Amazonian Craton: Sm-Nd, Rb-Sr e U-Pb (SHRIMP) evidences.** In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7. Belém. (CD-ROM).
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. 2004. **A evolução tectônica do Cráton Amazônico.** In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, p. 471-485.
- TAVARES, R.P.S.; LAFON, J.M.; DELOR, C.; THEVENIAUT, H.; KRYMSKY, R. 2003. **Geocronologia Pb-Pb em monocristais de zircão e U-Pb em titanitas: evolução tardi-**

transamazônica da região de Oiapoque (fronteira Guiana Francesa – Norte do Amapá). In: CONG. BRAS. GEOQ., 9, Belém. *Resumos Expandidos*, p. 746-748.

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989. **A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications.** *Precamb. Res.* **42**: 213-227.

TEIXEIRA, W.; KAWASHITA, K.; TAYLOR, P.N.; OJIMA, S.J.; VIERA, A.G. 1985. **Reconhecimento geocronológico da Guiana francesa: novos dados, integração e implicações tectônicas.** In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2. Belém. *Anais. SBG*, **1**: 194-207.

TRENDALL, A.F.; BASEI, M.A.S.; LAETER, J.R.; NELSON, D.R. 1998. **SHRIMP zircon UPb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará group, Amazon Craton.** *J. South Am. Earth Sci.*, **11**: 265-277.

THÉVENIAUT, H. ; DELOR, C. ; LAFON, J. M. ; MONIÉ, P. ; ROSSI, P. ; LAHONDÈRE, D. 2006. **Paleoproterozoic (2155-2060 Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana.** *Precamb. Res.*, **150**: 221-256,

THÖNI, M & JAGOUTZ, E. 1992. **Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southeastern Austria).** *Geochim. Cosmochim. Acta.* **56**:347-368.

VANDERHAEGHE, O.; LEDRU, P.; THIÉBLEMONT, D.; EGAL, E. COCHERIE, A.; TEGYEY, M.; MILÉSI, J.P. 1998. **Contrasting mechanism of crustal growth. Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana.** *Precamb. Res.* **92**: 165-193.

VASQUEZ, M.L.; MACAMBIRA, M.J.B.; GALARZA, M.A. 2005. **Granitóides Transamazônicos na região Iriri-Xingu, Pará – novos dados geológicos e geocronológicos.** In: HORBE, M. C. & SOUSA, V.S. (eds.) *Contr. Geol. Amaz. Manaus, SBG-NO*, **4**: 16-31.

WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. 1987. **A-type granites: Geochemical characteristics, discriminations and petrogenesis.** *Contrib. Miner. Petrol.*, **95**: 407-419.

WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A., 1977, **Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.** *Chem. Geology*, **20**: 325-343.

WINCHESTER, J.A., PARK, R.G. & HOLLAND, J.G., 1980, **The geochemistry of Lewisian semipelitic schists from the Gairloch District, Wester Ross.** *Scott Jour. Geol.*, **16**: 165-179.

WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI, W.J. 1986. **U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil.** *Rev. Bras. Geoc.*, **16**: 195-200.

WOOD, D.A., JORON, J.M., TREUIL, M. 1979. **A RE-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings.** *Earth Planet. Sci. Lett.*, **45**:326 – 336.

WOOD, D.A. 1979. **The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Province.** *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**: 11-30.

ZHAO, G.; CAWOOD, P.A.; SIMON, A.W.; SUN, M. 2002. **Review of global 2.1-1.8 Ga orogens: mplications for a pre-Rodinia supercontinent.** *Earth Sci. Rev.*, **59**: 125-162.

ZHAO, X; ZHOU, M., LI, J., WU, F. 2008. **Association of Neoproterozoic A- and I-type granites in South China: Implications for generation of A-type granites in a subduction-related environment.** *Chem. Geology*, **257**:.1–15.