



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

PETROLOGIA, ESTRUTURA E GEOCRONOLOGIA DOS GRANITOIDES DE  
TARTARUGALZINHO, ESTADO DO AMAPÁ

**AUTOR: DESAIX PAULO BALIEIRO SILVA**

**ORIENTADOR: CARLOS EDUARDO DE MESQUITA BARROS**

CURITIBA  
2013

Silva, Desaix Paulo Balieiro

Petrologia, estrutural e geocronologia dos granitoides de Tartarugalzinho, Estado do Amapá / Desaix Paulo Balieiro Silva. - Curitiba, 2013. 159 p. il, color., tabs.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.  
Orientador: Carlos Eduardo de Mesquita Barros

1. Granito. 2. Plutonismo. 3. Magmatismo. 4. Amapá. I. Barros, Carlos Eduardo de Mesquita. II. Título. III. Universidade Federal do Paraná.

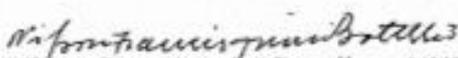
CDD

## TERMO DE APROVAÇÃO

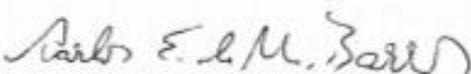
### DESAIX PAULO BALIEIRO SILVA

“Petrologia, estrutura e geocronologia dos granitoides da região de Tartarugalzinho, estado do Amapá”

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:

  
Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho - UNB

  
Profª. Drª. Eleonora Maria Gouvea Vasconcellos - UFPR

  
Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros - UFPR  
Presidente

Curitiba, 25 de outubro de 2013

## AGRADECIMENTOS

O autor expressa seu agradecimento a todas as pessoas e entidades que prestaram sua contribuição para que este trabalho fosse concluído com êxito, em especial:

- A Universidade Federal do Paraná e ao Programa de Pós Graduação em Geologia UFPR pela oportunidade em realizar este estudo.

- Ao laboratório Pará-Iso do Instituto de Geociências - UFPA por ceder os recursos analíticos e técnicos competentes para obtenção das idades Pb-Pb.

- A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) - Superintendência Regional de Manaus, por permitir os deslocamentos a cidade de Curitiba.

- A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) - Superintendência Regional de Belém, na pessoa da geóloga Lúcia Travassos da Rosa Costa por disponibilizar o aerolevante aerogeofísico da área de estudo em formato .TIF.

- Ao orientador desta Dissertação Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros, pelo incentivo e por acreditar pacientemente no êxito desta pesquisa semi-presencial.

- Ao Prof. Dr. Jean-Michel Lafon (Para-Iso - UFPA) por idealizar esta pesquisa, permitir as análises Pb-Pb, tratamento dos dados e discussões sobre o estado da arte do conhecimento geológico do sudeste do Escudo das Guianas.

- Aos professores da banca examinadora, Prof (a) Dr. Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos (UFPR) e Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho (UNB), por tecerem observações ao êxito desta Dissertação.

- A minha esposa Tamara pelo incentivo e por compreender os momentos de ausência, e a minha filha Isabella.

## RESUMO

O reconhecimento geológico da região de Tartarugalzinho se deu com técnicas de mapeamento geológico, estudos petrográficos, estruturais, geoquímicos e geocronológicos em granitoides da região. Com isso, tornou-se possível a individualização de cinco principais unidades, sendo as recém definidas neste trabalho, Suíte Intrusiva Rio Ariramba e Granitoide Janary, além da Suíte Intrusiva Flexal, Grupo Tartarugalzinho e Suíte Intrusiva Cigana. Dados estruturais reforçam o caráter regional das foliações observadas segundo direção NW-SE, a partir da qual se orientam os corpos intrusivos marcadamente os da Suíte Intrusiva Rio Ariramba. As foliações são de médio a alto ângulo de mergulho segundo trajetórias que podem mostrar inflexões em razão de limites de corpos intrusivos e deformação da rocha hospedeira. Atitudes de lineação  $15^\circ / 115^\circ$  Az indicam transporte de massa de SE para NW causado por provável colisão oblíqua NNE-SSW, finalizando em sistema transpressivo sinistral (DELOR *et al.*, 2003). Texturas microtectônicas marcam campo de tensões a altas temperaturas evidenciadas por feições texturais interlobares e recristalização de grãos de feldspato que seguramente evidenciam um aquecimento destes corpos a  $600^\circ\text{C}$ . Dados petrográficos definem a Suíte Intrusiva Rio Ariramba segundo biotita hololeuco granodioritos porfirítico a biotita hololeuco monzogranitos porfiríticos, e o Granitoide Janary como epidoto quartzo monzonito a monzogranito. Biotita anfibólio tonalitos são dominantes na Suíte Intrusiva Flexal. No Grupo Tartarugalzinho ocorrem mica xistos, quartzitos e dioritos milonitizados. O estudo litogeoquímico permitiu separar com clareza as diversas unidades onde as duas mais expressivas (Suíte Intrusiva Rio Ariramba e Suíte Intrusiva Flexal) são quimicamente diferentes quanto à série magmática, índice de alumina, ambiente tectônico e tipologia. A Suíte Intrusiva Rio Ariramba define quimismo peraluminoso, sendo associada a série cálcio-alcálica de alto potássio gerada em arco magmático pré a pos-colisional. Foram obtidas idades entre  $2087 \pm 4$  Ma e  $2081 \pm 7,5$ , pelo método Pb-Pb (em zircão), para a Suíte Intrusiva Rio Ariramba, os quais quando interpretados em conjunto com os dados litogeoquímicos, apontam para um granitogênese cálcio-alcálica de médio a alto potássio, ligada a ambiente de arco magmático de margem continental ativa durante o estágio sin a pos-colisional, evidenciando uma evolução geodinâmica algo distinta da descrita por Delor *et al.* (2003), que não encontrou evidências do desenvolvimento de arcos magmáticos continentais na Guiana Francesa. Os diagramas petrogenéticos indicam o envolvimento (retrabalhamento) de crosta continental superior em ambiente de arco magmático na geração dos granitoides da Suíte Intrusiva Rio Ariramba, associados a mistura de líquidos, sendo de um provável magma máfico juvenil a fase contaminante. Tal afirmação é sustentada pelos dados isotópicos de Sm-Nd obtidos por Avelar (2002) em granitoides do nordeste do Amapá. Os tonalitos, trondhjemitos e granodioritos da Suíte Intrusiva Flexal marcam um segmento crustal formado por reciclagem de crosta oceânica juvenil em arco de ilhas insular durante o Eoriano como mostram as idades U-Pb LA e Sm-Nd  $T_{DM}$  obtidas por Rosa-Costa *et al.* (2012) para esta Suíte em conjuntos com os dados litogeoquímicos.

Palavras-chave: Cráton Amazônico. Província Maroni-Itacaiúnas. Granitoides cálcio-alcálicos. Cinturões paleoproterozoicos.

## ABSTRACT

The geological reconnaissance of the region Tartarugalzinho occurred with techniques of geologic mapping, petrography, structural, geochemical and geochronological granitoids in the region. With this, it became possible individualization of five main units, with the newly defined in this paper, Suíte Intrusiva Rio Ariramba and Granitoide Janary besides Suíte Intrusiva Flexal, Grupo Tartarugalzinho e Suíte Intrusiva Cigana. Structural data reinforce the regional character of the second foliation observed NW-SE direction, from which orient the intrusive bodies markedly the Suíte Intrusiva Rio Ariramba. The foliation are medium to high angle dive second trajectories that can shows inflections due to limits of intrusive bodies and deformation of the host rock. Lineation attitudes of  $15^{\circ}/115^{\circ}$  Az indicate mass transport from SE to NW oblique collision likely caused by NNE-SSW, ending in sinistral transpressive system (DELOR *et al.*, 2003). Microtectonics textures mark the stress field at high temperatures evidenced by interlobar textural features and recrystallization of feldspar which certainly show a warming of these bodies at  $600^{\circ}\text{C}$ . Petrographic data defining the Suíte Intrusiva Rio Ariramba second biotite granodiorite porphyry hololeuco the porphyritic biotite hololeuco monzogranites, and Granitoide Janary as quartz monzonite to monzogranite epidote. Biotite amphibole tonalite are dominant in Suite Intrusiva Flexal. Grupo Tartarugalzinho occur in mica schists, quartzites and mylonitic diorites. The lithogeochemical study allowed to clearly separate the various units where the two most significant (Suite Intrusiva Rio Ariramba and Suite Intrusiva Flexal) are chemically different as magmatic series, index of alumina, tectonic setting and typology. The Suite Intrusiva Rio Ariramba sets peraluminous chemism, being associated with calc-alkaline series of high potassium generated in pre magmatic arc to post-collision. Aged  $2087 \pm 4$  and  $2081 \pm 7.5$  Ma were obtained by Pb-Pb (zircon) for Suíte Intrusiva Rio Ariramba, which when interpreted in conjunction with the lithogeochemical data points to a calcium alkaline medium to high potassium, linked to the magmatic arc active continental margin environment during syn to post-collision stage, showing a distinct geodynamic evolution of something described by Delor *et al.* (2003), who found no evidence of the development of continental magmatic arcs in French Guiana. The petrogenetic diagrams indicate the involvement (reworking) of the upper continental crust in the magmatic arc environment in the generation of granitic Suite Intrusiva Rio Ariramba associated with mixing liquids, being a juvenile mafic magma likely the contaminant. This assertion is supported by isotopic data obtained by Sm-Nd Avelar (2002) in granitoids of northeastern Amapa. The tonalite, granodiorite and trondhjemites of Suite Intrusiva Flexal mark a crustal segment formed by recycling of juvenile oceanic crust in island arc islands during Eoriaciano as shown by U-Pb ages and Sm - Nd  $L.A T_{DM}$  obtained by Rosa - Costa *et al.* (2012) for this suite in sets with lithogeochemical data.

Keywords: Amazonian Craton. Province Maroni-Itacaiúnas. Calc-alkaline granitoids. Paleoproterozoic belts.

## LISTA DE SIGLAS

CPRM	- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
DNPM	- Departamento Nacional de Produção Mineral
DCL	- Afloramentos descritos por Desaix Silva, Carlos Eduardo Barros, Jean-M. Lafon
IBGE	- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ICP-MS	- <i>Inductively Coupled Plasma – Mass Spectroscopy</i>
K-Ar	- Potássio-Argônio (isótopos radiogênicos)
LLCD	- Afloramentos descritos por Lúcia T. Rosa Costa, Jean-M. Lafon, Cintia Gaia, Desaix Silva
L.A.	- <i>Laser Ablation</i>
ORG	- Granitos de cordilheira ocênica
Pará-Iso	- Laboratório de análises isotópicas Pará-Isotópico
Pb-Pb	- Chumbo-Chumbo (isótopos radiogênicos)
U-Pb	- Urânio-Chumbo (isótopos radiogênicos)
UFPR	- Universidade Federal do Paraná
UFPA	- Universidade Federal do Pará
Rb-Sr	- Rubídio-Estrôncio (Isótopos radiogênicos)
SRTM	- <i>Shutter Radar Topography Mission</i>
SIVAM	- Sistema de Vigilância da Amazônia
Sm-Nd	- Samário-Neodímio (Isótopos radiogênicos)
SHRIMP	- Sensitive High Resolution Ion Micro Probe
T <sub>DM</sub>	- Idade modelo - manto depletado
T e P	- Temperatura e pressão

## LISTA DE ABREVIATURAS

ANF	- Anfibólio
ALN	- Allanita
ALB	- Albita
BT	- Biotita
CLT	- Clorita
EPD	- Epidoto
ETR	- Elemento terra raras
FEL-K	- Feldspato potássico
$fO_2$	- Fugacidade de oxigênio
Ga	- Bilhões (Giga) de anos
Ma	- milhões de anos
Mm	- milímetros
MUS	- Muscovita
OPC	- Opaco
PLG	- Plagiocásio
QAP	- Quartzo, alcalis, plagioclásio
Q-(A+P)-M	- Quartzo, álcalis, plagioclásio, máficos
QTZ	- Quartzo
RN	- Rio Grande Do Norte
TTG	- Tonalitos, trondhjemitos, granodioritos
TIT	- Titanita

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	11
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO .....	12
1.2 OBJETIVOS .....	13
1.3 MÉTODOS .....	14
1.3.1 Pesquisa Bibliográfica .....	14
1.3.2 Trabalhos de Campo .....	14
1.3.3 Atividade de Escritório.....	16
1.3.4 Atividades de Laboratório.....	16
1.3.4.1 Análises litogeoquímicas .....	16
1.3.3.1.1 Tratamento dos dados.....	17
1.3.4.1 Análise petrográfica.....	18
1.3.4.1.1 Tratamento dos dados.....	18
1.3.5.1 Análise geocronológica Pb-Pb em zircão .....	18
1.3.5.1 Análise Espectrométrica.....	19
1.3.5.1.1 Tratamento dos dados.....	20
<b>2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL: CRÁTON AMAZÔNICO</b> .....	21
2.1 PRINCIPAIS MODELOS EVOLUTIVOS PARA O CRÁTON AMAZÔNICO .....	21
2.2 PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS.....	26
<b>3 GEOLOGIA LOCAL</b> .....	33
3.1 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS.....	33
3.1.1 Gnaisse Porfírio e Metagranitoide Pedra do Meio .....	34
3.1.2 Grupo Tartarugalzinho.....	35
3.1.2.1 Unidade metamáfica.....	36
3.1.2.2 Unidade Metassedimentar.....	37
3.1.2.3 Quartzito Fé em Deus .....	38
3.1.3 Suíte Metamórfica Guianense: importância histórica .....	38
3.1.4 Grupo Falsino .....	43
3.1.4.1 Suíte Intrusiva Flexal .....	43
3.1.4.1.1 Diorito Riacho Doce.....	46
3.1.4.2 Suíte Intrusiva Papa Vento (Tonalito Papa - Vento) .....	47
3.1.4.3 Suíte Intrusiva Cigana .....	48
3.1.4.4 Suíte Intrusiva Rio Ariramba.....	49
3.1.5 Granitoides indivisos .....	56
3.1.6 Complexo Tartarugal Grande .....	56
3.1.7 Granitoide Janary .....	56
3.1.7 Suíte Intrusiva Cassiporé .....	57

<b>4 GEOLOGIA ESTRUTURAL</b> .....	59
4.1 TRAJETÓRIAS DAS FOLIAÇÕES.....	59
4.2 DIORITOS MILONÍTICOS E ENCLAVES DIORÍTICOS.....	61
4.2.1 Enclaves dioríticos foliados .....	62
4.2.1.1 Estruturas microscópicas .....	64
4.2.2 Dioritos (Anfibolito) milonítico .....	64
4.2.2.1 Estruturas macroscópicas .....	65
4.3 GRANITOIDES.....	68
4.3.1 Granitoides não foliados.....	68
4.3.1.1 Escala microscópica.....	69
4.3.2 Granitoides moderadamente foliados.....	70
4.3.2.1 Escala microscópica.....	71
4.3.3 Granitoides Fortemente Foliados .....	72
4.3.3.1 Estruturas microscópicas .....	73
4.4 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES.....	74
4.1.4.1 Granitoides sin a pós – tectônicos: Suíte Intrusiva Rio Ariramba .....	75
4.1.4.2 Granitos sin-tectônicos: Suíte Intrusiva Cigana.....	79
4.1.4.3 Granitoides pré–tectônicos: Suíte Intrusiva Flexal .....	80
4.1.4.4 Ultramilonitos anfibolíticos (alta temperatura): Grupo Tartarugalzinho.....	81
4.1.4.5 Granitoide pós – tectônico: Granitoide Janary.....	81
<b>5 PETROGRAFIA</b> .....	82
5.1 SUÍTE INTRUSIVA FLEXAL .....	82
5.1.1 Fácies epidoto-biotita-anfibólio tonalito .....	83
5.1.2 Epidoto-biotita granodiorito.....	86
5.1.3 Biotita-quartzo diorito (Enclaves).....	88
5.1.4 Diorito Riacho Doce.....	90
5.1.5 Trondhjemitos.....	91
5.2 SUÍTE INTRUSIVA CIGANA.....	92
5.2.1 Monzogranito milonítico.....	93
5.3 SUÍTE INTRUSIVA RIO ARIRAMBA.....	95
5.3.1 Biotita hololeuco (granodiorito a monzogranito) porfirítico.....	96
5.4 GRANITOIDE JANARY .....	98
5.5 ORDEM DE CRISTALIZAÇÃO.....	100
5.6 DISCUSSÃO .....	103

5.6.1	Condições de Fugacidade de Oxigênio.....	104
5.6.2	Considerações sobre metamorfismo .....	105
<b>6</b>	<b>LITOGEOQUÍMICA.....</b>	<b>106</b>
6.1	ELEMENTOS MAIORES E MENORES .....	106
6.2	DIAGRAMAS MULTIELEMENTARES.....	111
6.3	ELEMENTOS TERRA RARAS (ETR) .....	113
6.4	CLASSIFICAÇÃO.....	115
6.5	AMBIENTE TECTÔNICO .....	118
6.6	PETROGÊNESE E FONTES .....	121
6.7	DISCUSSÕES.....	129
<b>7</b>	<b>GEOCROLOGIA PB–PB EVAPORAÇÃO DE ZIRCÃO.....</b>	<b>131</b>
7.1	TRABALHOS ANTERIORES .....	131
7.2	DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS.....	132
7.3	RESULTADOS ANALÍTICOS.....	132
7.4	DISCUSSÕES.....	137
<b>8</b>	<b>EVOLUÇÃO GEOLÓGICA .....</b>	<b>139</b>
8.1	DISCUSSÕES.....	144
<b>9</b>	<b>CONCLUSÕES .....</b>	<b>146</b>
<b>10</b>	<b>REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS .....</b>	<b>148</b>
	<b>APÊNDICES.....</b>	<b>148</b>
	<b>ANEXO I - MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE TARTARUGALZINHO.....</b>	<b>157</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O presente estudo geológico foi realizado em uma área situada no leste do Escudo das Guianas, contexto geotectônico da Província Maroni-Itacaiúnas, definida por Cordani *et al.* (1979). As principais unidades geológicas do Estado do Amapá, nos domínios da Província Maroni-Itacaiúnas englobam ortognaisses ácidos, migmatitos e granulitos, integrantes do domínio arqueano retrabalhado no Paleoproterozoico (3100 a 2500 Ma) denominado de Bloco Amapá (ROSA-COSTA, 2006), *greenstone belts* paleoproterozoicos (2260 Ma) e, predomínio de granitoides e ortognaisses transamazônicos cálcio-alcálicos (2180 a 2080 Ma) (AVELAR, 2002).

Os granitoides cálcio-alcálicos da região de Tartarugalzinho estão entre dois importantes domínios geodinâmicos. Um de idade arqueana (seguimento centro-sul da Província Maroni-Itacaiúnas) e outro de idade paleoproterozoica (seguimento noroeste), localizados no sul do Estado do Amapá (*inliers* arqueanos do embasamento e crosta arqueana retrabalhada no Evento Transamazônico – Bloco Amapá) e Guiana Francesa, respectivamente.

Segundo Avelar (2002), os granitoides marcam importantes estágios na evolução geodinâmica do leste do Escudo das Guianas, ligados a diferentes momentos da evolução da orogênese transamazônica, os quais registram zona transicional entre os domínios ensialítico e simático, com específicas assinaturas isotópicas de idade modelo  $T_{DM}$  Sm-Nd que registram idades juvenis e mistura de componentes juvenis e de seguimentos de crosta retrabalhada.

Com base na integração de características petrográficas, geoquímicas, geocronológicas e estruturais, procurou-se elucidar o significado dos granitoides de diferentes gerações, comparando-se aos correlatos da Guiana Francesa e que foram estudados por Delor *et al.* (2003).

Foi elaborado um modelo petrogenético baseado na assinatura geoquímica de elementos maiores, menores e traços. Os dados isotópicos Pb-Pb em zircão permitiram datar idades de cristalização e o posicionamento estratigráfico dos granitoides, bem como identificar heranças arqueanas. Esta pesquisa pretende contribuir para o entendimento do magmatismo do Riachão, ligado ao evento orogênico Transamazônico, no leste do Escudo das Guianas.

## 1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo se localiza no centro-leste do Estado do Amapá, região norte do território brasileiro, abrangendo 1700 km<sup>2</sup>. Na articulação 1:100.000 insere-se nas folhas NA.22-Y-V-III; NA.22-Z-A-I; NA.22-Y-B-VI; e NA.22-Z-A-I, situada nos municípios de Pracuúba e Tartarugalzinho, este último a 230 km a norte de Macapá, seguindo pela rodovia BR-156, única via de acesso à área, (FIGURAS 1.1 e 1.2).

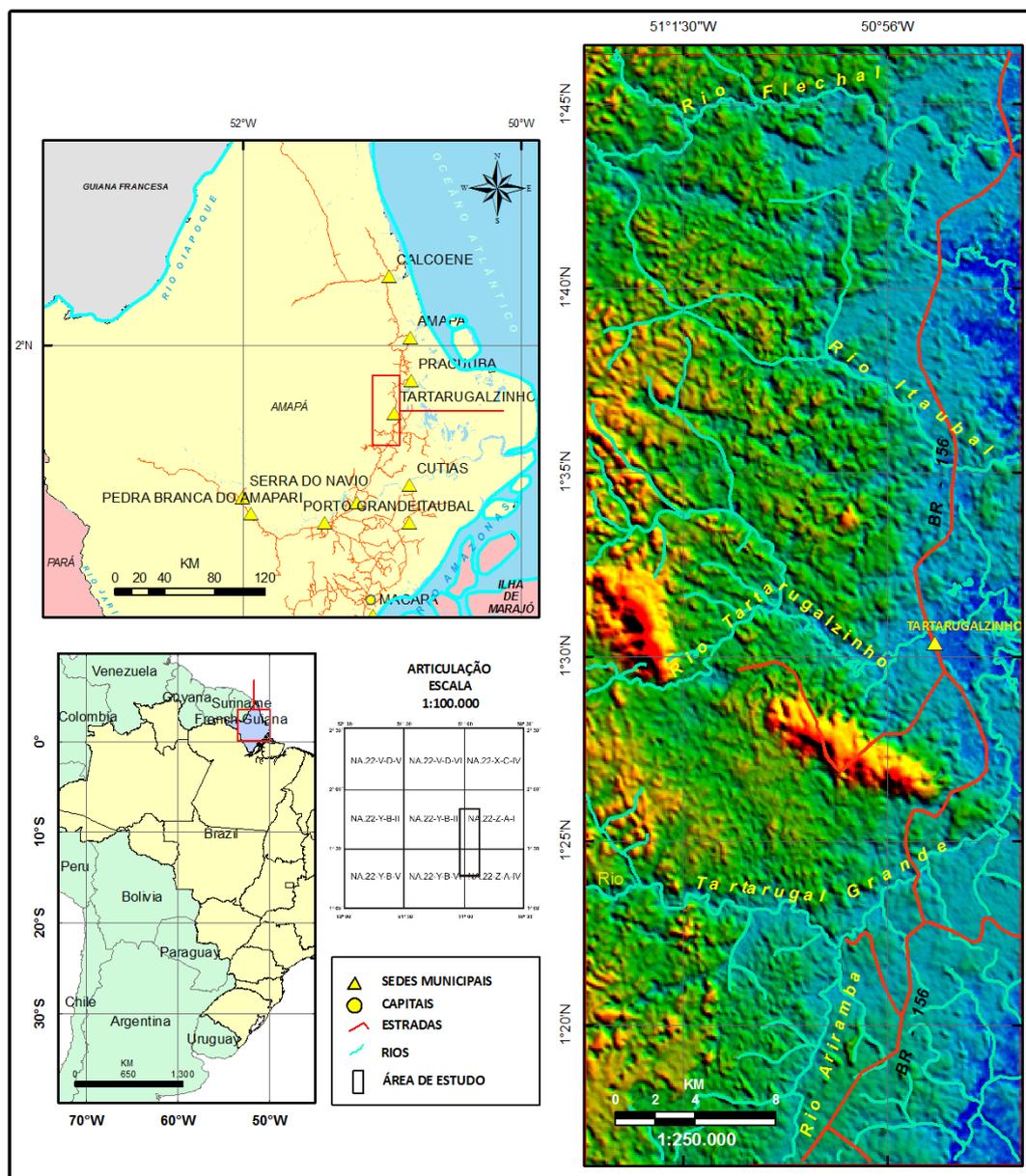


FIGURA 1.1 Localização do estado do Amapá. Imagem SRTM (*shutter radar topography mission*) mostrando a área de estudo, situada na região centro-oriental do amapá, município de tartarugalzinho. Fonte: Base de dados vetoriais e SRTM do IBGE.

## 1.2 OBJETIVOS

O seguimento oriental da Província Maroni-Itacaiúnas tem sido alvo de relevantes estudos nas últimas décadas (NOGUEIRA *et al.*, 2000; AVELAR, 2002; RICCI *et al.*, 2001; VASQUEZ e LAFON, 2001; PIMENTEL *et al.*, 2002; DELOR *et al.*, 2003; ROSA-COSTA *et al.*, 2003; VASQUEZ, 2006; ROSA-COSTA, 2006; ROSA-COSTA *et al.*, 2012).

Para Avelar (2002) a região de Tartarugalzinho compreende a área limítrofe do embasamento Arqueano. Outro fato relevante desta região é marcar o início da zona de transição entre domínios ensiálicos (retrabalhado) e simáticos (juvenil). Segundo Avelar (2002), na zona de transição, localmente, foram identificados granitoides cálcio-alcálicos de acreção crustal juvenil (2180 Ma e 2160 Ma), e idades-modelo  $T_{DM}$  de 2,34 a 2,24 Ga, com  $\epsilon_{Nd}$  positivo, porém predominam os granitoides de  $\sim 2100$  Ma com idades  $T_{DM}$  arqueanas ou indicando mistura de fontes arqueanas e paleoproterozoicas, o que aponta para a participação dos dois componentes durante o Evento Transamazônico que seriam produtos de retrabalhamento de crosta arqueana e de acreção juvenil.

No modelo geodinâmico evolutivo proposto por Delor *et al.* (2003), os granitoides estudados estariam relacionados a quais estágios evolutivos? Seriam representantes ensiálicos ou simáticos ou produto de fontes mistas?

Esta dissertação propõe nova cartografia geológica em escala de 1:100.000, na qual foram revisadas as ocorrências das unidades fotointerpretadas por Jorge João *et al.* (1979), na mesma escala, e buscou-se atualizar as nomenclaturas de acordo com a folha Rio Araguari (1:250.000) de Rosa-Costa *et al.* (2012), adjacente à área estudada. Este produto baseou-se em dados de campo e literatura, auxiliados por interpretação de imagens aeromagnetométricas e aerogamaespectrométricas recentes, além de imagens Landsat 7 ETM+ e radar SRTM-NASA (*Shutter Radar Topography Mission* – Agência Espacial Norte Americana). As informações de sensores remotos foram integradas ao mapa geológico, à petrografia, à litogeoquímica e à geocronologia.

## 1.3 MÉTODOS

### 1.3.1 Pesquisa Bibliográfica

O início da pesquisa bibliográfica priorizou o contexto geológico. A pesquisa foi realizada na sua grande parte em artigos publicados em revistas e anais de eventos. Teses e dissertações também foram utilizadas nesta etapa da pesquisa bibliográfica (AVELAR, 2002, ROSA-COSTA, 2006, VASQUEZ, 2006). A pesquisa bibliográfica se estendeu ao longo da realização desta dissertação no sentido de apoiar as interpretações decorrentes dos dados obtidos.

### 1.3.2 Trabalhos de Campo

Foi realizada uma viagem de campo ao município de Tartarugalzinho durante nove dias. O levantamento geológico de campo abrangeu área de 1700 km<sup>2</sup>, sendo descritos 61 afloramentos (FIGURA 1.2). Foram efetuadas seções com coleta sistemática de amostras de rocha ao longo da Rodovia BR-156 e estradas vicinais.

Os rios Tartarugal Grande, Tartarugalzinho e Flechal foram navegados em pequenas embarcações. O levantamento das seções geológicas seguiu orientações N-S (perfil da BR-156), E-W (rios Flexal e Tartarugalzinho) e SW Tartarugal Grande (FIGURA 1.2). Além da coleta e descrição de amostras, foram medidas atitudes de estrutura planares e lineares.

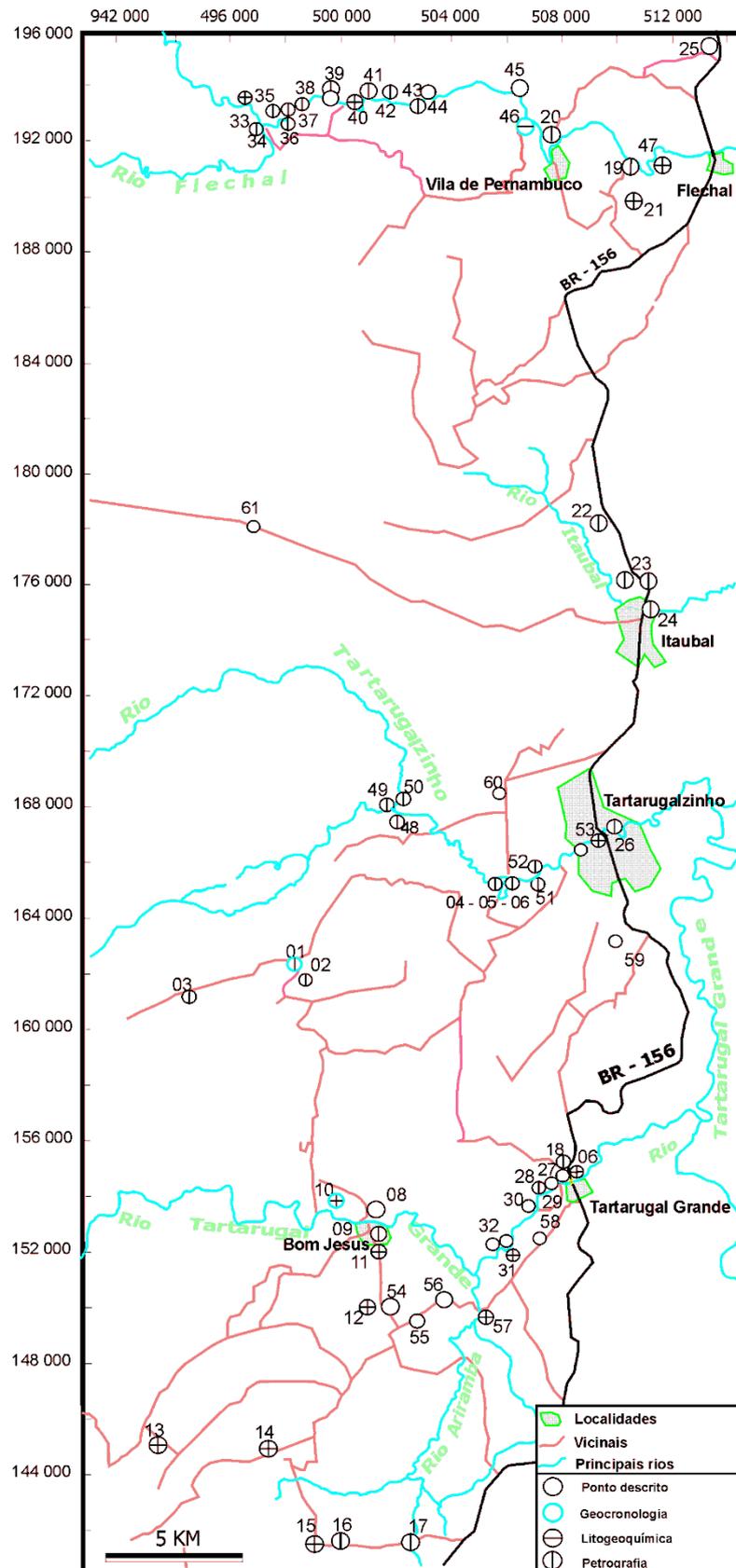


FIGURA 1.2 Mapa de distribuição de afloramentos visitados no mapeamento geológico. Base planimétrica elaborada a partir de imagens *landsat 7 ETM+*. Fonte: O autor (2013)

### 1.3.3 Atividade de Escritório

- As atividades de escritório são assim sumarizadas:
- Consulta bibliográfica;
- Confecção de mapa de localização, acesso e estações de campo;
- Seleção das amostras para a análise litogeoquímica com base nas informações petrográficas;
- Confecção de diagramas de classificação petrográfica;
- Confecção de diagramas litogeoquímicos;
- Confecção de diagramas geocronológicos de espectros de idades;
- Confecção de mapa geológico em escala 1:100.000 modificado a partir de Jorge João *et al.* (1979); IBGE, 2004 e Rosa-Costa *et al.* (2012);
- Confecção de mapa estrutural com ênfase em estruturas geradas em regime dúctil;
- Constante elaboração da redação dos capítulos;

### 1.3.4 Atividades de Laboratório

Inclue os métodos utilizados para aquisição de dados litogeoquímicos, petrográficos e geocronológicos.

#### 1.3.4.1 Análises litogeoquímicas

O estudo litogeoquímico visou caracterizar a assinatura dos granitoides em diagramas de classificação, discriminação tectônica e petrogenéticos, comparando com as informações petrográficas e isotópicas. Por fim, objetivou definir o ambiente tectônico das suítes granitoides da área.

Foram selecionadas vinte amostras de rocha, sendo quinze de granitoides e cinco de rochas máficas, cujos critérios de seleção envolveram a distribuição na área e preservação de efeitos intempéricos.

A preparação das amostras, feita na Oficina de Preparação de amostras do Instituto de Geociências da UFPA, incluiu trituração, pulverização, peneiramento total (em 250 *Mesh*) e quarteamento. Após a preparação foram enviadas para o laboratório “*Acme Analytical Laboratories Ltda.*”

As análises químicas de elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) e elementos-traço (Ba, Rb, Sr, Ta, Y, Ga, Sn, W, Nb, Zr, Bo, Th, Ta, Pb, Au, U, Cu, Zn), incluindo os elementos terras-raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Dy, Ho, Gd, Tb, Yb, Lu), foram realizadas por espectrômetro de massa ICP-MS (*Inductively coupled plasma mass spectrometry*) e ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectroscopy*).

Elementos maiores (óxidos) (fusão com  $\text{LiBO}_2$ ) – ICP-ES. Elementos menores (Ataque químico  $\text{HCl-HNO}_3 - \text{H}_2\text{O}$ );  $95^\circ\text{C}$  – ICP-MS). Elementos Terras-Raras ( $\text{LiBO}_2 / \text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ) – ICP-MS.

#### 1.3.3.1.1 Tratamento dos dados

Os dados litogeoquímicos dos granitoides foram lançados em diagramas classificatórios (BARKER, 1979; FROST *et al.*, 2001), petrogenéticos e tectônicos (PEARCE *et al.*, 1984; BATCHELOR; BOWDEN, 1985). Os elementos maiores foram tratados em diagramas de Harker e de índice de saturação em alumina ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) mol vs. ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) mol (SHAND, 1951). Os valores de elementos terras raras foram normalizados pelos padrões de Evensen *et al.* (1978) e lançados em diagrama multielementar. Os dados geoquímicos foram tratados com o auxílio dos programas *Geochemical data Toolkit for Windows, version 2.3* e *Microsoft Office Excel 2007*.

#### 1.3.4.1 Análise petrográfica

As lâminas petrográficas foram preparadas na Oficina de Laminação do Instituto de Geociências da UFPA. Em amostras orientadas foram feitos cortes paralelos à lineação e perpendiculares à foliação. A petrografia envolveu a descrição macroscópica das amostras coletadas e descrição de quarenta e cinco lâminas em microscópio, com ênfase na identificação dos minerais e texturas. As análises modais (1500 pontos) foram realizadas com um contador de pontos *Swift* em amostras representativas das diferentes unidades para posterior classificação.

##### 1.3.4.1.1 Tratamento dos dados

O estudo petrográfico em microscópio permitiu identificar granitoides, anfibolitos e rochas básicas. Para a classificação petrográfica dos granitoides foram adotados os critérios de Le Maitre (2004). Esta etapa do estudo também abordou a identificação e interpretação de microestruturas com base nas definições de Passchier e Trouw (1996).

#### 1.3.5.1 Análise geocronológica Pb-Pb em zircão

A separação de zircão foi realizada a partir de concentrados de minerais pesados extraídos através dos seguintes processos:

**Trituração** – trituração das amostras com auxílio do triturador de mandíbulas.

**Pulverização** - essa etapa tem como objetivo reduzir a amostra a grãos com diâmetro menor que 0,25 mm; foram utilizados os seguintes equipamentos: Chaterbox e peneira de 0,250 mm. Para realização dessa etapa, coloca-se em torno 300 gramas na panela de aço (*chater-box*), que são pulverizados por cerca de 14 segundos para, em seguida, serem peneirados. Repete-se tal procedimento até que a amostra atinja granulometria inferior à 0,250 mm.

**Deslamagem** - realizado para eliminação da fração muito fina e para pré-concentração dos minerais pesados.

**Peneiramento** - é realizado para separação da amostra em três frações granulométricas: 0,250 - 0,160 mm, 0,16 - 0,125 mm e 0,125 - 0,075 mm.

**Elutriação** - essa técnica é baseada em um fluxo ascendente de água em uma coluna de vidro, e visa à separação dos minerais pelas suas densidades.

**Separação magnética com ímã de mão** – eliminação da fração magnética.

**Separação magnética** – realizada com o separador magnético *Frantz*.

**Separação dos minerais pesados por densidade** – Separação das frações granulométricas no Bromofórmio.

**Seleção dos cristais** - A seleção de cristais mais adequados para a análise é baseada na cor, transparência, brilho, ausência de inclusões e fraturas, com utilização de lupa binocular.

**Descrição e fixação dos cristais em filamentos de Re-os** - Os cristais selecionados, depois de descritos e fotografados, são afixados em filamentos de Re na forma de “canoa”. Um tambor, com filamentos contendo cristais de zircão, é introduzido no espectrômetro de massa *Finnigan MAT 262* para análise isotópica individual dos cristais.

#### 1.3.5.1 Análise Espectrométrica

As análises isotópicas pelo método de evaporação de Pb de zircão (método Kober) foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências com o espectrômetro de massa *Finnigan MAT 262*. Esse método indica idades aparentes  $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ . O zircão aprisionado num filamento de Re (evaporação) é aquecido a temperaturas de 1450 °C, 1500 °C e 1550 °C, constituindo as etapas de evaporação. Durante cada etapa de evaporação, que dura aproximadamente 5 minutos, ocorre à liberação do Pb do retículo do zircão. O Pb se deposita no filamento de ionização adjacente, o qual é mantido sob temperatura ambiente. Em seguida, o filamento de evaporação é desligado e o filamento de ionização é aquecido em torno de 1050 °C, quando o Pb depositado é ionizado. As intensidades das emissões dos diferentes isótopos de Pb são medidas por um

contador de íons cuja varredura obedece à sequência de massa: 206, 207, 208, 206, 207 e 204. Um conjunto de varreduras define um bloco de leitura de dezoito razões  $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ , cuja média fornece uma idade.

A cada etapa de evaporação são obtidos cinco blocos de dados, representados em diagrama Idade (Ma) versus Etapa de evaporação. As idades obtidas nas diferentes etapas de evaporação podem ter diferentes valores e, em geral, há aumento nas idades nas temperaturas mais altas. Quando isto ocorre, são consideradas apenas as idades das temperaturas altas. O Pb analisado é proveniente das porções mais internas do zircão e as idades obtidas são atribuídas à cristalização do mineral.

#### 1.3.5.1.1 Tratamento dos dados

Os dados obtidos foram tratados estatisticamente no Laboratório Pará-Iso para o cálculo das idades. Em seguida, os resultados são selecionados para o cálculo final de idades. Os blocos com razões isotópicas  $^{204}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$  superiores a 0,0004 são desprezados para tornar mínima a correção de Pb de contaminação inicial. São eliminados blocos com desvios superiores a  $2,5 \sigma$  em relação à média da etapa. A eliminação é subjetiva, sendo desprezados blocos, etapas de evaporação ou zircão com idades muito mais baixas que a média das idades obtidas nas temperaturas mais altas.

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL: CRÁTON AMAZÔNICO

Localiza-se na parte norte da placa sul americana com área aproximada de 4,3 milhões de km<sup>2</sup>, abrangendo a região Norte e parte da região Centro-Oeste do território brasileiro, além da Venezuela, Guiana Francesa, Suriname, Guiana Inglesa, Colômbia e Bolívia (ALMEIDA *et al.*, 1981). O Cráton Amazônico é formado pelo Escudo das Guianas e Escudo Brasil Central, posicionados respectivamente a norte e a sul e subjacentes às coberturas sedimentares fanerozoicas das bacias do Marajó, Amazonas, Solimões e Acre. A norte o Cráton é limitado pelo Oceano Atlântico e Mar do Caribe, a sul e leste pela faixa Paraguai-Araguaia. A oeste limita-se com a Faixa Orogênica Andina, cujo limite está encoberto por coberturas plataformais de bacias subandinas de antepaís (TASSINARI, 1996).

O conjunto litológico engloba rochas metamórficas subdivididas em terrenos de alto grau formado por complexos gnáissico-migmatíticos e granulíticos, suítes granitoides e terrenos de baixo grau metamórfico, incluindo rochas supracrustais e *greenstones* (ROSA-COSTA, 2006). Expressivas coberturas plataformais sedimentares paleoproterozoicas ocorrem na tríplice fronteira (Venezuela, Guiana Inglesa e Brasil). Por vezes, o Escudo das Guianas está encoberto por rochas sedimentares fanerozoicas associadas a grábens. Vulcanitos piroclásticos ácidos e efusivas intermediárias também afloram (TASSINARI; MACAMBIRA, 1999).

### 2.1 PRINCIPAIS MODELOS EVOLUTIVOS PARA O CRÁTON AMAZÔNICO

Os modelos baseiam-se nos preceitos das teorias mobilistas, porém divergem quanto aos mecanismos de atuação da dinâmica da tectônica de placas.

Os defensores da teoria de blocos crustais consideram o Cráton Amazônico uma plataforma arqueana de grande dimensão, a qual foi em partes retrabalhada no Paleoproterozoico por reativações plataformais e orogenias ensiálicas. (HASUI; ALMEIDA, 1985; COSTA; HASUI, 1997).

Costa e Hasui (1997) dividiram o Cráton Amazônico, no território brasileiro, em doze blocos crustais (províncias tectônicas) constituídos internamente por

terrenos de baixo grau representados por *greenstones* e alto grau traduzidos pela presença de complexos gnáissico-migmatíticos e cinturões granulíticos. Os limites desses blocos marcam anomalias gravimétricas positivas ou áreas representadas por anomalias fortemente magnéticas e representariam suturas. Zonas transpressivas e cavalgamentos associados teriam alçado porções granulíticas inferiores da crosta. Costa e Hasui (1997) basearam-se em dados gravimétricos e magnetométricos, litológicos e estruturais, (FIGURA 2.1).

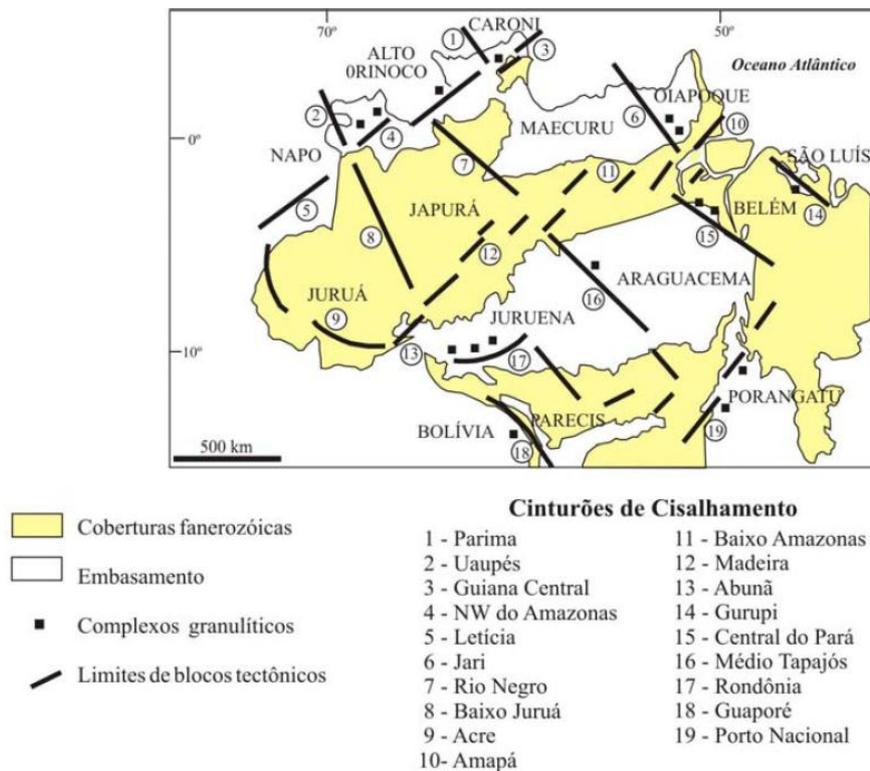


FIGURA 2.1 Cráton Amazônico no Território Brasileiro segundo Modelo Fixista proposto por Costa e Hasui (1997). Fonte: Rosa-Costa (2006).

Diversos autores se referem ao modelo de blocos crustais, proposto por Costa e Hasui (1997), como sendo da escola Fixista. Tal afirmação não se aplica uma vez que a escola Fixista está fundamentada na teoria Geossiclinial ou escola verticalista, e não em movimentação horizontal de placas tectônicas no qual se baseia o modelo de blocos crustais, representante da escola mobilista.

O outro modelo evolutivo baseado na concepção mobilista é fundamentado na divisão do Cráton em províncias geocronológicas que marcam progressivos episódios de acreção crustal no Proterozoico. Com base na distribuição destas províncias (CORDANI *et al.*, 1979; TASSINARI, 1996; TASSINARI; MACAMBIRA,

1999; TASSINARI *et al.*, 2000), entende-se que os episódios de acreção crustal se deram sobre um núcleo Arqueano (blocos Carajás-Iricoumé, Roraima e Imataca) durante o Paleo e Mesoproterozoico em faixas orogênicas.

O Cráton seria composto por seis grandes províncias geocronológicas distinguidas pelas assembleias litológicas, história metamórfica, *trends* estruturais e evidências geofísicas (TASSINARI, 1996; TASSINARI; MACAMBIRA, 1999).

Tassinari e Macambira (1999) reuniram da bibliografia dados de três mil datações Rb - Sr, K - Ar, Sm - Nd (idade modelo), U - Pb e Pb-Pb em zircão. Este modelo teve como um de seus precursores o trabalho de Cordani *et al.* (1979). Com a obtenção de novos dados geocronológicos, geológicos e revisão dos já estabelecidos, os trabalhos daqueles autores passaram por modificações a partir da década de 80 (CORDANI; BRITO NEVES, 1982; CORDANI *et al.*, 1988; TEIXEIRA *et al.*, 1989; TASSINARI, 1996; SATO; TASSINARI, 1997; CORDANI; SATO, 1999; TASSINARI; MACAMBIRA, 1999; TASSINARI *et al.*, 2000), (FIGURAS 2.2; 2.3).

Blocos arqueanos foram amalgamados por faixas orogênicas paleoproterozoicas, desenvolvidas no período de 2260 Ma 1950 Ma, e que representam a Província Maroni-Itacaiúnas de Tassinari e Macambira (1999) ou Província Transamazonas de Santos *et al.* (2000, 2006). A partir daquele momento, a nova massa continental de microplacas arqueanas (blocos Imataca, Carajás e Xingu - Iricoumé) experimentou processos de acreção na sua margem oeste com a instalação de sucessivos arcos magmáticos (Províncias Ventuari – Tapajós, Rio Negro - Juruena e parte da Rondoniana - San Inácio) foram acrescentados entre 1950 e 1450 Ma, provavelmente relacionados à subducção (Laurentia, América do Norte e Groenlândia) (TASSINARI *et al.*, 2000; VASQUEZ, 2006).

A Província Amazônia Central (> 2500 Ma) representa um núcleo estabilizado ainda no Arqueano sobre o qual se deram os eventos de acreção crustal estabelecendo as províncias paleo a mesoproterozoicas Maroni-Itacaiúnas (2260 – 1950 Ma), Ventuari–Tapajós (1950 – 1800 Ma), Rio Negro – Juruena (1800 – 1550 Ma), Rondoniana – San Inácio (1550 – 1300 Ma) e Sunsás (1250 – 1000 Ma), (FIGURA 2.3), (TASSINARI; MACAMBIRA, 1999).

Santos *et al.* (2000) reavaliaram os dados geocronológicos existentes na literatura e interpretaram novos dados de U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr. A partir daí definiram sete províncias geocronológicas: Carajás-Imataca (3100 – 2530 Ma), Transamazonas (2260 – 2010 Ma), Tapajós-Parima (2030 – 1880 Ma), Amazônia

Central (1880 – 1700 Ma), Rondônia-Juruena (1760 – 1470 Ma), Rio Negro (1820 – 1520 Ma) e Sunsás (1330 – 990 Ma), (FIGURA 2.2).

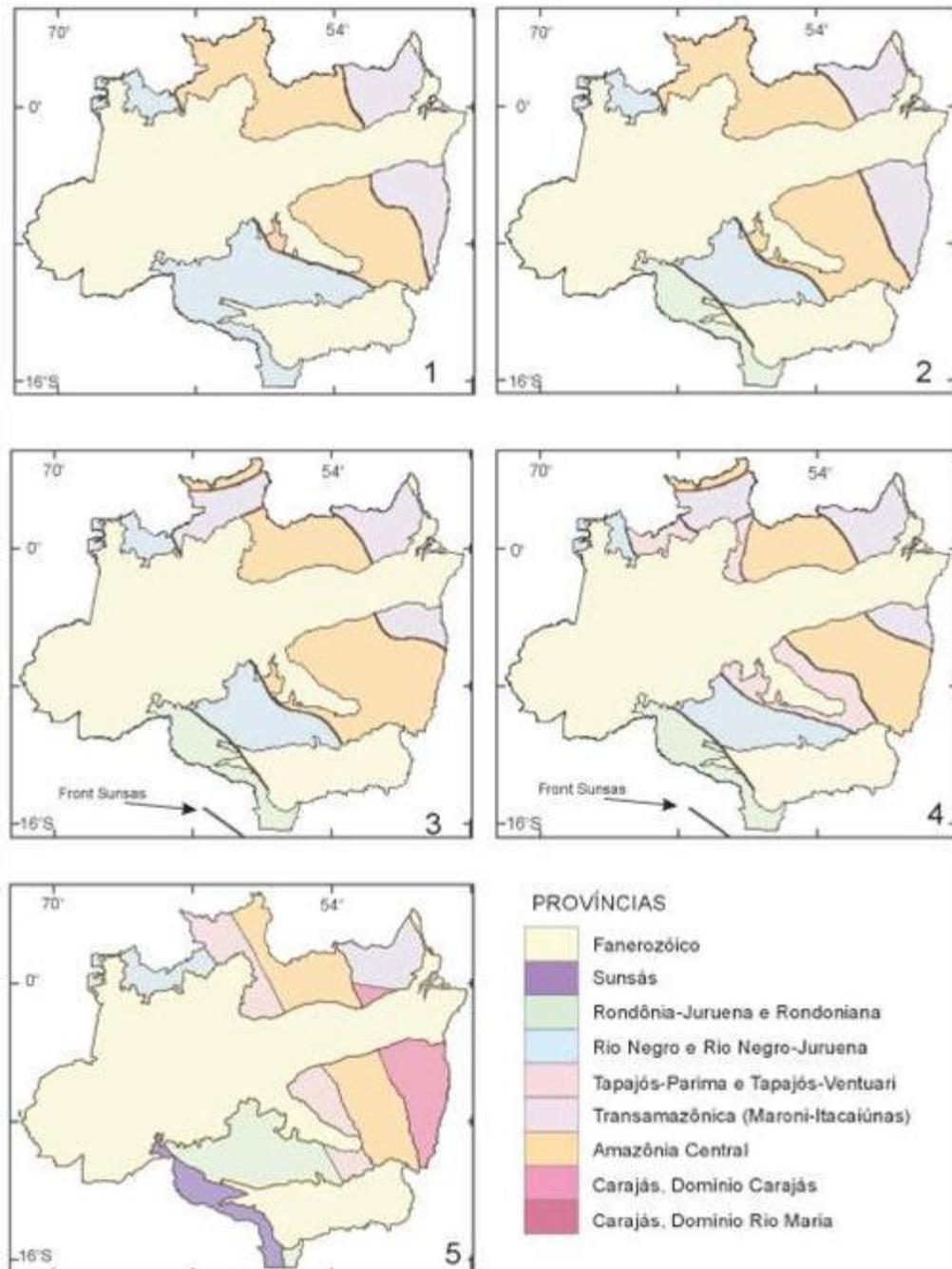


FIGURA 2.2. Evolução dos modelos de compartimentação do Cráton Amazonas. Modelos: 1 – Amaral (1974); 2 – Cordani *et al.* (1979); 3 – Teixeira *et al.* (1989); 4 – Tassinari (1996); 5 – Santos *et al.* (2000). Fonte: Santos (2003).

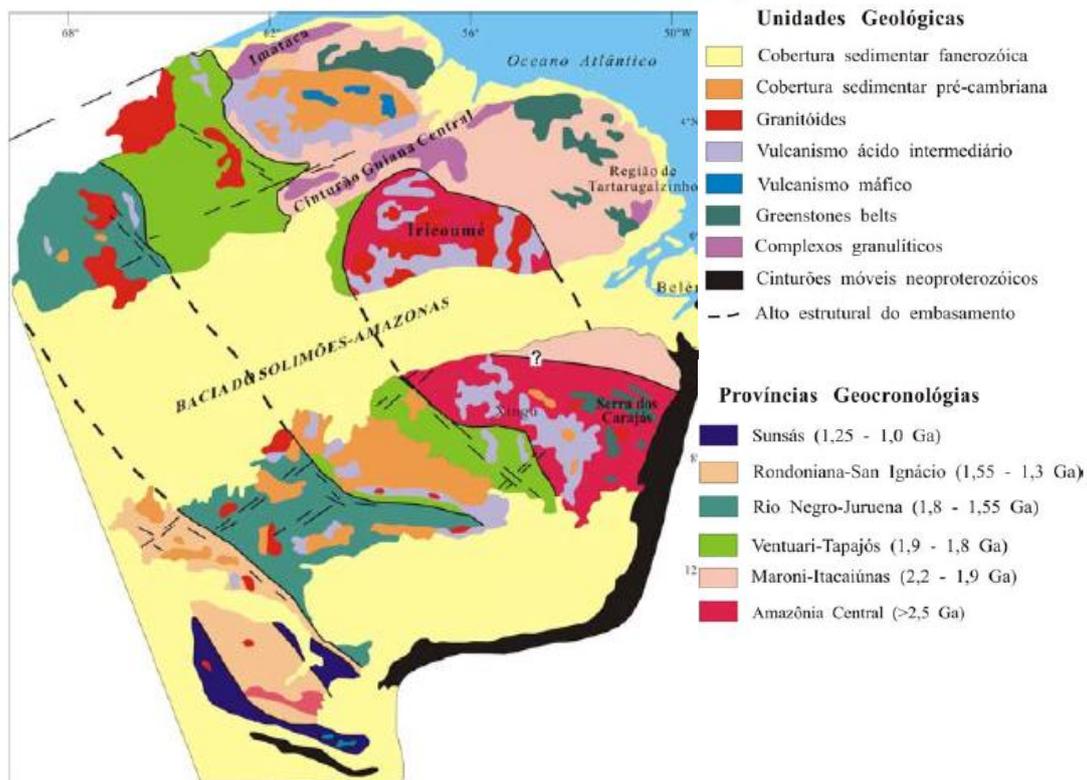


FIGURA 2.3 Cráton Amazônico segundo as províncias geocronológicas e suas principais associações litológicas (CORDANI *et al.*, 1979), (TASSINARI; MACAMBIRA, 1999). Fonte: Rosa-Costa (2006).

Para Santos *et al.* (2000) as províncias Carajás, Transamazonas, Tapajós-Parima e Rondônia – Juruena resultariam de acreção juvenil. A Província Amazônia Central representaria o retrabalhamento de crosta arqueana e as províncias Rio Negro e Sunsás seriam produtos de reciclagem continental, (FIGURA 2.4).

A Faixa K'Mudku (1490 – 1140 Ma) com direção N 45° – 55° E representa uma zona de cisalhamento de centenas de quilômetros de extensão. Santos *et al.* (2000) consideram que a mesma teria produzido deformação e fusões locais em rochas das províncias Rio Negro, Tapajós – Parima e Transamazonas, sendo atribuída à orogenia Sunsás, situada a oeste (SANTOS *et al.*, 2006; ROSA-COSTA, 2006).

No decorrer deste trabalho foi adotada a nomenclatura utilizada por Cordani *et al.* (1979) e, Tassinari e Macambira (1999), uma vez que trabalhos recentes de importante relevância para o sudeste do Escudo das Guianas (AVELAR, 2002; ROSA-COSTA, 2006; VASQUEZ, 2006) utilizam esta nomenclatura, porém, adiante serão feitas menções a Santos *et al.* (2000 e 2006).

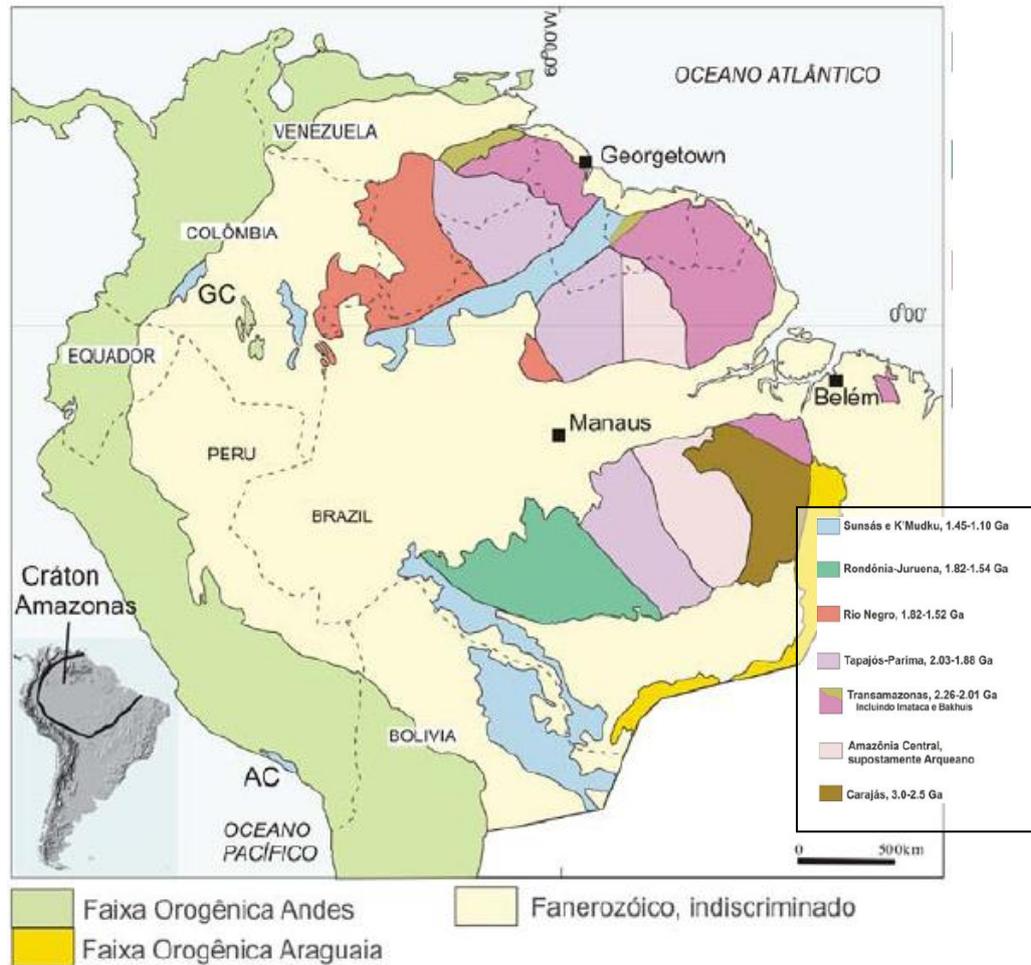


FIGURA 2.4. Distribuição das províncias geocronológicas no Cráton Amazonas proposta por Santos et al. (2006). Fonte: Santos et al. (2006)

## 2.2 PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS

A Província Maroní - Itacaiúnas, definida por Cordani *et al.* (1979), nos domínios leste dos Escudos das Guianas e Guaporé, abrange a margem atlântica do Cráton (Noroeste do Estado do Pará, Amapá e norte-nordeste de Roraima), Venezuela, Suriname, Guiana-Francesa e Guiana (FIGURA 2.3). Esta província é composta por extensas exposições de *greenstone-belts* e rochas metassedimentares e metavulcanossedimentares (*Paramacá-Bonidoro*; *Barama-Mazaruni*; *Carichapo - Pastora* e Vila Nova), deformadas e metamorfisadas em fácies xisto verde a anfibolito. Há também suítes TTG encravadas nos *greenstones* e nas unidades do embasamento granulítico e migmatítico, que se distribuem ao longo da margem leste do Escudo das Guianas (GIBBS, 1980; GIBBS; BARRON, 1983).

Segundo Santos (2003), a Província Transamazonas é constituída por cinco associações litoestratigráficas:

- a) Complexo Guianense que representa as regiões desconhecidas;
- b) Rochas de alto grau, arqueanas ou com importante herança arqueana;
- c) Supracrustais de terreno granito-*greenstone* transamazônico, tipo Vila Nova;
- d) Granitoides transamazônicos, com idades entre 2260 e 2060 Ma;
- e) Granitoides de intraplaca, pós-transamazônicos e paleoproterozoicos.

Segundo vários autores (CORDANI; BRITO NEVES, 1982; GIBBS; BARRON, 1993; TASSINARI *et al.*, 2000; DELOR *et al.*, 2003), a Província Maroni-Itacaiúnas define faixa móvel paleoproterozoica acrescida a um bloco arqueano (Província Amazônia Central) entre 2260 e 1950 Ma, durante a Orogenia Transamazônica. O cinturão colisional paleoproterozoico Maroni-Itacaiúnas retrata um evento juvenil importante do protocráton que proporcionou a aglutinação de diversos fragmentos arqueanos, a exemplo do Complexo Imataca e outros núcleos primitivos relativamente maiores como o de Carajás. Faz fronteira a oeste com a Província Amazônia Central e parte da Província Ventuari - Tapajós.

A Província Maroni-Itacaiúnas corresponde à Província Transamazonas (2260 – 2010 Ma) ou à Província Guiana Norte, assim designadas, respectivamente, por Santos *et al.* (2000) e Dall' Agnol *et al.* (2000). A principal diferença entre as denominações está fundamentada na concepção dos limites desta província com a província arqueana de Carajás. Santos *et al.* (2000) consideraram as idades de protólitos arqueanos desconsiderando as idades de retrabalhamento crustal resultantes da Orogênese Transamazônica sobre rochas arqueanas. Logo o posicionamento do limite sul da Província Maroni - Itacaiúnas em relação à região de Carajás, na concepção de Santos *et al.* (2000), seria estendido mais a norte e englobaria o núcleo arqueano de Cupixi no norte do Pará e sul do Amapá.

Apesar do retrabalhamento do bloco arqueano *Imataca* no Evento Transamazônico, aqueles autores não consideram estes terrenos como parte integrante da província paleoproterozoica e sim a domínios arqueanos em oposição às considerações de Tassinari e Macambira (1999) sobre a atuação da Orogênese Transamazônica em rochas arqueanas na definição dos limites desta Província.

Segundo Vasquez (2006) outro equívoco de Santos *et al.* (2000) foi restringir a Província Transamazonas às ocorrências localizadas no nordeste do Escudo das Guianas, suprimindo o Domínio Bacajá, situado a sul da Bacia do Amazonas.

Em relação ao primeiro modelo proposto por Santos *et al.* (2000), Santos *et al.* (2006) mostraram avanços e reconsideraram este e outros pontos sobre os limites da província. Apesar de considerável herança arqueana nas rochas do sul do Amapá, a Província Transamazonas teve seu limite sul estendido a norte da região de Carajás englobando o Domínio Bacajá que mostra idades riacianas e siderianas. O Bloco *Imataca* (2080 - 2040 Ma) na Venezuela também foi incorporado à Província.

Santos *et al.* (2006) enfatizam a denominação de Cráton “Amazonas” em vez de Cráton “Amazônico” uma vez que entidades tectônicas não devem ser nomeadas com adjetivos e sim substantivos.

Utilizando dados geocronológicos Tassinari (1996) definiu dois domínios na Província Maroni - Itacaiúnas marcados pela falha NE - SW, que ocorre ao longo do Rio Oiapoque, na fronteira entre Brasil e Guiana Francesa. O domínio simático representaria a porção juvenil da Província estabelecida no Riáciano por processos de acreção crustal e eventos magmáticos paleoproterozoicos. O outro domínio, ensiático, seria representado por protólitos arqueanos retrabalhados durante o Evento Transamazônico que, a exemplo do Complexo *Imataca*, encontram-se preservados como *inliers* em meio a rochas paleoproterozoicas nas regiões de Cupixí e Tartarugalzinho. Estes protólitos serviram de prováveis fontes de magmas félsicos, gerados por fusão parcial de crosta continental, arqueana, na geração dos granitoides riacianos, fato este abordado por Avelar (2002) a partir de idades modelo  $T_{DM}$  com assinatura intermediária entre fontes arqueanas e paleoproterozoicas, e valores de  $\epsilon_{Nd}$  negativos indicando participação de crosta continental na geração dos granitoides.

Avelar (2002) realizou abrangente reconhecimento geocronológico no centro - norte do Amapá, baseado em datações por Sm-Nd em rocha total e Pb-Pb em zircão. Perfis geocronológicos ao longo do Rio Oiapoque e BR-156 permitiram definir uma zona de transição entre os domínios ensiáticos e simáticos. O limite sul da zona de transição se posicionaria a norte dos gnaisses granulíticos da região de Tartarugalzinho, e a parte norte se posicionaria nos limites com a Guiana Francesa. No domínio de transição predominam granitoides de 2100 Ma, os quais possuem

idades modelo  $T_{DM}$  arqueanas ou de mistura entre componentes arqueanos e paleoproterozoicos.

Ainda na zona de transição Avelar (2002) identificou raros registros de acreção juvenil com base em datações de granitoides cálcio-alcálicos de 2180 e 2160 Ma, os quais mostram idades modelo  $T_{DM}$  de 2,34 a 2,24 Ga e valores positivos de  $\epsilon_{Nd}$ . No domínio arqueano, Avelar (2002) identificou dois pulsos magmáticos na porção centro-norte do Amapá. O primeiro pulso compreenderia os gnaisses tonalíticos de Cupixi de 2850 – 2790 Ma. O segundo pulso englobaria os precursores ígneos dos granulitos de Tartarugal Grande ou Complexo Tartarugal Grande, os quais têm idades de 2620- 2580 Ma (ROSA-COSTA *et al.*, 2012). Segundo Avelar (2002) esses dados confirmam os núcleos arqueanos na Província Maroni-Itacaiúnas, não afetados pela orogenia Transamazônica, e que possuem idades idênticas a da crosta arqueana da Província de Carajás.

Com base em dados geocronológicos, Rosa-Costa (2006) e Rosa-Costa *et al.* (2012) definem domínios tectônicos pré-cambrianos no Amapá e no norte do Pará. O Bloco Amapá representa as rochas arqueanas preservadas e retrabalhadas no evento Transamazônico. A sul deste bloco, o Domínio Carecuru representa rochas ácidas geradas no plutonismo riaciano tendo associado extenso fragmento Arqueano chamado de domínio Paru (Bloco Amapá). As rochas de composição ácida a norte do Bloco Amapá, também geradas no evento Transamazônico, definem o Domínio Lourenço. As unidades metavulcanossedimentares paleoproterozoicas foram discriminadas por terem idades maiores e menores que 2260 Ma, sendo que ambas ocorrem em todos os domínios, (FIGURA 2.5).

A área objeto de estudo está incluída no sudeste da Província Maroni-Itacaiúnas, o qual, como já mencionado anteriormente, foi acrescido a um microcontinente arqueano estável, durante a orogenia Transamazônica (2260 – 1950 Ma) (TASSINARI *et al.*, 2000), quando houve intensa geração de granitoides e rochas associadas, alojadas em *greenstones*, (FIGURA 2.5).

Bosma *et al.* (1983) descreveram no Suriname dois grupos de granitoides: as intrusões trondhjémíticas e tonalíticas associadas às sequências metavulcanossedimentares e os leucogranitos a duas micas.

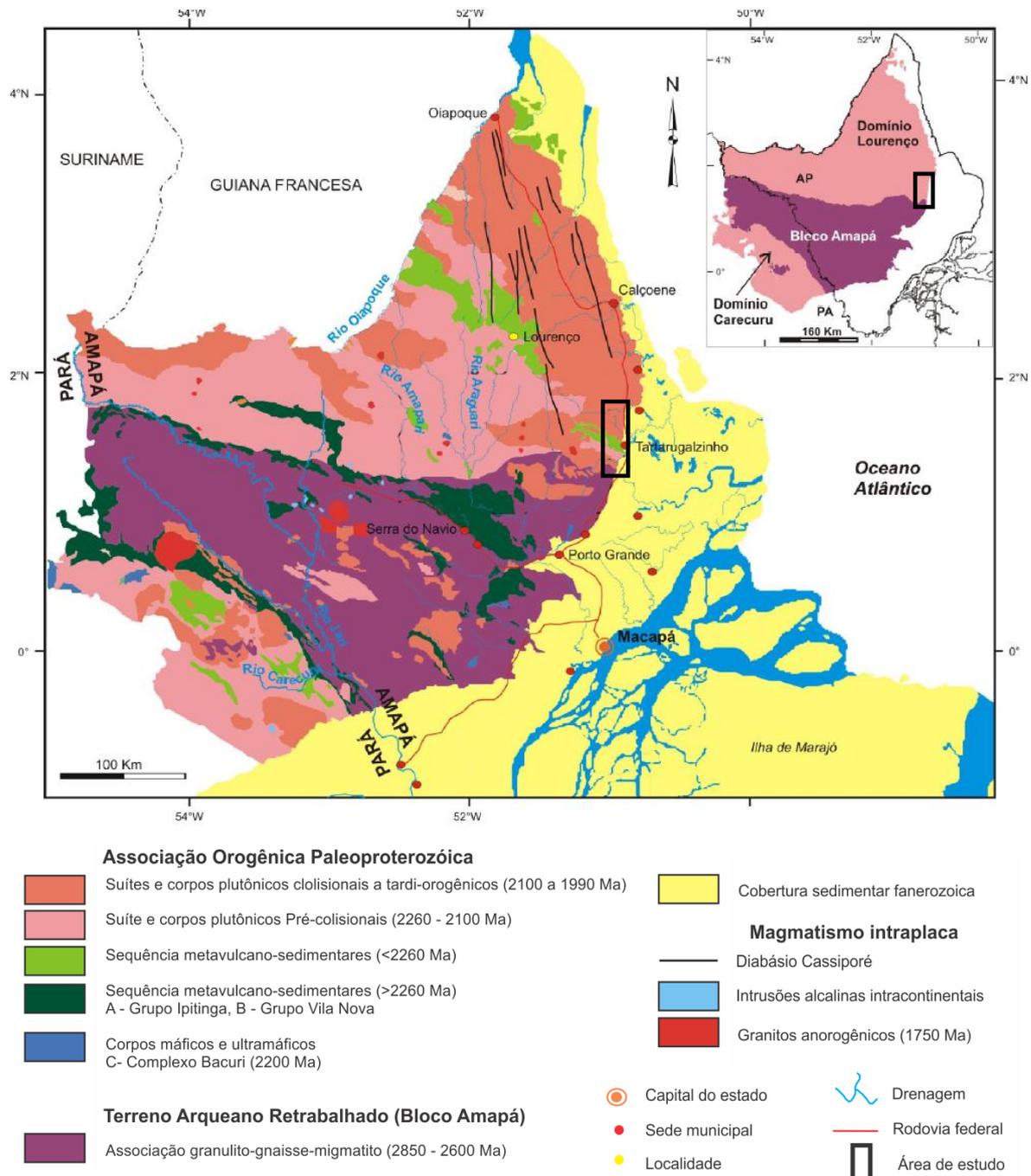


FIGURA 2.5 Mapa tectônico do Estado do Amapá com ênfase nos domínios Lourenço, Carecuru e Bloco Amapá. Fonte: Rosa-Costa *et al.*(2012).

Segundo Gibbs e Barron (1993) houve dois importantes eventos magmáticos no Paleoproterozoico na Província Maroni-Itacaiúnas. O primeiro é definido pelos granitos sintectônicos sódicos (*Granito Guyanais* da Guiana Francesa) e o segundo tardi a pós-tectônico, representado pelo *Granito Caraíba*.

Outros estudos identificaram três eventos magmáticos ácidos. Foram reconhecidos trondhjemitos no Complexo *Ile de Cayenne*, na Guiana Francesa, os

quais teriam sido os precursores do magmatismo ácido paleoproterozoico de 2200 e 2170 Ma. Na Guiana Francesa e no centro-norte do Amapá outros TTG's foram divididos em dois pulsos magmáticos de 2180-2160 Ma e 2150-2130 Ma (DELOR *et al.*, 2003). O terceiro evento é formado por leucogranitos com 2110 Ma a 2080 Ma. Milési *et al.* (1995) identificaram granitos com cerca de 2080 Ma alojados nas sequências supracrustais.

O ambiente geotectônico corresponderia a arcos de ilha, com associações TTG derivadas da fusão parcial da crosta oceânica no processo de subducção. Posteriormente houve o retrabalhamento de granitoides, de associações TTG e de *greenstones* gerados no primeiro estágio, o que originou novos granitos (DELOR *et al.*, 2003), (FIGURA 2.4).

Intrusões ácidas pós-transamazônicas (< 1900 Ma) se associam a unidades paleoproterozoicas do Amapá. Lima *et al.* (1974) obtiveram a idade (método Rb-Sr) de 1750 Ma para o Granodiorito Falsino, e 1680-1340 Ma para sienitos (Mapari). Segundo Vasquez e Lafon (2001) apenas os granitos alcalinos devem pertencer ao evento cratogênico de 1750 Ma. Aqueles autores obtiveram a idade de  $1753 \pm 3$  Ma para o Granito Waiãpi. Ricci *et al.* (2001) descrevem hastingsita sienogranitos isotrópicos do tipo-A, cujos corpos são circulares a elípticos.

Os granitoides transamazônicos do centro-leste do Amapá não são mencionados em detalhes na literatura recente, o que reflete a escassez de dados. Contudo, sabe-se, que esses granitoides ocorrem próximo ao limite sul do domínio transicional na região de Tartarugalzinho, os quais estão associados aos *greenstones* do Grupo Vila Nova e Grupo Tartarugalzinho.

Os *greenstones* são compostos por metavulcânicas toleíticas e localmente metadunitos, metaperidotitos maciços, olivina-clorita-tremolita xistos, talco-tremolita-clorita xistos e antofilita-talco xistos. A parte superior é formada por quartzitos, xistos pelíticos, metagrauvacas e formações ferríferas bandadas. Metavulcânicas félsicas e anfibolitos ocorrem de modo subordinado (ROSA-COSTA, 2006).

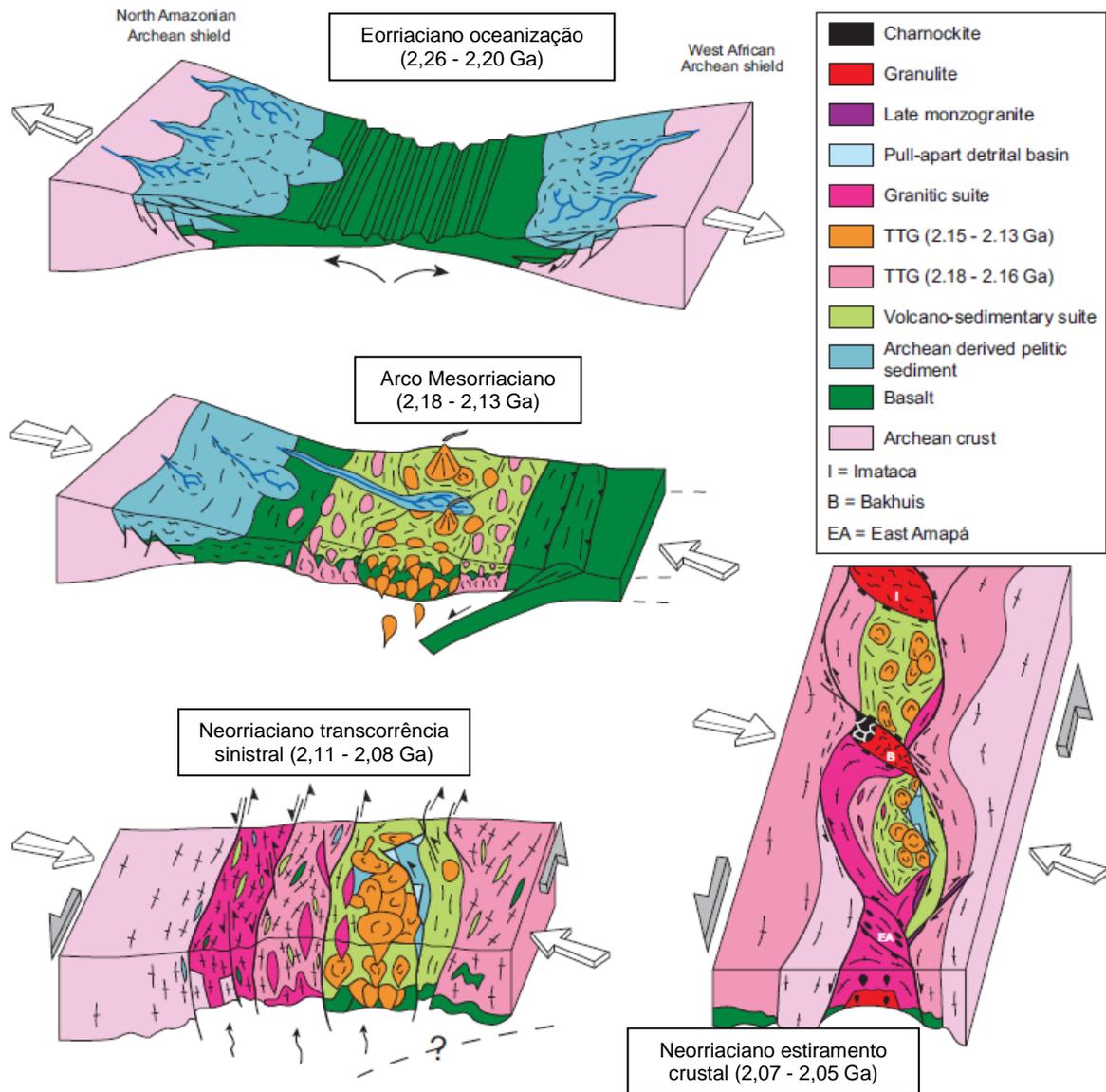


FIGURA 2.6 Evolução da Província Maroni-Itacaiúnas no Escudo das Guianas. Fonte: Delor *et al.* (2003).

### 3 GEOLOGIA LOCAL

As unidades litoestratigráficas na região de Tartarugalzinho distribuem-se do Arqueano ao Fanerozoico, com destaque para as paleoproterozoicas riacianas (2260 a 2050 Ma) relacionadas à Orogênese Transamazônica. O embasamento Arqueano é representado pelo Gnaisse Porfírio e pelo Metagranitoide Pedra do Meio, além de um provável domínio indiviso representado por gnaisses, ambos hospedeiros de corpos granitoides e faixas irregulares de supracrustais. Como representantes do Fanerozoico, há diques de diabásio da Suíte Intrusiva Cassiporé e coberturas terciárias da Formação Barreiras, (Anexo I).

#### 3.1 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Cartografados por Rosa-Costa *et al.* (2012) no extremo sudoeste da área de estudo, as unidades do arqueanas compreendem litotipos metamórficos de alto grau descritos como gnaisses tonalíticos, granodioríticos e monzograníticos.

O quadro geológico da área engloba granitoides variados em termos composicionais e petrogenéticos. A Suíte Intrusiva Flexal (ROSA-COSTA *et al.*, 2012) inclui anfibólio tonalitos, biotita tonalitos, biotita-anfibólio tonalitos, quartzo dioritos e biotita granodioritos, cujas variedades são portadoras de epidoto. Apresentam foliação milonítica e gnáissica imposta por zonas de cisalhamento. O Tonalito Papa-Vento compreende anfibólio tonalitos, biotita tonalitos, biotita granodioritos e biotita monzogranitos. Estas rochas possuem foliação gnáissica ou protomilonítica a milonítica.

O Grupo Tartarugalzinho Rosa-Costa *et al.* (2012) compreende rochas metamáficas e sequências do tipo *greenstone belt*, localizada na parte central da área de estudo com orientação NW-SE. Estas rochas eram atribuídas ao Grupo Vila Nova, ou Suíte Metamórfica Vila Nova (JORGE JOÃO *et al.*, 1978).

A unidade de menor expressão compreende os diques de diabásio e microgabros com constante orientação de colocação NW e NE, de ampla ocorrência no Amapá.

### 3.1.1 Gnaiss Porfírio e Metagranitoide Pedra do Meio

As duas unidades estão em contato tectônico sendo o Metagranitoide Pedra do Meio o de maior expressão, com aproximadamente 250 km<sup>2</sup> ao passo que o Gnaiss Porfírio possui 15 km<sup>2</sup>. Rosa-Costa *et al.* (2012) descrevem a forma lenticular do Gnaiss Porfírio ao longo da direção NW e suas rochas foliadas de composição granodiorítica e tonalítica, ora migmatizados e registrando metamorfismo de fácies anfibolito. A sua idade mínima de cristalização seria de  $3485 \pm 3$  Ma (Pb-Pb em zircão), e idade  $T_{DM}$  Sm-Nd em rocha total seria de 3,51 Ga (ROSA-COSTA *et al.*, 2012), (FIGURA 3.1).

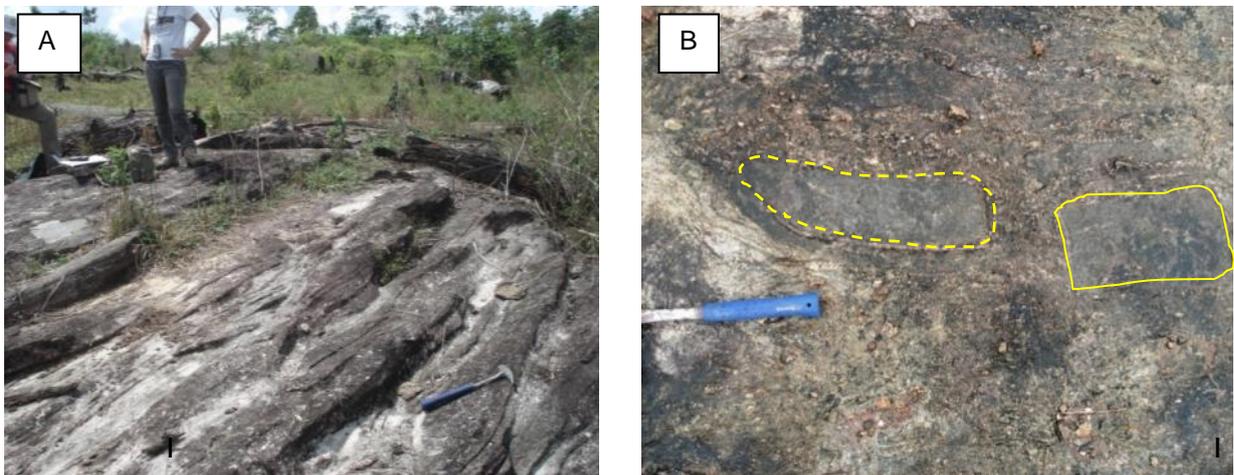


FIGURA 3.1 Ocorrências do Metagranitóide Pedra do Meio, SW da área de estudo, Ponto LLCD 17. A) Lajedo de biotita-gnaiss granodiorítico com bandamento gnáissico de baixo ângulo; B) xenólito máfico decimétrico.

Esta rocha é aproximadamente 546 Ma mais jovem que a mais antiga do mundo, o ortognaiss Acasta com  $4031 \pm 8$  Ma (U-Pb *SHRIMP*), e 73 Ma mais antiga que o gnaiss tonalítico Bom Jesus (RN), o qual forneceu a idade de  $3412 \pm 8$  Ma (U-Pb *SHRIMP*), até então a rocha mais antiga no Brasil, e na América do Sul, (SILVA, 2006). Com isso o Gnaiss Porfírio ganha destaque como uma das rochas mais antigas já datadas no Brasil.

Segundo Rosa-Costa *et al.* (2012) o Metagranitóide Pedra do Meio consiste em um corpo circular alongado a direção WNW-ESE, constituindo fragmentos de crosta arqueana com segmentos retrabalhados no evento Transamazônico.

Há biotita gnaisses graníticos, granodioríticos e tonalíticos subordinados. São rochas ortoderivadas metamorfasadas na fácies anfibolito. O protólito teria idade

de cristalização de  $2592 \pm 22$  Ma (U-Pb zircão), 3,21 Ga ( $T_{DM}$  Sm-Nd rocha - total). Comumente englobam xenólitos angulosos de granulito máfico, (FIGURA 3.2 B).

### 3.1.2 Grupo Tartarugalzinho

Abrange rochas metavulcanossedimentares metamorfisadas em fácies xisto verde, e que se associam a granitoides cálcio-alcálicos (sequência granito-*greenstone*). (LIMA *et al.*, 1974) denominaram unidades metavulcanossedimentares presentes em várias regiões do Amapá, como Grupo Vila Nova. Jorge João *et al.* (1978) estudando a região a oeste de Tartarugalzinho incluíram estes *greenstones* na Suíte Metamórfica Vila Nova.

Rosa-Costa *et al.* (2012) incluíram as rochas metavulcanossedimentares que ocorrem no município de Tartarugalzinho, em um novo unidade denominada de Grupo Tartarugalzinho. O membro máfico, de ocorrência subordinada nesta unidade, foi denominado de Anfibolito Anatum por Jorge João *et al.* (1979). Associados às rochas metamáficas há xistos e quartzitos reconhecidos como Mica-xisto Tartarugalzinho e Quartzito Fé em Deus, respectivamente (JORGE JOÃO *et al.*, 1979). O Anfibolito Anatum representaria a parte basal da sequência sobreposta pelo Quartzito Fé em Deus e Mica-xisto Tartarugalzinho no topo.

Aqui será, em parte, adotada a denominação usada por Rosa-Costa *et al.* (2012). Estes autores individualizaram os membros Unidade Metassedimentar e Unidade Metamáfica e Metaultramáfica em unidades indivisas. A nova cartografia geológica para a região apresentada neste trabalho (Anexo I) utiliza o termo Quartzito Fé em Deus para os quartzitos que ocorrem na região de Tartarugalzinho, uma vez que julgou ser possível o desmembramento destas ocorrências das outras metassedimentares com base no mapeamento e interpretação de produtos de sensores remotos.

As rochas metavulcanossedimentares têm importância secundária no objetivo deste trabalho logo, o nível de detalhamento e abordagem sobre os diversos aspectos serão breves.

### 3.1.2.1 Unidade metamáfica

Jorge João *et al.* (1979) descreveram no médio curso do rio Tartarugalzinho anfibolitos, biotita - actinolita xistos, actinolita - tremolita xistos, anfibólio xistos e actinolita xistos de cor predominantemente esverdeada e cinza claro e granulação fina. Na escala macroscópica nota-se fina foliação NW-SE marcada pela orientação preferencial de anfibólio prismático, (FIGURA 3.2 A).

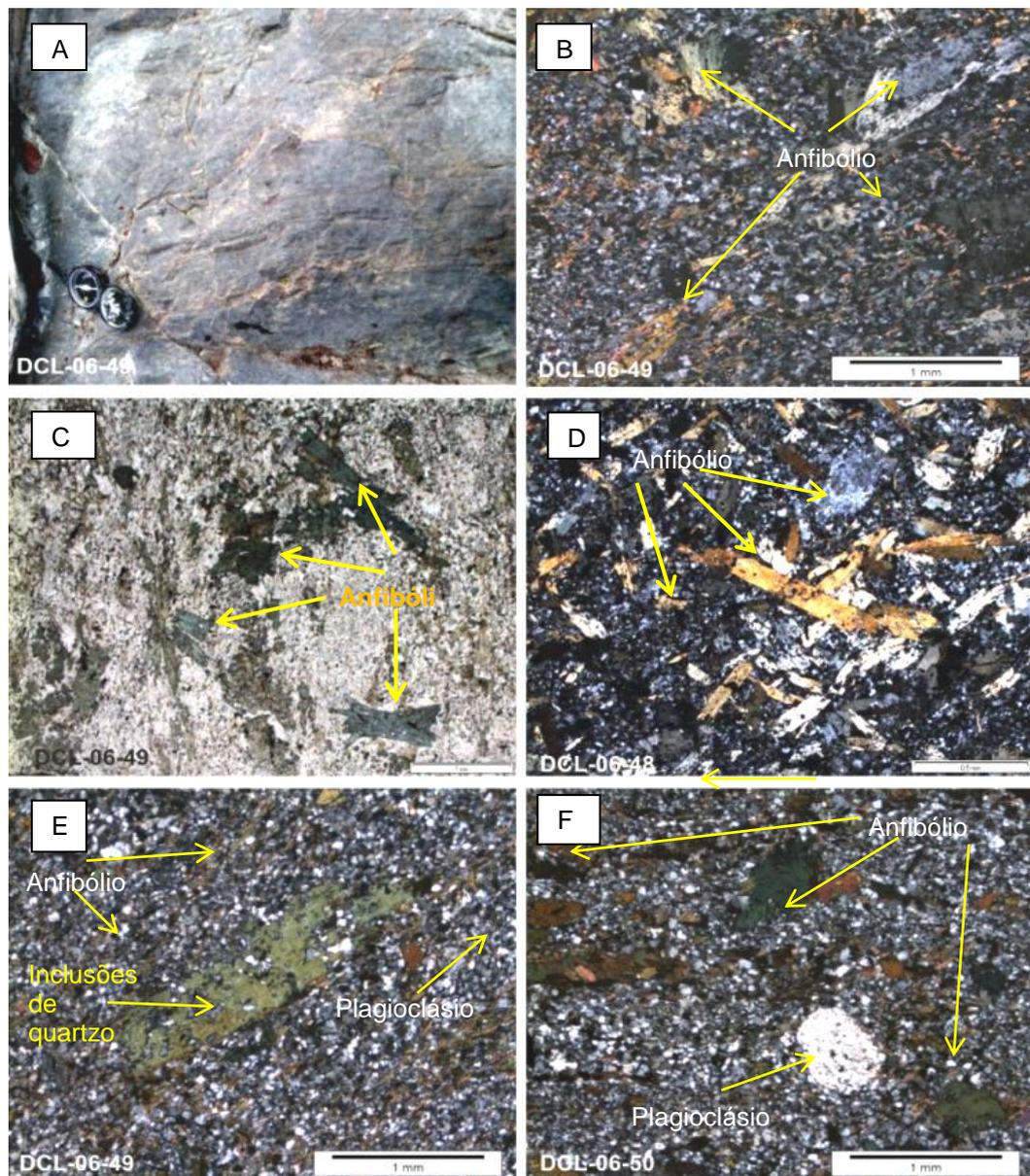


FIGURA 3.2 A) Ponto DCL - 49, lajedo de biotita-actinolita xisto da Unidade Metamáfica. B a F) Fotomicrografias em luz plano polarizada de rochas metabásicas. B) Biotita - actinolita xisto com porfiroblasto de anfibólio em disposição radial; C) porfiroblastos de anfibólio de 3ª geração, oblíquos e ortogonais à foliação; D) Porfiroblastos de anfibólio de 3ª geração em arranjo radial; E) Anfibólio prismático com inclusões de quartzo/plagioclásio; F) Porfiroclastos de plagioclásio e anfibólio, imersos em fina matriz formada por novos grãos de quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio.

A matriz é composta por grãos equigranulares de plagioclásio e/ou quartzo mostrando contatos irregulares a raros retilíneos, tendo finos cristais orientados de biotita e anfibólio de segunda geração. Inclusos nessa matriz há porfiroclastos tabulares de anfibólio (1ª geração) e, por vezes, de plagioclásio e epidoto neoformado. Porfiroblastos de anfibólio em arranjo radial (3ª geração) podem mostrar terminações paralelas e ortogonais à foliação, (FIGURA 3.2).

### 3.1.2.2 Unidade Metassedimentar

A Unidade Metassedimentar engloba grafita xistos, muscovita xistos e quartzo-sericita xistos, além de quartzitos. As únicas exposições cartografadas afloram no corte de estrada na BR - 156, km 213, após o povoado de Tartarugal Grande e na margem direita do baixo curso do rio Tartarugalzinho (DCL - 51). No primeiro é possível identificar o padrão estrutural regional NW-SE e moderado valor de mergulho da xistosidade  $S_1//S_0$  ( $36^\circ/NNE$ ) cortada pela superfície  $S_2$  (plano - axial) definida pela crenulação de  $S_1$ . No rio Tartarugalzinho afloram quartzo - sericita xistos miloníticos de cor esbranquiçada, os quais hospedam grãos de sulfeto metálico. A foliação milonítica tem atitude  $N30^\circ W / 56^\circ SW$ , (FIGURA 3.3).

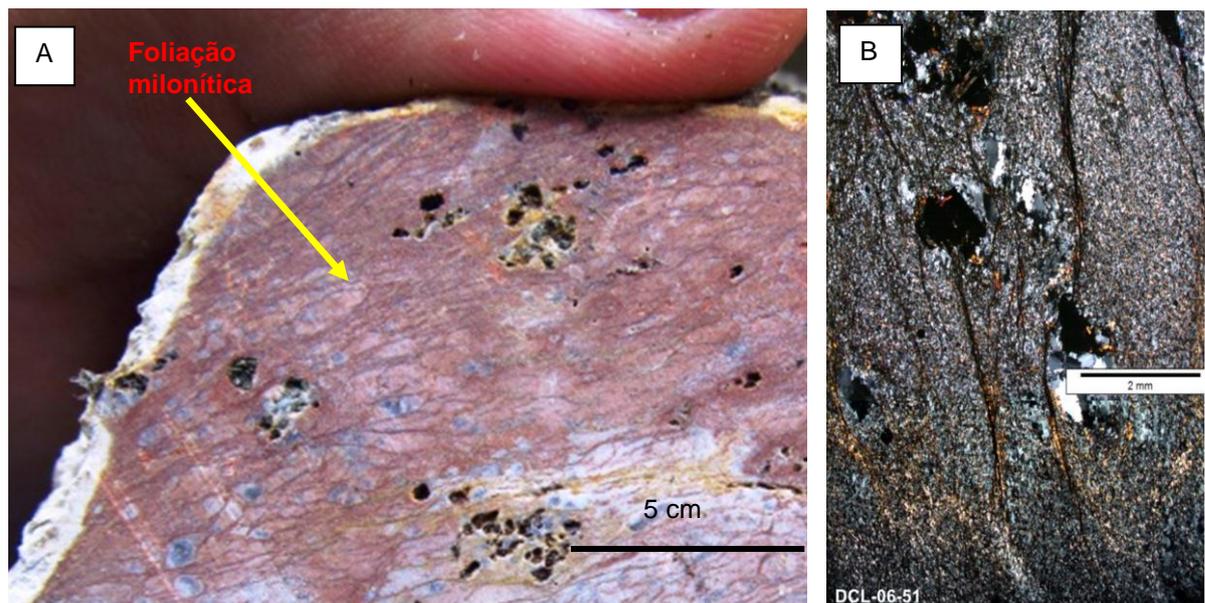


FIGURA 3.3 A) Amostra de mão de sericita-quartzo xisto (DCL-51) com foliação milonítica. B) Fotomicrografia panorâmica com polarizadores cruzados destaca ao centro porfiroclasto de quartzo e sulfeto metálico (opaco) contornado por níveis de sericita definindo a foliação.

### 3.1.2.3 Quartzito Fé em Deus

De modo semelhante aos mica xistos de Tartarugalzinho, as ocorrências de quartzitos são restritas a três afloramentos (DCL-04, 60 e 61). Os grãos de quartzo destas rochas mostram evidências de deformação rúptil-dúctil tais como famílias de vênulas com boa densidade de veios de espessura subcentimétrica, em geral condicionados a fraturas conjugadas. Localmente, (DCL-04) os quartzitos hospedam importante mineralização aurífera classificado como depósito pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) no Projeto PNPO (Programa Nacional de Prospecção de Ouro) - Tartarugalzinho (1995).

### 3.1.3 Suíte Metamórfica Guianense: importância histórica

Um dos pioneiros e mais amplos programas de levantamento geológico na região foi realizado e documentado pelo Projeto Falsino (convênio entre a Companhia de Recursos Minerais - CPRM e Departamento Mineral de Produção Mineral - DNPM) a partir do qual Jorge João *et al.* (1978) denominaram de “Suíte Metamórfica” Guianense para o conjunto de granitoides e gnaisses associados, do sudoeste do Estado do Amapá. Naquela ocasião foram considerados granitoides foliados e rochas isotrópicas, variação causada pelos diferentes estágios “migmatíticos” (aspecto descritivo). Jorge João *et al.* (1978) basearam em litotipos tonalíticos-granodioríticos (Tonalito Papa-Vento) e graníticos (Granito Cigana) para separar unidades que naquele momento eram atribuídas ao Arqueano, (FIGURA 3.4).

Segundo Jorge João *et al.* (1979) em ampla área de ocorrência da unidade Guianense, que se estende a leste (maior parte da área do presente estudo), não foi possível se adotar esta subdivisão devido à dificuldade de acesso e falta de exposições. Aqueles autores além de denominá-la de Suíte Metamórfica Guianense também a estabeleceram como uma unidade litodêmica da unidade litoestratigráfica macrorregional Complexo Guianense, anteriormente definida por Lima *et al.* (1974). Este complexo foi inicialmente descrito como um conjunto de gnaisses,

metagranitoides e granulitos com ampla distribuição do Amapá e noroeste do Pará. Desde a década de 70, a definição do Complexo Guianense passa por modificações. Ricci *et al.* (2001) restringem o Complexo Guianense (ortognaisses cinza de fácies anfíbolito) ao Domínio Jari, sudoeste do Amapá.

Segundo Santos (2003) o Complexo Guianense não representa as rochas de embasamento, mais antigas da província e, sim os terrenos pouco conhecidos litológica e cronologicamente. Aos poucos este complexo vem-se desmembrando em unidades arqueanas e paleoproterozoicas.

As mudanças também acompanharam as definições das unidades litoestratigráficas a exemplo desta denominada por Jorge João *et al.* (1979). Em citações recentes, Schobbenhaus e Brito Neves (2003) não fazem referência à “Suíte Metamórfica Guianense” de Jorge João *et al.* (1979), no mapa de unidades litoestratigráficas Paleoproterozóicas do Brasil, mas em parte adotam a subdivisão proposta por Jorge João *et al.* (1979), as reconhecendo como Formação Papa-Vento, Grupo Cigano e Suítes Plutônicas.

O Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (Projeto Sistema Integrado de Vigilância da Amazônia - SIVAM-2004) publicou na escala de 1: 750.000 a Carta Geológica do Estado do Amapá, como produto de compilação e revisão. Adotou-se a mesma subdivisão de Jorge João *et al.* (1979), porém substitui a denominação “Suíte Metamórfica Guianense” por “Suíte Intrusiva Falsino” o qual engloba o Tonalito Papa-Vento, o Granito Cigano e áreas indivisas (denominado apenas de Suíte Intrusiva Falsino), (FIGURA 3.5).

A despeito dos avanços no seu conhecimento alcançados por outros autores, não há relatos de formalização desta “nova” nomenclatura, nem menção no léxico estratigráfico do Serviço Geológico do Brasil.

Após o levantamento bibliográfico constatou-se certas discrepâncias de nomenclatura e uniformidade na denominação dos granitoides da região de Tartarugalzinho. O que se nota com as recentes menções na bibliografia é a tentativa de substituição do termo “Suíte Metamórfica” por outro mais adequado, pois atualmente tem sido estabelecido o correto posicionamento estratigráfico no Paleoproterozoico (Meso a Neorriaciano) (AVELAR, 2002; DELOR *et al.*, 2003), onde até então eram associadas (guardadas algumas semelhanças) aos terrenos arqueanos de alto grau de áreas adjacentes (Terreno Antigo Cupixi - Tartarugal Grande -TACTG).

A CPRM retomou os programas de mapeamento na região (Geologia e Recursos Minerais) em escala 1: 250.000 das Folhas Lourenço, Rio Araguari e Oiapoque, nas regiões centrais e norte do Amapá. Estes levantamentos geológicos foram aprimorados a partir dos produtos aerogeofísicos de alta resolução, ferramenta que trará grandes avanços na cartografia geológica desta porção da Amazônia. Estes dois últimos foram concluídos em 2012 e 2011, respectivamente.

Rosa-Costa *et al.* (2012, *in*: Projeto Rio Araguari – CPRM) cartografaram novas unidades e mantiveram nomes previamente definidos como Tonalito Papa - Vento e Granito Cigana. A folha Rio Araguari cobre 30% da área deste estudo, onde estão as áreas - tipo do Tonalito Papa - Vento, do Granito Cigano, do Grupo Tartarugalzinho e a da recentemente definida Suíte Intrusiva Flexal.

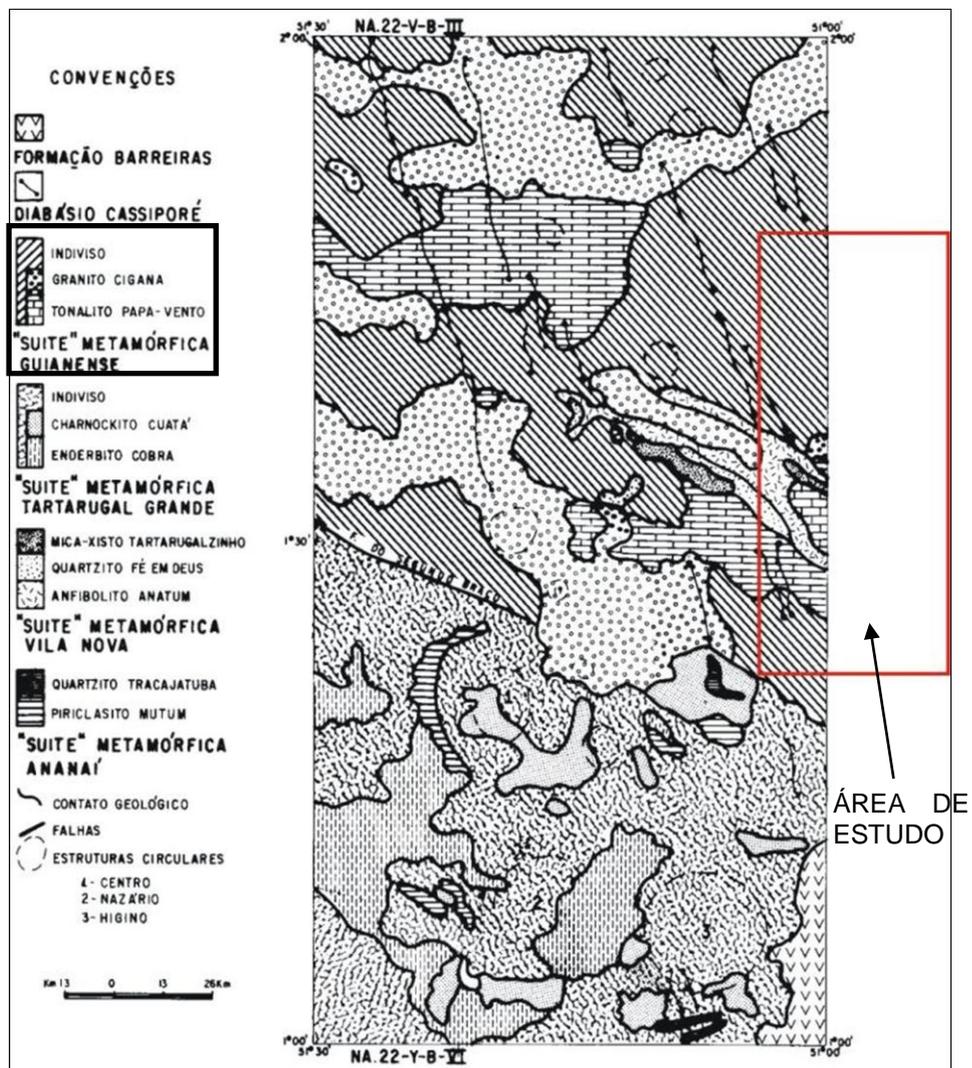


FIGURA 3.4 Mapa geológico produzido pelo Projeto Falsino (1979). O retângulo representa a área do presente estudo, na qual domina o membro indiviso da Suíte Metamórfica Guianense associado à sequência metavulcanossedimentar Vila Nova. Jorge João *et al.* (1979). Fonte: Projeto Falsino - CPRM/DNPM (JORJE JOÃO *et al.*, 1979).

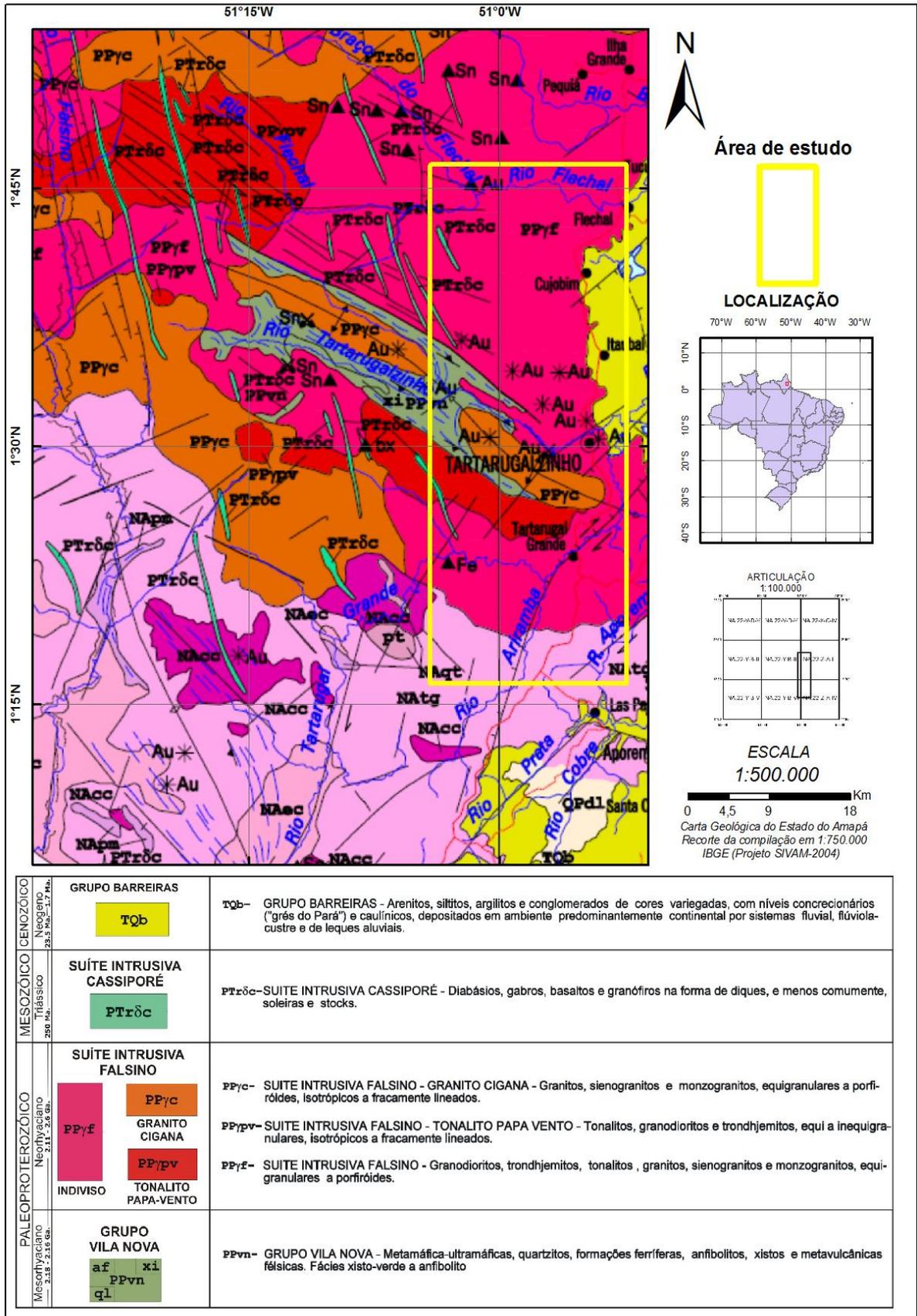


FIGURA 3.5 Mapa geológico, recorte adaptado da Carta Geológica do Estado do Amapá IBGE (Projeto SIVAM-2004). Notar o predomínio do membro indiviso da Suíte Intrusiva Falsino na área de estudo. Fonte: Projeto SIVAM-2004

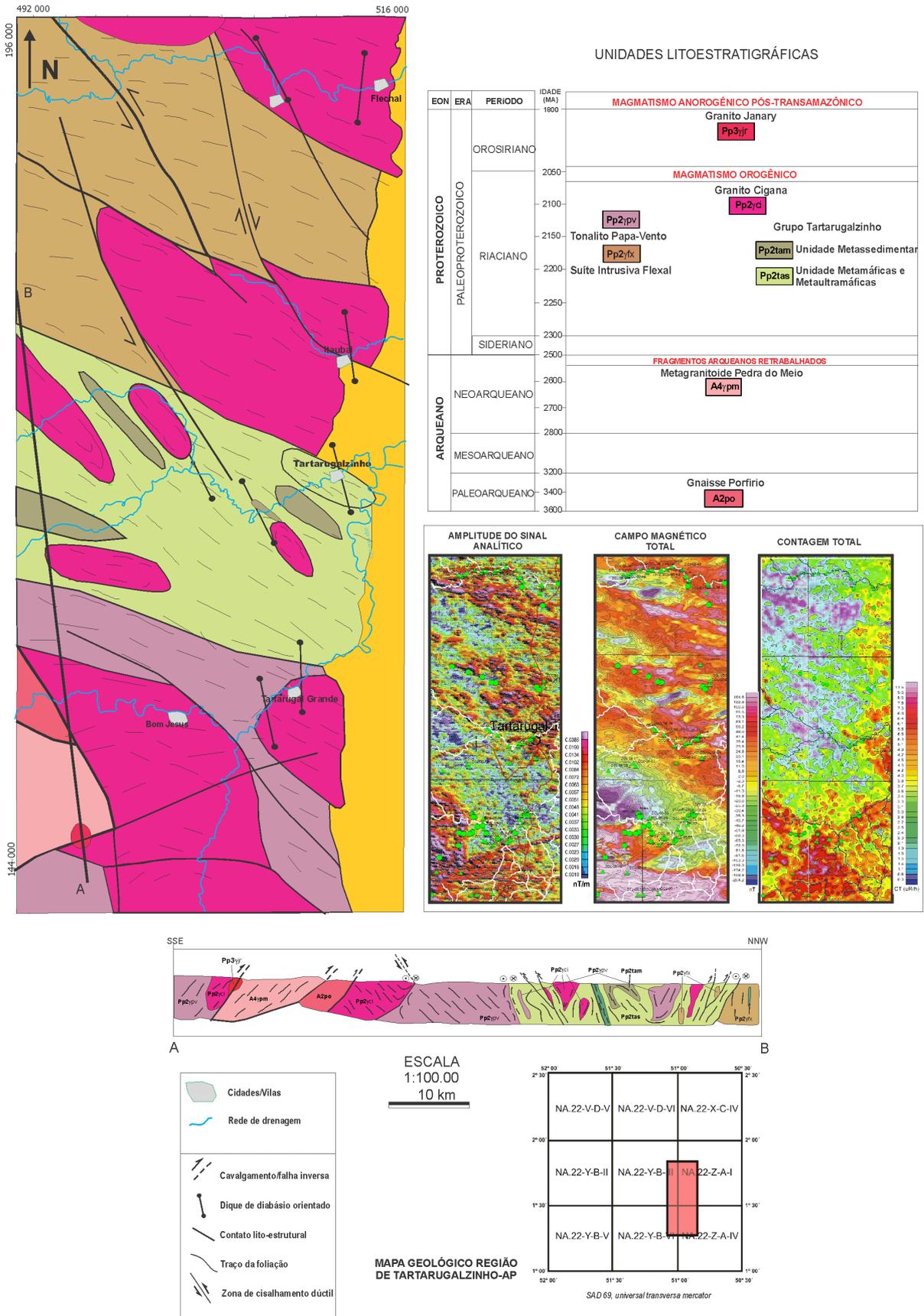


FIGURA 3.6 Mapa geológico preliminar da região de Tartarugalzinho. Fonte: O autor (2013).

Os granitoides da “Suíte Metamórfica Guianense” na concepção de Jorge João *et al.* (1979) são considerados nesta dissertação como pertencentes ao Grupo Falsino, definido neste trabalho. O estudo geoquímico e geocronológico apresentado adiante fundamentará possíveis alterações de nomes e de áreas de ocorrência de unidades litoestratigráficas.

#### 3.1.4 Grupo Falsino

O Grupo Falsino é definido nesta dissertação em substituição a unidade Suíte Intrusiva Falsino, que pelos últimos avanços do conhecimento geológico desta região comprovou-se que era definida por três diferentes suítes granitoides, as quais apresetam características geológicas distintas do ponto geodinâmico, geocronológico e petrológico, porém resultantes de orogenias riacianas (2260 a 2050 Ma) no Evento Transamazônico. Apresenta-se como unidade de expressão regional, dominante na área de estudo, com cerca de 75 % das ocorrências (Anexo I) o qual reúne plútons ácidos das suítes intrusivas pré-colisionais Flexal, Papa Vento, Cigana e Rio Ariramba, porém relacionadas a diferentes arcos magmáticos, (FIGURA 3.6).

##### 3.1.4.1 Suíte Intrusiva Flexal

Rosa-Costa *et al.* (2012) definem esta unidade como anfibólio tonalitos, biotita tonalitos, quartzo dioritos e biotita granodioritos mostrando foliação protomilonítica e desenvolvendo bandamento gnáissico. As idades de cristalização variam de  $2194 \pm 2,3$  a  $2184 \pm 13$  Ma (U-Pb LA em zircão). Idades de cristalização de  $2197 \pm 3$  Ma foram fornecidas pelo (Pb-Pb em zircão). Idades de 2,73 a 2,37 Ga foram obtidas pelo método Sm-Nd rocha total.

As melhores exposições foram descritas no médio curso do rio Flexal, à jusante da rodovia BR-156, extremo norte/noroeste da área, (FIGURA 3.6).

São abundantes os mesoenclaves microgranulares dioríticos nas rochas da Suíte Intrusiva Flexal. Estas rochas possuem anfibólio, andesina, biotita, quartzo e epidoto. Além de mesoenclaves, também estão presentes megaenclaves semelhantes aos descritos no Tonalito Papa - Vento (João e Marinho, 1982). Quando mapeáveis, estes autores os relacionam ao Grupo Vila Nova. Assim, estes enclaves, são associados genética e cronologicamente e mostram disposição concordante às estruturas dos granitoides hospedeiros, (FIGURA 3.7).

Na seção geológica ao longo do rio Flexal, predominam tonalitos ricos em enclaves máficos dioríticos, por vezes originando membros híbridos (*magma mixing*) e bandamentos composicionais (produto de *magma mingling*). Localmente há anfibólio tonalitos isotrópicos ou com foliação marcada pela orientação preferencial de anfibólio, que poderia representar remanescentes de magma tonalítico não contaminado por líquido diorítico, aqui atribuído à fácies anfibólio tonalito. São comuns finos corpos tabulares de trondhjemitos (ver capítulo 5).

Este domínio máfico - tonalítico passa gradativamente para um domínio monzogranítico porfirítico contendo escassos enclaves máficos, nas imediações da vila de Pernambuco, Pracuuba. No domínio de transição há estruturas de fluxo magmático definidas por alternância de bandas irregulares máficas, tonalíticas, leucograníticas e aplíticas. Próximo aos monzogranitos porfiríticos, gradativamente ocorrem fenocristais imersos e algo assimilados pelos líquidos máficos.

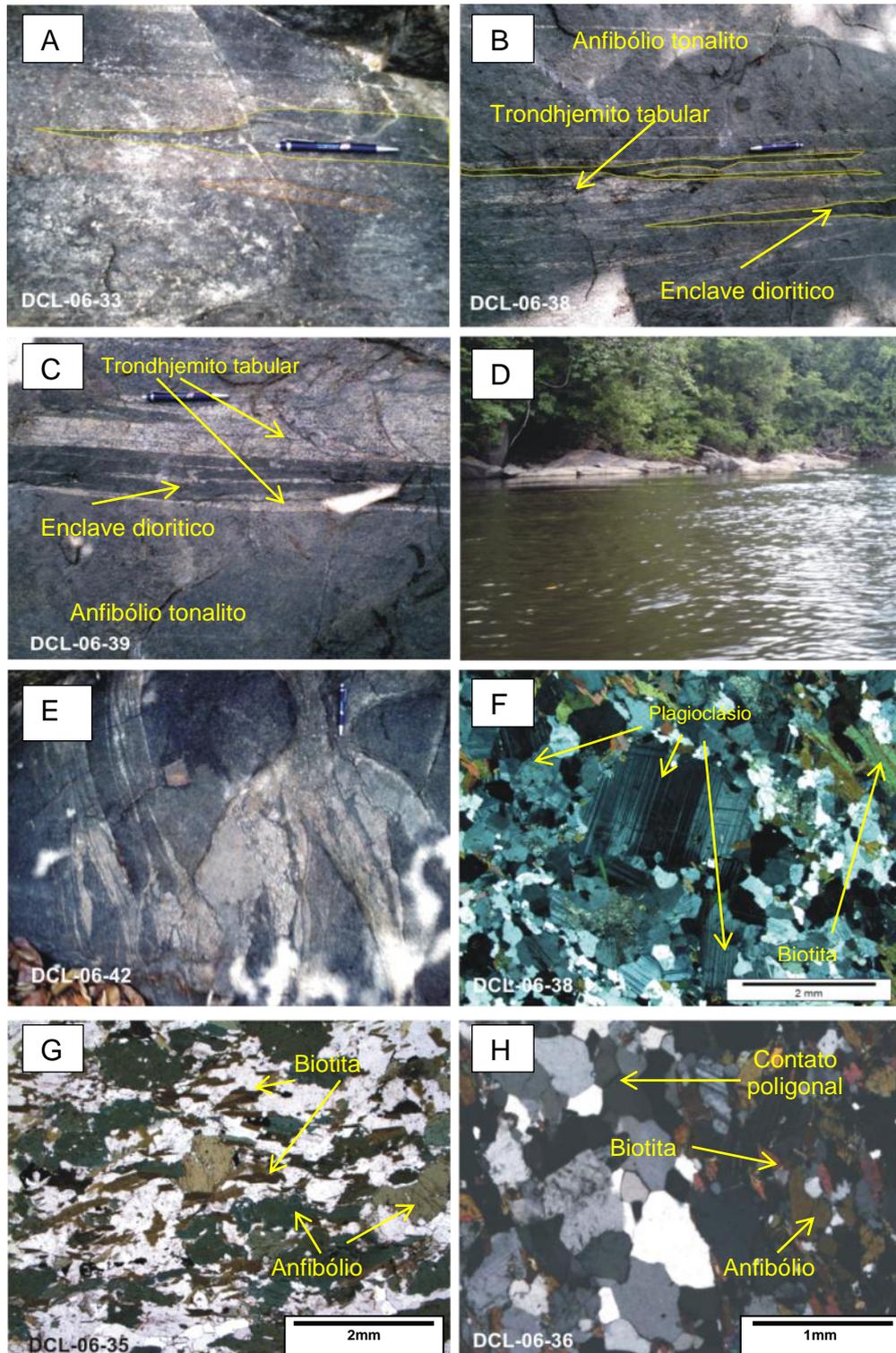


FIGURA 3.7 A) Anfibólito tonalito da Suíte Intrusiva Flexal. A linha em amarelo separa o enclave máfico/diorítico de rochas híbridas; B e C) Enclave diorítico concordante à foliação e associado a trondhjemitos de injeção; D) Afloramento no rio Flexal; E) Aplito trondhjemítico em tonalito e leitos dioríticos, em corte vertical do afloramento. Notar borda de resfriamento próximo à escala; F) Fotomicrografia em luz plano polarizada de biotita-anfibólito tonalito granoblástico; G) Fotomicrografia com polarizadores paralelos de biotita-anfibólito tonalito. H) Fotomicrografia com polarizadores cruzados de biotita-anfibólito tonalito com textura granoblástica.

A análise de mapas magnéticos de aerolevante geofísico atestam esta mudança litológica. Entre as estações DCL - 44 e DCL - 45 verifica-se a transição para um corpo intrusivo diferente hospedado na Suíte Intrusiva Flexal.

Num primeiro momento estas diferenças já haviam sido interpretadas como um contato entre unidades litoestratigráficas, assim justificadas:

- A fácies monzogranítico protomilonítico porfirítico é caracterizada por fenocristais prismáticos de feldspato alcalino e plagioclásio.

- Outra diferença em relação aos tonalitos ricos em enclaves máficos e o anfibólio tonalito é a ausência de anfibólio e as pequenas quantidades modais de minerais máficos. Na ponto DCL - 19, próximo à forte inflexão do curso do rio Flexal, o monzogranito protomilonítico porfirítico tem foliação vertical que poderia sugerir proximidade à borda do corpo.

- Ainda neste ponto foi descrito xenólito tonalítico portador de anfibólio (sem descrição microscópica), possivelmente representante da fácies anfibólio tonalito da Suíte Intrusiva Flexal. Enclaves máficos submétricos e elípticos também são concordantes à foliação sendo portadores de finos xenocristais arredondados de feldspato.

- Apesar de imprecisa, a datação (Pb-Pb em zircão) da amostra DCL - 46, permite descartar a associação com rochas da Suíte Intrusiva Flexal (ver capítulo 7).

Por considerações petrográficas, estruturais, geofísicas, geocronológicas e cartográficas, faz-se necessário associar os monzogranitos protomiloníticos porfiríticos aos magmas da Suíte Intrusiva Rio Ariramba.

#### 3.1.4.1.1 Diorito Riacho Doce

Avelar (2002) datou corpo diorítico na sede do município de Tartarugalzinho (balneário Riacho Doce), obtendo a idade de cristalização de  $2181 \pm 3$  Ma (Pb-Pb em zircão). As idades obtidas por Rosa-Costa *et al.* (2012) que definem a Suíte Intrusiva Flexal são similares àquela obtida por Avelar (2002) em dioritos.

O Diorito Riacho Doce ocorre como lajedos no leito do rio Tartarugalzinho, próximo à rodovia BR - 156. A rocha tem cor verde escura, textura nematoblástica

fina e foliação milonítica NW - SE do tipo contínua e anastomosada. Há fraturas conjugadas preenchidas por finos veios de quartzo, (FIGURA 3.8).

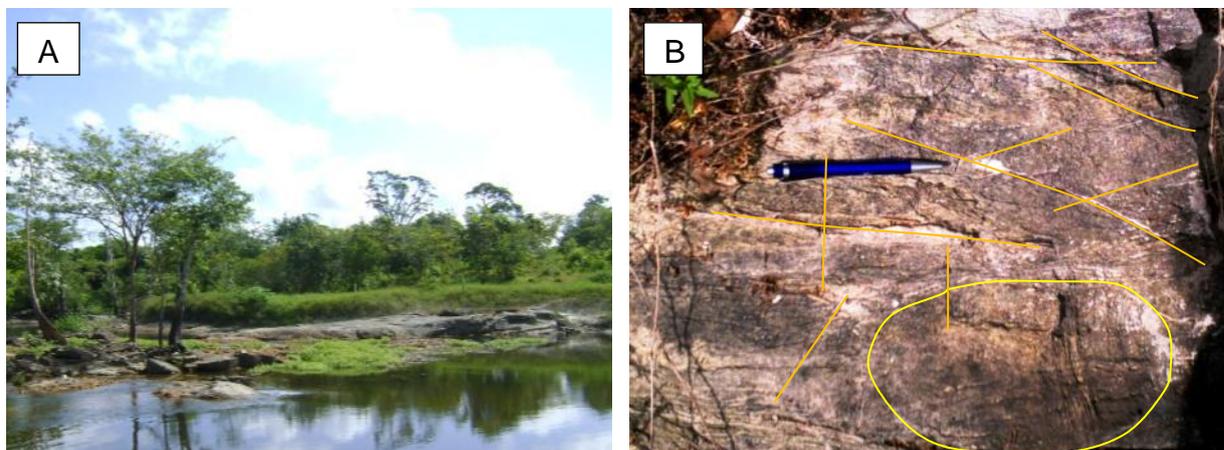


FIGURA 3.8 Diorito Riacho Doce (DCL - 26). A) vista panorâmica do afloramento; B) Foliação N60W envolvendo enclave de anfibolito (círculo) afetado pela foliação. Fraturas ressaltadas pelas linhas em amarelo.

É comum a ocorrência de diques de diabásio foliados com poucos centímetros de espessura e submétricos, concordantes à foliação. Xenólitos de prováveis anfibolitos estão presentes. No ponto DCL - 26 afloram matacões de gabro de granulação média, porém sem ligação genética com o metadiorito.

#### 3.1.4.2 Suíte Intrusiva Papa Vento (Tonalito Papa - Vento)

Segundo Jorge João *et al.* (1979) o Tonalito Papa-Vento foi definido em áreas drenadas pelas bacias do alto curso do rio Flexal e igarapé do Videira, afluente pela esquerda do alto curso do rio Falsino (FIGURA 3.4). Outra expressiva faixa distribui-se na bacia do igarapé Papa-Vento, afluente do rio Tartarugalzinho. Suas ocorrências tipo localizam-se em áreas extremas, a oeste e sudoeste além da área deste estudo. Como mencionado anteriormente, em decorrência da escassez de informações geológicas para os terrenos situados a leste do Projeto Falsino, admitiu-se que os granitoides agora estudados integravam uma unidade indivisa (Projeto SIVAM-2004), (FIGURA 3.5).

Para Jorge João *et al.* (1979) o Tonalito Papa-Vento engloba tonalitos, trondhjemitos e granodioritos isotrópicos a foliados. Em adicional Rosa-Costa *et al.*

(2012) cita o Granito Cigano compreende importantes intrusões graníticas hospedadas no Tonalito Papa-Vento e Suíte Intrusiva Flexal.

Rosa-Costa *et al.* (2012) expande as ocorrências do Tonalito Papa-Vento, inclusive a litotipos mais evoluídos, englobando anfibólio tonalitos, biotita tonalitos, biotita granodioritos e biotita monzogranitos, os quais, possuem foliação gnáissica, protomilonítica ou milonítica e textura granular subedral porfirítica. Há transição gradativa entre os tipos isotrópicos e foliados. Estes mesmos autores obtiveram dados geocronológicos (U-Pb LA em zircão) para a Unidade Papa-Vento encontrando idades de cristalização  $2136 \pm 7,5$  Ma e idade mínima de cristalização de  $2130 \pm 20$  Ma (Pb-Pb em zircão), 2,7 e 2,51 Ga ( $T_{DM}$  Sm-Nd rocha total).

Rosa-Costa *et al.* (2012) ainda utiliza a denominação de “Tonalito” para esta unidade. Como supracitado o Tonalito Papa Vento não representa um corpo isolado, e sim corpos amalgamados, acrescido a uma margem continental definindo faixa tabular, composta por corpos tonalíticos a monzograníticos hospedados na Suíte Intrusiva Flexal e Grupo Tartarugalzinho. Logo, prefere-se denominá-lo de Suíte Intrusiva Papa Vento.

Apesar de os mapas geológicos encontrados na literatura indicarem a ocorrência desta unidade na área em estudo, isto não foi confirmado pelo mapeamento, uma vez que as características petrográficas mencionadas por outros autores não condizem com as observadas, porém a mesma foi admitida na área desta dissertação com base na interpretação de mapas de produtos aerogeofísicos radiométricos, ocorrendo nas imediações do povoado de Tartarugal Grande e Bom Jesus dos Fernandes, hospedando granitoides da Suíte Intrusiva Rio Ariramba.

#### 3.1.4.3 Suíte Intrusiva Cigana

Definido por Jorge João *et al.* (1979), o Granito Cigana ou Suíte Intrusiva Cigana (este trabalho) corresponde a corpos graníticos (monzo e sienogranitos), em geral com formas alongadas a NW-SE, gerados em ambiente colisional (~ 2010 Ma) o qual intrude indiscriminadamente as unidades pré-colisionais, supracrustais e o embasamento Arqueano (ROSA-COSTA *et al.*, 2012).

Aflora na região da Vila de Itaupal, no leito do rio homônimo com a rodovia BR-156 no ponto DCL - 24. Foi descrito granito com intensa deformação dúctil com foliação milonítica forte e com fraturas pouco espaçadas (FIGURA 3.9). As demais ocorrências da Suíte Intrusiva Cigana foram cartografadas por interpretação de sensores remotos (Anexo I).

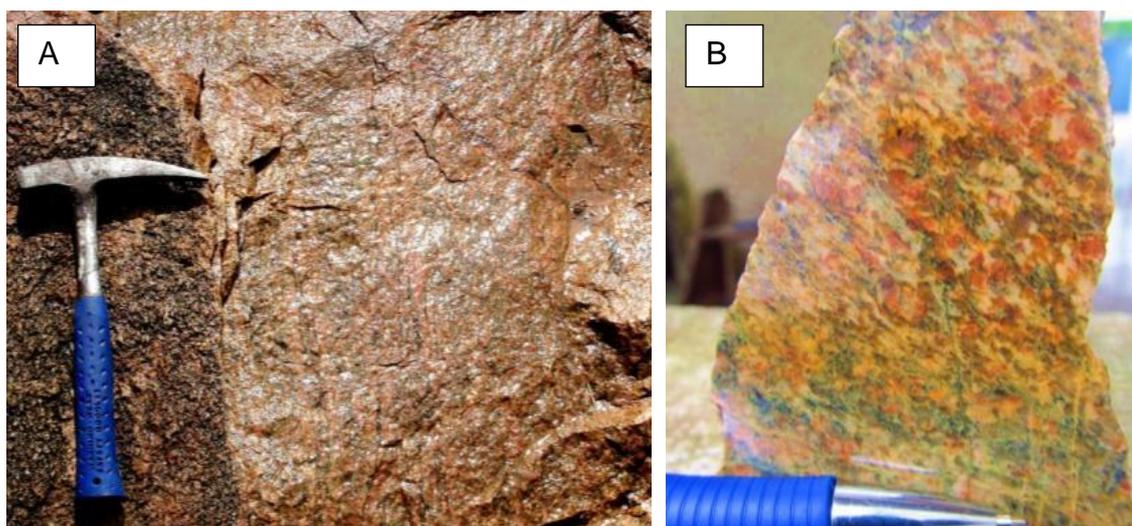


FIGURA 3.9 Aspectos macroscópicos das rochas da Suíte Intrusiva Cigana (Ponto DCL - 24).

#### 3.1.4.4 Suíte Intrusiva Rio Ariramba

Compreende diversos *stocks* com formas elípticas e alongadas alojados na Suíte Intrusiva Papa Vento, no Grupo Tartarugalzinho, no Metagranitóide Pedra do Meio e em Gnaisses Indiscriminados. Afloram biotita tonalitos porfiríticos, biotita granodioritos porfiríticos e biotita monzogranitos algo porfiríticos, as vezes milonitizados. As melhores exposições foram descritas em cortes de estrada na rodovia BR-156 (DCL - 07), próximo à ponte que cruza o rio Tartarugal Grande, blocos ao longo de ramal de acesso ao km 195 da rodovia (Estações DCL -“14 - 15 - 16 - 17”), próximo ao assentamento Governador Janary e baixo rio Ariramba, fazendo limite a oeste e a sul com as unidades arqueanas, a norte com o Grupo Tartarugalzinho e a leste com o Grupo Barreiras.

Os blocos isolados são facetados, e podem atingir três metros de altura e algumas centenas de metros quadrados. Mostram caneluras verticais resultantes da erosão, (FIGURA 3.10).

São granitoides hololeucocráticos, acinzentadas, em geral têm textura subequigranular subedral porfirítica, fraca foliação magmática e por vezes, discreto bandamento composicional, ambos com orientação E-W a NW-SE. Os fenocristais de feldspato potássico estão hospedados em massa fundamental fanerítica média composta por plagioclásio, quartzo, microclina e biotita, o qual apresenta inclusões de plagioclásio, biotita e quartzo.



FIGURA 3.10 Afloramentos da Suíte Intrusiva Rio Ariramba.

A proporção, forma e tamanho dos fenocristais muda entre os afloramentos, sendo tabulares geminados, com razão entre os eixos próximo de 1:1 a alongados com razão 4:1. Mesmo os alongados são concordantes a subconcordantes à foliação regional NW - SE, (FIGURA 3.11).

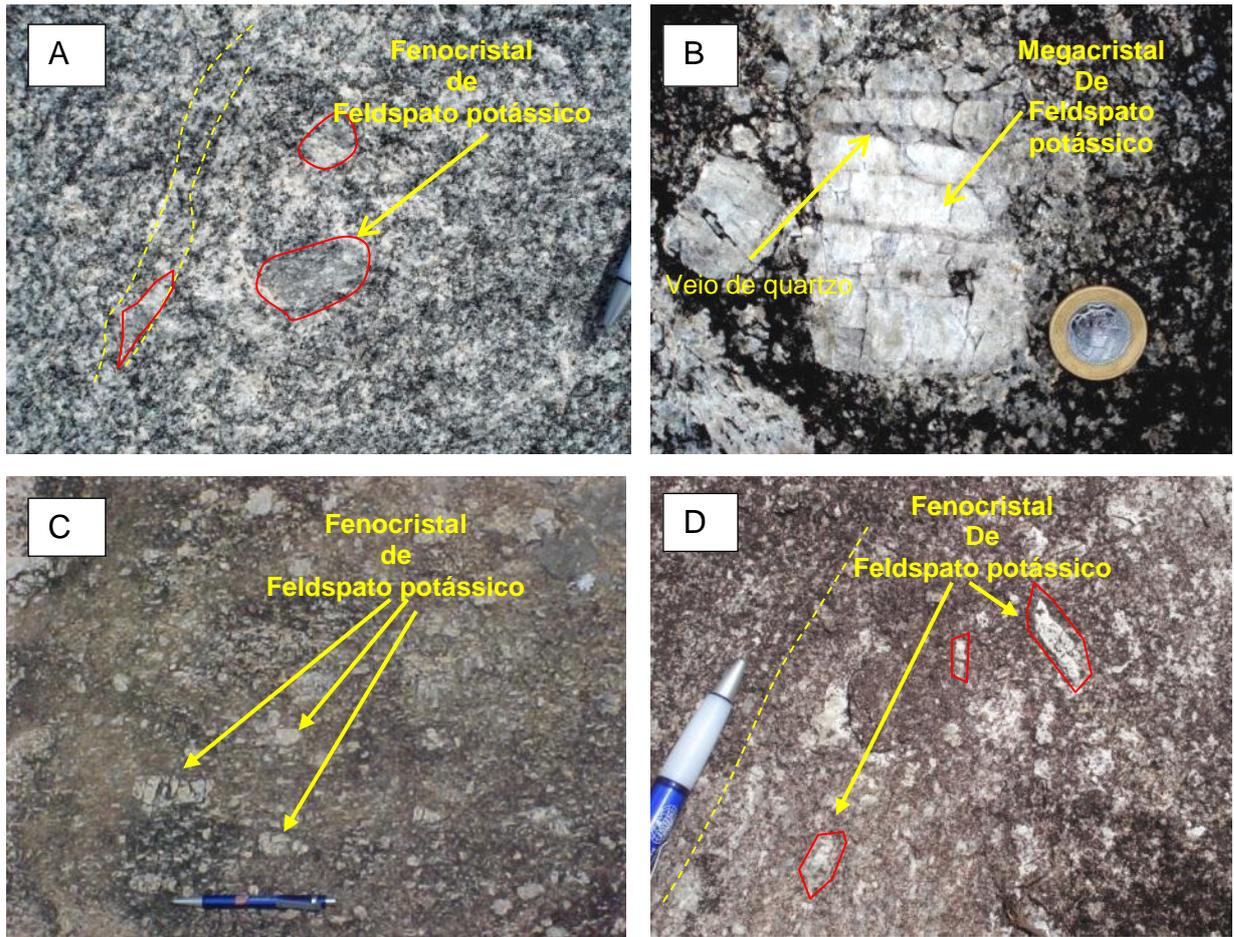


FIGURA 3.11 A) Fenocristais / porfiroclastos (contorno em vermelho) de feldspato paralelos e subparalelos à foliação (linha amarela) imersos em massa fundamental granodiorítica. B) Megacristal com veios de quartzo; C) Fenocristais concordantes à foliação; D) Orientação preferencial de fenocristais.

No ponto DCL - 07 o hololeucogranodiorito porfirítico hospeda enclave elíptico métrico microgranular de biotita diorito. Neste enclave há fenocristais anédricos de feldspato dispersos, principalmente no contato com o granitoide. Neste caso o granitoide “digere” parcialmente o enclave máfico, (FIGURA 3.12).

Nesta situação observa-se que o contato do enclave com a rocha hospedeira é bem definido, sendo abrupto em sua parte inferior, e algo difuso na parte superior. Nesta última notam-se feições que sugerem mistura entre líquidos. Por vezes, o enclave diorítico mostra-se nitidamente assimilado pelo líquido granítico (*magma mixing*). Isto é testemunhado pela presença de material máfico misturado ao líquido félsico, paralelizando-se ao longo da foliação marcada por cristais de biotita. Foram descritas porções híbridas ricas em minerais ferromagnesianos (biotita?) com porções com fenocristais (xenocristais) arredondados

subcentimétricos que parecem estar parcialmente assimilados pelo diorito, (FIGURA 3.12).

A densidade de fenocristais no afloramento do ponto DCL-21 é única na área. Ocorrem cristais tabulares, geminados e prismas alongados com até 15 cm e relação 4:1 e orientados segundo a foliação de fluxo magmático. Cristais maiores aparentemente têm certa dificuldade em rotacionar devido à maior área de contato com o líquido hospedeiro (FIGURA 3.13 A, B). Neste mesmo afloramento há fenocristais com trajetória curva do fluxo magmático (FIGURA 3.15 F). Os fenocristais de microclina mostram zoneamento oscilatório, (FIGURA 3.15 D).

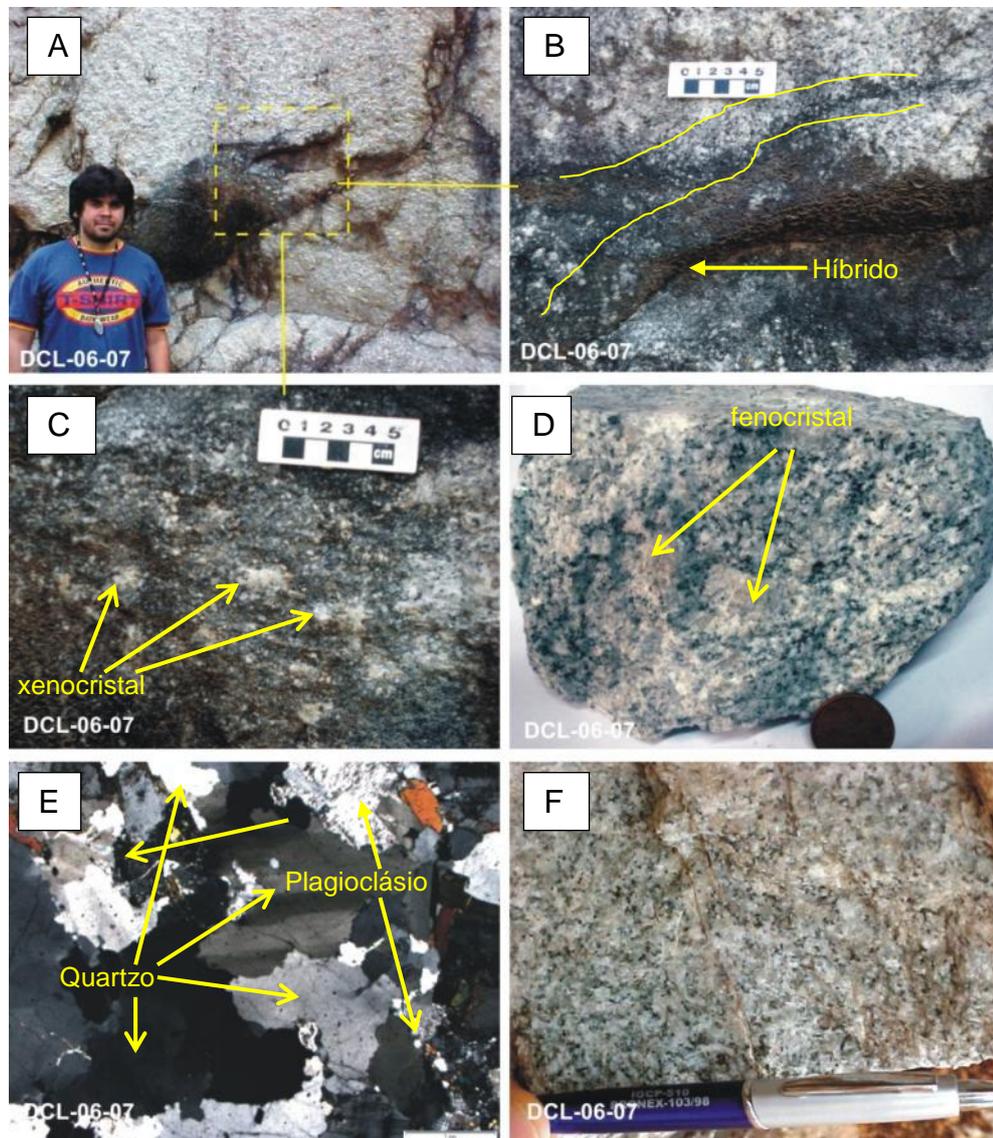


FIGURA 3.12. Afloramento da Suíte Intrusiva Rio Ariramba. A) hololeuco granodiorito com enclave máfico; B) rocha híbrida resultante da interação de líquidos félsico e máfico; C) Enclave máfico com xenocristais de feldspato; D) Granodiorito porfírico; E) Fotomicrografia com polarizadores cruzados, notar quartzo com contatos suturados e extinção ondulante; F) Fácies hololeuco granodiorítica.

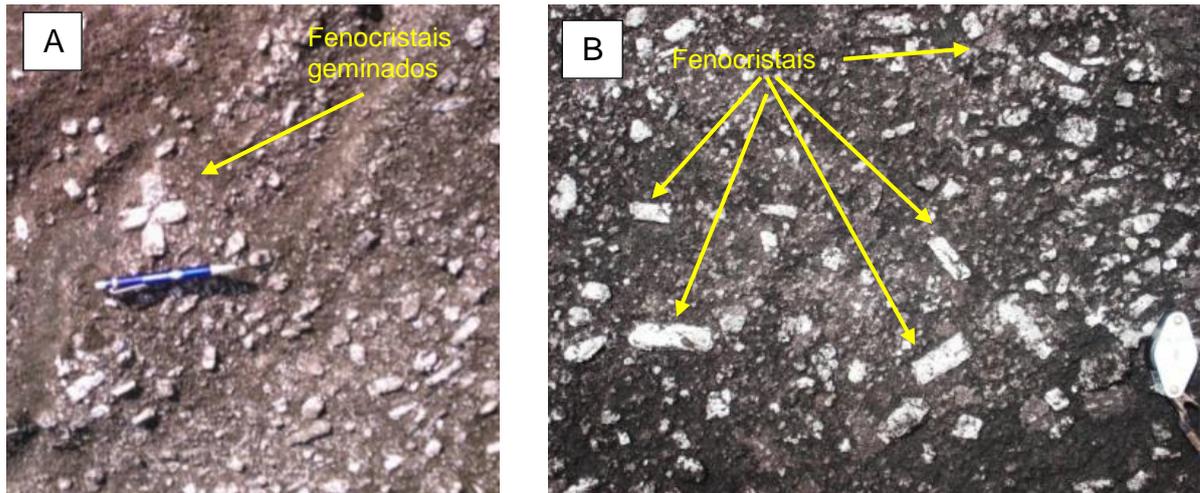


FIGURA 3.13 Granodiorito porfirítico, ponto DCL-21. A) fenocristais de feldspato potássico geminados em forma de cruz; B) fenocristais aleatórios em rocha com fraca foliação.

Excelentes exposições foram encontradas na bacia do rio Flexal, próximo à BR-156, nas imediações do povoado de Pernambuco. São observadas rochas com fenocristais e megacristais de feldspato potássico, (FIGURA 3.14 e 3.15).



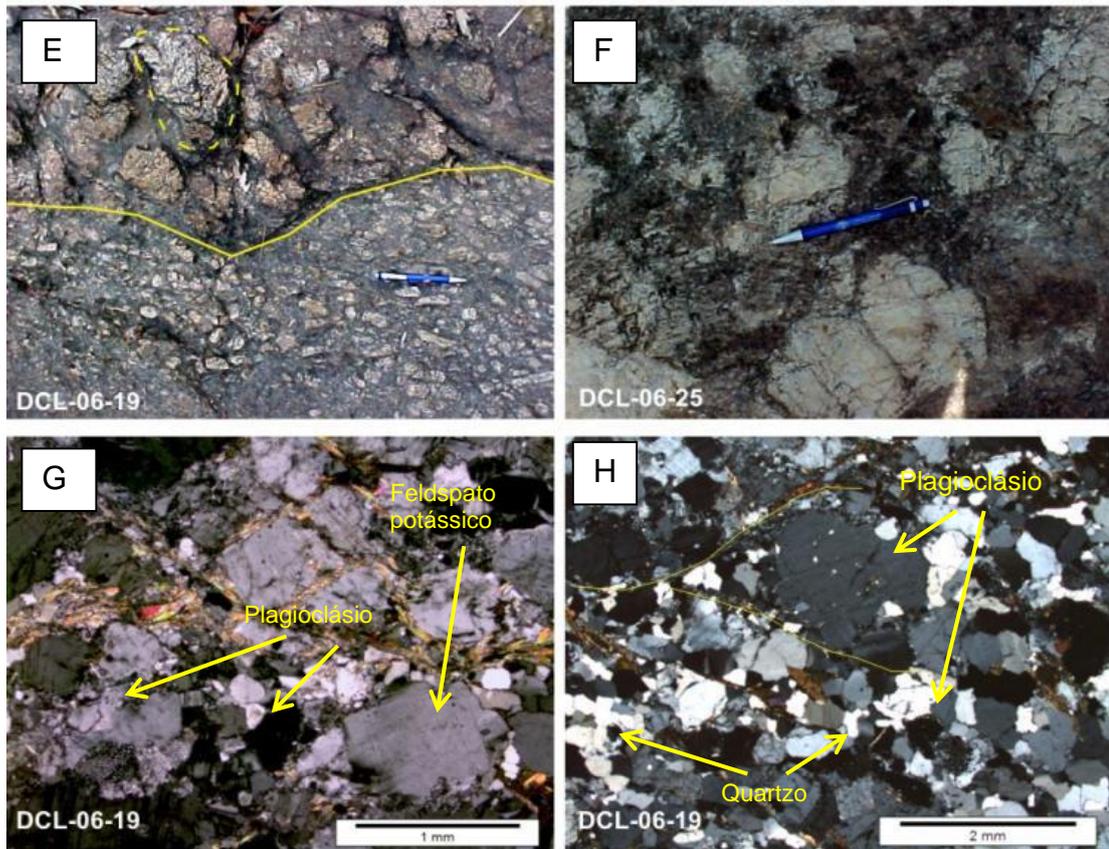


FIGURA 3.14. A) Monzogranito porfirítico protomilonítico; B) Xenólito de anfibólio tonalito da Suíte Intrusiva Flexal; C) Enclave máfico; D) Enclave máfico com xenocristais de feldspato; E) Fenocristais prismáticos e megacristais tabulares de aspecto pegmatítico; F) Megacristais geminados de feldspato em granodiorito; G e H) Fotomicrografia com polarizadores cruzados mostrando textura protomilonítica; H) Porfiroclasto de plagioclásio com sombra de pressão definida por grãos de quartzo.

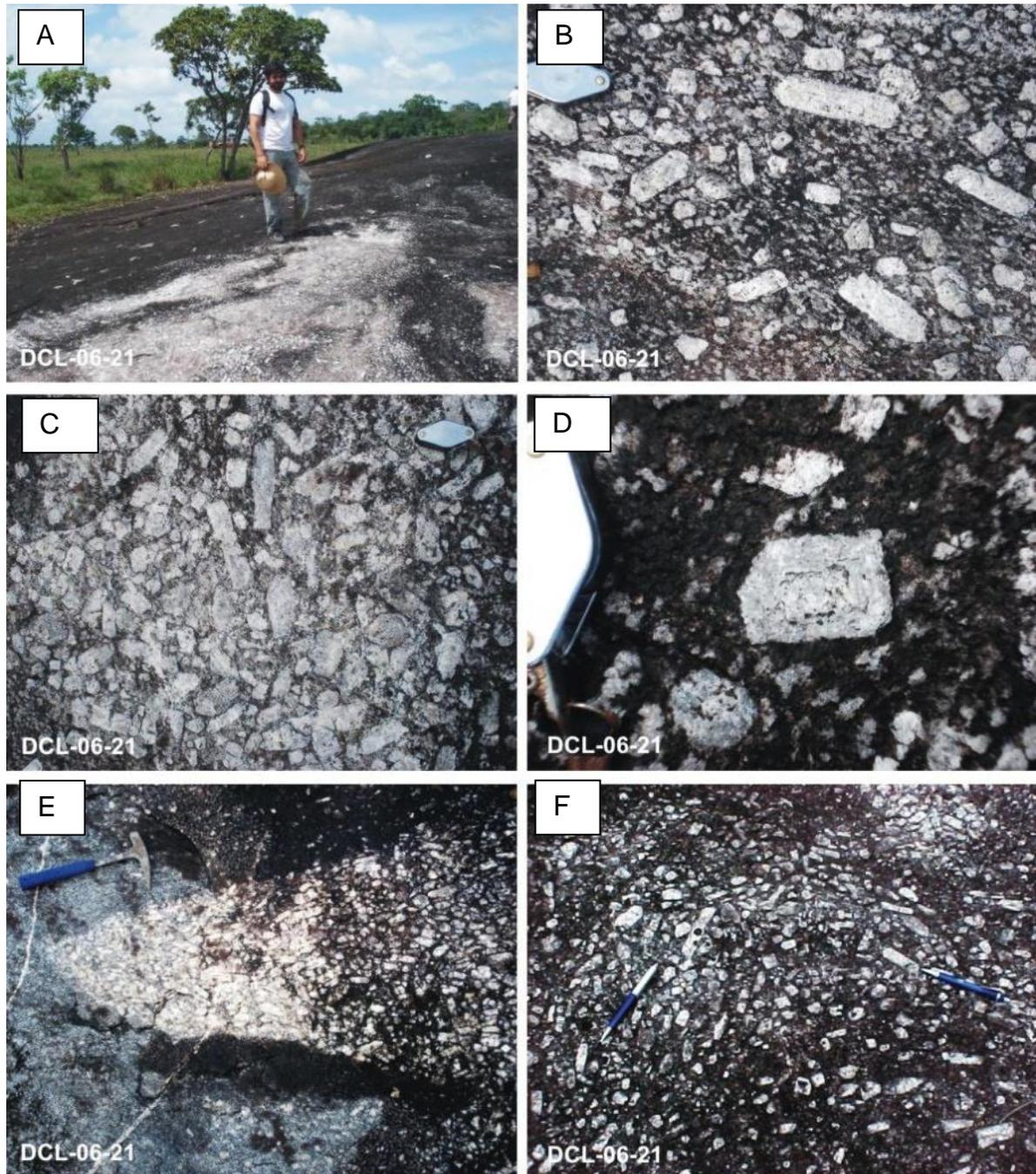


FIGURA 3.14. A) Ponto DCL -21, extenso lajedo de granodiorito porfírico onde os tons claros ressaltam os megacristais de feldspato; B) Detalhe de fenocristais e megacristais prismáticos orientados segundo a foliação; C) Arranjo caótico de fenocristal de microclina; D) Zoneamento concêntrico foi comumente observado nestes cristais; E) Contraste de densidade de distribuição de fenocristais de feldspato; F) Estrutura de fluxo com trajetória curva marcada por fenocristais.

### 3.1.5 Granitoides indivisos

Os granitoides indivisos foram inferidos a partir de mapas aerogeofísicos, principalmente quando associados a intrusões na Suíte Intrusiva Flexal, que contrasta por apresentar baixos valores de K, Th e U.

### 3.1.6 Complexo Tartarugal Grande

Jorge João *et al.* (1979) nomearam esta unidade como “Suíte Metamórfica” Tartarugal Grande a qual reúne corpos charnockitoides metamorfisados em fácies granulito. Posteriormente Rosa-Costa *et al.* (2012) renomearam como Complexo Tartarugal Grande, e obtiveram as idades  $2125 \pm 4$  Ma a  $2065 \pm 5$  Ma (Pb-Pb em zircão). Após o metamorfismo granulítico foram submetidas à retrometamorfismo em fácies anfíbolito. Estas rochas possuem xenólitos de rocha máfica arqueana granulitizada ( $2671 \pm 15$  Ma) (U-Pb L.A) e, localmente, porções migmatizadas.

No extremo sudoeste da área de estudo afloram um restrito segmento desta unidade segundo provavelmente em contato tectônico com os granitoides das suítes intrusivas Papa Vento e Rio Ariramba, Metagranitoide Pedra do Meio e Gnaisse Porfírio, (Anexo I).

### 3.1.7 Granitoide Janary

No extremo sudoeste da área (Ponto DCL-13) afloram pequenos blocos métricos, ao nível do terreno, as margens de um ramal próximo ao assentamento Governador Janary. Trata-se de um quartzo monzonito leucocrático de cor cinza escuro, com estrutura isotrópica, textura fanerítica fina a média, sem fenocristais de feldspato, portador de anfibólio. Estas rochas se localizam na área limítrofe entre unidades arqueanas, granitoides riacianos e charnockitoides granulíticos do Complexo Tartarugal (FIGURA 3.16 e Anexo I). Características petrográficas e litogeoquímicas descartam a correlação com outra unidade litoestratigráfica de idade

riaciana, porém dados geocronológicos são necessários para sua melhor caracterização. O Granitoide Janary ocorre provavelmente sob a forma de *plug*, porém são incertas sua forma e dimensão e seus limites. Rosa-Costa *et al.* (2012) identificaram em região próxima a esta área corpos circulares de granitos fracamente deformados (Granito Tauari) datados em  $2040 \pm 2$  Ma (Pb-Pb em zircão) que pode apresentar alguma relação com esta unidade. O Granitoide Janary é inserido no magmatismo tardi ou pós-transamazônico orosiriano.

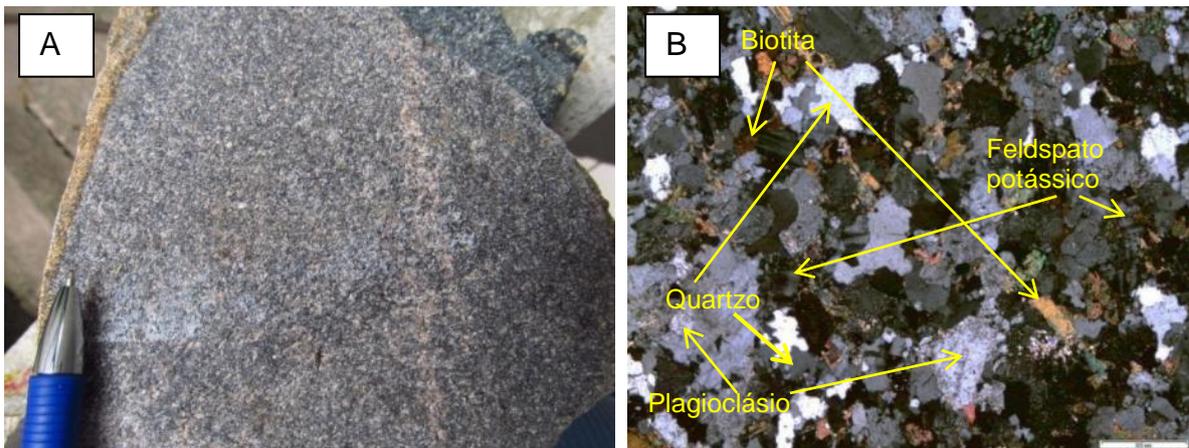


FIGURA 3.16. Quartzo monzonito Janary. A) Textura equigranular fina a média isotrópica; B) Fotomicrografia com polarizadores cruzados; notar fraca orientação preferencial dos cristais.

### 3.1.7 Suíte Intrusiva Cassiporé

Suíte Intrusiva Cassiporé reúne enxames de diques básicos toleíticos (FIGURA 3.4, 3.5 e 3.17 A, B) de direção NNW-NNE, reflexos da abertura do Oceano Atlântico durante o Permo-Triássico (254 a 207 Ma) (MAGALHÃES *et al.*, 2007). O Diabásio Cassiporé foi identificado principalmente ao longo dos perfis geológicos levantados nos rios que cortam a área. Em aglomerados de calhaus e matacões ao longo de rios são encontrados blocos de diabásio. São rochas de cor cinza escuro e verde escura, com textura equigranular fanerítica fina e isotrópica, constituída por plagioclásio e piroxênio.

São de idade fanerozoica e representantes das manifestações magmáticas da fragmentação do Pangea e abertura do Atlântico Norte. Estes diques cortam rochas pré-cambrianas e definem a Suíte Intrusiva Cassiporé (NOGUEIRA *et al.*,

2000; ROSA-COSTA, 2006). Contudo, é provável que existam outras gerações de diques mais antigos na área, assim como aqueles do nordeste do Estado do Amazonas, onde ocorre a Formação Quarenta Ilhas (VEIGA JR. *et al.*, 1979), constituída por diabásios, gabros e dioritos de afinidade toleítica e idade em torno de 1780 Ma. Santos *et al.* (2002) sugerem que o magmatismo Avanavero-Quarenta Ilhas-Crepori pode estar relacionado à fragmentação do Supercontinente Atlântica.

Delor *et al* (2003 b) reconheceram quatro gerações de diques básicos na Guiana Francesa. O Apatoe Dolerito (200 – 195 Ma) corresponderia aos diabásio da Suíte Intrusiva Cassiporé do Amapá. Outras gerações posteriores representam eventos magmáticos entre o Neoproterozoico e Paleoproterozoico como: Dolerito *Tampok* (809 Ma), Dolerito *Kayser* (1500 Ma) e Dolerito *Conte / Avanavero* (1800 Ma).



FIGURA 3.17. A) Lajedos submersos e matacões de diabásio no rio Tartarugalzinho; B) Fotomicrografia com polarizadores cruzados do diabásio Cassiporé, com predomínio de plagioclásio ripforme radial e grãos de clinopiroxênio.

## 4 GEOLOGIA ESTRUTURAL

As temáticas abordadas neste capítulo envolvem o comportamento das foliações em escala regional, macro e microscópica segundo a intensidade da deformação.

### 4.1 TRAJETÓRIAS DAS FOLIAÇÕES

O reconhecimento das trajetórias das foliações foi possível a partir da análise de imagens de sensores remotos e de dados obtidos em campo. Sensores ópticos e de radar mostram que em âmbito regional a foliação presente em granitoides e em sequências supracrustais segue direções WNW-ESE em maior frequência e, subordinadamente, E-W, ENE-WSW, (FIGURA. 4.1 e 4.2. A, B, C).

Na região central da área ainda que a quantidade de medidas estruturais destes elementos seja restrita, nota-se paralelismo das foliações descritas neste setor, com aquela verificada em outros domínios da área de estudo. Entre a região central e sul da área (localidade de Tartarugal Grande e Bom Jesus dos Fernandes) a foliação tem direção N50°W, WNW-ESE e E-W. No extremo sul da área, a foliação dos granitoides tem direção NE-SW e E-W/WNW, cujas variações refletiriam limites de fácies ou de corpos. Quatro (04) medidas de lineação mineral mostram de baixo e médio ângulos de caimento (15-40°/120° Az) em granitoides e anfibolitos.

O número reduzido de afloramentos entre o extremo norte da área e a parte central, próximo de Tartarugalzinho, dificulta o detalhamento cartográfico da trajetória daquela estrutura. Entretanto, a análise de imagens de radar SRTM (FIGURA 1.2) permite identificar formas de relevo alongadas, algo segmentadas e alinhadas conforme a direção NW-SE observada regionalmente.

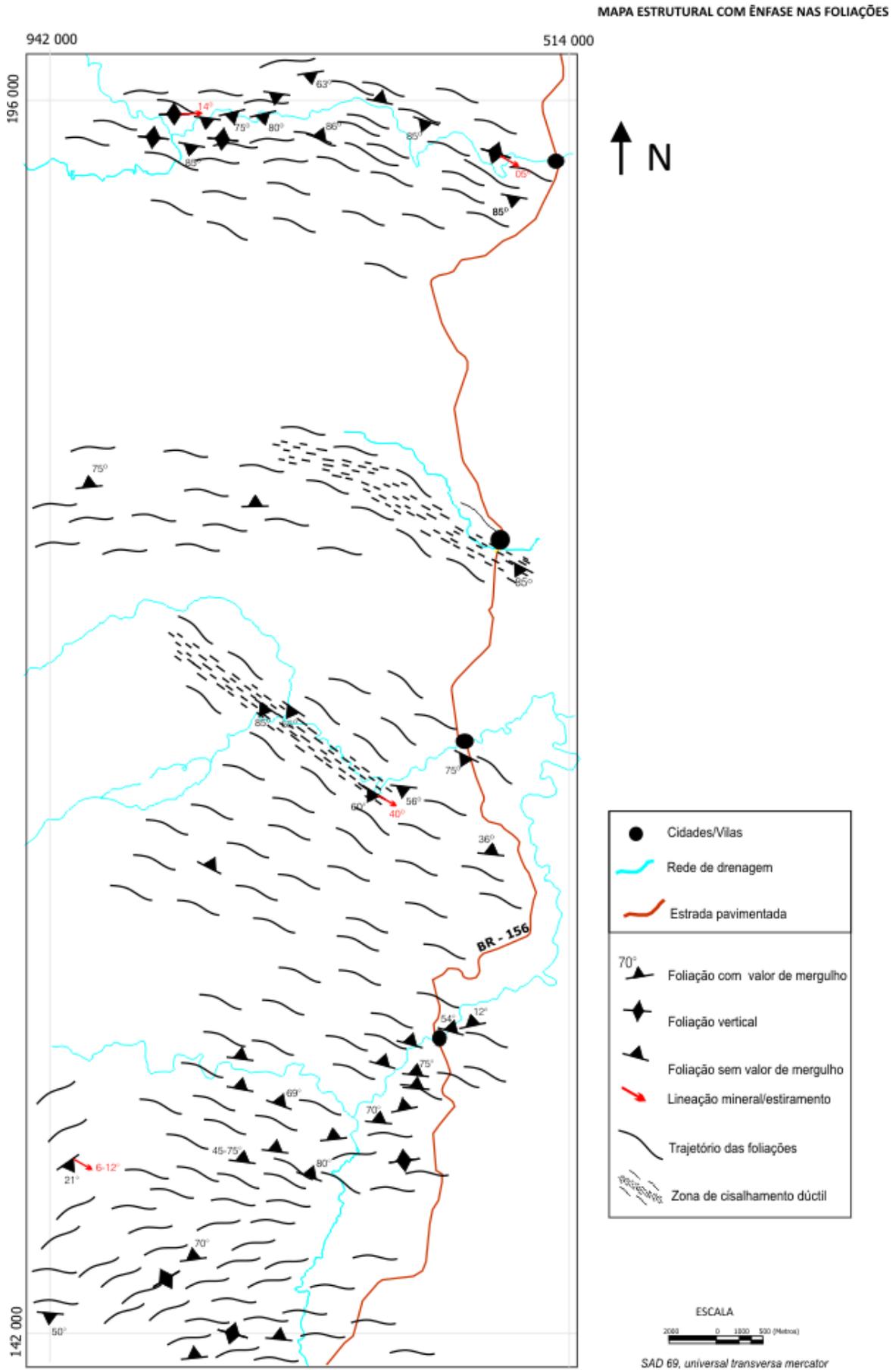


FIGURA 4.1 Mapa estrutural da região de Tartarugalzinho. Notar foliação com direções NW-SE, NE-SW e E-W em granitoides. Fonte: O autor (2013).

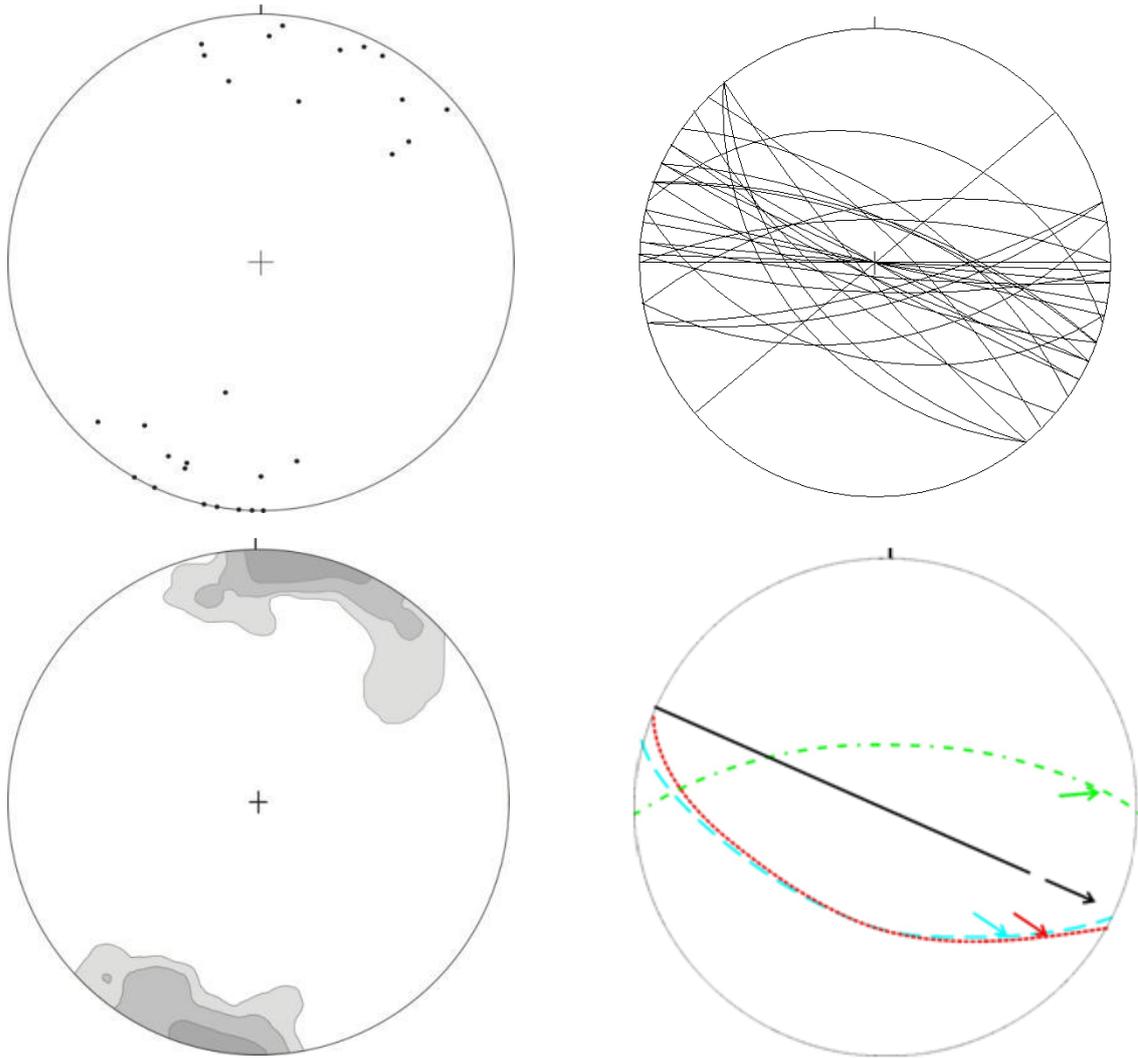


FIGURA 4.2 A) Diagrama  $\beta$  dos planos da foliação; B) Diagrama  $\pi$  dos planos da foliação; C) Diagrama de concentrações para os polos da foliação. (30 medidas de foliação); D) diagrama com atitudes de lineação mineral.

## 4.2 DIORITOS MILONÍTICOS E ANFIBOLITOS

Afloramentos de rochas metabásicas foram encontrados nos leitos e margens de rios principais que cortam a região no sentido leste-oeste, nos setores norte e central. No rio Tartarugalzinho afloram lajedos de no máximo 200 m<sup>2</sup>, ou como blocos e matacões agrupados, de dioritos miloníticos ou anfibolito miloníticos do Grupo Tartarugalzinho deformados em zona de cisalhamento dúctil NW-SE de alto ângulo. Anfibólio, plagioclásio, quartzo e biotita formam porfiroclastos no metadiorito milonítico, (FIGURA 4.3 E).

Outras estruturas de origem deformacional como faixas e bandas de cisalhamento de espessura métrica além de veios de quartzo injetados concordantes e discordantes à foliação foram descritos em nível de afloramento.

#### 4.2.1 Enclaves dioríticos foliados

Os tonalitos da Suíte Intrusiva Flexal hospedam significativo volume de enclaves dioríticos de abrangência e dimensões variadas. Os enclaves estão foliados e paralelizados ao *trend* WNW-ESE e E-W com mergulhos subverticais a vertical, originando segregação composicional, no qual as bandas máficas exibem espessura centimétrica e formas alongadas ou amendoadas, descontínuas e com variação na espessura. Estes corpos desenvolvem extremidades adelgadas e paralelizadas à foliação WNW-ESSE, (FIGURA 4.3 A). A foliação (xistosidade) dos enclaves é bem desenvolvida e definida pela orientação preferencial de prismas de anfibólio e plagioclásio.

Em raras exposições a xistosidade torna-se incipiente. Veios trondhjemiticos de espessura submilimétrica a centimétrica são concordantes à foliação. Estes trondhjemitos de injeção podem estar anastomosados e associados a corpos tabulares centimétricos de mesmo material (FIGURA 4.3 B). Veios de quartzo pouco expressivos em geral cortam a foliação.

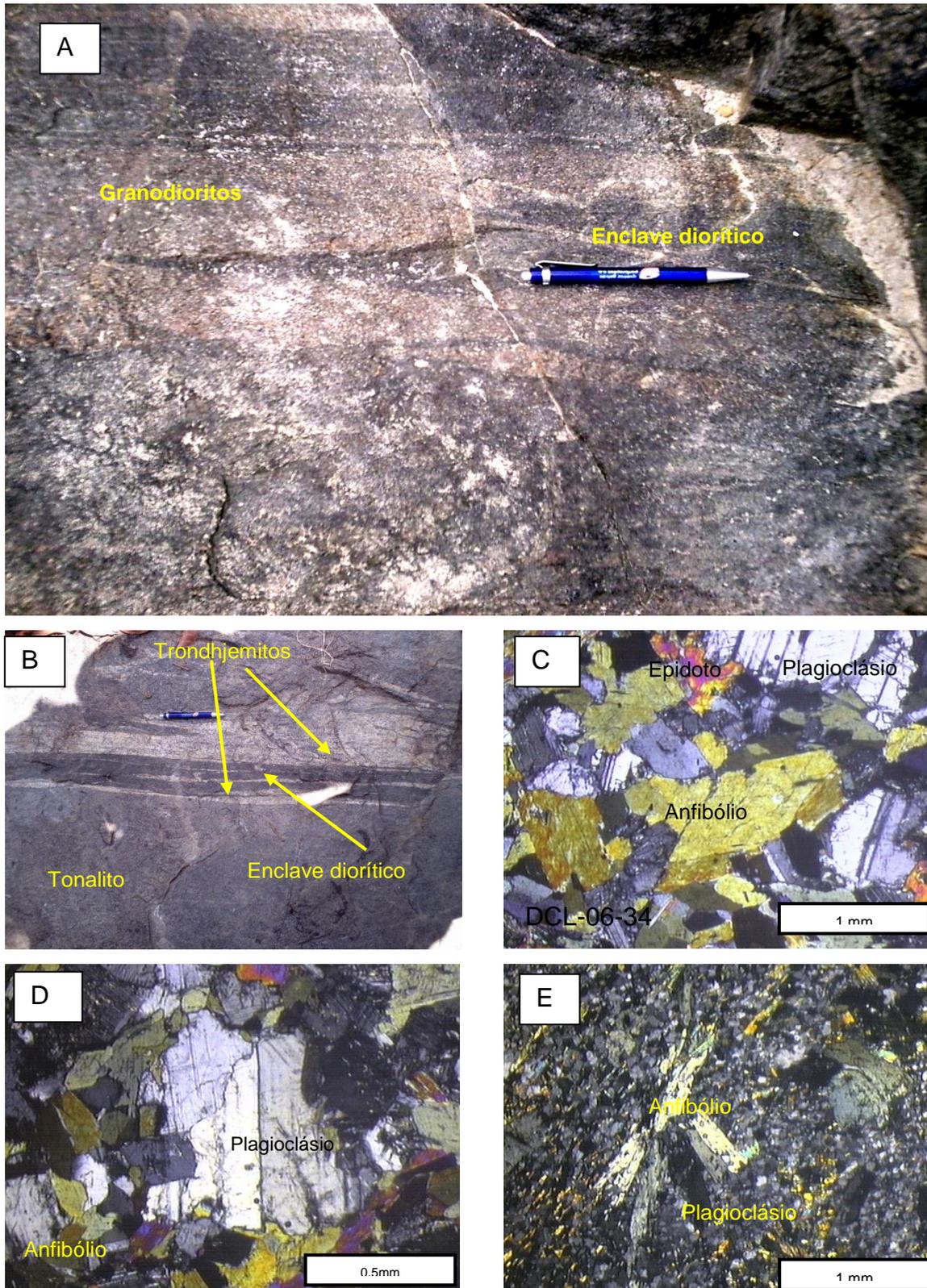


FIGURA 4.3. A) Bandamento composicional entre granodiorito e enclave diorítico foliado; B) tonalitos com veios trondhjemíticos e enclave máfico foliado. Fotomicrografia com polarizadores cruzados em C) e D) textura ígnea em enclaves dioríticos; E) anfibolito do rio Tartarugalzinho com fina matriz de quartzo + plagioclásio. Notar cristais de biotita e anfibólio paralelos e discordantes da foliação, e anfibólio radial no centro da foto.

#### 4.2.1.1 Estruturas microscópicas

Enclaves quartzo dioríticos e dioríticos apresentam grãos finos a grossos de anfibólio e plagioclásio e, às vezes quartzo recristalizado cujos novos grãos desenvolvem contato poligonal. A foliação destes enclaves máficos é marcada pela orientação preferencial de anfibólio e biotita, embora a deformação intracristalina seja incipiente. Isto pode sugerir a natureza magmática desta superfície. Arranjos poligonais em junções tríplexes entre os grãos poderiam sugerir algum equilíbrio textural em estado sólido (cf. PASSCHIER e TROUW, 1996).

Os cristais de plagioclásio são inequigranulares, finos a médios, anédricos e subédricos, seus contatos são levemente curvos a planares. Quando em contato com quartzo, pode desenvolver contato interlobar com tendência à poligonização. O quartzo mostra subgrãos e boa orientação preferencial, principalmente quando há maior domínio de biotita.

Os cristais de biotita são subequigranulares, subedrais a anedrais, possuem formas alongadas e orientação preferencial, contudo há cristais com disposição aleatória. Seus contatos são planares com outros cristais de biotita e anfibólio, e levemente serrilhado e curvo com quartzo e plagioclásio. É um forte marcador da xistosidade junto com o anfibólio, onde finos cristais de biotita contornam cristais maiores de plagioclásio. Alguns cristais apresentam extinção ondulante, suave curvatura de maclas e localmente *kink bands*.

Os contatos entre cristais de quartzo podem ser planares, resultando em arranjos poligonais, ou sinuosos. Entre quartzo e plagioclásio, os contatos são interlobados. O quartzo tem extinção ondulante moderada a forte, subgrãos e novos grãos.

#### 4.2.2 Dioritos (Anfibolito) milonítico

No rio Tartarugalzinho um destes diques, com largura aproximada de 50 metros (DCL-04) foi localmente afetado por zona de cisalhamento de 20 metros de ângulo de mergulho moderado a forte. A rocha sofreu deformação milonítica

traduzida por grãos muito finos de anfibólio e plagioclásio. Há três diferentes níveis de intensidade da deformação para este afloramento.

#### 4.2.2.1 Estruturas macroscópicas

Podem ser divididas, de acordo com a intensidade de recristalização, em rochas não foliadas, moderadamente foliadas e rochas fortemente foliadas (ultramiloníticas).

As rochas não foliadas apresentam cor cinza médio, textura fanerítica fina, estrutura maciça, sendo possível distinguir cristais finos de plagioclásio e piroxênio (FIGURA 4.4 A). As rochas de foliação moderada apresentam textura fina o que impede a distinção das fases minerais. Contudo, ainda é possível identificar alguns cristais de carbonato finamente recristalizados. Apresenta sutil foliação contínua e paralela com orientação NW-SE, concordante com a estruturação regional.

Diabásios fortemente foliados mostram pronunciada foliação ultramilonítica ressaltada na superfície da rocha, onde a granulação muito fina não torna possível a identificação de seus minerais.

##### - Rochas com foliação forte

Os cristais de anfibólio são finos a muito finos fraturados e estirados, subédricos a anédricos. Grãos menores estão fortemente condicionados à orientação preferencial, definindo a foliação em associação com finos cristais de biotita, desenvolvendo contatos em geral irregulares, e leve extinção ondulante.

Os cristais médios de anfibólio têm contatos irregulares e retilíneos (planar) com grãos de biotita, sempre associados a estes em agregados. Porfiroblastos de anfibólio têm arranjo radial, formas alongadas ripiformes desenvolvendo forte extinção ondulante e sem orientação preferencial. Alguns dos cristais grossos seguem a orientação preferencial da foliação, ao passo que outros são discordantes a este plano. Os raros porfiroclastos de anfibólio estão rotacionados e contornados

pela foliação, (FIGURA 4.3 E). Grãos finos de biotita formam finos níveis descontínuos e orientados ao longo da foliação. A biotita geralmente se associa ao anfibólio formando agregados. Porfiroclastos de biotita mostram certa rotação resultando em disposição oblíqua ao plano (C) da foliação milonítica e definindo a superfície (S).

Grãos finos de plagioclásio que compõem a fina matriz possuem contatos irregulares a retilíneos, extinção ondulante moderada, subgrãos e novos grãos. Os anfibolitos miloníticos podem hospedar microveios de quartzo, cujos cristais mostram forte extinção ondulante, contatos interlobados, subgrãos e novos grãos.

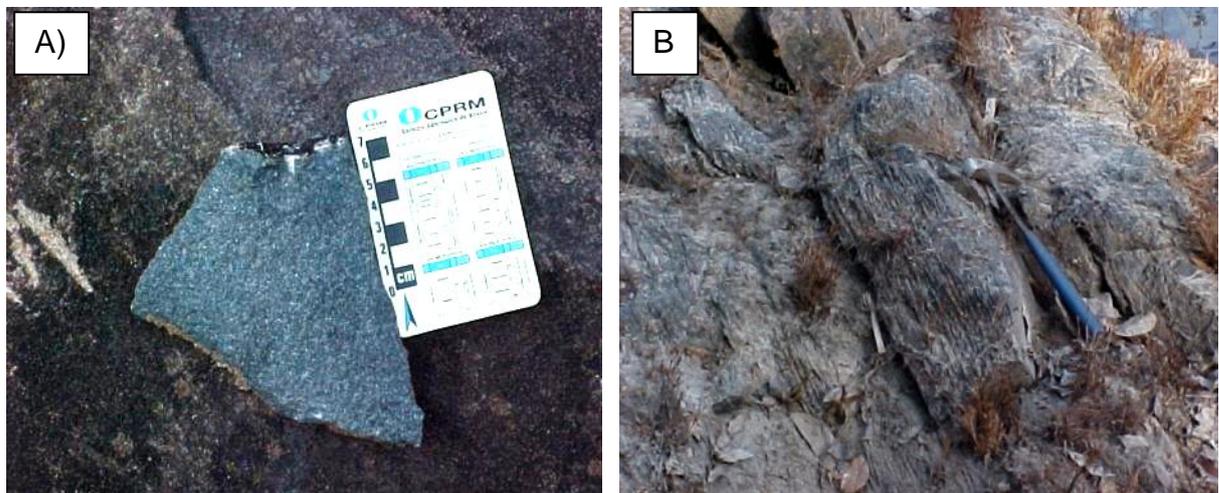


FIGURA 4.4 A. Diabásio não deformado com estrutura isotrópica; B) Anfibolito ultramilonítico com foliação de alto ângulo.

#### - Rochas moderadamente foliadas

São rochas ricas em anfibólio fino a médio, com finos cristais de plagioclásio e compoendo textura granonematoblástica. Plagioclásio e quartzo constituem fina matriz com características de recristalização dinâmica. O quartzo exhibe extinção ondulante moderada, subgrãos e novos grãos.

O anfibólio apresenta grãos anédricos finos e médios, alongados e fragmentados mostrando extinção ondulante, desenvolvendo contatos irregulares com os demais, os quais estão orientados definindo fraca foliação de caráter irregular, algo sinuoso que eventualmente contorna porfiroclastos de anfibólio e

plagioclásio (FIGURA 4.5). Os cristais de biotita são finos e estão sempre associados à clorita secundária e ao anfibólio sendo produto de desestabilização deste. Os cristais de opacos são finos e alongados, ou aciculares e definem a foliação juntamente com os demais minerais.

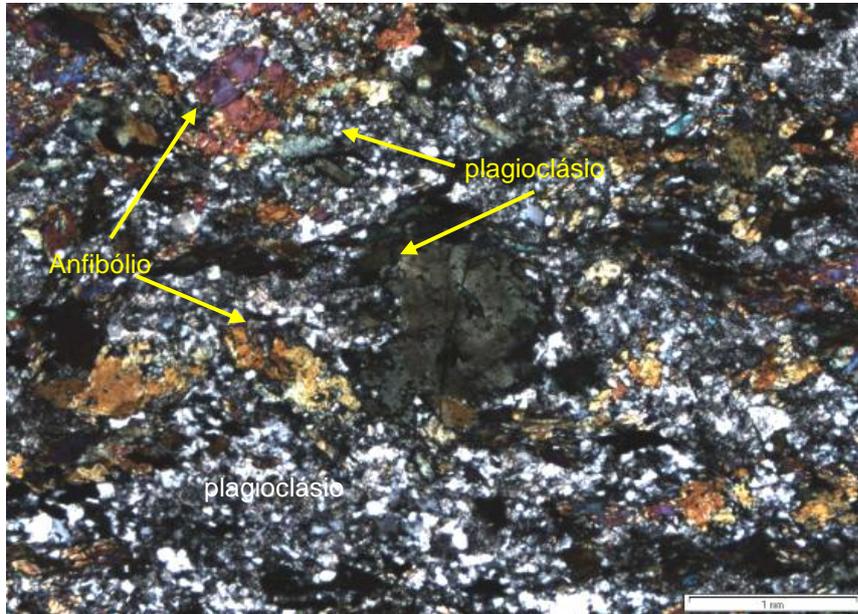


FIGURA 4.5 Fotomicrografia com polarizadores cruzados de anfibolito provavelmente pertencente ao Grupo Tartarugalzinho. O detalhe mostra porfiroclasto de plagioclásio imerso em matriz de plagioclásio e quartzo envolvido por foliação de anfibólio.

#### - Rochas pouco deformadas

São gabros/diabásios associados a rochas deformadas, constituídos por plagioclásio e clinopiroxênio de textura intergranular. Os cristais de plagioclásio são ripiformes, sem orientação preferencial, ora como cristais tabulares com limites retilíneos e irregulares com o plagioclásio, clinopiroxênio e opacos. Por vezes, cristais de plagioclásio mostram crescimento radial ou arranjo em cruz. Textura granofírica pode ser observada em domínios intersticiais.

O clinopiroxênio é inequigranular variando de fino a médio e subédrico. Pode mostrar contato planar mútuo com plagioclásio e opacos e, irregulares em menor número. Apresentam extinção ondulante moderada e raras fraturas.

### 4.3 GRANITOIDES

Estão amplamente distribuídos na área e em termos de deformação podem ser separados em não foliados, moderadamente foliados e intensamente foliados. São raros os afloramentos em que deformação dúctil está ausente. Na medida em que se aproximam do limite com o domínio de rochas arqueanas, rochas encaixantes registram melhor esta deformação, o que é comum nas margens dos corpos graníticos. Granitos foliados passam lateralmente para granitos milonitizados com porfiroclastos imersos em fina matriz recristalizada o que, às vezes, confere-lhes aspecto gnáissico.

#### 4.3.1 Granitoides não foliados

Este grupo se restringe a apenas uma ocorrência na região de Tartarugal Grande, imediações da vila de Governador Janary, neste trabalho nomeado como Granitoide Janary. Rocha isotrópica, fanerítica fina e homogênea, (FIGURA 4.6).



FIGURA 4.6 Quartzo monzonito Janary não foliado. Ocorrência restrita na porção SW da área de estudo.

#### 4.3.1.1 Escala microscópica

Localmente foi observada sutil orientação preferencial de minerais lamelares, contudo foi descrita como de intensidade incipiente. Apresenta textura granular interlobada anedral fina estabelecida principalmente pelos cristais anédricos de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, (FIGURA 4.7).

Os cristais de quartzo são finos, anédricos, sem orientação preferencial, apresenta extinção ondulante moderada a forte. Agregados de subgrãos são comuns. Desenvolve contatos essencialmente irregulares serrilhados e interlobados.

O feldspato potássico não tem orientação preferencial, raramente apresenta extinção ondulante. Quando em contato com quartzo e plagioclásio, mostra limites serrilhados e algo sinuosos e retos com a biotita. Vários grãos de feldspato potássico mostram recristalização de borda com núcleos preservados.

Os cristais de plagioclásio não mostram orientação preferencial e, localmente, apresentam fraca extinção ondulante.

Os cristais de anfibólio são grossos, subédricos, indeformados e podem possuir inclusões ovais de feldspato potássico e inclusões prismáticas de plagioclásio.

A disposição da biotita é aleatória e sua relação de contato com os outros minerais é marcada por limites irregulares.

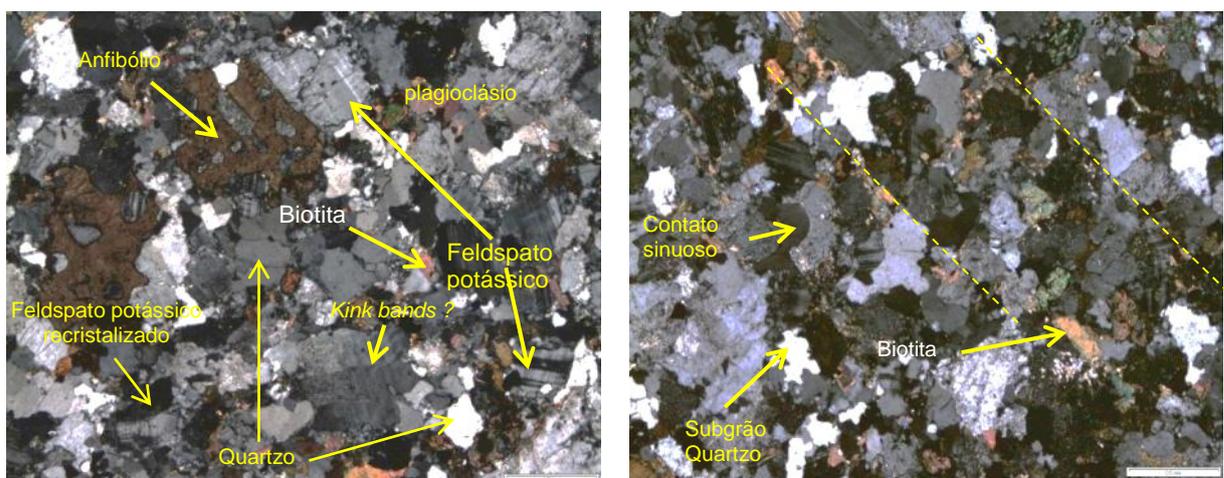


FIGURA 4.7 Fotomicrografia com polarizadores cruzados do quartzo monzonito Janary. A) Textura granular subedral isotrópica; B) Sutil orientação preferencial de cristais de biotita (linha tracejada).

#### 4.3.2 Granitoides moderadamente foliados

De ampla ocorrência na área, as rochas moderadamente deformadas se distinguem pela presença de foliação homogênea, bem definida e desenhada pela orientação preferencial de cristais de biotita e feldspato potássico, pelo achatamento de cristais de quartzo e por vezes feldspatos cisalhados. Nas rochas porfiríticas, os fenocristais podem ser contornados pela foliação, o que confere à foliação aspecto anastomosado.

Nos pontos DCL-12 e DCL-19 há porfiroclastos de feldspato com evidências de rotação e estiramento, descrevendo sigmoides de movimentação dextral o que sugere, além da componente por fluxo magmático, a atuação de componente cisalhante oblíqua e transcorrente, (FIGURA 4.8).

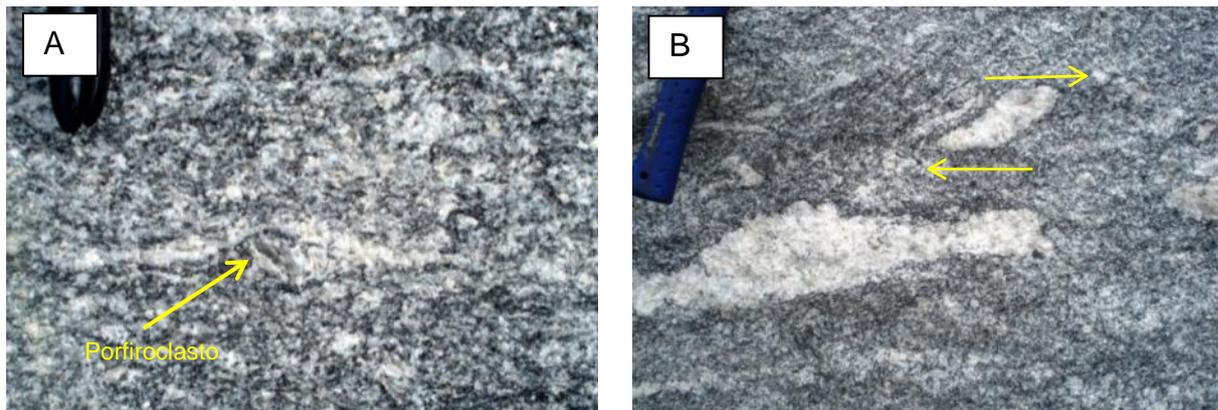


FIGURA 4.8. A) porfiroclasto simétrico de feldspato; B) Rods de quartzo definindo superfície S-C.

Localmente esse alinhamento de fenocristais mostra bruscas ondulações em suas trajetórias devido à provável perturbação do fluxo magmático. As foliações do domínio norte são subverticais e sobre esta superfície foi tomada atitude de lineação de estiramento  $25^{\circ}/125^{\circ}$  Az, de modo semelhante ao observado no domínio sul, a despeito de possuírem mergulhos entre  $50^{\circ}$  e  $70^{\circ}$ .

Diques micrograníticos ou aplíticos são comuns nos afloramentos de granitoides (Ponto DCL - 21) e em média atingem vinte centímetros de espessura de orientação  $30^{\circ}$  Az e  $100^{\circ}$  Az e contínua extensão pelo afloramento e podem ser algo numerosos. Internamente um destes diques mostra acamamento ou foliação de fluxo de aspecto levemente ondulado.

A foliação regional NW-SE impressa nos granitoides também afeta este estágio magmático tardio sem refração dessa estrutura no contato dos litotipos. Não foi possível coletar amostras para estudo em escala micro dos diques félsicos.

#### 4.3.2.1 Escala microscópica

Os cristais de quartzo em geral definem agregados de subgrãos e novos grãos. Em alguns casos os neoblastos de quartzo podem mostrar contatos retilíneos, em arranjo poligonal, e em outros casos podem ter contatos curvos, interlobados e serrilhados. Os contatos entre cristais de quartzo e biotita são geralmente retilíneos podendo mostrar aspecto poligonal. A feição microestrutural mais comum é a extinção ondulante moderada a forte, a qual pode passar a domínios de subgrãos e novos grãos, (FIGURA 4.9).

O plagioclásio desenvolve contatos irregulares e curvos com quartzo e feldspato potássico, e contatos irregulares com a biotita. Alguns cristais raramente apresentam extinção ondulante moderada e tendem a se orientar preferencialmente, porém este comportamento não é persistente podendo haver cristais com disposição aleatória ou perpendicular à foliação. Outra feição comum destes grãos são maclas de deformação. Raros *kink bands* também foram descritos, (FIGURA 4.9).

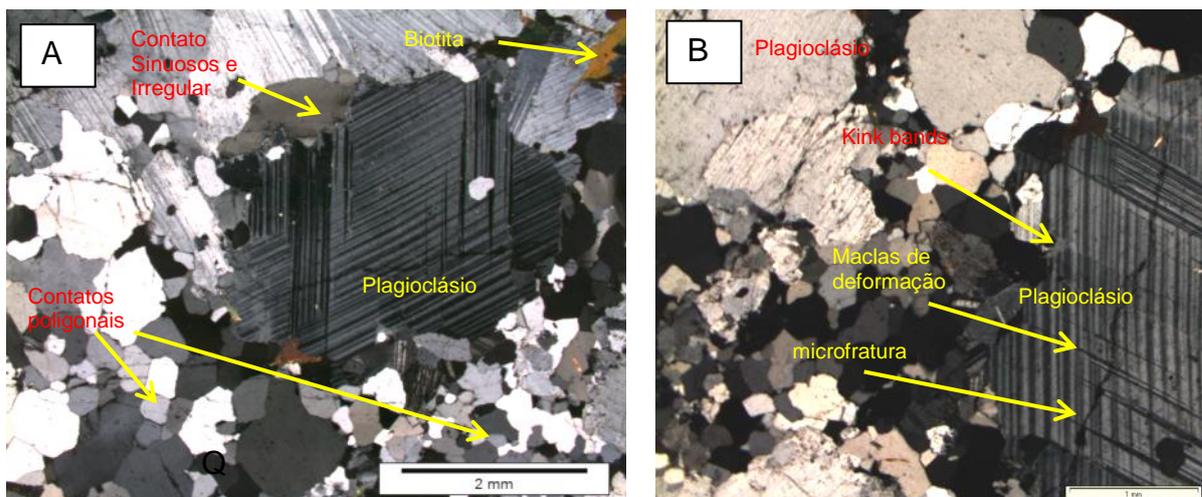


FIGURA 4.9 Fotomicrografia com polarizadores cruzados de trondhjemito da Suíte Intrusiva Flexal com foliação fraca (DCL - 40). A) Arranjo de grãos de quartzo com formas poligonais, B) Plagioclásio exibindo maclas de deformação e *kink bands*.

O feldspato potássico em contato com o quartzo e plagioclásio geralmente desenvolve contatos sinuosos e interlobados. Também é comum recristalização de borda em cristais maiores de feldspato potássico. Algumas feições deformacionais comuns são a ocorrência de pertitas em chama. Ainda ocorrem intercrescimentos mimerquíticos e *kink bands*, (FIGURA 4.10).

A biotita pode definir foliação fraca a moderada dependendo de sua menor ou maior orientação preferencial. Os contatos são de natureza irregular, podendo ocorrer contatos retilíneos com o quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, opacos e epidoto.

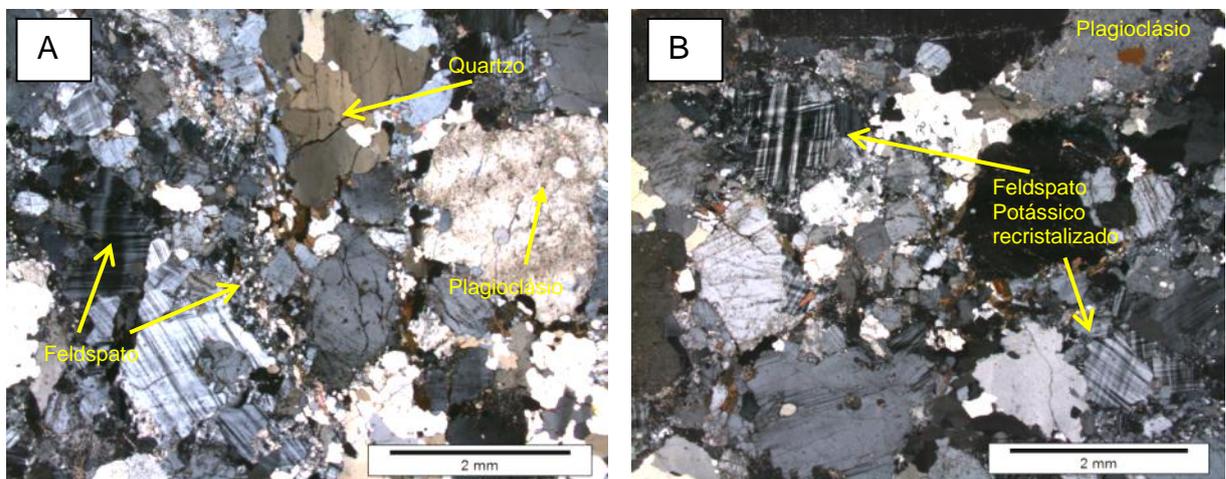


FIGURA 4.10 Fotomicrografia com polarizadores cruzados. A) quartzo com extinção ondulante, subgrãos e contatos serrilhados. O feldspato potássico mostra bordas recristalizadas e *kink bands*. Plagioclásio com extinção ondulante; B) feldspato potássico com bordas recristalizadas, novos grãos de quartzo.

Por vezes, os cristais de biotita estão dispostos aleatoriamente e/ou contornando grãos tabulares de modo intersticial sendo substituído por mica branca. Entre as estruturas deformacionais destacam-se *kink bands*, contatos retilíneos (dissolução por pressão) e extinção ondulante.

#### 4.3.3 Granitoides Fortemente Foliados

No leito do Rio Itaubaal afloram granitoides intensamente deformados em regime dúctil por zona de cisalhamento de alto ângulo e espessura decamétrica. A rocha possui pronunciada foliação milonítica N60°W/85°SW algo anastomosada.

Esta foliação é definida pelos níveis ricos em finos grãos recristalizados que bordejam finos porfiroclastos de feldspato potássico, (FIGURA 4.11).

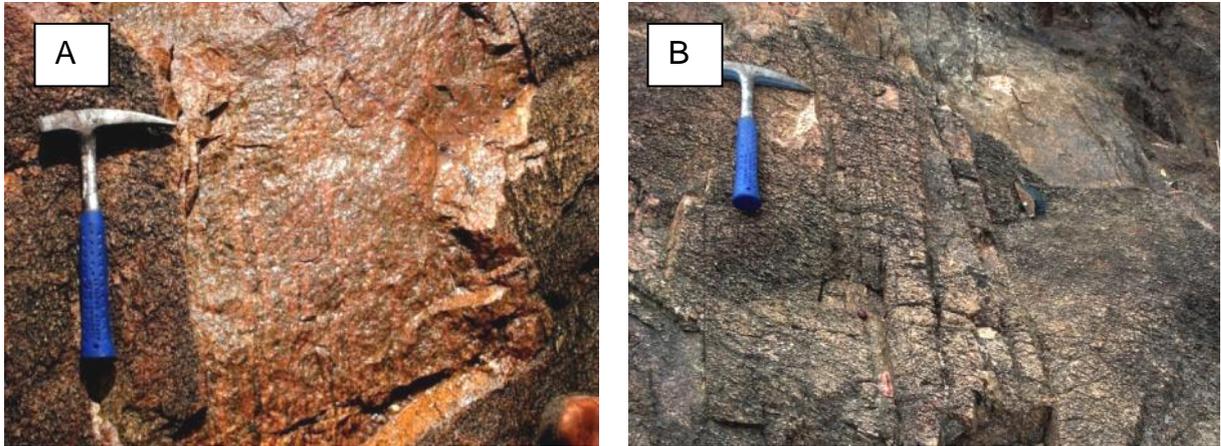


FIGURA 4.11 A) Fina foliação milonítica marcada por fitas de recristalização de quartzo de tons escuros no sentido vertical; B) juntas de clivagem desenvolvida em granito milonítico.

#### 4.3.3.1 Estruturas microscópicas

Os cristais de quartzo compõem agregados policristalinos de novos grãos, os quais constituem níveis preferenciais que contornam porfiroclastos de feldspatos, definindo a foliação milonítica. Porfiroclastos de quartzo passam a ser raros e núcleos preservados estão bordejados por finos cristais recristalizados do próprio material definindo textura manto-núcleo, (FIGURA 4.12). Fitas de quartzo (*quartzo ribbons*) tem ocorrência restrita.

Os porfiroclastos de quartzo apresentam forte extinção ondulante e abundantes subgrãos. Os novos grãos mostram discreta mudança de orientação com relação à direção da foliação, originando uma foliação oblíqua. Localmente o quartzo ocorre sob a forma de agregados de finos grãos em posições de sombras de deformação ao redor de porfiroclastos de feldspato, com extinção ondulante forte.

Os cristais de feldspato potássico apresentam-se como porfiroclastos fraturados ou estirados e bordejados por agregados recristalizados de quartzo. São comuns as feições de rotação e pertitas em chama. Apresentam microfalhas sintéticas e entelhamento, (FIGURA 4.12).

O plagioclásio é porfiroclástico, por vezes rotacionados, podem mostrar fraturas e microfalhas.

A biotita foi intensamente deformada e condicionada à forte orientação preferencial ao longo da foliação milonítica.

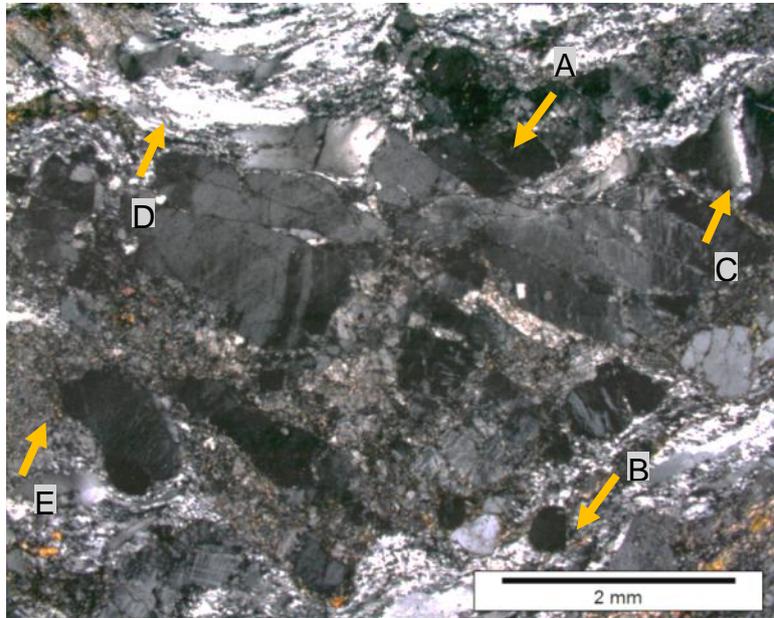


FIGURA 4.13 Fotomicrografia com polarizadores cruzados. A) Entelhamento de grãos fraturados de feldspato potássico; B) porfiroclasto de plagioclásio; C) sombra de pressão preenchida por quartzo com forte extinção ondulante; D) Quartzo policristalino formado por recristalização dinâmica, microestrutura do tipo manto-núcleo e ribbons; E) Matriz fina formada por novos grãos.

#### 4.4 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A distribuição da deformação entre diferentes unidades, quanto internamente em cada é bastante heterogênea, implicando em diferentes níveis de deformação. Esta distribuição ganhou um recente significado na literatura conhecido como partição da deformação. Este fenômeno tem sido relacionado a limites tectônicos, em regimes contracionais ou de encurtamento crustal (FILHO; FONSECA, 2001). A partição ocorre usualmente através de movimentos direcionais paralelos ao eixo do orógeno, associados a falhas reversas de vergência ortogonal ao mesmo. O mais aceito é que tal fenômeno se deva a convergência oblíqua, com deformação transpressional, e transporte paralelo ao seu eixo em razão da colisão oblíqua.

Na observação macroscópica foram identificados três níveis de deformação nos granitoides os quais foram mais bem caracterizados no estudo microtectônico

seguindo as recomendações de vários autores (WILSON, 1980; VIDAL *et al.*, 1980; VERNON *et al.*, 1983; BURG *et al.*, 1984; HACKSPACHER; LEGRAND 1989; PASCHIER; TROUW, 1996; TROUW *et al.*, 2010). Os diferentes tipos texturais das fases minerais implicam em deformações específicas faixas de temperaturas.

#### 4.1.4.1 Granitoides sin a pós – tectônicos: Suíte Intrusiva Rio Ariramba

Esta unidade envolve granitoides pouco a moderadamente foliados onde escassos grãos de biotita e fenocristais de feldspato potássico marcam esta estrutura, com estes últimos mostrando comportamento suborientados a algo aleatório quando vistos em planta.

Foram identificadas duas atitudes de foliação, a primeira representa a penetrativa foliação regional de comportamento regional NW–SE e atitude N55°W/54°NE. A segunda foi definida localmente em hololeuco monzogranito tem baixo ângulo de mergulho (N81°E/12°NW), porém exerce influência sobre o comportamento da orientação de certos fenocristais e enclaves dioríticos (FIGURA 3.12 B, C, D). Bandas de cisalhamento em disposição de pares conjugados são raras têm atitude N62°E/90°.

A presença de bandas de cisalhamento, às vezes disposta em pares conjugados, segundo Gapais (1989) traduz o aumento da deformação em condições de temperaturas decrescentes. Esta estrutura também pode atestar uma natureza sintectônica para o corpo granítico.

Em afloramentos com cortes verticais no rio Tartarugal Grande foi identificada a branda foliação de baixo ângulo com fenocristais de feldspato concordantes a esta, marcando certa penetratividade, e a presença de duas direções de foliação sem paralelismo entre estas, formando ângulo de aproximadamente 60° entre os pólos, porém ambas controlam o comportamento dos fenocristais. A estrutura de baixo ângulo parece estar afetada pela foliação regional NW - SE de alto ângulo, levando a pressupor uma cronologia algo mais antiga relacionada a expansão do corpo intrusivo, ou ainda a um estágio anterior da deformação regional, segunda outra posição do elipsóide de esforço, no qual ambas marcariam distintos estágio da consolidação do pluton felsico, sobre um

comportamento reológico plástico com a rocha não totalmente consolidada favorecendo o alinhamento dos fenocristais sem que estes fossem mecanicamente deformados.

No modelo de evolução geodinâmica proposto para o Escudo das Guianas, Delor *et al.* (2003) mostram que a foliação regional NW – SE resulta de uma tectônica sinistral transpressiva, durante o Neorriaciano (2110 a 2080 Ma), segundo colisão NE – SW resultando na colocação de Suítes granitoides sin a tardi transpressivas. O transporte tectônico, segundo atitudes de lineações tomadas na área, mostra vergência para  $10^{\circ}/115^{\circ}\text{Az}$ , obtida em foliação vertical ( $\text{N}65^{\circ}\text{W}/90^{\circ}$ ). A idade obtida para a Suíte Intrusiva Rio Ariramba, neste trabalho, de  $2081 \pm 7,5$  a  $2087 \pm 4$  para sua cristalização, associam esta Suíte aos momentos finais deste estágio evolutivo, embora se admita uma evolução um pouco distinta para o Amapá. Este fato reforça a influencia da tectônica regional sobre a estruturação e formas de corpos, de intrusões tardi – tectônicas.

Na evolução microestrutural das rochas ácidas pouco a moderadamente deformadas (Suíte Intrusiva Rio Ariramba), foram identificados distintos estágios de temperatura evidenciados por microestruturas características em grãos de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico. As texturas precoces de alta temperatura gradam para as de média a baixas temperaturas segundo um aumento da deformação, seguido por um posterior reaquecimento já no estado sólido.

Grãos de quartzo mostram com freqüência contatos do tipo interlobar (FIGURA 4.7 A, B) entre grãos de quartzo como resultado de um mecanismo de deformação do tipo migração de limite de grão (*grain boundary migration- GBM*) a temperaturas estimadas entre (500 – 700 °C) (PASSCHIER; TROUW, 1996), compondo domínios de agregados equigranular interlobados (textura granoblastica) a inequigranular interlabado. Também foram descritos subgrãos de quartzo desenvolvendo extinção ondulante fraca a forte, e domínios onde se observa texturas de recristalização estática (redução de limite de grão) definindo contatos poligonais tríplexes entre grãos de quartzo.

Deformações a baixa temperatura (300 – 400 °C) são marcadas por deformação intracristalina do tipo migração de deslocamento gerando lamelas de deformação e extinção ondulante de baixa a alta intensidade em grãos de quartzo, feição que ocorre largamente em todas as rochas analisadas. Ainda sobre as mesmas condições deformacionais outras feições microtectônica de temperatura

entre 400 a 500 °C foram identificadas em grãos de quartzo como rotação de subgrãos (*subgrain rotation*-SGR).

Há de ser considerada a atuação do evento metamórfico de alto grau ( fácies granulito) na região. Dados isotópicos obtidos por Oliveira *et al.* (2008) indicam que temperaturas acima de 700 °C foram alcançadas pelos granulitos de Tartarugal Grande entre 2040 – 1980 Ma, comprovando uma idade tardi-Transamazônica para o evento de alto grau metamórfico, na região nordeste do Bloco Arqueano Amapá. Rosa Costa *et al.* (2012) também identificaram este evento termal nas proximidades da área deste estudo, definindo os gnaisses charnoquitóides do Complexo Tartarugal Grande com idades entre  $2125 \pm 4$  Ma a  $2065 \pm 5$  Ma para o evento, o qual provavelmente afetou os granitoides da Suíte Intrusiva Rio Ariramba já no estado sólido.

Segundo Oliveira *et al.* (2008) o arcabouço estrutural final resulta de estiramento crustal e *boudinage* em escala continental, envolvendo *upwelling* mantélico e formação de faixas granulíticas (2,08 - 2,02 Ga), inclusive de ultra alta temperatura - UAT no Suriname (DE ROEVER *et al.*, 2003, DELOR *et al.*, 2003 ).

A separação cronológica das microestruturas registradas no primeiro evento termal e as resposta texturais ao aquecimento regional de alta temperatura entre (2080 a 2020 Ma) não é uma tarefa fácil. Associado a este evento termal deve ter havido algum componente tectônico resultante do estiramento crustal mencionado por Oliveira *et al.* (2008). O registro textural observado nos granitoides do segundo evento termal mostra-se mais bem registrado em grãos de plagioclásio segundo homogeneização da composição dos grãos, originando grãos relativamente límpidos com presença de palhetas subédricas de mica branca (muscovita ?) secundária.

A evolução microtectônica com base em grãos de feldspato potássico indicam feições de alta e baixas temperaturas. Relações texturais do tipo manto-núcleo ocorrem com certa frequência nos grãos de feldspato potássico (FIGURA 4.10 B), além de rotação de subgrão, fato que traz mais um critério para uma deformação em condições de alto grau, acima de 600 °C, condizentes com o observado em nos grãos de quartzo (VIDAL *et al.*, 1980; GATES; GLOVER, 1989; TULLIS; YUND, 1991; PASSCHIER; TROUW, 1996). Condições de médio a alto grau (450 – 600 °C) seriam controladas pelo mecanismo do tipo *dislocation climb* evidenciados por recristalização de borda de grãos de feldspato, denotado pela presença de novos grãos finos bordejando um núcleo preservado. Feições do tipo

extinção ondulante e *kink bands* e pertita em chama apontam para deformação em condições de 400 – 500 °C.

As observações em diferentes níveis de detalhe indicam elementos que reforçam uma origem primária para as foliações das rochas de baixo e médio grau de deformação, sendo originadas por fluxo magmático. Por outro lado os granitoides intensamente deformados teriam foliação ligada à cisalhamento transpressivo, que produziu foliação milonítica de alto ângulo e direção NW - SE, concordante à estruturação regional.

Contrariando outros autores (WISE *et al.*, 1984; MAYER, 1986; SNOKE; TULLIS; TODD, 1998), Trouw *et al.* (2010) consideram que “milonitos são rochas associadas a zonas de cisalhamento dúctil”, não são somente rochas de zonas de cisalhamento, mas que apresentem estruturas indicativas de forte deformação dúctil. Estas estruturas podem ser exemplificadas por porfiroclastos hospedados em fina matriz (características em milonitos de baixo grau) e estruturas assimétricas tipo S/C, C', foliação oblíqua etc. Porém nem todas as rochas nestas zonas são milonitos. Isto se deve ao fato de que milonitos podem perder suas características miloníticas por um processo de recristalização e crescimento de grãos se a temperatura sobe durante e/ou após a milonitização.

Paterson *et al.* (1988) discute vários critérios de identificação quanto a gênese de foliações em granitoides. Segundo os autores um dos principais critérios a favor de uma origem magmática (por fluxo magmático) seria a presença de fenocristais euédricos de feldspato preferencialmente orientados a foliação sem presença de deformação plástica ou recristalização, uma vez que cristais de feldspato não crescem com formas euédricas em rochas metamórficas. A origem ígnea é favorecida quando feldspatos apresentem arranjos em *synneis*.

Outro critério útil na identificação de foliações de origem magmática seria o alinhamento preferencial de enclaves microdioritos alongados a esta foliação, uma vez que indicam o fluxo magmático se estes não mostram evidências de deformação plástica ou a recristalização (VERNON, 1983; MARRE, 1986; VERNON *et al.*, 1988).

Os granitoides da região de Tartarugalzinho suportam as características supracitadas. Os fenocristais de feldspato são abundantes nestas rochas, onde os mesmo estão dispostos segundo a foliação regional ( $S_n$ ) e a foliação de baixo ângulo de mergulho ( $S_{n-1}$ ) devido a provável expansão magmática do corpo granítico.

Feições de recristalização em grãos de feldspato foram identificadas em grãos finos a médios, nos fenocristais estas características não se fazem presentes.

Uma característica muito comum dos fenocristais presente nos granitoides da Suíte Intrusiva Rio Ariramba, é o zoneamento oscilatório.

#### 4.1.4.2 Granitos sin-tectônicos: Suíte Intrusiva Cigana

Na Suíte Intrusiva Cigana há rochas miloníticas intensamente deformadas por zonas de cisalhamento de alto ângulo, paralelas à estruturação regional NW–SE. A evolução microestrutural foi algo distinta das outras rochas analisadas, porém mostram feições de alta a baixa temperatura em regime de temperaturas decrescentes, com estruturas relacionadas à deformação em estado em avançado esta de consolidação.

Segundo os critérios de Trouw *et al.* (2010); Tullis e Yund, (1991), a ausência de feldspato recristalizado e com comportamento rúptil sugerem deformações em baixo grau para este milonito, com temperaturas em torno de 400 – 500° C, sendo classificado como milonito de baixa temperatura. Os grãos de quartzo mostram intensa recristalização dinâmica com forte rotação de subgrão definindo a foliação milonítica e foliação secundária que indica uma componente de esforço não coaxial, os quais compõem agregados de cristais neoformados. Há forte extinção ondulante em subgrãos e novos grãos. *Ribbons* de quartzo estão presentes, assim como textura manto-núcleo. O feldspato potássico mostra-se feições rúpteis, a exemplo de entelhamento por rotação rígida dos cristais e local cominuição.

Corpos com características sin-tectônicas são atribuídos à Suíte Intrusiva Cigana. Embora não constem dados geocronológicos na literatura para esta unidade estima-se que esteja relacionada ao início das manifestações magmáticas neorriacianas (~2010 Ma) por considerações estruturais, cartográficas e aerogeofísicas, identificada segundo corpo elípticos interpretados por mapas aerogeofísicos e imagens de radar. O paralelismo entre foliações de estágios mais avançados de consolidação dos magmas e de zonas miloníticas representa um critério para a caracterização da natureza sintectônica dos granitos (PATERSON *et*

*al.*, 1998). Outra evidencia para granitos sintectônicos segundo Paterson *et al.* (1989) é o paralelismo entre foliação em estado sólido com a foliação regional,

#### 4.1.4.3 Granitoides pré-tectônicos: Suíte Intrusiva Flexal

Os granitoides da Suíte Intrusiva Flexal apresentam características estruturais que os diferem das demais suítes. Foram cartografados corpos intrusivos com formato elíptico hospedados em seguimentos de maior expressão desta unidade ainda pouco conhecida (Anexo I). Também hospeda corpos intrusivos da Suíte Intrusiva Rio Ariramba. Granodioritos e tonalitos da Suíte Intrusiva Flexal apresentam marcante foliação penetrativa nas escalas regional e mesoscópica, a qual não se comporta de forma homogênea quanto sua trajetória e mergulho, com discreta mudança de direção do *strike* variando WNW–ESE a E-W e a ENE–WSW, com fortes valores de mergulho.

A foliação é marcada por numerosos enclaves dioríticos paralelizados e achatados também teria relação sinmagmática com a rocha hospedeira. Rosa Costa *et al.* (2012) definiram esta unidade como representante de ambiente de arco vulcânico relacionada a magmatismo em estágio pré-colisional com idades entre 2180 a 2194 Ma, o qual mais tarde foi tectonicamente acrescido ao Bloco Amapá

A foliação regional segue os grandes lineamentos NW–SE que marcam os contatos entre unidades litoestratigráficas. Em diferentes escalas de observação a trajetória da foliação mostra suave inflexão nos granitoides da Suíte Intrusiva Flexal. Em escala regional os trend

s NW – SE são coincidentes com a orientação dos limites norte e sul do Bloco Amapá.

Quanto sua origem a foliação é de difícil caracterização visto que este magmatismo corresponde ao estágio acrescionário pré-colisional, em ambiente de arco vulcânico. As intrusões hospedadas em crosta oceânica pretérita de arcos de ilhas teriam estruturas obliteradas. Estruturas superimpostas da fase colisional (Neorriaciano) teriam ligação transpressão sinistral. A provável origem metamórfica da foliação de fácies anfíbolito teria componente tectônico e termal em resposta à tectônica sinistral neorriaciana. As feições microtectônicas seriam relacionadas aos

magmas ácidos da Suíte Intrusiva Rio Ariramba ou como reflexo do evento tectono-termal granulítico.

Em grãos de quartzo foram observadas variedades texturais representando feições de alta à baixa temperatura. Entre as altas ocorrem migração de limite de grão gerando contatos interlobados, recristalização estática formando limites planares e junções tríplexes (provável participação de água nos limites dos grãos), geração de sub e novos grãos e intensidades altas e baixas de extinção ondulante. Nos grãos de plagioclásio foram observadas características semelhantes como migração de limite, poligonização de grãos, maclas de deformação e extinção ondulante.

#### 4.1.4.4 Ultramilonitos anfibolíticos (alta temperatura): Grupo Tartarugalzinho

Zonas miloníticas com ângulo de mergulho moderado a alto são paralelas à estruturação regional. A formação de ultramilonitos em rochas básicas é marcada por anfibólio finamente recristalizado e dispostos em níveis finos da foliação milonítica. Há porfiroclastos de anfibólio em meio a neoblastos de anfibólio e plagioclásio. Esta zona ultramilonítica é paralela a zona milonítica que afeta a Suíte Intrusiva Cigana, ambas provavelmente de mesma idade. A recristalização quase completa do anfibólio gerando novos grãos finos (*cf.* PASCCHIER; TROUW, 1996) se dá em temperaturas de 650 a 700 °C. Uma terceira geração de anfibólio discordante da foliação tem arranjo radial (FIGURA 4.3 E) e estaria relacionada à granulitização nas imediações de Tartarugalzinho.

#### 4.1.4.5 Granitoide pós – tectônico: Granitoide Janary

As características deformacionais desta rocha condizem com baixa participação de componente tectônico. A foliação é incipiente e localizada e a recristalização feldspato potássico e migração de limite em quartzo indicam altas temperaturas (~650 °C).

## 5 PETROGRAFIA

O capítulo apresenta as características petrográficas e os dados modais (TABELAS 5.1 a 5.4) dos granitoides estudados, cuja classificação segue Le Maitre (2004). O estudo envolveu a descrição de 45 seções delgadas, sendo quatorze da Suíte Intrusiva Flexal, vinte da Suíte Intrusiva rio Ariramba, uma do Granitoide Janary e 10 de outras unidades.

### 5.1 SUÍTE INTRUSIVA FLEXAL

Os granitoides da Suíte Intrusiva Flexal apresentam considerável heterogeneidade em termos modais, texturais e microestruturais. Há variedades de tonalitos ricos em anfibólio e biotita (M >20%). Epidoto, allanita e opacos são os acessórios (TABELA 5.1 e FIGURA 5.1). Rochas com conteúdo máficos subordinado (M < 10 %) também ocorrem. A distribuição das fácies petrográficas desta Suíte é algo errática e nem sempre mapeável, podendo ser verificada também na escala de afloramento. No mapa geológico da região (Anexo I) tenta-se mostrar a distribuição de fácies.

TABELA 5.1. Análise modal de amostras representativas da suíte intrusiva flexal

FÁCIES	LITOTIPO	ESTAÇÃO	qz	kf	pg	hbl	bt	ms	tt	all	ep	Zi	ap	op	px	cl	eps
EPIDOTO-BIOTITA GRANODIORITO	GRANO DIORITO	DCL-33	29	20	39		10	TR	TR	TR	2	TR	TR	TR	-		-
	TONALITO	DCL-35	20	TR	30	30	20	TR			TR	TR	TR	TR			
EPIDOTO-BIOTITA- ANFIBÓLIO TONALITO	TONALITO	DCL-36 A	33		48	2	15				2		TR				
	TONALITO	DCL-38	20	TR	45	30	5		TR	TR	TR	TR	TR	TR			
	TONALITO	DCL-41	30		50	5	12				2		TR	1			
	TONALITO	DCL-40 B	20		40		36			1	2			2			-
	TONALITO	DCL-42	12		70	4	12	TR			TR	TR	TR	1			
	TRONDHJE MITO	DCL-40	50		45		4				1						
BIOTITA-QUARTZO DIORITO (enclaves)	DIORITO	DCL-36 B			50	32	13		TR	TR	5	TR	TR	TR			
	DIORITO	DCL-37	TR		35	40	18		TR		TR	TR	TR	TR			
	DIORITO	DCL-34	TR		45	45	5				3	TR	TR	2			
DIORITO RIACHO DOCE	QUARTZO	DCL-26	6		50	40					1			1		1	1
	QUARTZO DIORITO	DCL-53	5		40	50					4	TR	TR	1		TR	TR
GABRO	GABRO	DCL-39			70									5	25		

Abreviaturas: qz. Quartzo; kf. Feldspato potássico; pg. Plagioclásio; hbl.anfibólio; bt. Biotita; ms. Muscovita; tt. Titanita; all. Alanita; ep. Epidoto; zi. Zircão; ap. Apatita; op. Opacos; cpx.Clinopiroxênio; cl. Clorita; ttsec. Titanita secundária; epsec. Epidoto secundário; tr. traços (< 1). Valores expressos em percentagem.

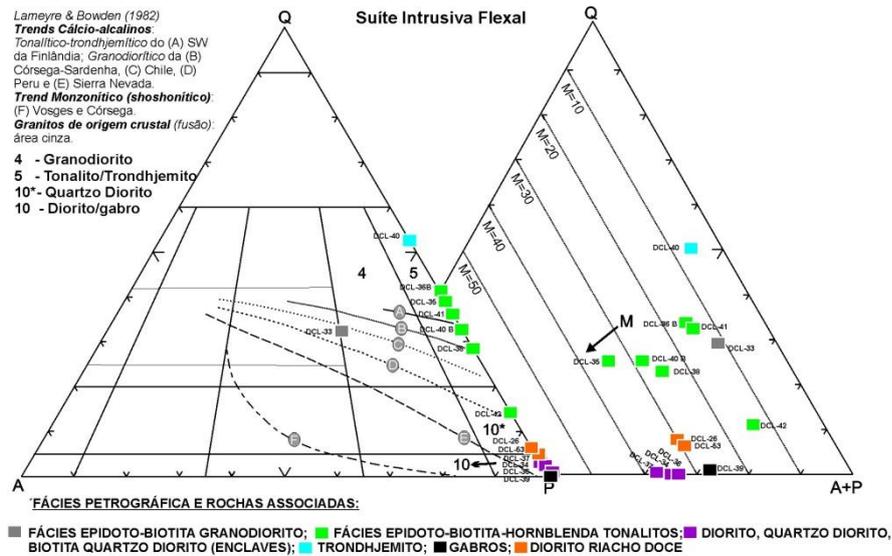


FIGURA 5.1 Diagrama de classificação modal (QAP) (cf. LE MAITRE, 2004) e (Q-(A+P)-M) com dados da Suíte Intrusiva Flexal.

### 5.1.1 Fácies epidoto-biotita-anfibólio tonalito

São litotipos leuco a mesocráticos ( $10\% < M < 40\%$ ), esbranquiçados e com pintas escuras. Há pronunciada foliação definida pela orientação preferencial de anfibólio. A foliação pode ser incipiente ou ausente, (FIGURA 5.2).

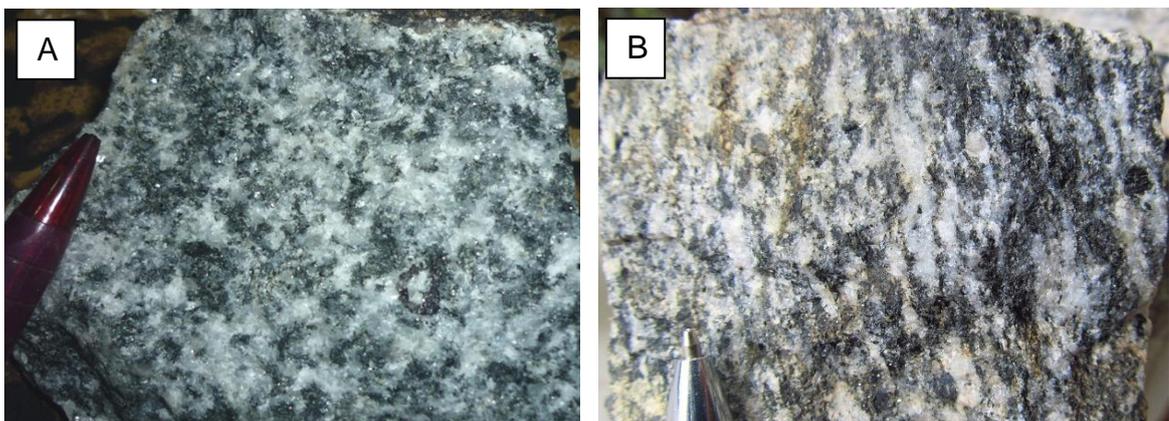


FIGURA 5.2. Amostras de biotita-anfibólio tonalitos, Suíte Intrusiva Flexal. A) Textura fanerítica isotrópica média; B) Foliação proto a milonítica forte.

A textura é heterogênea com domínios granulares subedrais dominada por grãos tabulares de quartzo e plagioclásio com moderada orientação preferencial, e domínios com de textura lepidó a nematoblástica com cristais de biotita e anfibólio orientados, (FIGURA 5.3 A e B).

**Plagioclásio:** É o mineral mais abundante e ocorre como agregados anédricos e subédricos, inequigranulares que variam de finos a grossos, com predomínio destes últimos, localmente mostra arranjo seriado e orientação preferencial moderada. Seus contatos são retilíneos com o quartzo e, em algumas seções, o arranjo é poligonal, porém no geral os contatos são sinuosos e raramente interlobados. As seções são limpas, sem zoneamento e o maclamento nem sempre está presente. O teor de anortita ( $An_{30}$ ), obtida pelo Método de Michel-Levy, lhe confere composição andesítica.

**Quartzo:** Cristais anédricos tabulares, finos a grossos (FIGURA 5.3 B), podendo ocorrer como inclusões em plagioclásio, biotita e anfibólio. Quando incluso em plagioclásio mostra formas arredondadas. Desenvolve formas alongadas nas rochas mais foliadas. Os grãos maiores possuem lamelas de deformação e extinção ondulante, subgrãos e passam lateralmente a agregados finos neoblastos. De modo localizado o quartzo forma mosaicos policristalinos de grãos menores que 0,1 mm, cujos contatos retilíneos sugerem recristalização estática.

**Anfibólio:** Tem pleocroísmo moderado com cores verde a verde azulado, seus cristais são subédricos a anédricos, finos a médios e fortemente orientados. Por vezes seus contatos poligonais formam pontos tríplexes. O anfibólio forma agregados com cristais de opacos, titanita, plagioclásio, biotita e apatita (FIGURA 5.3 A, B, C, D). Comumente é substituída por biotita simplectítica. As inclusões mais comuns são de quartzo, apatita e opacos e, mais raramente, allanita.

**Biotita:** Tem pleocroísmo moderado e cor amarelo castanho, marrom ou verde oliva, são finos (~ 0,3 mm), anédricos e com orientação preferencial moderada. Ocorre em geral associada ao anfibólio com quem tem contatos planares. Contatos planares também foram observados com plagioclásio, quartzo e epidoto (FIGURA 5.3 A, B). Ao longo dos planos de clivagem podem desenvolver grãos alongados de epidoto e titanita, e localmente foi observada certa relação de “intercrescimento” entre biotita e plagioclásio no qual finos de plagioclásio preenchem planos com aspecto de corrosão ou desenvolvem inclusões que obliteram parcialmente o cristal de biotita. A biotita tem inclusões de apatita, zircão, allanita, epidoto e titanita. Localmente a biotita é substituída para clorita e muscovita.

**Epidoto:** Grãos muito finos a finos, anédricos e subédricos de origem primária (magmática) sendo alguns orientados preferencialmente segundo a foliação da rocha e outros com formas tabulares. Apresenta inclusões finas de plagioclásio,

biotita, e mostram núcleos de allanita, com halos pleocroicos, e desenvolver extinção ondulante. Cristais desenvolvidos mostram grande afinidade com a biotita, podendo estar incluso na mesma ou associados em contato planar (FIGURA 5.3 C).

**Titanita:** Ocorre em três variedades texturais: a) raros cristais bem desenvolvidos, subédricos (< 1 mm), de cor marrom; b) coroas em torno de minerais opacos; c) cristais finos anédricos situados ao longo das bordas da biotita afetada por corrosão (FIGURA 5.3 D).

**Opacos:** Ocorre como grãos muito finos a médios, anédricos a euédricos, orientados segundo a foliação. Alguns estão muito corroídos e outros estão preservados e formando agregados máficos. Nestes casos observa-se coroas de titanita associada a núcleos de opacos, (FIGURA 5.3 D).

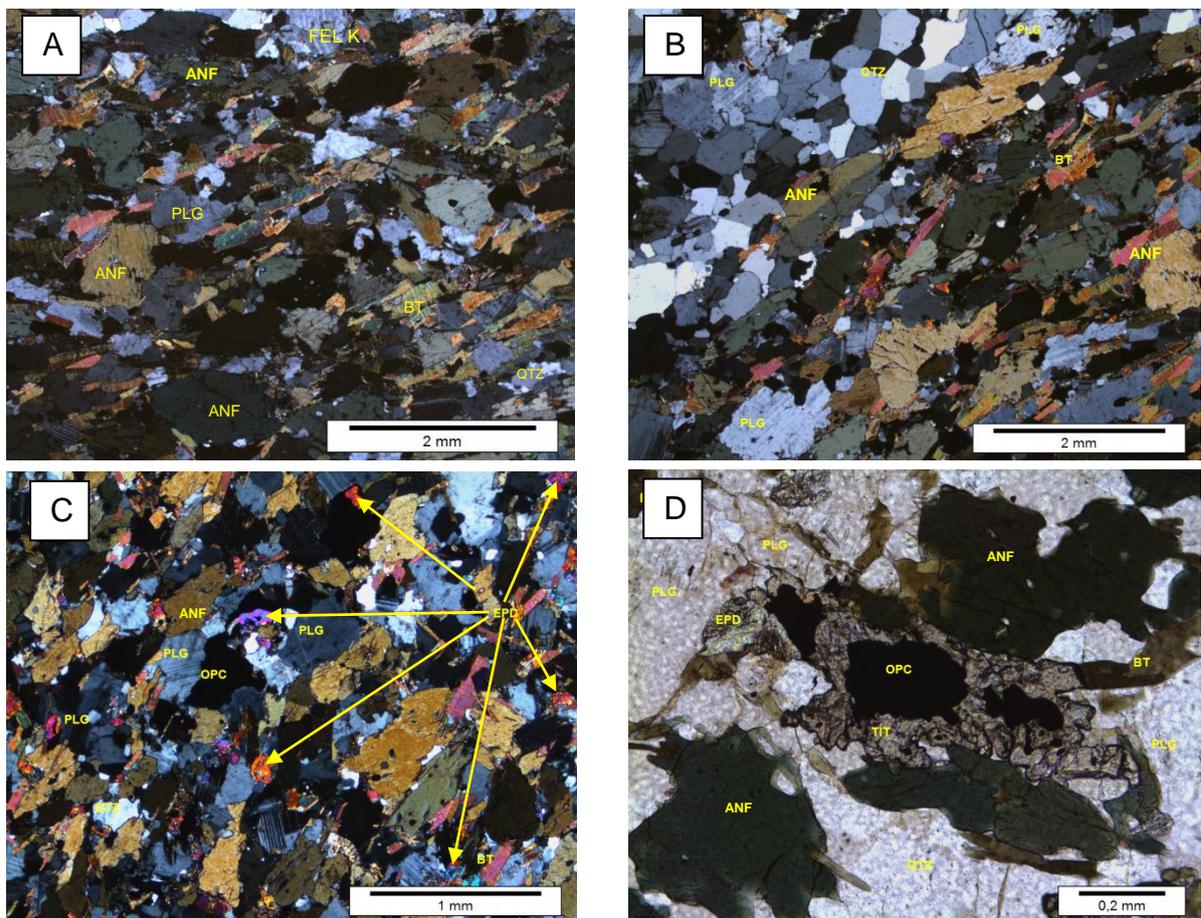


FIGURA 5.3 A a D) Fotomicrografia com polarizadores cruzados de tonalito da Suíte Intrusiva Flexal com e textura granular orientada. A) Textura de granulação média formada por cristais finos de biotita associados a anfibólio, plagioclásio, definindo a foliação, e quartzo, subordinado. B) Textura granoblastica de granulação média. Cristais finos de biotita e anfibólio com contatos retos e irregulares. Quartzo em arranjo poligonal; C) Textura nematoblastica, e destaque para epidoto magmático; D) Fotomicrografia com polarizadores paralelos, coroa de titanita ao redor de opaco.

### 5.1.2 Epidoto-biotita granodiorito

O epidoto-biotita granodiorito é texturalmente heterogêneo, exibindo leitos granodioríticos com textura fanerítica fina e textura granular subedral que passam para textura fanerítica grossa em contatos abruptos geralmente ligados a injeções de material máfico sinmagmático compondo enclaves igualmente deformados em regime dúctil (FIGURA 5.4). A foliação protomilonítica contorna porfiroclastos de plagioclásio. A deformação produziu grãos achatados bordejados por finos grãos de biotita, epidoto e muscovita definindo orientação preferencial.

**Plagioclásio:** Os cristais de plagioclásio são finos a grossos, embora predominem os médios, os quais são anédricos e inequigranulares e têm contatos serrilhados com o quartzo e feldspato potássico, e geralmente planares com biotita. Contatos sinuosos e poligonais foram observados entre plagioclásio e quartzo. A maioria das seções não mostra maclamento e possui aspecto límpido com de muscovita secundária sobrecrecida. Apresentam inclusões euédricas de biotita, epidoto, muscovita, apatita e opacos, (FIGURA 5.5 A, B, C, D).

**Quartzo:** Finos a médios em formas subedrais e euedrais quando envolvidos em arranjo poligonal a anedrais quando em contato contatos irregulares côncavos com plagioclásio e feldspato potássico. Os agregados poligonais seguem a estruturação preferencial da rocha, (FIGURA 5.4 C).

**Feldspato potássico:** Caracterizado por grãos finos a médios, relação subequigranular e formas anedrais. Desenvolve maclamento polissintético segundo as leis da albita-periclina. Formas alongadas prismáticas se alinham junto à foliação. Grãos maiores têm contatos serrilhados e sinuosos ao redor de plagioclásio. Cristais menores desenvolvem arranjos poligonais com quartzo. Os cristais finos são anédricos e resultam da recristalização dinâmica, (FIGURA 5.4 D).

**Biotita:** Cristais lamelares inequigranulares, finos a médios, de cor variando de amarelo castanho a marrom, ou amarelo pálido a marrom claro. Seus cristais são médios, subédricos e têm contatos retos com o feldspato potássico e sinuosos com o plagioclásio. Cristais muito finos dispostos na foliação contornam de modo anastomosado os níveis quartzo-feldspáticos. A biotita se associa à muscovita, epidoto e opaco, (FIGURA 5.5 A, B C, D).

**Epidoto:** Predominam grãos finos sobre os médios. São anédricos a euédricos, têm origem magmática e afinidade com biotita, compondo trilhas na foliação. Localmente há inclusões de opacos e feição de corrosão, (FIGURA 5.5 C, D).

**Muscovita:** Os cristais finos se dispõem na foliação e teriam derivado de desestabilização da biotita. Cristais lamelares são subédricos e têm boa orientação preferencial, (FIGURA 5.4 C).

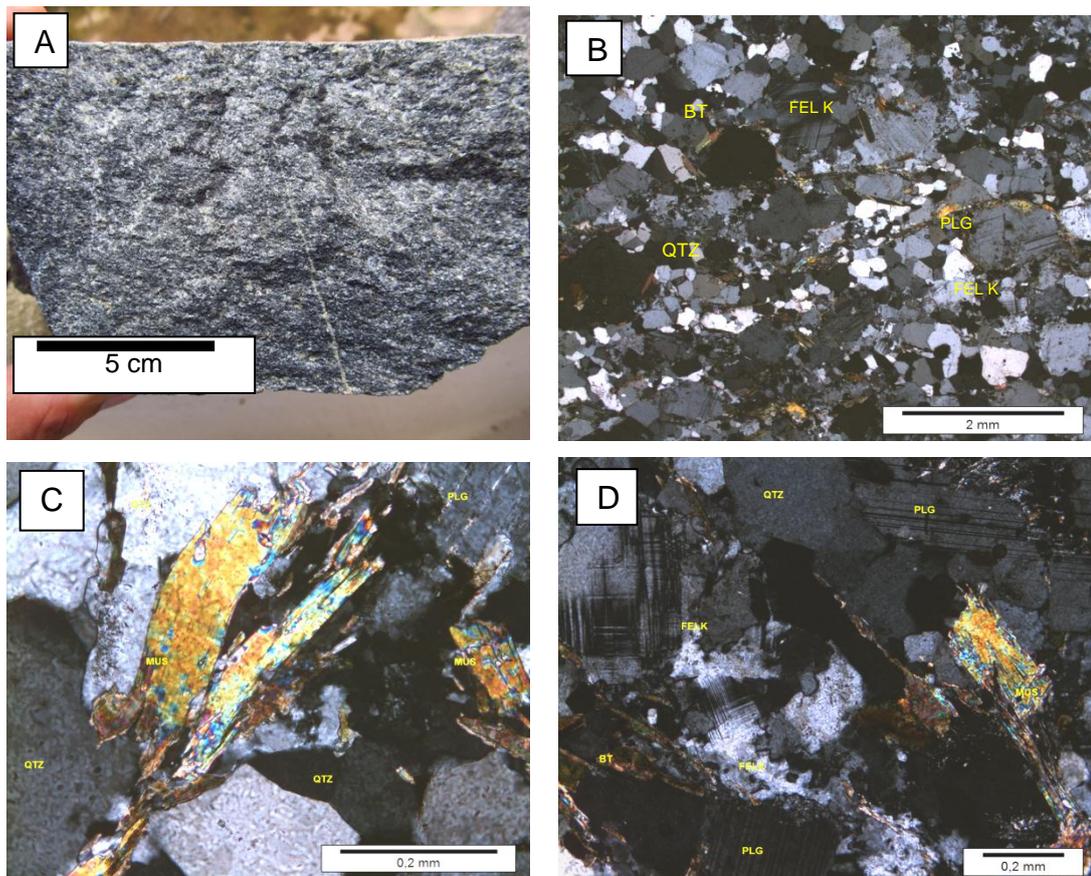


FIGURA 5.4 A) Epidoto-biotita granodiorito foliado; B a D) Fotomicrografia com polarizadores cruzados. B) Textura granular orientada em protomilonito; c) Muscovita com extinção ondulante e quartzo poligonal; D) feldspato potássico recristalizado.

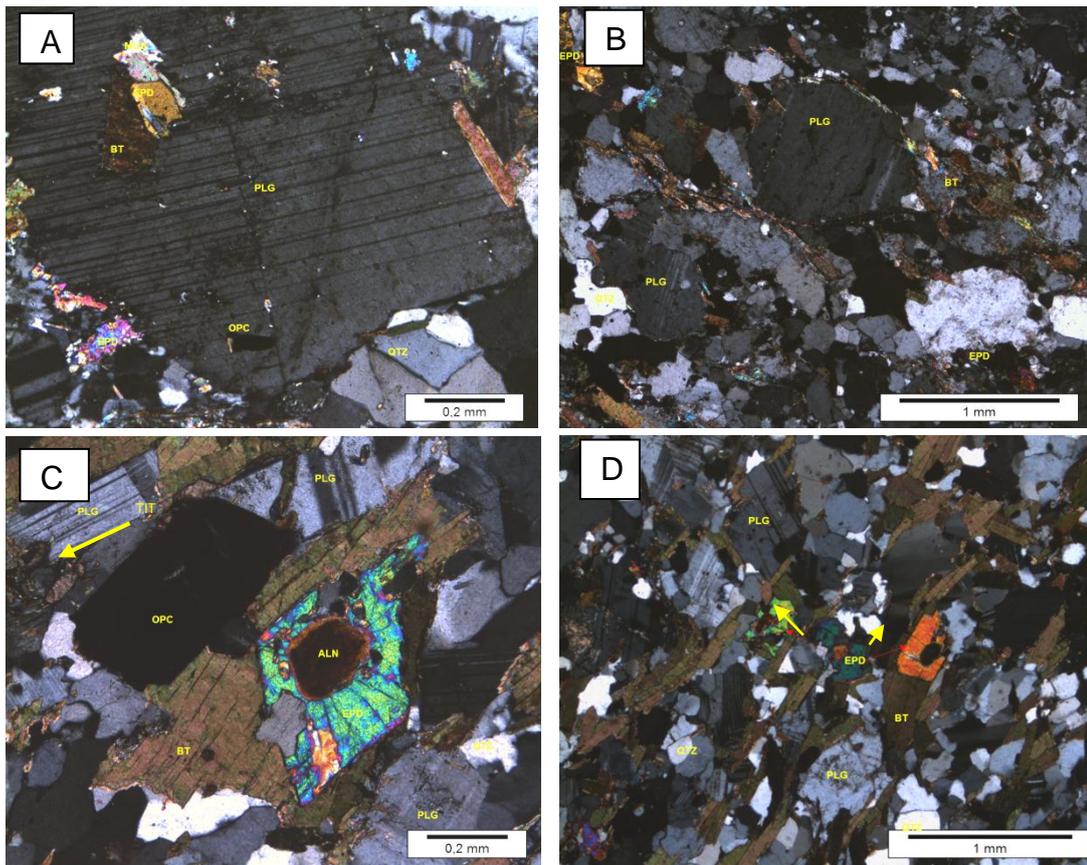


FIGURA 5.5 Fotomicrografia com polarizadores cruzados . A) finas inclusões de epidoto, opaco, muscovita e biotita em plagioclásio; B) grãos de plagioclásio bordejado por biotita que marca a foliação; C) grãos euédricos de opaco e epidoto corroído associados à biotita. Epidoto tem núcleo de allanita zonada; D) seções de plagioclásio e grãos de epidoto associados à biotita marcando a foliação.

### 5.1.3 Biotita-quartzo diorito (Enclaves)

Na análise macroscópica, apresenta-se dominados por grãos escuros de anfibólio, e em mesma proporção por grãos de plagioclásio. Mostra textura nematoblástica fina preferencialmente orientada, (FIGURA 5.6 A).

**Anfibólio:** Apresenta pleocroísmo castanho amarelado a verde - azulado. São prismáticos finos a grossos, subédricos a anédricos, orientados segundo a foliação da rocha, mas localmente grãos tabulares exibem moderada orientação. Associa-se à biotita por contatos planares e raramente curvos. Com o plagioclásio, os contatos são curvos a planares. Há inclusões de plagioclásio, opacos, allanita, epidoto, apatita e zircão. Definem agregados com opacos e biotitas (FIGURA 5.6 C).

**Biotita:** Finos a médios, equigranulares, em formas lamelares a aciculares. Grãos desenvolvidos tendem a se associar a anfibólio e opacos. Localmente ocorrem níveis dominados por finos equigranulares segregados do anfibólio, onde a relação entre estes mostra aspecto entrelaçados limitados por contatos planares, mesmo quando dispostos de forma oblíqua, (FIGURA 5.6 B, D).

**Epidoto:** Equigranulares, anédricos a euédricos, sempre associados a biotita e opacos. São de derivação magmática, e definem contatos planares com biotita, opaco e plagioclásio. Podem exibir núcleos de allanita, (FIGURA 5.6 B).

**Opaco:** Duas formas de ocorrência, a mais comum como grãos finos, equigranulares e anedrais. Associam-se à biotita, anfibólio e epidoto. Grãos grossos (4 mm a 3 mm) são anédricos e têm disposição intersticial, (FIGURA 5.6 D).

**Titanita:** Grãos finos a médios, anédricos, em geral fraturados, sendo de ocorrência restrita, (FIGURA 5.6 B, D).

**Quartzo:** São raros, seus cristãos são finos, anédricos, equigranulares. No anfibólio há finas inclusões de quartzo, (FIGURA 5.6 B).

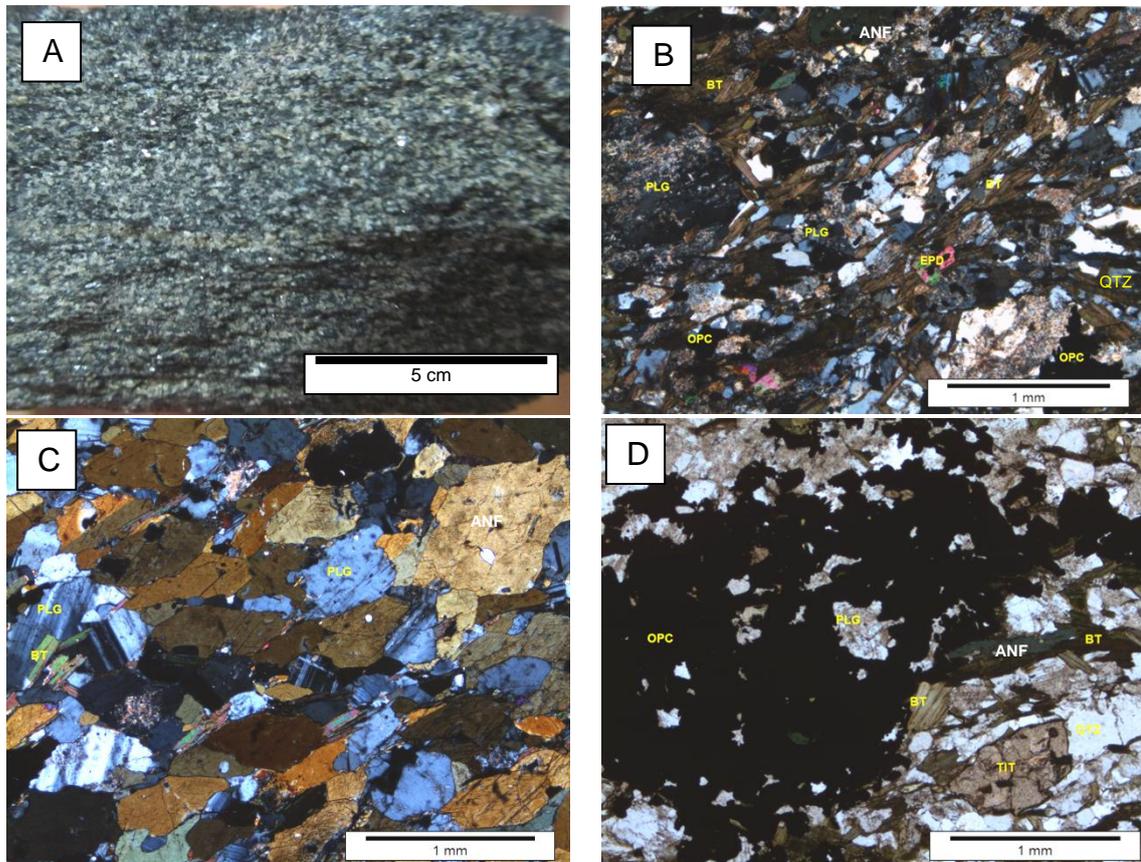


FIGURA 5.6 A) textura nematoblástica definida por anfibólio e plagioclásio; B e C) fotomicrografia com polarizadores cruzados. B) foliação definida por biotita, epidoto, plagioclásio e quartzo subordinado; C) textura granular orientada; D) fotomicrografia com polarizadores paralelos, grão de opaco com finas inclusões de plagioclásio e anfibólio.

#### 5.1.4 Diorito Riacho Doce

O Diorito Riacho Doce possui granulação fina a média, anedral, e textura porfírica, onde alguns fenocristais de anfibólio estão orientados segundo a foliação (FIGURA 5.7 A).

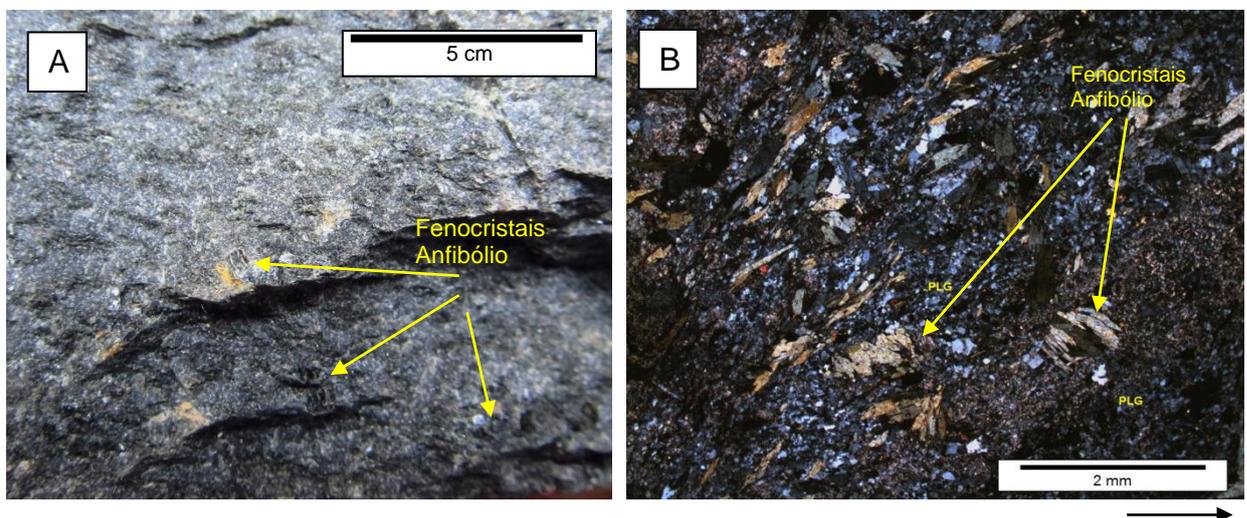
**Anfibólio:** Texturalmente há duas variedades de anfibólio; a) fenocristais; b) cristais finos compondo a foliação. Os fenocristais são pouco numerosos e têm no máximo 1 mm. Internamente a maioria mostra-se como agregados de finos cristais anédricos dispostos perpendicularmente à foliação que por vez, mostram arranjos radiais preservados em meio à foliação e suas bordas são algo corroídas. Os cristais finos da foliação são anédricos a aciculares, mostrando aspecto de corrosão (FIGURA 5.7 B, C, D).

**Plagioclásio:** Há duas variedades texturais de plagioclásio: grãos muito finos de difícil detalhamento, disseminados na matriz; e grãos desenvolvidos, subédricos a anédricos em zonas menos deformadas da rocha. É comum a saussuritização do plagioclásio (FIGURA 5.7 B, C, D).

**Epidoto:** Ocorre em grãos muito finos e anédricos. Grãos de provável origem magmática ocorrem como inclusões subédricas no anfibólio (FIGURA 5.7 D), os de origem secundária se desenvolveram pela alteração do plagioclásio (FIGURA 5.7 C).

**Clorita:** Cristais muito finos de origem secundária a partir da desestabilização da biotita ou anfibólio

**Opacos:** são cristais finos, subédricos, associados a anfibólio.



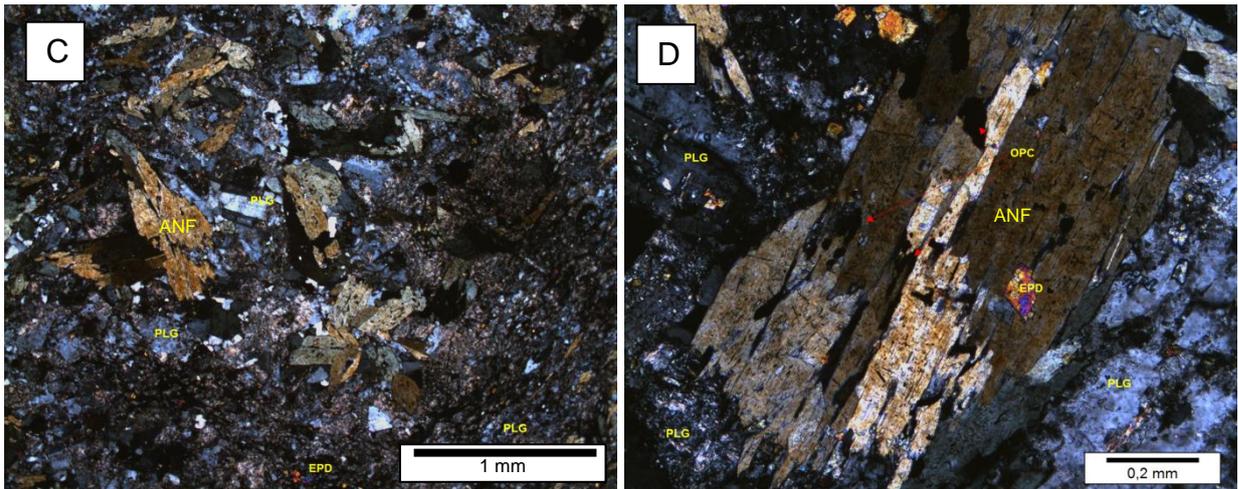


FIGURA 5.7 A) Amostra de mão com fenocristais de anfibólio; B a D) Fotomicrografia com polarizadores cruzados, B) Rocha com textura nematoblástica com anfibólio orientado em duas direções; C) textura granular com prismas de anfibólio aleatórios associados a plagioclásio; D) Fenocristal de anfibólio fraturado longitudinal e transversalmente à clivagem.

### 5.1.5 Trondhjemitos

Os trondhjemitos ocorrem como corpos tabulares de espessura centimétrica injetados em tonalitos ao longo da foliação. Estes trondhjemitos têm granulação fina e estrutura maciça.

**Plagioclásio:** cristais finos a grossos, anédricos, com contatos serrilhados com grãos de quartzo, biotita e plagioclásio. Grãos grossos mostram maclas de deformação.

**Quartzo:** grãos muito finos a grossos em arranjo textural seriado. Diferentes domínios de grãos mostram diferentes graus de recristalização. Cristais grossos tendem a mostrar contatos retilíneos em arranjo poligonal (FIGURA 5.8 C). Em outro domínio (FIGURA 5.8 D) os contatos são sinuosos, localmente interlobados tendo associadas lamelas de deformação, extinção ondulante e geração de subgrãos.

**Biotita:** Raros grãos finos e anédricos de ocorrência intersticial.

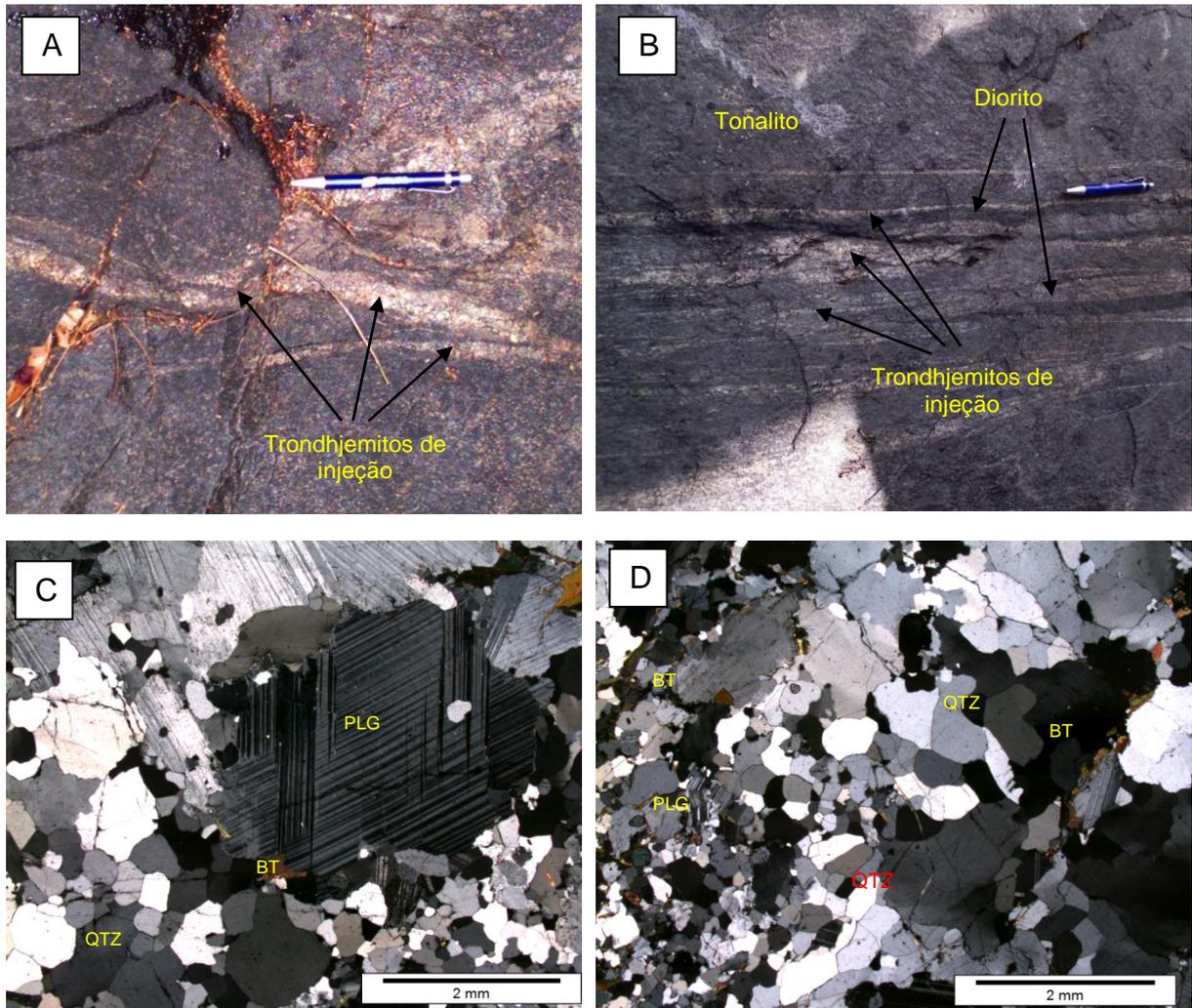


FIGURA 5.8 A e B) formas de ocorrência dos corpos tabulares de trondhjemitos; C e D) Fotomicrografia com polarizadores cruzados de trondhjemito. C) Contatos serrilhados e arranjo poligonal de grãos de quartzo; D) Grãos de quartzo com textura seriada e subgrãos.

## 5.2 SUÍTE INTRUSIVA CIGANA

As rochas da Suíte Intrusiva Cigana foram descritas em apenas um afloramento localizado no km 230 da BR-156, leito do rio Itaupal. A rocha é hololeucocrática em tons brancos e rosados, dada pela presença de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo (FIGURA 5.10). A textura é granoblástica média, anedral, e foliação é milonítica, (Tabela 5.2 e FIGURA 5.9).

TABELA 5.2. Análise modal de amostras da suíte intrusiva cigana.

FÁCIES	ESTAÇÃO	qz	kf	pg	hbl	bt	ms	tt	all	ep	zi	ap	op	px	cl
MONZOGRANITO MILONÍTICO	DCL-24	30	40	30		TR	TR			TR			TR		TR

Abreviaturas: qz. Quartzo; kf. Álcali-feldspato; pg. Plagioclásio; hbl (anfíbólio); bt. Biotita; ms. Muscovita; tt. Titanita; all. Alanita; ep. Epidoto; zi. Zircão; ap. Apatita; op. Opacos; aug. Augita; px. Piroxênio; cl. Clorita; ttsec. Titanita secundária; epsec. Epidoto secundário; tr. traços (< 1). Valores expressos em percentagem

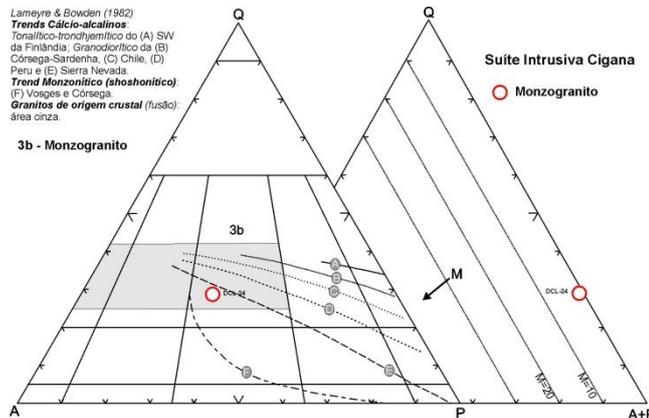


FIGURA 5.9 Diagramas (QAP) de Le Maitre (2004) e (Q-(A+P)-M) com dados da Suíte Intrusiva Cigana.

### 5.2.1 Monzogranito milonítico

Rocha constituída majoritariamente de porfiroclastos de feldspato potássico e plagioclásio, condicionados à fina “matriz” de quartzo e feldspatos recristalizados ao longo da foliação milonítica. Ao microscópio, observa-se intenso fluxo milonítico marcado por leitos de quartzo policristalino neoformado bordejando augens de microclino. A maior competência do microclino favorece a coexistência de feições dúcteis e feições rúpteis, tipo entelhamento de cristais e microfraturas.

**Quartzo:** Grãos muito finos a médios, anédricos, constituídos por agregados e mantos de cristais neoformados desenvolvendo contatos essencialmente irregulares, com intensa recristalização dinâmica e fortemente marcada pelos novos grãos dispostos na foliação milonítica que contornam os augens de feldspato (FIGURA 5.10 B, C, D). Os cristais deformados têm orientação preferencial, extinção ondulante, subgrãos e textura manto núcleo. Os novos grãos formam agregados ao longo da foliação (FIGURA 5.10 C). Quartzo pode ocupar sombras de deformação ao redor de feldspato.

**Feldspato potássico:** Grãos subédricos a anédricos de granulação média a grossa bordejados por agregados recristalizados de quartzo. Constantemente desenvolve pertitas em chama, (FIGURA 5.10 B, C, D).

**Plagioclásio:** Os cristais são subédricos a anédricos, finos a grossos, ora como porfiroclastos rotacionados, ora como agregados de neoblastos. As seções analisadas geralmente apresentam intensa sericitização, (FIGURA 5.10 C).

**Biotita:** Finas lamelas anédricas, geralmente alongadas, intensamente deformadas e recristalizadas. Localmente ocorre borda de simplectito neste mineral (5.10 C).

**Epidoto:** Finos cristais anédricos, inequigranulares, muito finos que compõem trilhas ao longo da foliação, (FIGURA 5.10 C, D).

**Muscovita:** cristais secundários, anédricos, subequigranulares e finos, e estão dispostos preferencialmente na foliação milonítica.

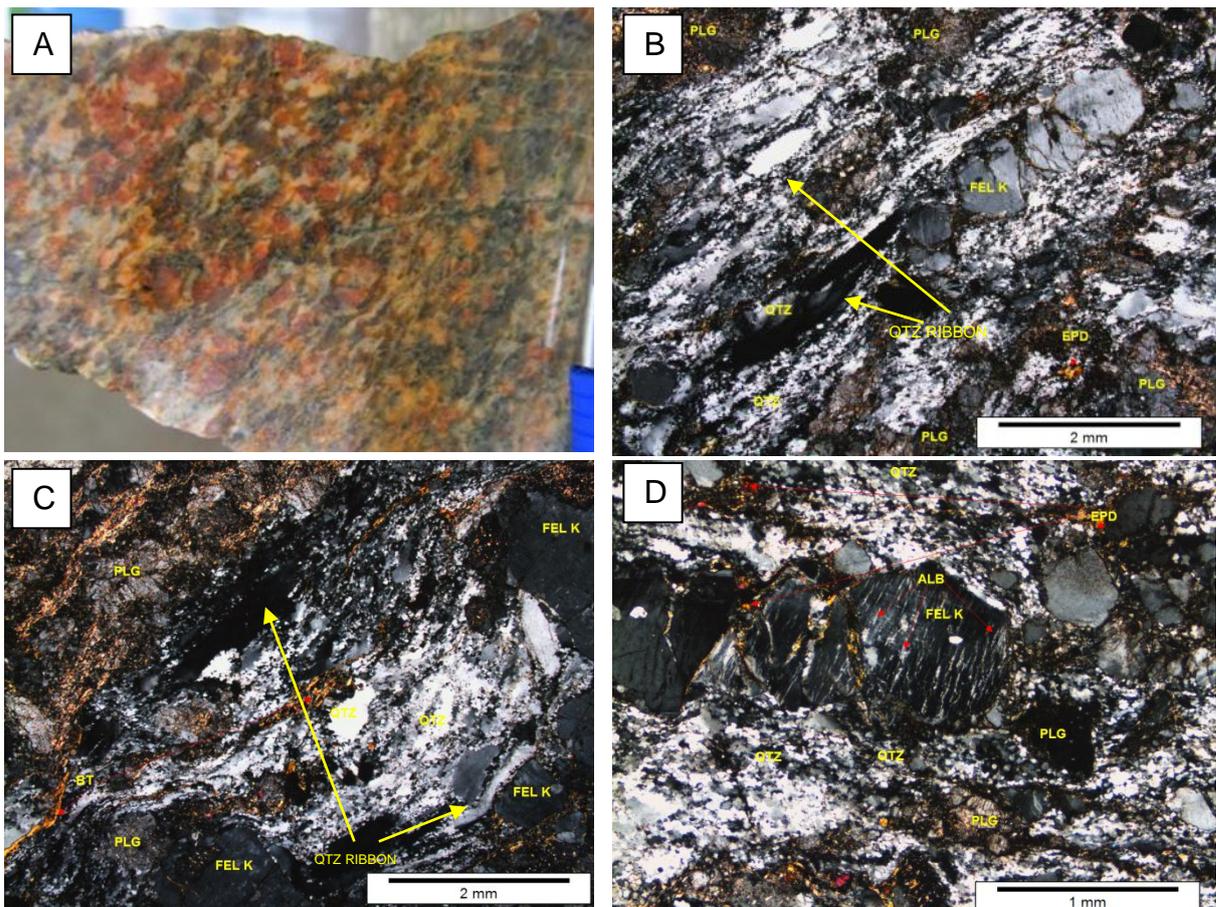


FIGURA 5.10 A) Foliação milonítica anastomosada com finos *augens*; B a D) Fotomicrografia com polarizadores cruzados. B) Foliação milonítica (diagonal NE), *ribbons* de quartzo e porfiroclastos de feldspato potássico; C) Três diferentes domínios; (1) predomina plagioclásio saussuritizado e cristais lamelares orientados; (2) predominam leitões de quartzo recristalizados; (3) porfiroclastos de feldspato potássico; D) entelhamento em *augens* de feldspato potássico e pertita associada.

### 5.3 SUÍTE INTRUSIVA RIO ARIRAMBA

Os granitoides que definem esta unidade são descritos em vários setores da área de estudo, contudo as principais ocorrências afloram na região sul, a oeste e sudoeste da vila de Tartarugal Grande. Os afloramentos são homogêneos em termos composicionais. Os tipos petrogáficos são hololeucocráticos e porfiríticos entre tonalitos granodioritos e monzogranitos, (TABELA 5.3) (FIGURA 5.9).

TABELA 5.3. Análise modal de amostras da suíte intrusiva rio ariramba.

FÁCIES	LITOTIPO	ESTAÇÃO	qz	kf	pg	bt	ms	tt	all	ep	zi	ap	op	fl	cl	eps
BIOTITA HOLOLEUCO GRANODIORITO PORFIRÍTICO	TONALITO	DCL-01	20	5	73	TR	-	-	-	-	TR	TR	TR	-	TR	-TR
	GRANODIORITO	DCL-23 A	32	15	48	TR				2	TR	TR	TR		2	TR
	GRANODIORITO	DCL-10	30	15	50	5		TR		TR	TR	TR	TR	-	-	-
	GRANODIORITO	DCL-11	35	10	45	9				1	TR	TR	TR			
	GRANODIORITO	DCL-12	35	20	45	5				TR		TR	TR			
	GRANODIORITO	DCL-21	50	10	35	4	TR		TR	1			TR			TR
	GRANODIORITO	DCL-46	25	15	52	TR		TR		1	TR	TR				7
BIOTITA HOLOLEUCO MONZOGRANITO PORFIRÍTICO	MONZOGRANITO	DCL-02	40	30	30	5			TR	TR	TR	TR				TR
	MONZOGRANITO	DCL-07	40	25	32	6		TR		TR	TR	TR	TR			
	MONZOGRANITO	DCL-03	30	45	25					TR	TR	TR	TR			TR
	MONZOGRANITO	DCL-14	24	43	28	4				TR	TR	TR	TR			TR
	MONZOGRANITO	DCL-15	25	41	30	4				TR	TR	TR	TR			
	MONZOGRANITO	DCL-16	29	25	44	2	TR			TR	TR	TR	TR			TR
	MONZOGRANITO	DCL-17	32	30	35	3		TR		TR	TR	TR	TR			TR
	MONZOGRANITO	DCL-19	35	30	30	4			TR	1	TR	TR	TR			TR
	MONZOGRANITO	DCL-22	35	28	30	4				1	TR	TR	TR			TR
	MONZOGRANITO	DCL-09	25	25	45	5				TR	TR	TR	TR			TR
	MONZOGRANITO	DCL-31	40	25	30	8	TR	TR		TR	TR	TR	TR	TR		
MONZOGRANITO	DCL-57	22	40	30	8				TR	TR	TR	TR				

Abreviaturas: qz. Quartzo; kf. Feldspato potássico; pg. Plagioclásio; bt. Biotita; ms. Muscovita; tt. Titanita; all. Alanita; ep. Epidoto; zi. Zircão; ap. Apatita; op. Opacos; cl. Clorita; epsec. Epidoto secundário; tr. traços (< 1). Valores expressos em percentagem.

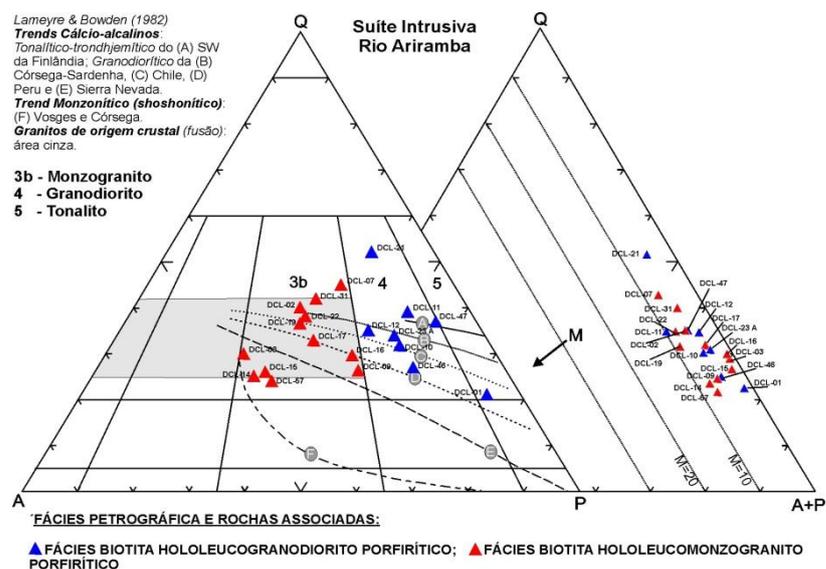


FIGURA 5.9 Classificação petrográfica modal (QAP) (cf. LE MAITRE, 2004) e (Q-(A+P)-M) para a Suíte Intrusiva Rio Ariramba. Linhas pontilhadas são as séries cálcio-alcálinas de Lameyre e Bowden (1982).

### 5.3.1 Biotita hololeuco (granodiorito a monzogranito) porfirítico

Em razão da similaridade textural e mineralógica os resultados petrográficos para as rochas desta unidade serão apresentados de forma unificada.

São rochas hololeucocráticas, de cor cinza clara, textura fanerítica granular anedral média, fraca a moderadamente foliadas. A foliação é definida pela orientação de finos cristais de biotita e quartzo, e fenocristais de feldspato definindo um caráter porfirítico a rocha. Estes também atingem o estágio de megacristal, (FIGURA 5.10).

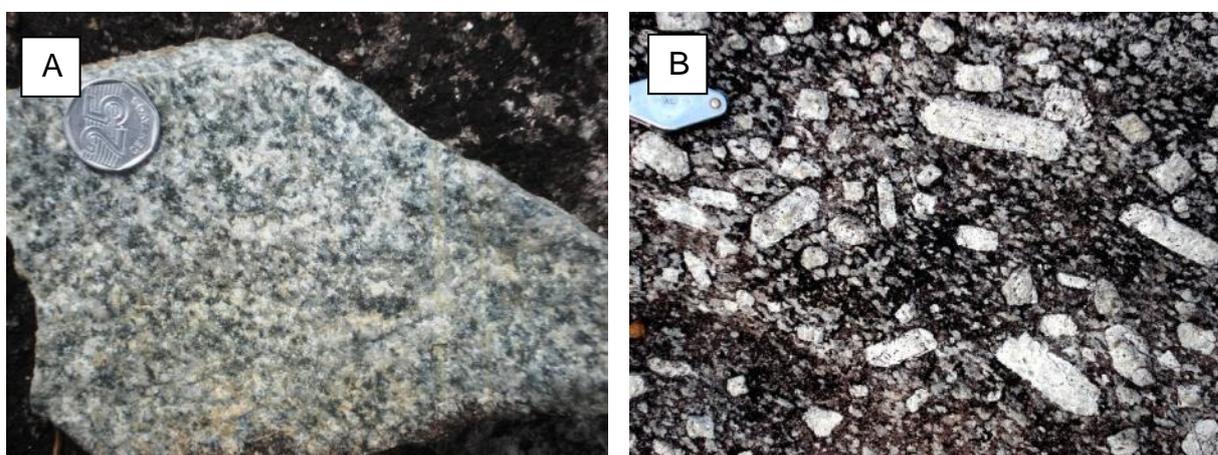


FIGURA 5.10 A) Granodiorito inequigranular, isotrópico e com textura fanerítica média; B) Granodiorito porfirítico com orientação preferencial de fenocristais de feldspato potássico.

**Plagioclásio:** Cristais tabulares e prismáticos, finos a grossos, inequigranulares, anédricos a euédricos (quando inclusos no feldspato potássico). Apresenta geminação polissintética segundo as leis da albita, bem desenvolvida ou não, segundo as leis da albita e *carlsbad*. Inclusões de biotita e epidoto são comuns, assim como saussuritização, mais intensa nos núcleos. Também há mirmequitas do tipo bulbo ou lobos.

**Feldspato potássico:** Cristais subédricos a anédricos, finos a médios. O contato com os outros minerais é serrilhado, planar e sinuoso com quartzo, plagioclásio e feldspato potássio (FIGURA 5.11 A, F). Pertitas em filme e em chama, e rara extinção ondulante são descritas. Há fenocristais subedrais e megacristais poiquilíticos com boa orientação preferencial e inclusões de quartzo plagioclásio e biotita, (FIGURA 5.11 B, C).

**Quartzo:** Grãos anédricos, finos a médios (grossos são subordinados), e podem apresentar orientação preferencial de grossos por discreto achatamento, e extinção ondulante moderada a forte (FIGURA 5.11 A, D). Agregados de subgrãos e novos grãos são comuns. Os contatos são essencialmente irregulares ou planares, neste caso formam arranjos poligonais, em outros casos mostra sinuosidade, textura consertal e contatos interlobares.

**Biotita:** Finos cristais anédricos e inequigranulares distribuídos de forma irregular. Sua relação de contato com os outros minerais da rocha é marcada por contatos irregulares. Cristais finos de biotita podem estar inclusos no plagioclásio. Localmente se desestabiliza para clorita e muscovita.

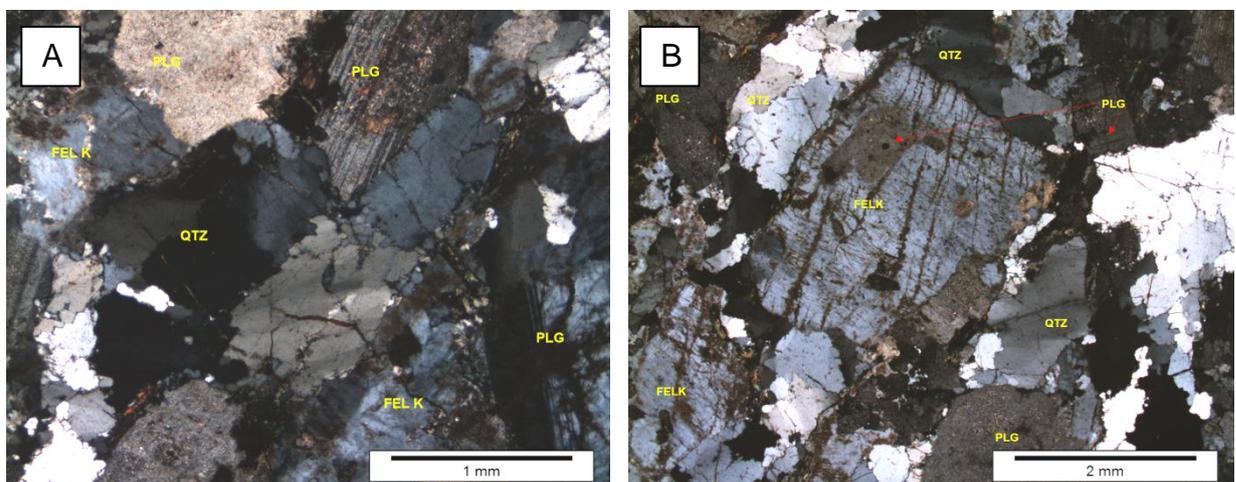
**Epidoto:** cristais subédricas a anédricas, finos geralmente associados a outras fases máficas como titanita e biotita.

**Titanita:** cristais anédricos, inequigranulares, finos a grossos, possui inclusões arredondadas de plagioclásio. O contato com os outros minerais é de forma irregular, podendo ser côncavo.

**Muscovita:** Ocorre em finas lamelas como produto de alteração da biotita, são finos, subequigranulares e subédricos a anédricos.

**Opacos:** raros cristais anédricos a euédricos, muito finos, por vezes corroídos

Outros minerais secundários descritos nessas rochas são clorita, sericita-muscovita, epidoto, os quais são resultado de alteração de grãos de biotita e biotita e plagioclásio, respectivamente.



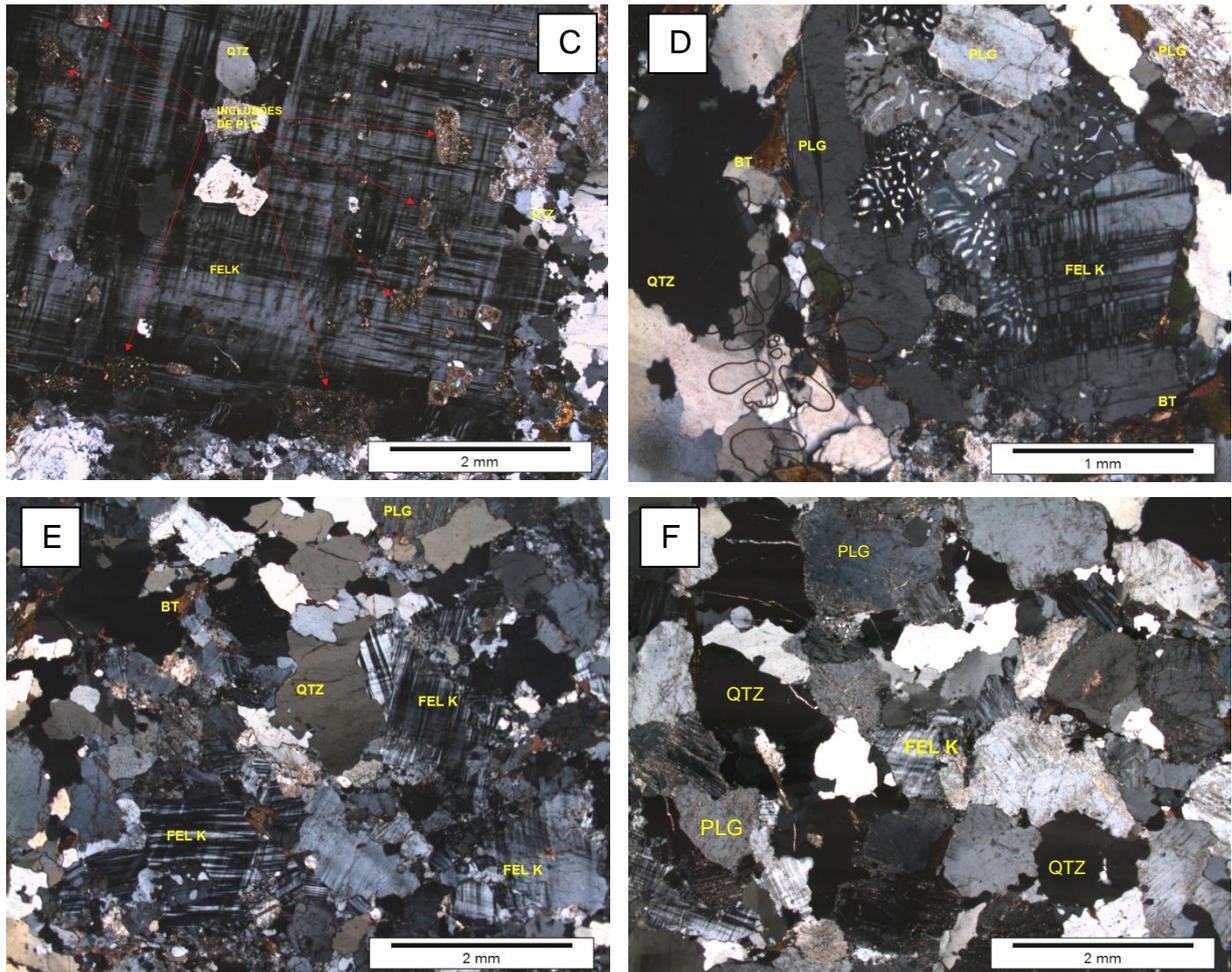


FIGURA 5.11 Fotomicrografia com polarizadores cruzados. A) Grãos grossos de quartzo orientados e com contatos serrilhados; B) Feldspato potássico com inclusão de plagioclásio; C) Fenocristal de feldspato potássico com inclusões periféricas de plagioclásio; D) Lóbos mirmequíticos desenvolvidos entre grãos de feldspato potássico e plagioclásio. Novos e subgrãos de quartzo; E) Contatos sinuosos entre quartzo e feldspato potássico; F) Contatos interlobados em quartzo e entre quartzo e microclino.

#### 5.4 GRANITOIDE JANARY

O Granitoide Janary apresenta rocha de cor cinza escuro, granulação fina e estrutura maciça (FIGURA 5.12). Ao microscópio apresenta textura granular fina equigranular com incipiente orientação de minerais. Anfibólio e biotita são os principais minerais ferromagnesianos. Allanita, titanita, epidoto e opacos ocorrem como minerais acessórios, (Tabela 5.4).

TABELA 5.4. Análise modal de amostra do granitoide janary

LITOTIPO	ESTAÇÃO	qz	kf	Pg	anf	bt	ms	tt	all	Ep	zi	ap	op	px	cl
EPIDOTO QUARTZO MONZONITO	DCL-13	18	35	22	1	18	-	TR	TR	5	TR	TR	1	-	TR

Abreviaturas: qz. Quartzo; kf. Álcali-feldspato; pg. Plagioclásio; anf. Anfibólio; bt. Biotita; ms. Muscovita; tt. Titanita; all. Alanita; ep. Epidoto; zi. Zircão; ap. Apatita; op. Opacos; cl. Clorita. tr. traços (< 1). Valores expressos em percentagem. TR (traço)

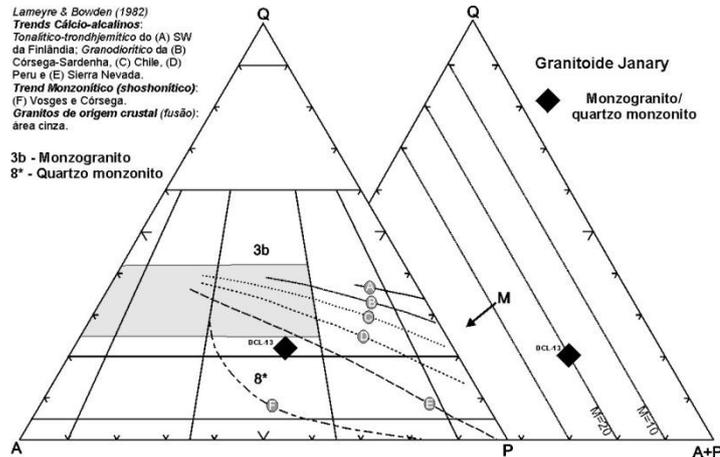


FIGURA 5.12 Diagrama de classificação petrográfica modal (QAP) e (Q-(A+P)-M) de Streckeisen, (1976), para o Granitoide Janary. *Trends* pontilhados corresponde aos cálcio-alcálicos proposto por Lameyre; Bowden (1982).

**Feldspato potássico:** Está presente como cristais subédricos a anédricos, finos a médio. Seus contatos com os outros minerais são serrilhados e interlobados e retilíneos com quartzo e biotita. Extinção ondulante é comum, (FIGURA 5.13 A).

**Quartzo:** Grãos anédricos, finos a médio, sem orientação preferencial, e extinção ondulante moderada a forte. Agregados de subgrãos e novos grãos são comuns, assim como migração de limite de grão e nucleação. Os contatos são essencialmente irregulares, e em menor escala alguns podem ser regulares apresentando sinuosidade com o feldspato potássico.

**Plagioclásio:** Apresenta formas anédricas, finos a médio, inequigranulares e. Localmente há fraca extinção ondulante e recristalização de bordas. Inclusões de biotita e epidoto são comuns, assim como saussuritização com alteração para sericita.

**Biotita:** Finos cristais anédricos e inequigranulares distribuídos de forma irregular têm contatos irregulares. Também está inclusa no plagioclásio.

**Epidoto:** cristais subédricos a anédricos, finos, geralmente associados à titanita e biotita.

**Anfibólio:** Ocorre como cristais anédricos, inequigranulares, finos a grossos, podendo ter volumosas inclusões de plagioclásio. Na borda é possível identificar parcial recristalização. O contato com os outros minerais é irregular, (FIGURA 5.13 B).

**Muscovita:** Apresenta-se como lamelas de alteração da biotita. São finos, subequigranulares e subédricos a anédricos.

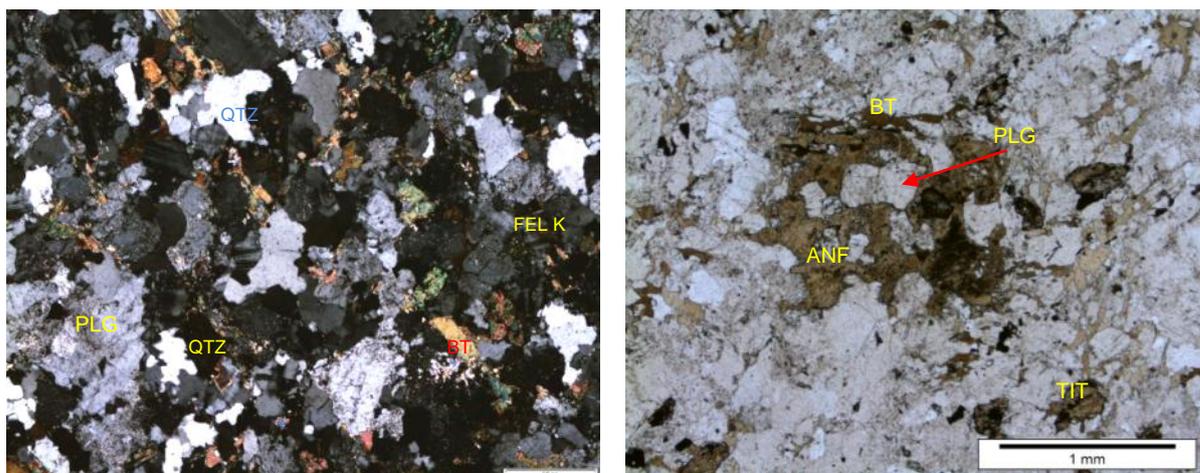


FIGURA 5.13 A) fotomicrografia com polarizadores cruzados. Textura anedral fina e contatos irregulares côncavos e interlobados; B) Fotomicrografia em luz natural, anfibólio (ao centro) com inclusões de plagioclásio.

## 5.5 ORDEM DE CRISTALIZAÇÃO

O estudo das relações mútuas entre as fases minerais, das inclusões e morfologia possibilita estabelecer uma sequência de cristalização dos minerais.

Para o epidoto-biotita-anfibólio tonalito da Suíte Intrusiva Flexal a provável ordem de cristalização inicia com a formação de zircão, apatita e opacos os quais geralmente estão inclusos em biotita e anfibólio como finos cristais subédricos e euédricos (FIGURA 5.14). Outra fase acessória a cristalizar-se em seguida é a allanita. Concomitante aos estágios finais de cristalização da allanita, teria se formado epidoto ígneo. Núcleos de allanita foram, por vezes, substituídos por bordas de epidoto, (FIGURA 5.5 C, D).

A titanita seria o último mineral acessório a se cristalizar. Finas inclusões de biotita em grãos de anfibólio indicam que o anfibólio iniciou sua cristalização antes

da biotita. A ausência de inclusões de grãos mais desenvolvidos de biotita no anfibólio indica que este mineral parou de cristalizar-se nos estágios iniciais de formação da biotita, indicando certa contemporaneidade. Grãos de plagioclásio possuem inclusões de biotita indicando cristalização posterior a da biotita. A fase tardia do estágio magmático seria quartzo.

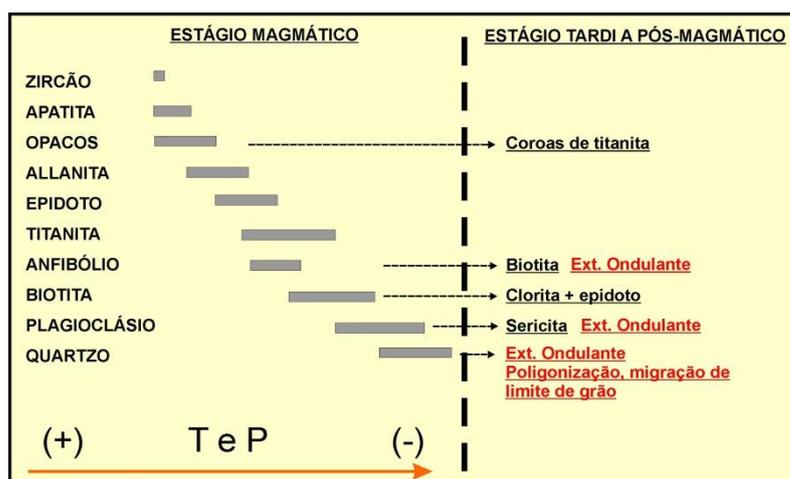


FIGURA 5.14 Sequência de cristalização dos tonalitos da Suíte Intrusiva Flexal, fácies epidoto-biotita-anfibólio tonalitos.

As transformações no estágio tardi a pós-mágmatco são divididas em minerais e texturais deformacionais.

As transformações minerais compreendem: titanita na borda de opacos; clorita e epidoto a partir da biotita; sericita a partir do plagioclásio.

As principais alterações deformacionais identificadas foram extinção ondulante em grãos de anfibólio e quartzo, bem como poligonização de contatos por atuação de mecanismo de recristalização estática.

A FIGURA 5.15 mostra que a sequência de cristalização para o epidoto-biotita granodiorito é similar a da fácies tonalítica.

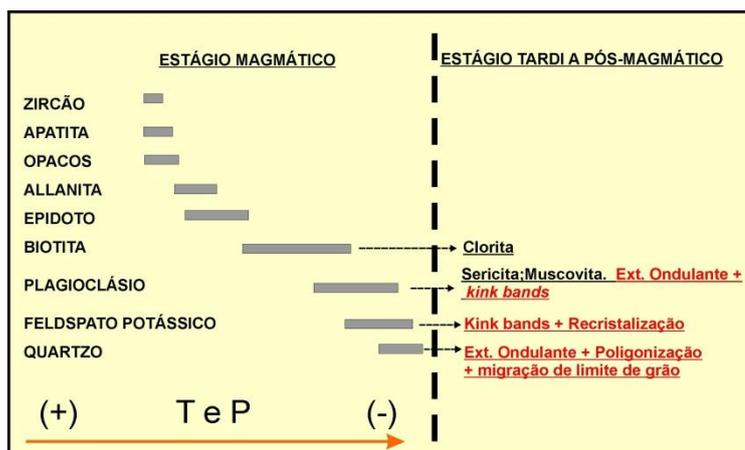


FIGURA 5.15 Ordem de cristalização dos minerais dos epidoto-biotita granodioritos da Suíte Intrusiva Flexal.

A sequência de cristalização estabelecida para os granitoides da Suíte Intrusiva Rio Ariramba (FIGURA 5.16), provavelmente inicia com zircão, apatita e opacos. Na sequência, allanita inicia sua cristalização, de modo quase contemporâneo a os outros minerais acessórios precoces, e precedido por epidoto, já que este último pode mostrar núcleos de allanita. Os minerais acessórios são comumente vistos como inclusões euédricas em grãos de biotita, logo a biotita é tardia em relação a estes. No progresso da cristalização inicia-se a formação de plagioclásio, ainda guardando contemporaneidade com a biotita, uma vez que o mineral hospeda cristais finos e médios de biotita, além de contatos planares entre os mesmos. A cristalização dos fenocristais de feldspato potássico se deu após o plagioclásio devido as inúmeras inclusões euédricas alinhadas segundo a borda do fenocristal, porém estes também são hospedeiros de finos grãos de quartzo, fato que comprova a formação dos fenocristais até os últimos instantes da consolidação do magma, (FIGURA 5.11 C).

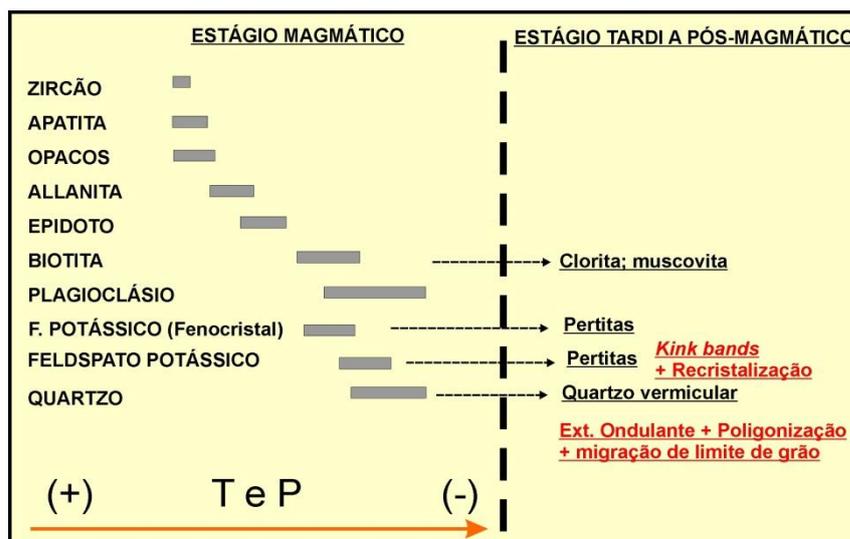


FIGURA 5.16 Sequencia de cristalização dos granitoides da Suíte Intrusiva Rio Ariramba

O estágio pós magmático é marcado por transformações deutéricas implicando na formação de minerais secundários a partir dos presentes, onde a mais importante delas é a saussuritização, acompanhada da descalcificação do plagioclásio resultando em sericita-muscovita, epidoto e carbonatos. Quando associadas à biotita, clorita e muscovita derivam desta por reações de desestabilização da biotita.

## 5.6 DISCUSSÃO

Os tonalitos e granodioritos da Suíte Intrusiva Flexal se alinham timidamente no *trend* da série cálcio-alcaina granodiorítica propostos por Lameyre e Bowden (1982). Já os tonalitos, granodiorito e monzogranitos da Suíte Intrusiva Rio Ariramba definem linhagem cálcio-alcaina granodiorítica algo dispersa entre os *trends* cálcio-alcainos granodioríticos B (Córsega-Sardenha), C (Chile) e D (Peru).

Phillips (1974) classificou mirmequitas segundo quatro tipos, um destes descrevem características semelhantes ao da FIGURA 5.11 D, que seria do tipo “mirmequita e albita desenvolvidas na borda de plagioclásios inclusos em feldspato potássico”. Segundo Phillips (1974) parece existir uma relação direta entre o conteúdo de cálcio da rocha e a quantidade de mirmequita.

Quanto à origem da mirmequita em rochas da Suíte Intrusiva Rio Ariramba, uma das hipóteses seria a presença fluidos tardi-magmáticos. A origem das mirmequitas reflete à cristalização de líquido saturado em água em resposta a “*pressure quenching*”, seguindo os processos propostos por Hibbard (1979) e opondo-se à hipótese mais convencional que envolve substituição de feldspato potássico no estado sólido.

### 5.6.1 Condições de Fugacidade de Oxigênio

A presença da associação titanita + magnetita + quartzo é indicativa de  $fO_2$  moderada, corroborada pela ocorrência de epidoto nas bordas da allanita (WONES, 1989). Por outro lado (SCHMIDT; THOMPSON, 1996) afirmam que a presença de epidoto magmático indica altas condições de  $fO_2$ .

Segundo Sial (1990) epidoto euédrico e com núcleos de allanita tem origem magmática, os quais têm aplicações importantes na evolução de magmas cálcio-alcalinos de alto K como, fugacidade de oxigênio, taxa de ascensão do magma e profundidade de cristalização. Por outro lado, alguns autores (MOENCH, 1986; STUSSI; MORTAJI, 1988; MORTAJI; STUSSI, 1989) se opõem à utilização do epidoto como mineral índice das condições de pressão durante a formação de rochas graníticas. Tulloch (1986), estudando granitóides com epidoto magmático, concluiu que as condições de fugacidade de oxigênio são mais determinantes para o aparecimento do epidoto que as condições de pressão.

Para Brasilino (2003) não é aconselhável relacionar a presença de epidoto como indicador de condições de pressão de alojamento/cristalização de granitóides, pois a composição do magma influencia as condições de pressão em que o epidoto cristaliza, embora o epidoto seja bom indicador das condições de  $fO_2$  do magma. Cristais de epidoto com as características mencionadas por Sial (1990) foram largamente identificados em todas as unidades estudadas, inclusive nos enclaves dioríticos, com exceção dos trondhjemitos de injeção. A presença constante de anfibólio como máfico dominante e a preservação de epidoto magmático nestas rochas, aliadas às características petrográficas, sugerem condições hidratadas para o magma formador da Suíte Intrusiva Flexal.

### 5.6.2 Considerações sobre metamorfismo

Como mencionado no capítulo 4, diferentes autores estabeleceram faixas de temperatura para o desenvolvimento de microestruturas em granitoides (ver citações em PASSCHIER; TROUW, 1996), com especial atenção para aquelas em feldspato potássico. Os granitoides estudados apresentam feições microestruturais que apontam para uma deformação entre 500 e 600 °C. Nestas condições de temperatura o feldspato potássico pode ter feições dúcteis, e segundo (SCHOLZ, 1988), os feldspatos assumem este comportamento quando submetidos a pressões mínimas de 6,1 kb e profundidades superiores a 15 km.

## 6 LITOGEOQUÍMICA

Foram analisadas onze amostras da Suíte Intrusiva rio Ariramba entre granodioritos e monzogranitos, sete amostras entre tonalitos, granodiorito e enclaves dioríticos da Suíte Intrusiva Flexal, uma amostra do Grupo Tartarugalzinho e uma amostra do Granitoide Janary. As amostras DCL-26 (Suíte Intrusiva Flexal) e DCL-49 (Grupo Tartarugalzinho) apresentam perda ao fogo (L.O.I) superior a 1 % (Tabela 6.1) e devem ser interpretadas com cautela nos diagramas litoquímicos, sobretudo os que utilizam elementos de maior mobilidade.

### 6.1 ELEMENTOS MAIORES E MENORES

As rochas da Suíte Intrusiva Rio Ariramba mostram teores de  $\text{SiO}_2$  variando de 68,73 % e máximo 73,04 %. Nos diagramas de Harker se destacam os teores moderados a altos de  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$ . De maneira geral há correlação negativa entre a sílica e  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , sugerindo fracionamento das fases ferromagnesianas, óxidos ferro, titanita e apatita. Na evolução do conteúdo de  $\text{K}_2\text{O}$  uma discreta correlação positiva pode ser observada, apontando a compatibilidade do potássio com o líquido residual. Alguns elementos mostram dispersão dos valores nos diagramas ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$ ).

Os diagramas de *Harker* dos elementos-traço (Rb, Ba, Sr, Zr, Y, Ta, Nb, Sn e Th) mostram grande dispersão e discreta correlação negativa para Sr, Zr, Y, Ta, Nb, Sn e correlações positivas para Rb, Ba e Th em relação à  $\text{SiO}_2$ . O comportamento de Rb, Ba em rochas da Suíte Intrusiva Rio Ariramba mostra padrão algo errático.

Para a Suíte Intrusiva Flexal, as dispersões observadas em diagramas de Harker para elementos maiores são mais acentuadas, embora haja correlações. O teor de  $\text{SiO}_2$  varia de 42,47 a 61,5 %. O valores menores de  $\text{SiO}_2$  foram obtidos em enclaves dioríticos.

Com o aumento de  $\text{SiO}_2$ , os teores de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  tendem a diminuir (FIGURA 6.3), apontando correlações negativas segundo

fracionamento de minerais máficos como epidoto, apatita, anfibólio e biotita, observados na petrografia.

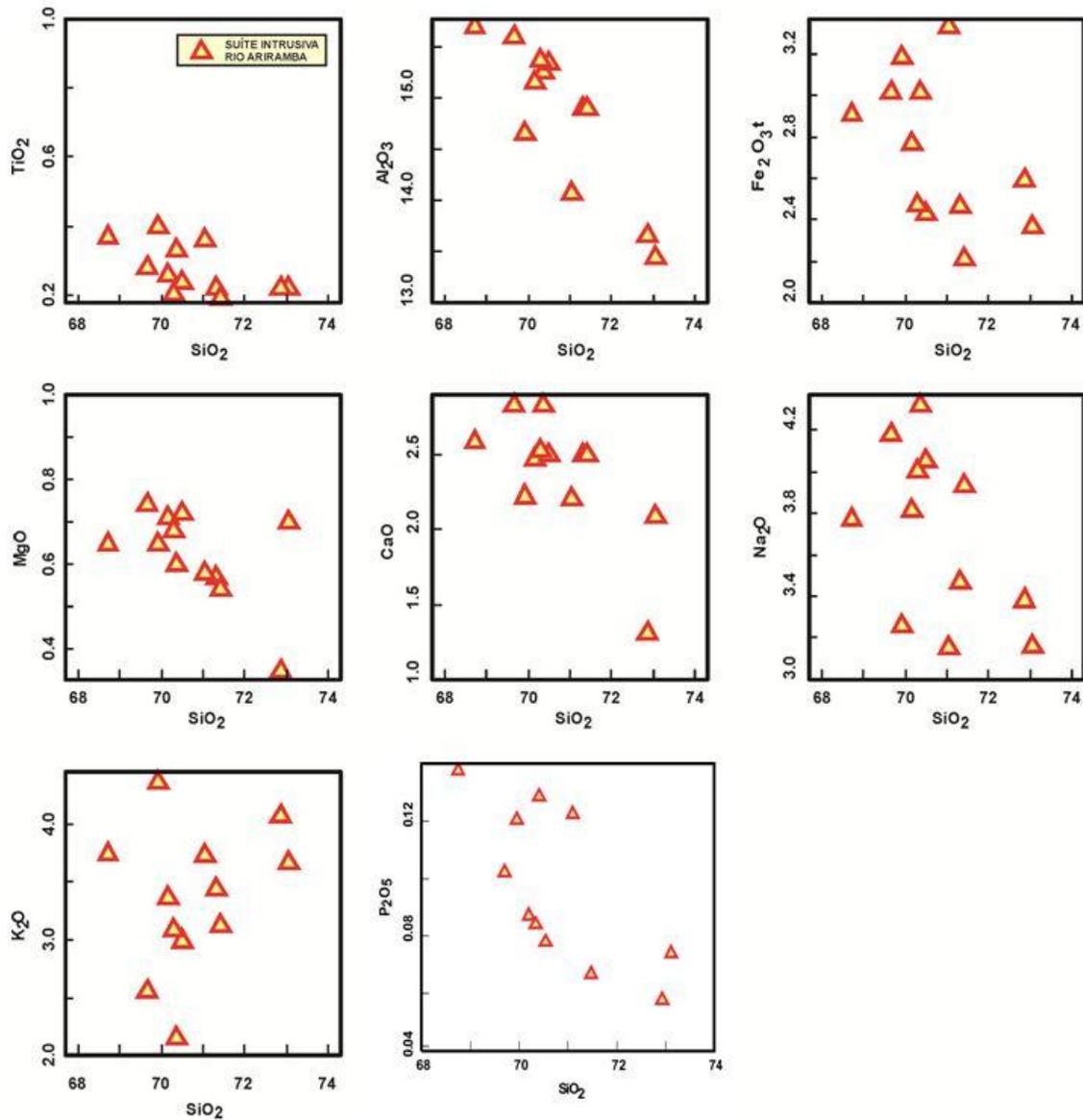


FIGURA 6.1 Diagramas de variação de *Harker* de elementos maiores para amostra da Suíte Intrusiva Rio Ariramba.

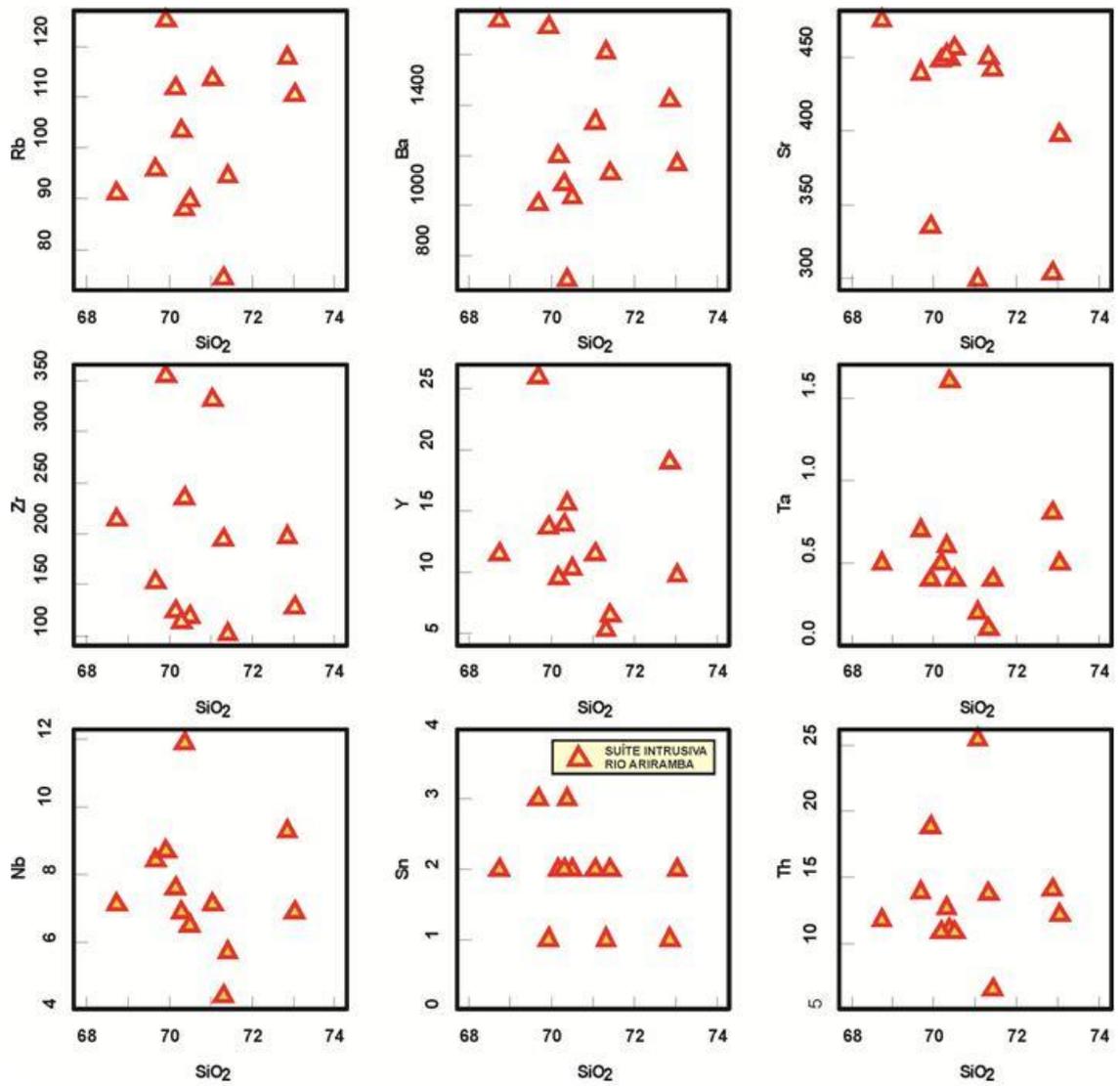


FIGURA 6.2 Diagramas de variação de *Harker* para de elementos menores para amostra da Suíte Intrusiva Rio Ariramba.

Tabela 6.1 - Dados litogeoquímicos dos granitoides estudados da região de Tartarugalzinho.

AMOSTRA	DCL-07	DCL-09	DCL-11	DCL-12	DCL-14	DCL-15	DCL-21	DCL-22	DCL-31	DCL-47	DCL-57	DCL-26	DCL-33	DCL-36	DCL-37	DCL-40	DCL-43A	DCL-43B	DCL-13	DCL-49
UNIDADE LITO ESTRATIGRÁFICA	SUÍTE INTRUSIVA RIO ARIRAMBA											SUÍTE INTRUSIVA FLEXAL							GRANITOIDE JANARY	GRUPO TARTARUGALZINHO
LITOTIPO	MONZO GRANITO	MONZO GRANITO	GRANO DIORITO	GRANO DIORITO	MONZO GRANITO	MONZO GRANITO	GRANO DIORITO	MONZO GRANITO	MONZO GRANITO	MONZO GRANITO	MONZO GRANITO	DIORITO	GRANO DIORITO	TONALITO	ENCLAVE MÁFICO	TRONDHJEMITO	DIORITO	DIORITO	QUARTZO MONZONITO	DIORITO
SiO <sub>2</sub> %	73,04	70,16	69,67	71,42	69,92	71,05	68,73	72,86	70,50	70,37	70,30	52,92	71,31	61,50	42,47	61,15	53,09	54,56	62,28	59,93
TiO <sub>2</sub> %	0,22	0,26	0,28	0,19	0,40	0,36	0,37	0,22	0,24	0,33	0,20	0,88	0,22	0,67	2,33	1,26	0,95	1,30	1,29	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	13,44	15,15	15,59	14,90	14,66	14,07	15,69	13,66	15,34	15,25	15,37	18,80	14,90	16,83	14,91	15,69	16,58	20,91	15,56	16,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	2,63	3,08	3,35	2,46	3,54	3,70	3,23	2,88	2,70	3,35	2,75	9,15	2,74	6,81	16,62	6,59	9,28	5,53	6,02	7,50
FeO %	2,37	2,77	3,01	2,21	3,19	3,33	2,91	2,59	2,43	3,01	2,47	8,23	2,47	6,13	14,95	5,93	8,35	4,98	5,42	6,75
MnO %	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,13	0,30	0,10	0,24	0,08	0,15	0,10	0,06	0,14
MgO %	0,70	0,71	0,74	0,54	0,65	0,58	0,65	0,35	0,72	0,60	0,68	3,62	0,57	2,12	5,10	2,31	5,44	1,88	1,21	2,58
CaO %	2,09	2,47	2,83	2,50	2,22	2,21	2,59	1,31	2,50	2,83	2,53	7,40	2,50	5,51	10,85	5,32	9,13	8,98	2,59	6,60
Na <sub>2</sub> O %	3,16	3,81	4,18	3,93	3,26	3,15	3,77	3,38	4,05	4,32	4,00	4,13	3,47	4,18	2,66	3,56	2,82	4,61	3,37	3,60
K <sub>2</sub> O %	3,66	3,36	2,56	3,12	4,36	3,73	3,74	4,06	2,99	2,15	3,09	0,91	3,44	1,18	0,95	2,08	0,73	0,59	5,32	1,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,08	0,09	0,10	0,07	0,12	0,12	0,14	0,06	0,08	0,13	0,09	0,29	0,09	0,31	2,35	1,05	0,33	0,45	0,42	0,24
LOI	0,70	0,60	0,40	0,60	0,50	0,70	0,70	0,90	0,60	0,40	0,70	1,50	0,40	0,50	1,2	0,5	1,2	0,9	0,80	1,20
SUM (Σ)	99,76	99,75	99,78	99,78	99,68	99,71	99,68	99,75	99,78	99,80	99,78	99,75	99,70	99,71	99,68	99,59	99,7	99,8	98,91	99,78
Ni	6,90	8,80	9,20	6,80	3,5	2,9	3,4	4,1	8,10	4,2	7,8	20,2	6,1	11,6	<20	<20	46	<20	10,2	12,2
V	29,00	32,00	36,00	25,00	36	36	31	16	30,00	30	29	165	26	111	230	115	230	90	74	161
Cu	4,70	5,90	9,60	4,50	11,2	5,1	4,6	7,6	6,00	4,9	4,4	48,5	16,2	45,7	25,7	38,5	118,6	29,4	31,8	187,3
Pb	9,30	12,80	7,10	5,90	7,9	5,7	6,1	11,3	8,80	7,5	6,4	2,6	3,9	2,1	3,5	3,1	1,9	3,7	45,1	4
Zn	37,00	39,00	39,00	29,00	43	42	50	43	39,00	46	34	38	35	65	55	78	23	28	128	94
Sn	2,00	2,00	3,00	2,00	1	2	2	1	2,00	3	2	1	1	2	2	1	1	1	5	1
Mo	0,20	0,30	0,20	0,20	0,3	0,3	0,3	0,5	0,20	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3	1,3	<0,1	0,2	0,3	1,9	0,2
As	0,60	1,40	1,30	0,50	<0,5	<0,5	0,7	0,8	<0,5	1,2	0,7	<0,5	<0,5	<0,5	1,0	<0,5	<0,5	<0,5	1,1	<0,5
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au (ppb)	4,30	0,60	0,50	0,50	0,6	0,5	1,2	2,9	0,90	1,6	0,4	1,9	8,7	2,4	0,8	1,0	0,5	0,7	3	5,3
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Rb	110,60	111,70	95,80	94,50	125,1	113,6	91,1	117,7	89,70	88	103,3	31,6	74,4	34,4	25,9	77,3	14,1	12,3	214,8	27,6
Cs	2,00	2,60	4,90	2,00	1,3	1,2	2,4	0,6	1,90	5,8	4,6	0,5	0,3	0,5	1,3	2,2	0,7	1,5	0,7	2,5
Ba	1163,00	1196,00	1005,0	1127,0	1710	1331	1737	1420	1030,00	702	1086	383	1609	760	329	1108	329	216	4069	420
Sr	397,50	447,80	439,00	441,10	335,4	299,3	474,5	303,4	455,80	448,4	450,9	859,8	449,5	807,4	614,6	618,6	734,6	981,7	866,1	676,1
Tl	0,30	0,30	0,30	0,20	0,3	0,3	0,3	0,3	0,30	0,3	0,3	0,1	0,2	0,2	<0,1	0,4	<0,1	<0,1	0,6	0,2
Ga	16,00	17,60	18,80	17,30	17,4	17,3	19,2	16,5	18,00	20	18	21,6	17,1	21,1	21,5	18,6	14,9	21,9	26	18,8
Ta	0,50	0,50	0,70	0,40	0,4	0,2	0,5	0,8	0,40	1,6	0,6	0,4	0,1	0,4	0,6	1,0	0,4	0,6	2,5	0,3
Nb	6,90	7,60	8,40	5,70	8,7	7,1	7,1	9,3	6,50	11,9	6,9	31,6	4,4	6,2	4,4	22,3	4,7	10,8	33,2	5,1
Hf	3,80	3,80	4,30	3,40	9,7	9,4	6	6,3	3,40	7,4	3,6	2,4	5,7	3,8	1,2	16,6	2,9	1,2	30	3,4
Zr	127,90	123,70	153,10	101,60	354,7	330,5	214	196,5	119,40	234,2	114,3	79,3	194,5	139,9	42,6	701,3	99,0	64,3	1208	113,9
Y	9,70	9,50	26,00	6,50	13,7	11,5	11,5	19	10,30	15,6	13,9	21,5	5,3	21,8	23,0	20,9	18,9	14,2	37,7	19,3
Th	12,20	10,90	13,90	6,50	18,8	25,4	11,8	14,1	10,90	11,1	12,7	1,5	13,8	6,5	3,2	11,7	4,1	1,6	218,6	3,3
U	4,00	5,40	3,00	7,40	1,8	1,4	1,8	4	1,70	2,5	2,5	0,7	1,4	1,2	3,9	1,6	1,5	1,5	7,4	1,2
ETR																				
La	24,5	31	47,9	20,3	70,7	79,2	44,3	54,2	32,5	41	45,8	20,5	45,8	39,4	19,4	89,1	12,2	17,8	607,2	18,3
Ce	45,1	53,9	66,5	36,3	129,1	130,7	83,9	99,9	50,2	67,9	61,5	45,3	65,1	67,1	46,7	165,9	28,6	35,8	1004	34,2
Pr	5,2	6,14	9,22	4,12	14,14	15,24	8,72	10,38	6,4	8	8,87	6,56	7,36	8,29	6,06	18,93	3,75	4,19	106,9	4,53
Nd	17,3	21,1	32,4	14	46,1	51,4	29,4	33,3	20,9	26,4	29,2	27,2	23,9	30,8	32,4	73,4	18,5	20,2	315,8	17,2
Sm	2,88	3,3	5,4	2,51	7,07	7,73	4,42	4,89	3,36	3,97	4,63	5,4	2,96	5,4	6,46	9,19	3,58	3,35	35,02	3,63
Eu	0,74	0,85	1,07	0,73	1,37	1,38	1,16	0,93	0,81	0,99	0,9	1,7	0,9	1,94	2,50	1,98	1,31	2,08	5,52	1,16
Gd	2,26	2,66	4,78	1,88	5,06	5,42	3,29	3,74	2,58	3,32	3,66	5	2,18	4,97	6,25	7,37	3,45	3,04	20,58	3,47
Tb	0,31	0,33	0,68	0,26	0,66	0,6	0,43	0,55	0,35	0,45	0,51	0,75	0,24	0,76	0,91	0,87	0,56	0,45	1,94	0,56
Dy	1,58	1,91	3,67	1,23	3,06	2,46	2,15	3,06	1,74	2,25	2,48	3,94	0,98	4,12	4,25	3,83	3,28	2,43	8,17	3,38
Ho	0,32	0,33	0,65	0,22	0,48	0,39	0,39	0,57	0,31	0,46	0,43	0,76	0,19	0,81	1,02	0,84	0,74	0,54	1,14	0,66
Er	0,83	0,83	1,92	0,58	1,14	0,91	0,98	1,62	0,91	1,39	1,25	2,07	0,48	2,15	2,26	2,06	1,85	1,18	2,79	1,9
Tm	0,14	0,13	0,32	0,07	0,17	0,13	0,17	0,29	0,17	0,22	0,2	0,3	0,07	0,33	0,33	0,31	0,28	0,21	0,39	0,31
Yb	0,89	0,79	1,67	0,48	0,94	0,73	1,02	1,6	0,88	1,41	1,08	1,65	0,47	1,78	2,23	1,61	1,82	1,40	2,18	1,78
Lu	0,14	0,11	0,26	0,07	0,16	0,12	0,15	0,27	0,16	0,24	0,17	0,26	0,08	0,28	0,35	0,32	0,33	0,21	0,28	0,29
SUM (Σ)	102,19	123,38	176,44	82,75	280,15	296,41	180,48	215,3	121,27	158	160,68	121,39	150,71	168,13	131,12	375,71	80,25	92,88	2111,91	91,37

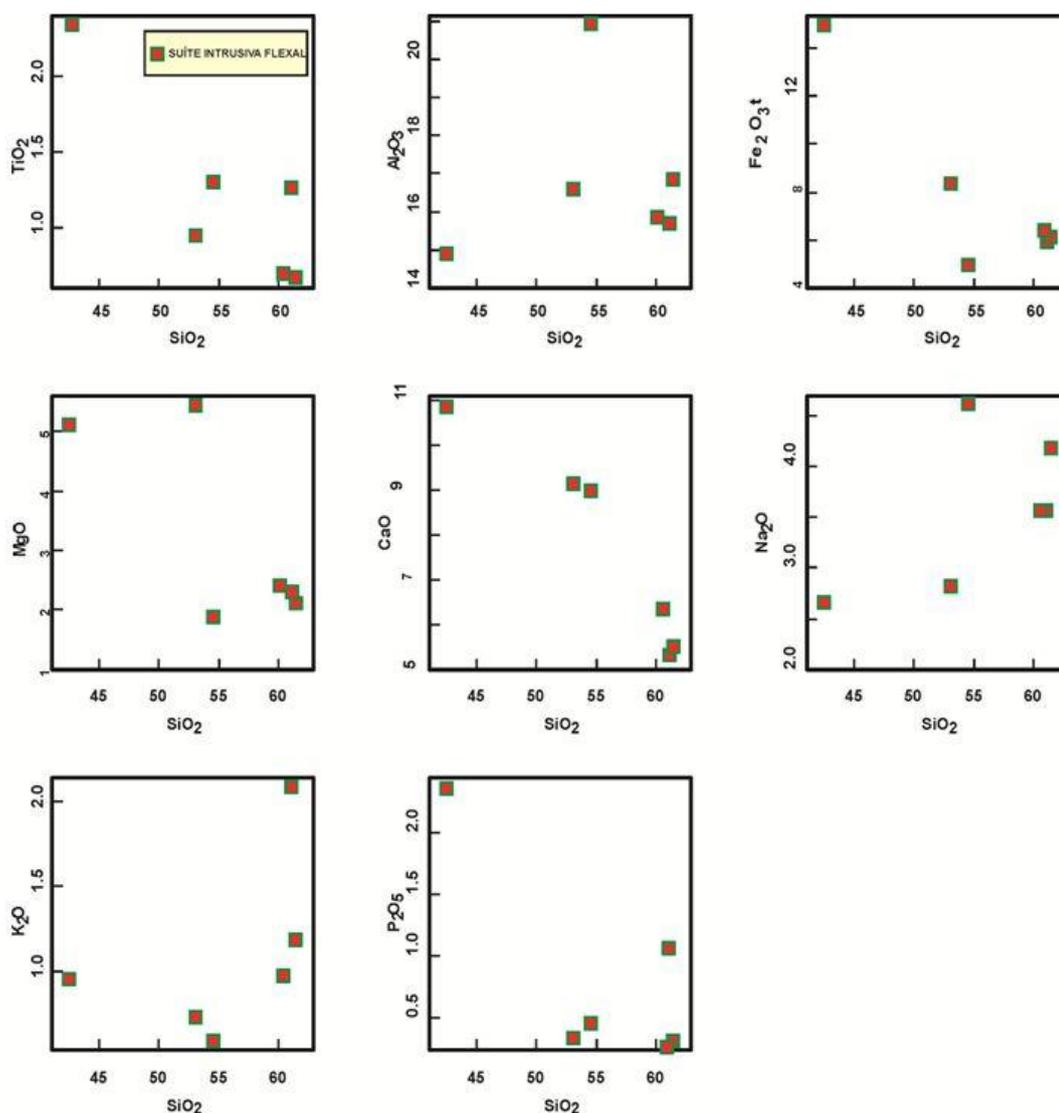


FIGURA 6.3 Diagramas de variação de *Harker* para amostra da Suíte Intrusiva Flexal.

Os diagramas de *Harker* para elementos menores da Suíte Intrusiva Flexal está representado na FIGURA 6.4. Os principais marcadores de processos petrogenéticos (Rb, Ba, Sr, Zr, Y, Ta, Nb e Th) foram correlacionados com a sílica. É notável o comportamento incompatível dos elementos Rb, Ba, Sr, Th, Zr e Y, definindo correlações positivas com a sílica.

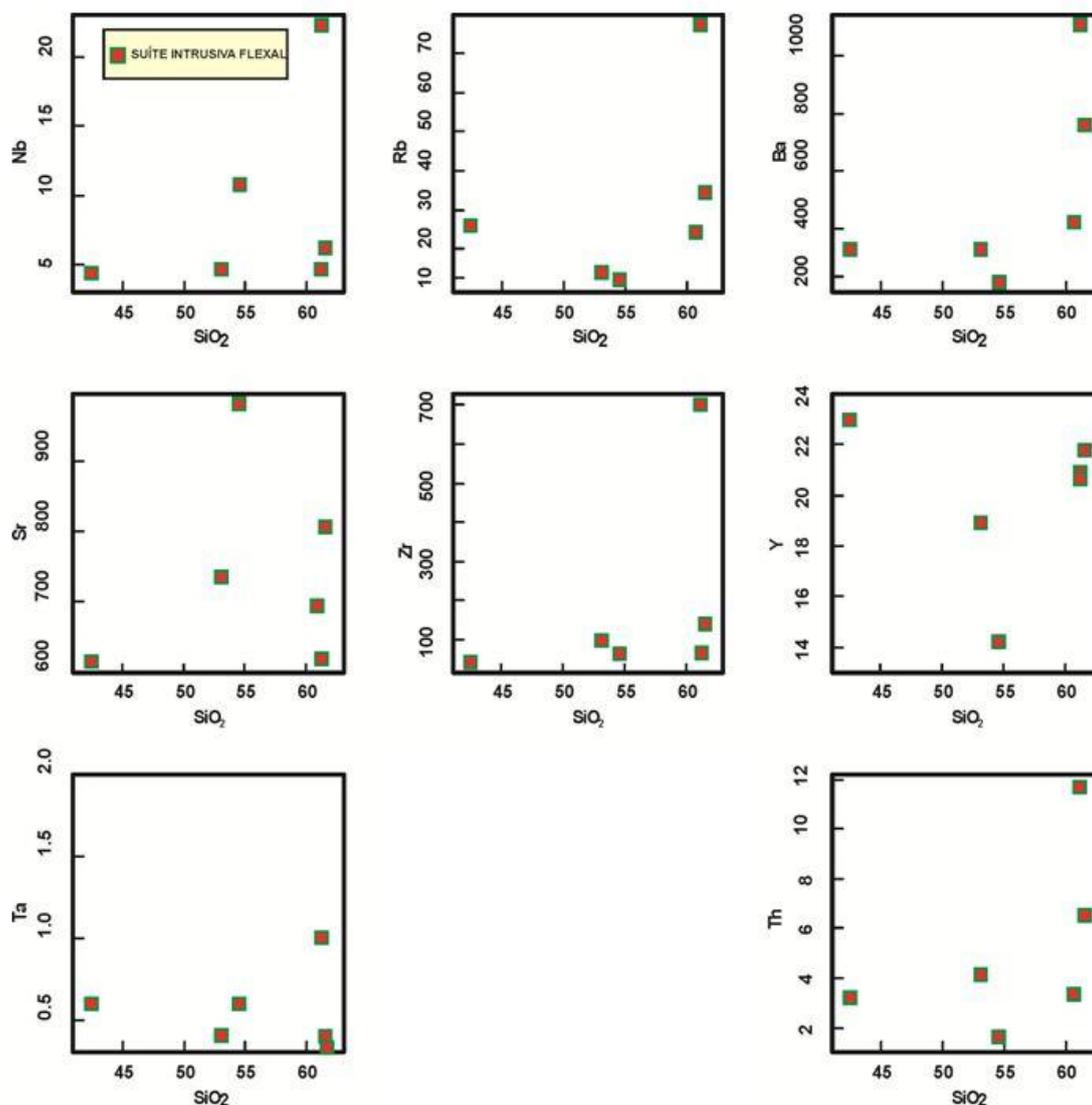


FIGURA 6.4 Diagramas de variação de *Harker* para de elementos menores para amostra da Suíte Intrusiva Flexal.

## 6.2 DIAGRAMAS MULTIELEMENTARES

Os elementos estão dispostos na ordem estabelecida por Pearce *et al.* (1984), com abundância normalizada em relação ao Granito de Cadeia Oceânica. As diferentes unidades são ricas em elementos litófilos grande raio iônico e pobres em elementos de ligação forte.

As rochas da Suíte Intrusiva Rio Ariramba possuem fracas anomalias negativas de Ta, Nb, Hf, Zr, Sm, Y e Yb, mais pronunciada nos dois últimos. Nota-se anomalias positivas em Rb, Ba e Th (FIGURA 6.5). Nas unidades Suíte Intrusiva Flexal e Grupo Tartarugalzinho destacam-se teores moderadamente elevados de

Ba, Rb, Th e Ce em oposição a concentrações baixas de Nb, Ta, Hf, Zr, Y, Yb que define em geral, uma anomalia levemente negativa.

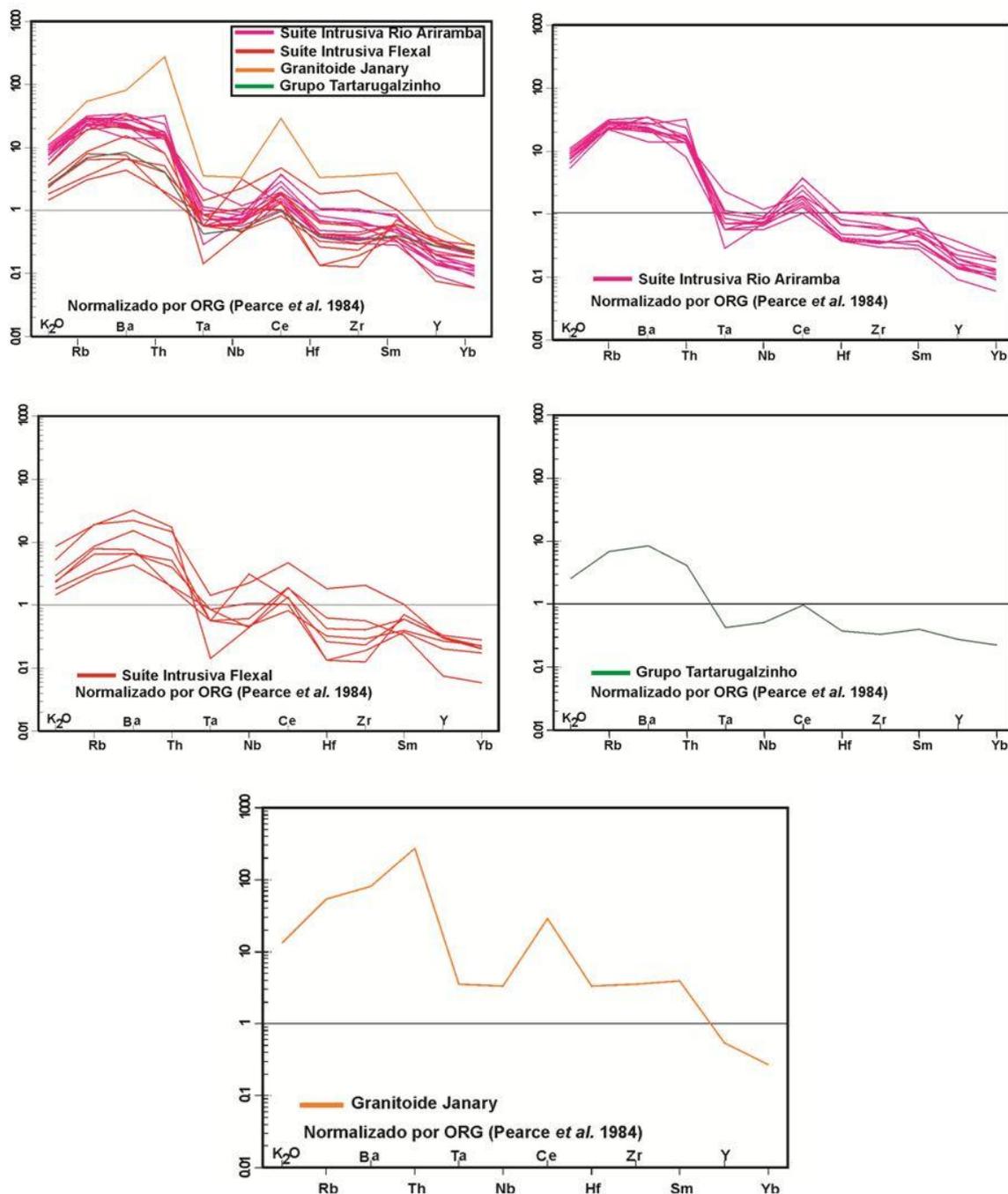


FIGURA 6.5. Diagramas multielementares para as rochas da região de Tartarugalzinho, normalizados pelo granito de cordilheira meso oceânica (ORG) de Pearce *et al.* (1984).

O Granitóide Janary tem comportamento diferenciado com altos valores Rb, Ba, Th, Hf, Zr e Sm, com destaque para Rb, Ba e Th. Há discreta anomalia negativa de Y e Yb.

Anomalias negativas de Nb, Y, e Yb são características de magmas relacionados a zonas de subducção e refletem retenção desses elementos em resíduo rico em granada durante a fusão parcial (PEARCE, 1982; PEARCE *et. al.*, 1984; WILSON, 1989).

### 6.3 ELEMENTOS TERRA RARAS (ETR)

Os teores de ETR dos granitoides estudados (TABELAS 6.1 e 6.2.) foram normalizados pelos valores condríticos de Evensen *et al.* (1978) para a construção dos padrões de ETR, (FIGURA 6.6).

O comportamento dos ETR de onze amostras da Suíte Intrusiva Rio Ariramba tem somatórios ( $\Sigma$ ) variando de 82,75 a 296 ppm marcado por moderado a forte grau de fracionamento  $[(La/Lu)_N = 17,74$  a  $68,55]$ , resultante das concentrações elevadas de ETR leves em contraste aos teores baixos de ETR pesados, (FIGURA 6.6).

O fracionamento dos ETR leves é medido pela razão  $(La/Sm)_N = (5,35$  a  $6,97)$  sendo menos acentuado do que o fracionamento dos terras raras pesados  $[(Ga/Yb)_N = 1,89$  a  $5,99]$ . Algumas rochas descrevem um padrão côncavo dos elementos terras raras pesados ora com sutil depleção e enriquecimento em Tm (FIGURA 6.6).

O comportamento do Eu pouco varia para as rochas da Suíte Intrusiva Rio Ariramba é definido por fracas anomalias negativas  $(Eu_{(N)}/Eu^* 0,64$  a  $0,99)$ , (FIGURA 6.6).

Os somatórios ( $\Sigma$ ) de ETR da Suíte Intrusiva Flexal variam de modo significativo (80,25 a 375,71 ppm), da mesma forma que as razões  $[(La/Lu)_N = 3,84$  a  $59,47]$ . O fracionamento dos ETR leves  $[(La/Sm)_N = 1,89$  a  $9,73]$  é mais acentuado do que o fracionamento dos ETR pesados  $[(Ga/Yb)_N = 1,53$  a  $3,74]$ . As razões  $(Eu_{(N)}/Eu^*)$  variam de 0,71 a 1,96. Duas amostras têm razões  $(Eu_{(N)}/Eu^*)$  com fraca anomalia positiva a exemplo da amostra DCL 43 B.

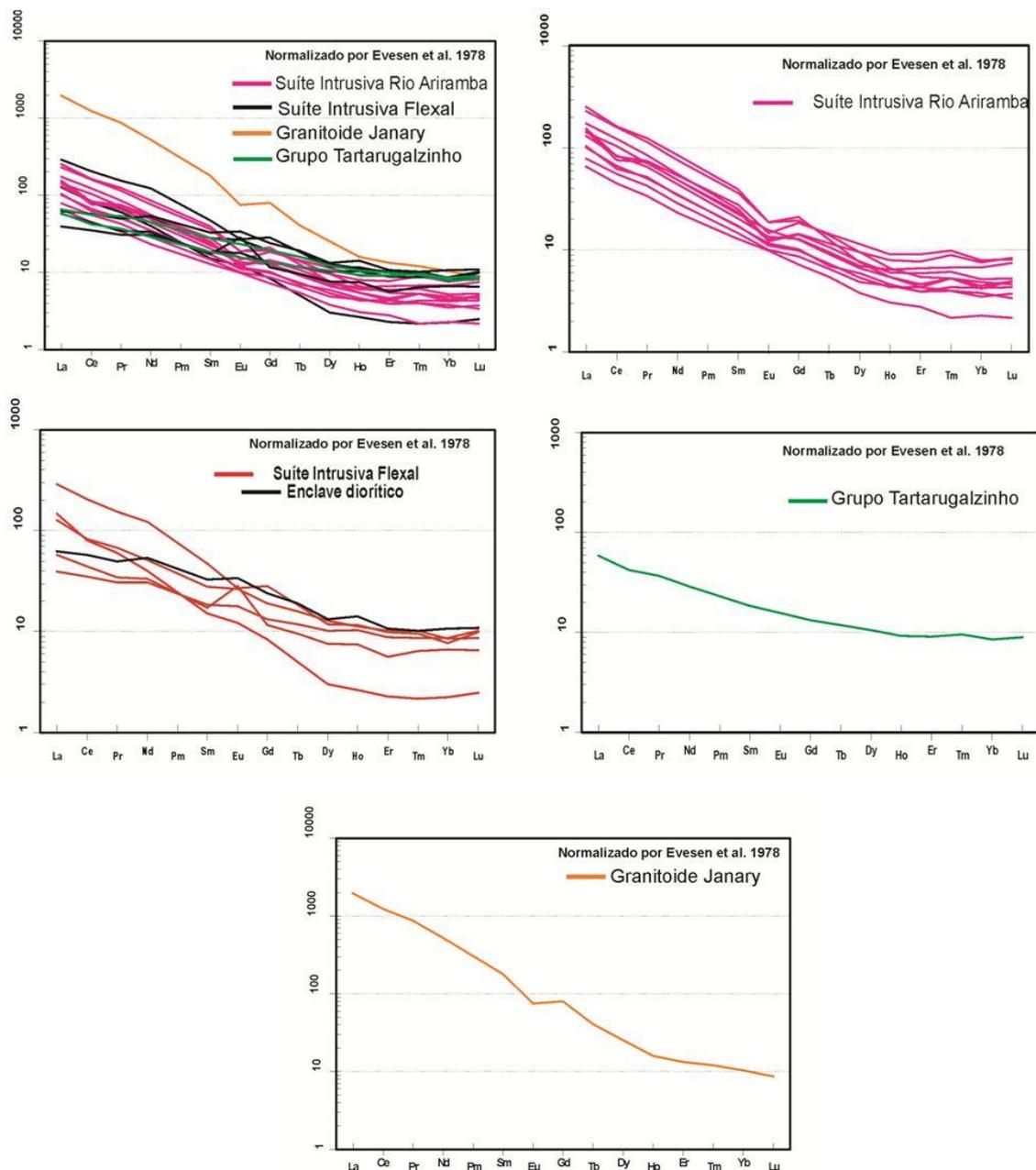


FIGURA 6.6. Diagramas de Elemento Terras Raras (ETR) para as rochas da região de Tartarugalzinho, normalizados por Evensen *et al.* (1978).

TABELA 6.2 Parametros de fracionamento de Elementos Terras Raras

AMOSTRA	DCL 07	DCL 09	DCL 11	DCL 12	DCL 14	DCL 15	DCL 21	DCL 22	DCL 31	DCL 47	DCL 57	DCL 33	DCL 36	DCL 37	DCL 40	DCL 43A	DCL 43B	DCL 13	DCL 49	DCL 26
$Eu^* = (Sm + Gd)/2$	11,7	13,60	23,07	10,07	27,90	30,28	17,68	19,76	13,60	16,59	18,94	11,80	23,44	28,63	37,79	15,84	14,46	129,5	16,01	23,50
$Eu(n)/Eu^*$	0,86	0,85	0,63	0,99	0,67	0,62	0,89	0,64	0,81	0,81	0,65	1,04	1,13	1,19	0,71	1,13	1,96	0,58	0,99	0,98
$Ce/Yb(n)$	13,1	17,65	10,30	19,56	35,52	46,31	21,28	16,15	14,76	12,46	14,73	35,83	9,75	5,42	26,65	4,06	6,61	119,1	4,97	7,10
$(La/Sm)n$	5,35	5,91	5,58	5,09	6,29	6,44	6,30	6,97	6,08	6,50	6,22	9,73	4,59	1,89	6,10	2,14	3,34	10,91	3,17	2,39
$(Gd/Yb)n$	2,05	2,72	2,31	3,16	4,34	5,99	2,60	1,89	2,37	1,90	2,73	3,74	2,25	2,26	3,69	1,53	1,75	7,62	1,57	2,45
$(La/Yb)n$	18,5	26,46	19,34	28,51	50,71	73,15	29,28	22,84	24,90	19,60	28,59	65,70	14,92	5,87	37,31	4,52	8,57	187,7	6,93	8,38
$(Gd/Lu)n$	2,01	3,01	2,29	3,34	3,93	5,62	2,73	1,72	2,00	1,72	2,68	3,39	2,21	2,22	2,86	1,30	1,80	9,14	1,49	2,39
$(La/Lu)n$	18,1	29,27	19,14	30,12	45,90	68,55	30,68	20,85	21,10	17,74	27,98	59,47	14,62	5,76	28,92	3,84	8,80	225,2	6,55	8,19

O Granitoide Janary tem elevados valores de ETR ( $\Sigma = 2111,91$ ) e padrão marcado por forte fracionamento  $[(La/Lu)_N = 225,25]$ . O fracionamento dos ETR leves  $[(La/Sm)_N = 10,91]$  é mais acentuado do que o fracionamento dos ETR pesados  $[(Ga/Yb)_N = 7,62]$ . A razão  $(Eu_{(N)}/Eu^*)$  indica moderada anomalia negativa de Eu com valor de 0,58.

O somatório ( $\Sigma$ ) de ETR para o Grupo Tartarugalzinho tem valor de 91,37, razão  $(La/Lu)_N$  de 6,55, razão  $(La/Sm)_N$  de 3,17 e fraco fracionamento de ETR pesados  $[(Ga/Yb)_N = 1,57]$ . A razão  $(Eu_{(N)}/Eu^* = 0,99)$  mostra ausência de anomalia de Eu, (FIGURA 6.6).

#### 6.4 CLASSIFICAÇÃO

No diagrama de Frost *et al.* (2001) que mede o índice de alcalinidade (índice de álcali-cálcico modificado)  $(SiO_2 \times Na_2O + K_2O - CaO)$  as suítes intrusivas Rio Ariramba e Flexal ocupam os campos cálcico e cálcio-alcálico. O Granitoide Janary mostra afinidade com o campo alcálico. A única amostra do Grupo Tartarugalzinho se localiza no campo de rochas cálcicas.

No diagrama  $(SiO_2 \times Fe_2O_{3(t)}/Fe_2O_{3(t)} + MgO)$  (FROST *et al.*, 2001), as amostras da Suíte Intrusiva Rio Ariramba se situam sobre a linha que divide os campos “ferrosos” e “magnesianos”, porém com maior tendência ao campo de rochas ferrosas. A Suíte Flexal se dispõe preferencialmente pouco a baixo do limite entre os campos, apresentando caráter magnésiano com tendência de termos mais evoluídos a apresentar quimismo ferroso.

O Granitoide Janary plota no campo que define rochas de quimismo ferroso próximo ao limite, assim como o Grupo Tartarugalzinho, porém este mostra quimismo magnésiano, (FIGURA 6.7 A, B).

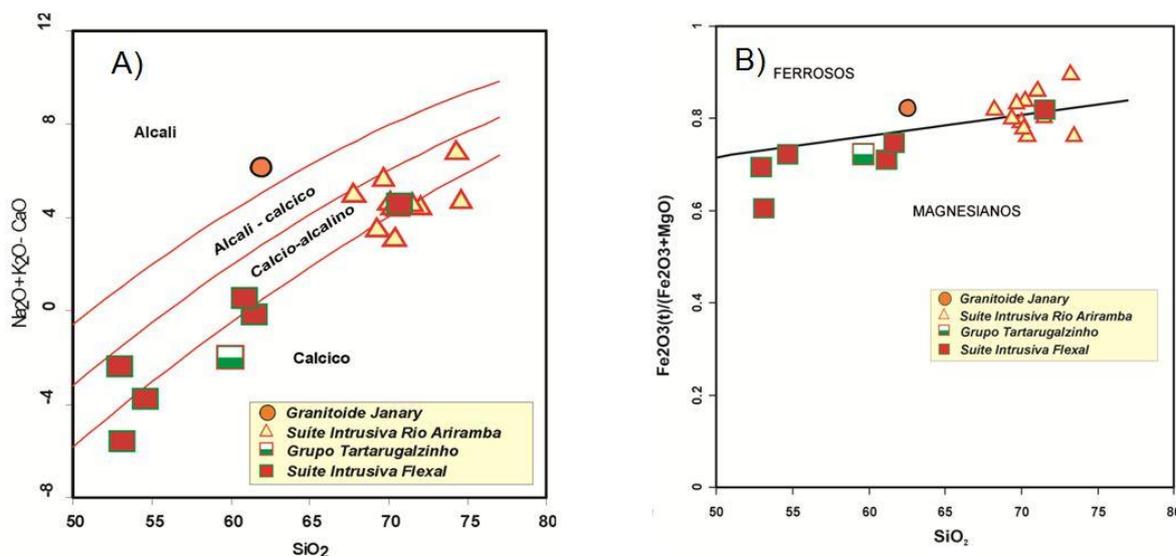


FIGURA 6.7 A) Diagrama  $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ ; B) Diagrama  $\text{SiO}_2 \times \text{Fe}_2\text{O}_3(t)/(\text{Fe}_2\text{O}_3(t) + \text{MgO})$  (cf. FROST *et al*, 2001).

O diagrama de saturação em alumina de Shand ( $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) mol x ( $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) mol (FIGURA 6.8) mostra que as rochas da Suíte Intrusiva Rio Ariramba tem assinatura fracamente peraluminosa. A Suíte Intrusiva Flexal tem comportamento marcado por diferenças quanto a este índice. O biotita granodiorito é peraluminoso, enquanto os anfibólio tonalitos são metaluminosos. O Granitoide Janary e o diorito do Grupo Tartarugalzinho são metaluminosos, (FIGURA 6.8).

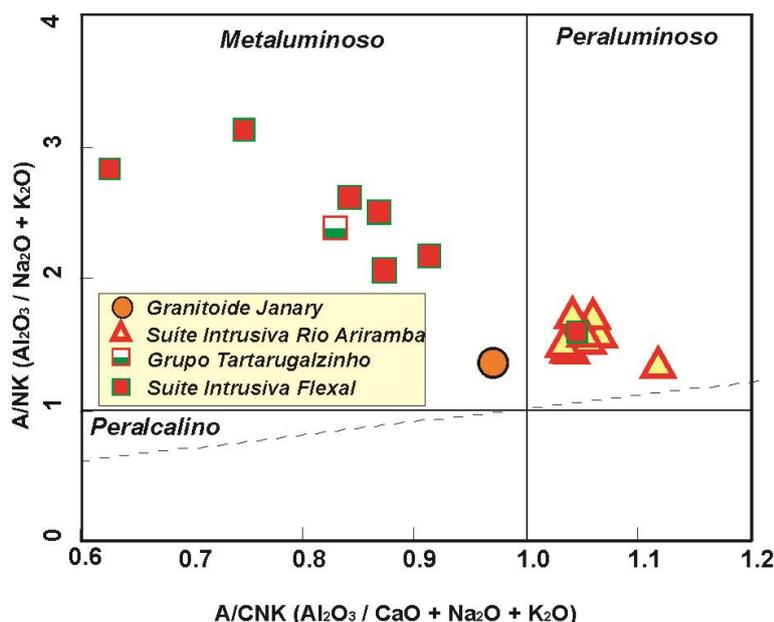


FIGURA 6.8 Diagrama  $A/NK (\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times A/CNK (\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (MANIAR; PICCOLI, 1989) para os granitoides da região de Tartarugalzinho.

O diagrama  $R1=(4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)) \times R2=(6Ca+2Mg+Al)$  (DE LA ROCHE *et al.*,1980) confirma as composições granodioríticas e monzograníticas da Suíte Intrusiva Rio Ariramba. A Suíte Intrusiva Flexal exibe ampla dispersão desde gabros, dioritos, tonalitos a granodioritos. Neste diagrama os granitóides estudados mostram afinidade cálcio-alcálica. A única amostra do Granitoide Janary tem composição quartzo monzonítica e o Grupo Tartarugalzinho é definido por diorito, (FIGURA 6.9).

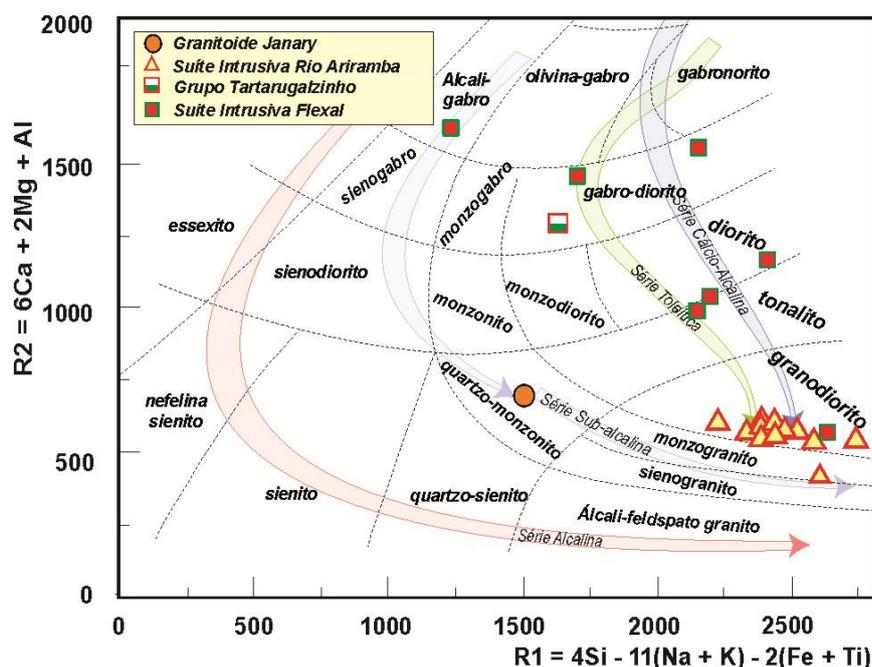


FIGURA 6.9 Diagrama multicatiônico  $R1=(4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)) \times R2=(6Ca+2Mg+Al)$  (DE LA ROCHE *et al.*,1980) com dados de rochas granitoides da região de Tartarugalzinho, Amapá.

No diagrama triangular (FIGURA 6.10 A) ( $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $CaO$ ) de Barker e Arth, (1976) a Suíte Intrusiva Rio Ariramba mostra tendência cálcio-alcálica. As rochas da Suíte Intrusiva Flexal e do Grupo Tartarugalzinho são mais ricas em  $CaO$  e portanto têm afinidade trondhjemítica e cálcio-alcálica.

O diagrama  $SiO_2 \times K_2O$  (FIGURA 6.10 B) de Peccerillo e Taylor (1976) separa as rochas de composição intermediária (Suíte Intrusiva Flexal e Grupo Tartarugalzinho) daquelas mais evoluídas (Suíte Intrusiva Rio Ariramba e Granitoide Janary). As suítes intermediárias são cálcio-alcálicas de médio-K. A Suíte Intrusiva Rio Ariramba se distribui no campo de suítes cálcio-alcálicas de médio-K e alto-K. A amostra do Granitoide Janary está no campo dos shoshonitos.

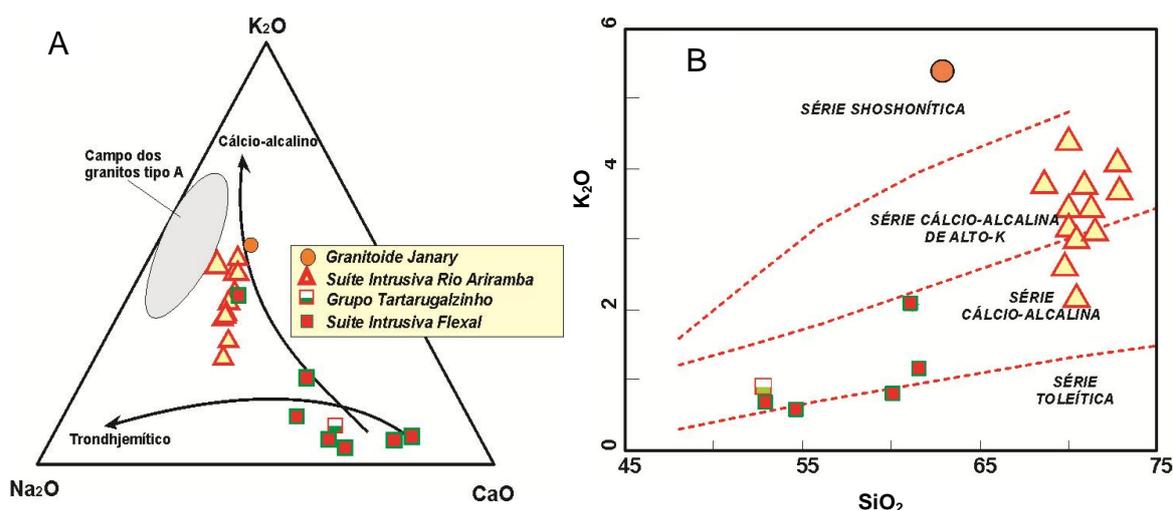


FIGURA 6.10 a) Diagrama  $K_2O$ - $Na_2O$ - $CaO$  de (BARKER; ARTH, 1976); b) Diagrama  $SiO_2$  x  $K_2O$  de (PECCERILLO; TAYLOR, 1976).

## 6.5 AMBIENTE TECTÔNICO

Dados geoquímicos trazem importantes contribuições ao entendimento da compartimentação tectônica. Dentre os diagramas mais utilizados destacam-se os de Pearce *et al.* (1984) e, Batchelor e Bowden (1985).

Granitoides pós-colisionais são os mais difíceis de classificar, pois alguns têm fontes mantélicas ligadas à subducção com características de arco vulcânico e de granitoides de intraplaca (PEARCE, 1996). Segundo Pearce (1996) tal complexidade é enfatizada devido aos líquidos pós-colisionais terem composição controlada por fatores como espessura da litosfera e composição da crosta envolvida na colisão, tempo de magmatismo e posição no orógeno. Variações desses parâmetros podem gerar suítes pós-colisionais a ambiente de arco vulcânico ou mesmo de intra-placa.

De acordo com Barbarin (1999), granitoides cálcio-alcálicos de alto-K também estão ligados a ambientes pós-orogênicos e transicionais entre convergentes e divergentes em margem de placas continentais.

Quando plotados no diagrama binário  $(Y+Nb)$  x  $Rb$  de Pearce *et al.* (1984), as rochas estudadas se comparam aos granitoides de arco vulcânico distribuídos em direção ao campo que define granitos sin-colisionais e intra-placa, (FIGURA 6.11 A).

Com a necessidade de definir o campo pós-colisional, não contemplado em Pearce *et al.* (1984), foi acrescentado ao diagrama um campo circular que faz

intersecção com os campos granitos de arco vulcânico, sin-colisional, e granito intraplaca (PEARCE, 1996). A Suíte Intrusiva Rio Ariramba ocupa o campo de granitos pós-colisionais e o Granitoide Janary mostra características de intraplaca, (FIGURA 6.11 A).

As unidades de composição intermediárias (Grupo Tartarugalzinho e Suíte Intrusiva Flexal) têm assinatura de granitos de arco vulcânico, (FIGURA 6.11. A, B).

Outro diagrama dos mesmos autores utiliza os elementos Yb x Ta, no qual as amostras se concentram no campo de granitos de arco vulcânico com tendência ao campo de granitos sin-colisionais e de intraplaca, (FIGURA 6.11 B).

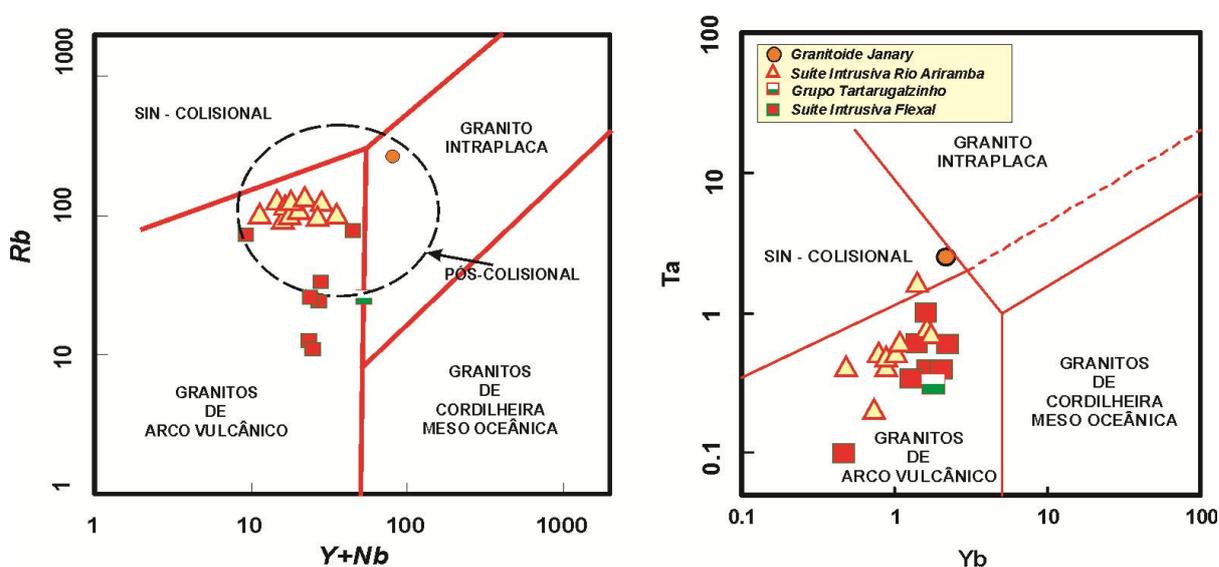


FIGURA 6.11. Diagramas de discriminação tectônica de Pearce *et al.* (1984, 1996).

No diagrama R1 x R2 de (DE LA ROCHE *et al.*, 1980) utilizando os campos proposto por Batchelor e Bowden (1985), A Suíte Intrusiva Rio Ariramba mostra afinidade com ambientes sin-colisional a pós-colisional. O anfibolito do Grupo Tartarugalzinho e granitoides da Suíte Intrusiva Flexal têm comportamento de rochas de ambientes pré-colisionais. O Granitoide Janary mostra assinatura compatível com manifestações magmáticas tardi-orogênicas, (FIGURA 6.12 A).

O diagrama ternário Y/44 vs. Rb/100 vs. Nb/16, definido por Thiéblemont e Cabanis (1990), aplica-se a granitos com teores de SiO<sub>2</sub> maiores ou iguais a 65 % (FIGURA 6.12 B) e permite desmembrar granitos pós-colisionais relacionados ou não à subducção. Apenas os granitoides da Suíte Intrusiva Rio Ariramba preenchem tais quesitos químicos e quando plotados mostram características de rochas pós-colisionais com subducção ativa.

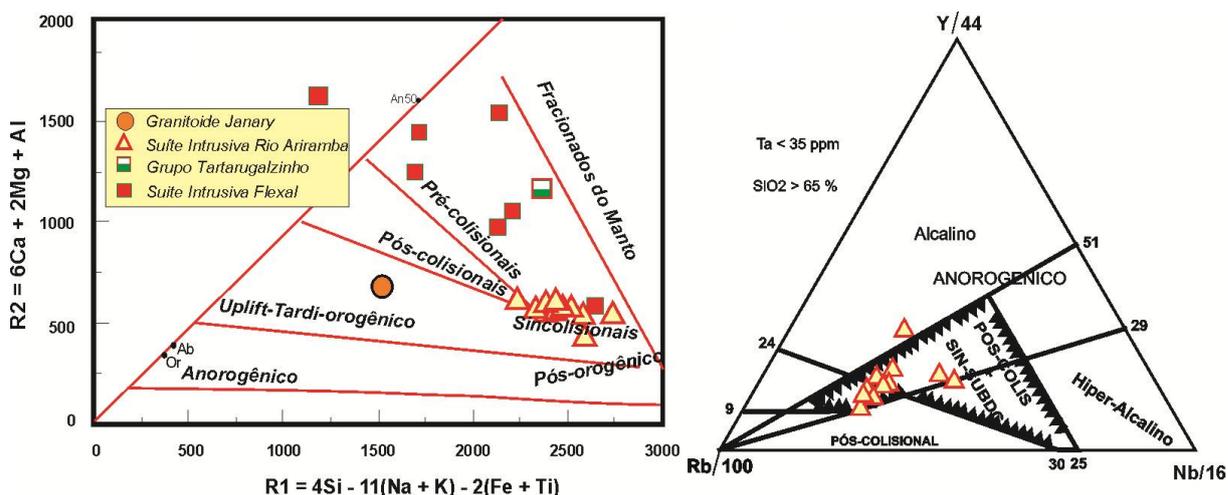


FIGURA 6.12 Diagramas de ambiência tectônica aplicada a granitoides da região de Tartarugalzinho. A) Diagrama milicatiônico R1 x R2 com os campos de Batchelor e Bowden (1985); B) Diagrama ternário de Thiéblemont e Cabanis (1990) com base nas razões e teores (Y/44), (Rb/100), (Nb/16) para rochas com  $\text{SiO}_2 \geq 65\%$ .

No diagrama  $\text{SiO}_2$  vs. Rb / Zr (HARRIS *et al.*, 1986) as suítes estudadas ocupam os campos de intrusões pré-colisionais cálcio-alcálicas de arco vulcânico e de intrusões cálcio-alcálicas tardi a pós-colisionais, (FIGURA 6.13 A).

No diagrama  $(\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) \times (\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3)$  de (MULLER *et al.*, 1992) as amostras da Suíte Intrusiva Flexal e Grupo Tartarugalzinho estão na transição de campos de magmas de arcos oceânicos e de magmas de arcos pós-colisionais. A Suíte Intrusiva Rio Ariramba se insere no domínio CAP+PAP, (FIGURA 6.13 B).

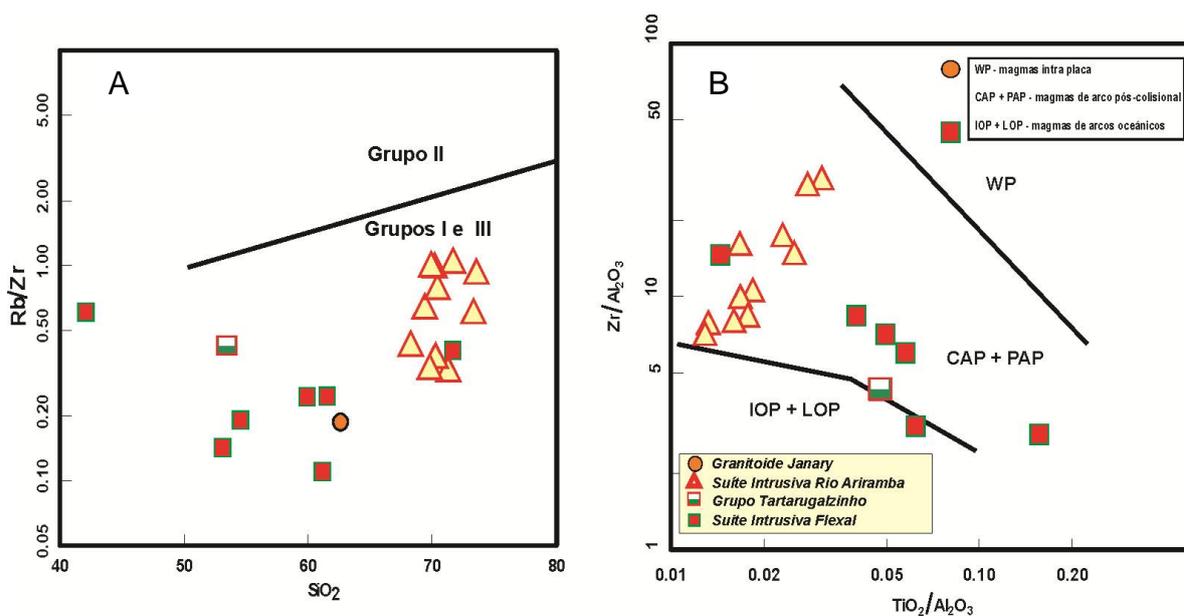


FIGURA 6.13. Diagramas de discriminação tectônica para as suítes granitoides de Tartarugalzinho. A) No diagrama  $\text{SiO}_2$  x (Rb/Zr) de Harris *et al.* (1986) as amostras têm baixas e médias razões Rb/Zr, comparam-se aos “Grupos I e III”; b) Diagrama  $(\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) \times (\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3)$  de Muller *et al.* (1992).

## 6.6 PETROGÊNESE E FONTES

O estudo de afloramentos da Suíte Intrusiva Rio Ariramba segundo observação detalhada da interação entre diferentes fases magmáticas de composição contrastante (líquidos dioríticos e grantícos) permitiu admitir a hipótese de processos mais complexos na evolução magmática desta suíte, com a atuação de processos de mistura e assimilação magmática. A mistura entre dois ou mais líquidos talvez não explique os elevados valores de  $\text{SiO}_2$  para os granitóides da Suíte Intrusiva Rio Ariramba, uma vez que magmas híbridos têm características menos ácidas. As observações em campo confirmam a existência de enclaves dioríticos microgranulares em hololeucogranitos que, em alguns casos, pode ter sido incorporado ao magma félsico, produzindo termos granodioríticos e, se admitirmos um baixo volume de magma diorítico contaminando o magma granítico, aliado a assimilação de rochas felsicas hospedeiras pode-se manter concentrações altas de  $\text{SiO}_2$ , (FIGURA 6.14).

Segundo Baltazar *et al.* (2010) a razão Hf /Ta (FIGURA 6.14) indica a natureza das fontes magmáticas. Para a Suíte Intrusiva Rio Ariramba os valores variam de 5 a 48 ppm, logo essas diferenças nos valores da razão (baixas e altas) indicam processos petrogenéticos com possível mistura entre magmas contaminados e não contaminados por material de crosta continental. A razão Hf/Ta em correlação positiva com o  $\text{SiO}_2$  aponta para crescente participação de material crustal na geração do magma primário.

A Suíte Intrusiva Flexal mostra razão Hf/Ta variando entre 2 e 18 ppm e uma amostra de granodiorito (DCL-33) com valor elevado 57. A interpretação é semelhante à adotada para a Suíte Intrusiva Rio Ariramba, pois possivelmente há significativa contaminação por material crustal com o aumento de  $\text{SiO}_2$ .

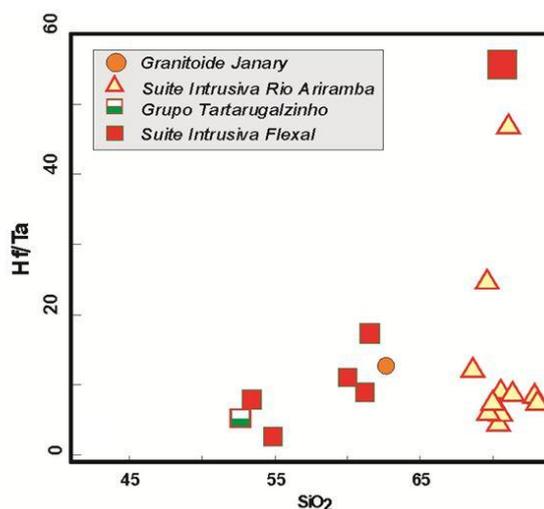


FIGURA 6.14. Diagrama  $\text{SiO}_2 \times (\text{Hf}/\text{Ta})$  mostrando a variação da razão  $\text{Hf}/\text{Ta}$  para os granitoides estudados.

Quando plotadas no diagrama Rb-Ba-Sr (FIGURA 6.15), proposto por El Bouseily e El Sökkary (1975), as amostras da Suíte Intrusiva Rio Ariramba se localizam preferencialmente no campo dos granitos anômalo, de quartzo-dioritos e de granodioritos. Isto ocorre pelos valores maiores de Ba em relação aos da Suíte Intrusiva Flexal, que na média é enriquecida em Sr, bem como o diorito do Grupo Tartarugalzinho. Aqueles autores consideram que granitos anômalo são aqueles formados por metassomatismo ou intimamente associados com as encaixantes (assimilação) e/ou mistura de magmas. Esse diagrama confirma a hipótese de contaminação crustal na geração das rochas da Suíte Intrusiva Rio Ariramba e Granitoide Janary.

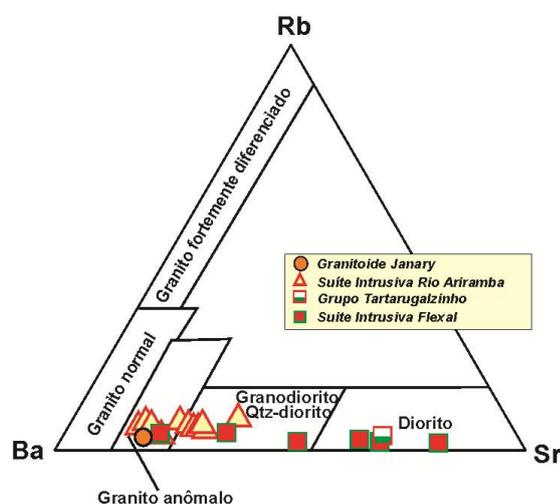


FIGURA 6.15 Diagrama ternário Rb-Ba-Sr de El Bouseily e El Sökkary (1975) para os granitoides calcio-alcálicos da região de Tartarugalzinho.

Para compreender a evolução magmática a utilização dos diagramas Ba x Sr, Sr x Rb e Sr/Ba x Rb/Sr são úteis para distinguir processos de fracionamento e participação das fases minerais na composição do líquido residual. A fácies granodiorítica é marcada por baixa variação do conteúdo de Sr, ao contrário do comportamento dos elementos Rb e Ba que mostram dispersão, separadas da fácies monzogranítica por um *gap* composicional. Essa distribuição parece indicar dois estágios de evolução magmática bem marcados pelas diferentes fácies. A fácies granodiorítica mostra predominância do fracionamento de biotita e plagioclásio e por outro lado a fácies monzogranítica evolui pelo fracionamento de plagioclásio e feldspato potássico, (FIGURA 6.16 A, B e C).

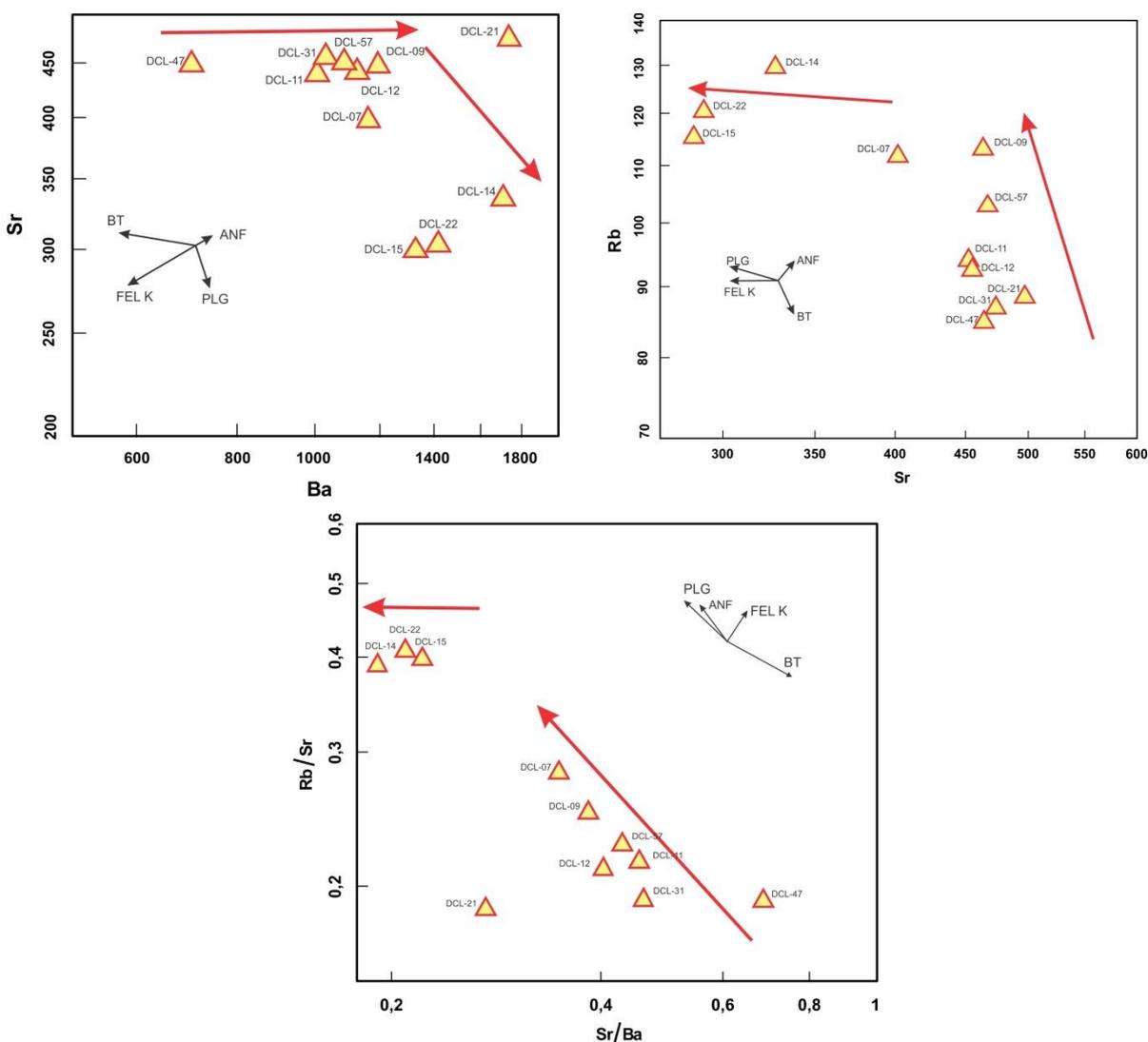


FIGURA 6.16 Diagramas Ba x Sr (a), Sr x Rb (b) e Sr/Ba x Rb/Sr (c) para os granitoides da Suíte Intrusiva Rio Ariramba. Os vetores apontam o efeito do fracionamento dos minerais (PLG) plagioclásio, (ANF) anfibólio, (BT) biotita, (FEL K) feldspato potássico. Setas mostram trends de cristalização fracionada.

Aplicando o diagrama elaborado por Plank (2005) as razões Th/Ta com valor acima de 4,8 ppm indicam a participação de crosta continental superior como principal reservatório geoquímico fonte na geração dos granitoides, com os valores mais elevados, segundo maior espalhamento, pertencentes à Suíte Intrusiva Rio Ariramba. O amplo espalhamento pode indicar participação e mistura de crosta continental de diferentes naturezas. A Suíte Intrusiva Flexal e o Grupo Tartarugalzinho mostram baixas razões Th/Ta para um grupo de amostras, que além de crosta continental superior, apresentam provável contribuição de crosta menos evoluída, como sugerido pelas razões médias de crosta continental, (FIGURA 6.17 A).

Pearce e Cann (1973) definiram os principais reservatórios geoquímicos e ambientes relacionados ao magmatismo basáltico com base no diagrama  $(Ta/Yb) \times (Th/Yb)$ . Estas razões podem ser aplicadas a granitos orogênicos e no caso das amostras analisadas poderia ser sugerido o ambiente de margem continental ativa. No caso particular da Suíte Intrusiva Rio Ariramba, nota-se correlação com magmas cálcio-alcalinos de alto-K e shoshoníticos, (FIGURA 6.1 B).

Para as rochas intermediárias também pode-se atribuir ambiente de margem continental ativa, embora perceba-se contribuição de magmas de arcos de ilha, o que sugere magmatismo transicional entre estes domínios.

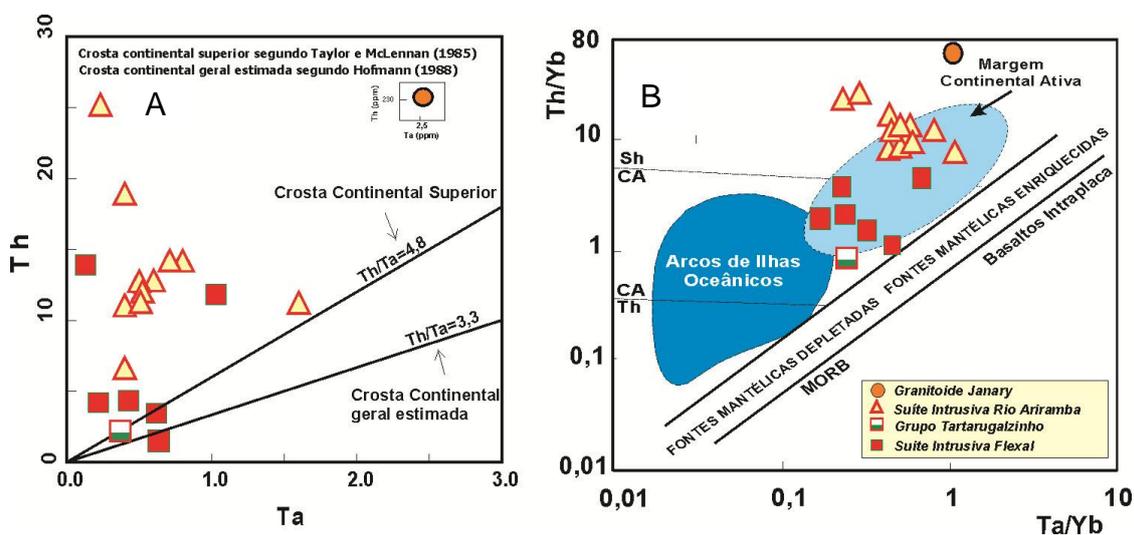


FIGURA 6.17. Diagramas de discriminação tectônica. A) Ta x Th de (PLANK, 2005) com as razões Th/Ta para crosta continental superior (TAYLOR; MCLENNAN, 1985); e crosta geral estimada (HOFMANN, 1988); b) diagrama  $(Ta/Yb) \times (Th/Yb)$  de (PEARCE; CANN, 1973) com os campos de reservatórios geoquímicos.



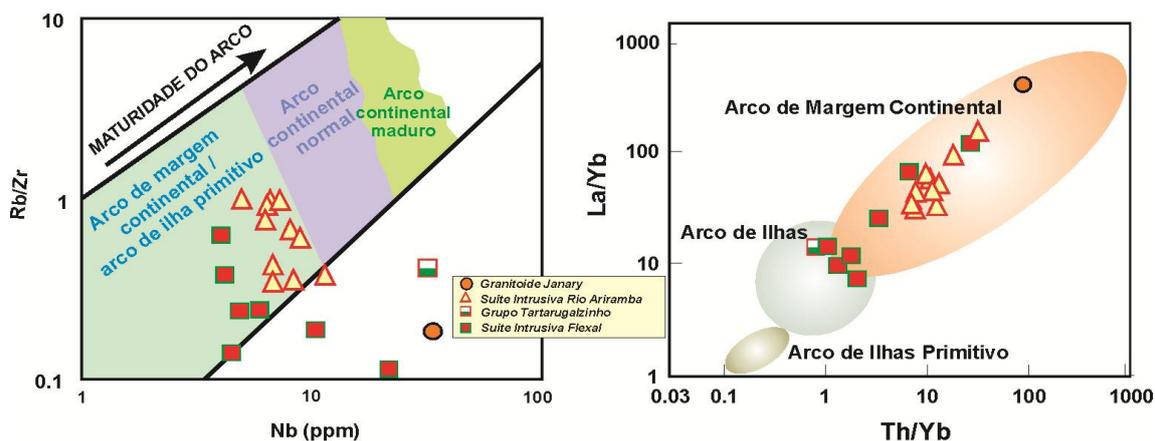


FIGURA 6.19 Diagramas de discriminação tectônica. A) Diagrama Nb x (Rb/Zr) ; b) diagrama (Th/Yb) x (La/Yb) (CONDIE, 1989). Ambos associam o magmatismo à maturidade do arco.

No diagrama discriminante Zr x  $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$  de Thiéblemont e Téggyev (1994) é proposta uma separação de ambientes para granitoides do Tipo I de arco magmático ou de colisão. Os granitoides estudados ocupam o campo de granitos de arco magmático. A Suíte Intrusiva Rio Ariramba mostra certa tendência para ambiente colisional. Os granitoides da Suíte Intrusiva Flexal também marcam ambiente de arco, com certa tendência para ambiente colisional. O Grupo Tartarugalzinho também seria de ambiente de arco. Contrastando com a assinatura geoquímica das outras suítes, o Granitoide Janary tem assinatura de ambiente colisional, (FIGURA 6.20).

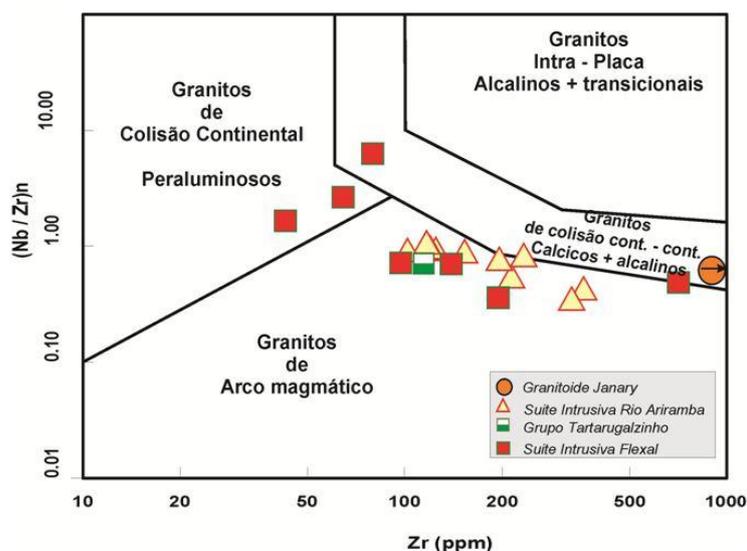


FIGURA 6.20 Diagrama de discriminação tectônica Zr x  $(\text{Nb} / \text{Zr})_n$  de Thiéblemont e Téggyev (1994).

## 6.7 DISCUSSÕES

Os granitoides da Suíte Intrusiva Flexal apontam enriquecimento em bário no granodiorito e em alguns tonalitos, e as baixas concentrações em anfibólio tonalito com maior conteúdo modal de anfibólio, traduzem a substituição do potássio pelo bário no anfibólio e na biotita, além de feldspato potássico em maior volume modal no granodiorito. Tal substituição foi mais acentuada no biotita granodiorito, e em poucos biotitas anfibólio tonalitos. Em outros granitoides não foi efetiva devida a ausência de feldspato potássico ( $K_2O$  entre 0,50 a 0,95 %).

Analisando os diagramas de ETR (FIGURA 6.5) observa-se um padrão côncavo para os ETR pesados nas amostras da Suíte Intrusiva Rio Ariramba e Suíte Intrusiva Flexal, segundo padrões pouco acentuados. Isto é interpretado como sendo indicador de fracionamento do anfibólio no residuo (DALL' AGNOL *et al.*, 1999), uma vez que os ETR são compatíveis com o mesmo em magmas félsicos e os coeficientes de partição dos ETR em anfibólio são maiores entre Dy e Er (ROLINSON, 1993), justamente onde há a inflexão. Esta característica é coerente com fontes situadas a grandes profundidades.

O fracionamento dos ETR leves para o (La) fica entre 50 a 300 vezes o condrito para as Suítes Flexal e Rio Ariramba e Grupo Tartarugalzinho, por outro lado o Granitoide Janary mostra enriquecimento em ETRs leves e médios em relação as outras unidades estudadas. O valor para este elemento (La) é de 1958,7 vezes o condrito, indicando importante volume de allanita e monazita na rocha. Este último também explicaria elevado valor de Th.

Outra característica com implicações petrogenéticas é a variação das intensidades de anomalias de Európio ( $(Eu)_N/Eu^*$ ). Para os granitoides da Suíte Intrusiva Rio Ariramba (0,62 a 0,99) as anomalias negativas de Eu com intensidade moderada, resultariam da presença de plagioclásio no resíduo, concentrando o Eu e tornando os líquidos residuais menos enriquecidos neste elemento. Ausência de anomalias negativas de Eu (0,99) poderia sugerir que o plagioclásio foi pouco fracionado durante a evolução magmática. Isto também pode ser atribuído a uma fugacidade de oxigênio média a alta, que não permitiu o ingresso de Eu na estrutura dos feldspatos. No geral não há modificações significativas nestes padrões com diferenciação à magmática, exceto pela anomalia positiva de európio no anfibólio xisto. O empobrecimento do Eu em direção aos termos mais evoluídos como nos

biotita monzogranitos (DCL-14, 15, 57), sugere o fracionamento de feldspato com a diferenciação. Este fracionamento também pode ser visto através da correlação negativa do CaO e Na<sub>2</sub>O com SiO<sub>2</sub>.

O comportamento das anomalias de Európio (0,71 a 1,96) para os granitoides da Suíte Intrusiva Flexal é algo complexo, desde rochas com anomalias positivas e negativas insignificantes, positivas e negativas moderadas, e expressiva anomalia positiva (Tabela 6.2). As anomalias leves a moderadamente positivas observadas são condizentes com fontes empobrecidas em plagioclásio, em virtude da afinidade deste com o Eu. Um processo de aumento das intensidades de fusão destas fontes explicaria o comportamento algo diferenciado da amostra DCL 43 B.

Os diferentes diagramas expostos neste capítulo (FROST *et al.*, 2001; DE LA ROCHE *et al.*, 1980; PECERILLO; TAYLOR, 1976; BARKER; ARTHUR, 1976) confirmam um magmatismo com afinidade a séries calcio-alcálicas de médio a alto potássio para a Suíte Intrusiva Rio Ariramba, médio potássio para Suíte Intrusiva Flexal e Grupo Tartarugalzinho. Com alto valor de K<sub>2</sub>O (= 5,32 %) o Granitoide Janary define afinidade a séries shoshoníticas no diagrama SiO<sub>2</sub> x K<sub>2</sub>O de Pecerrillo e Taylor, 1976 (FIGURA 6.10 B), porém uma única amostra não permite determinar sua linhagem. Esta unidade apresenta comportamento particular nos diagramas de classificação, ambiente tectônico e petrogenéticos.

Nos diagramas discriminantes Yb x Ta e Y + Nb x Rb (FIGURA 6.11) de Pearce *et al.* (1984), observa-se que as rochas que definem as Suítes Flexal e Rio Ariramba e o Grupo Tartarugalzinho, posicionam-se no campo dos granitóides de arco vulcânico, com a Suíte Intrusiva Rio Ariramba próximo ao limite dos granitóides intra - placas e sin - colisional. Contudo, o campo dos granitos colisionais foi definido com base em granitos peraluminosos (tipo S), como consequência, as rochas originadas a partir de fontes mais primitivas (meta-ígneas), no mesmo contexto tectônico, tendem a ser deslocadas em direção ao campo de arco magmático. Do mesmo modo, granitos de arco, com maior participação crustal, tendem a migrar em direção ao campo sin-colisional, já que o campo de arco foi delimitado a partir de granitos derivados de fonte mantélica, mesclados a componentes crustais.

Segundo Pearce *et al.* (1984) os granitos tipicamente pós-colisionais situam-se preferencialmente no topo do campo de granitos de arco vulcânico ou na transição deste com o campo dos granitos sin - colisionais.

A Suíte Intrusiva Flexal e o Grupo Tartarugalzinho não mostram proximidade com o limite dos ambientes intra - placa e sin - colisionais, e parecem definir com

segurança um ambiente de arco vulcânico segundo os diagramas de Pearce *et al.* (1984). No diagrama  $\text{SiO}_2$  x Rb/Cs (FIGURA 6.18) os baixos valores para esta razão definem a Suíte Intrusiva Flexal e o Grupo Tartarugalzinho como relacionados arco vulcânicos, por outro lado a Suíte Intrusiva Rio Ariramba mostram transição entre os campos de baixa e alta razão. Segundo os autores razões Rb/Cs elevadas sugerem evolução com participação de contaminação de crosta continental em ambiente pós-colisional.

No diagrama  $(\text{Th}/\text{Yb})$  x  $(\text{La}/\text{Yb})$ , as unidades de composição intermediária mostram características de arcos de ilha como a Suíte Intrusiva Flexal, migrando entre este ambiente e em direção a ambiente de arco de margem continental. A Suíte Intrusiva Rio Ariramba é invariavelmente definida no ambiente de arco de margem continental.

Os diagramas de ambiência tectônica apontam com precisão o ambiente tectônico a qual a Suíte Intrusiva Flexal e o Grupo Tartarugalzinho estão relacionados. Segundo estes tais unidades estão relacionadas a ambiente de arco vulcânico no qual o magmatismo gerador destas rochas se deu em estágio pré – colisional durante o fechamento de um oceano pretérito.

Segundo o diagrama milicatiônico  $R1 = (4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti}))$  x  $R2 = (6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al})$  com os campos de Batchelor e Bowden (1985), o biotita granodiorito e biotita monzogranito da Suíte Intrusiva Rio Ariramba mostram assinatura geoquímica compatível com magmatismo em estágio sin-collisional a pós-colisional. O Diagrama de discriminação tectônica  $\text{Zr} \times (\text{Nb} / \text{Zr})_n$  de Thiéblemont e Tégýev (1994) indica ambiente de arco magmático para esta Suíte. O que se pode concluir é uma origem distinta entre estas unidades (Suíte Intrusiva Flexal, Grupo Tartarugalzinho e Suíte Intrusiva Rio Ariramba), excluindo a possibilidade de cogeneticidade entre elas, uma vez que também mostra-se gerada num momento posterior.

O Granitoide Janary tem comportamento variável nos diversos diagramas, mas o certo é que está unidade deva estar relacionados com manifestações magmáticas tardi – orogênicas como confirmam os diagramas  $\text{Yb} \times \text{Ta}$  e  $\text{Y} + \text{Nb} \times \text{Rb}$  de Pearce *et al.* (1984);  $\text{Zr} \times (\text{Nb} / \text{Zr})_n$  de Thiéblemont e Tégýev (1994); e  $R1 \times R2$  de Batchelor e Bowden (1985)

Com baixos e altos valores das razões Hf/Ta é possível indicar processos mais complexos para a Suíte Intrusiva Rio Ariramba, que envolvam contaminação crustal e mistura de magmas. A dispersão dos resultados em correlação positiva

com a sílica para as amostras da Suíte Intrusiva Flexal, sugerem progressiva contaminação, provavelmente relacionada a mistura de magmas e assimilação de provável granitoide de diferentes gerações em pulsos magmáticos distintos.

A presença de encraves microgranulares máficos em granitoides das Suites Flexal e Rio Ariramba sugere ter havido mistura e coexistência de material mantélico. Tal fato corrobora com o entendimento de participação de material do manto como fonte de calor necessário à fusão parcial de crosta continental inferior.

Segundo Wilson (1989), o mecanismo mais comum para a geração dos magmas é a fusão parcial de rochas proveniente do manto, crosta inferior ou mistura complexa de ambos. A origem de magmas graníticos cálcio-alcálicos tem sido atribuída à fusão parcial de metatonalitos da crosta continental inferior, com possíveis interações com líquidos provenientes do manto, ou ainda a fusão de metabasaltos (MARTIN, 1987; WITT; SWAGER, 1989; BEAKHOUSE; MCNUTT 1991).

Experimentos em anfibolitos sob condições de saturação em água (HOWLLOWAY; BURNHAM, 1972; HELZ, 1976; BEARD; LOFGREN, 1991) indicam que moderados graus de fusão (30% a 50%) produzem líquidos de composição tonalítica – granodiorítica - granítica. Em vários estudos, anfibolitos tem sido proposto como possível fonte para magmas cálcio-alcálicos (GUST; ARCULUS, 1986; TEPPER, 1992). Roberts e Clemens (1993) defendem que granitóides cálcio-alcálicos de alto potássio são gerados pela fusão parcial de rochas meta - ígneas máficas a intermediárias, cálcio - alcálicas a cálcio - alcálicas de alto potássio na crosta inferior derivadas de um manto litosférico subcontinental enriquecido.

## 7 GEOCROLOGIA PB–PB EVAPORAÇÃO DE ZIRCÃO

Os primeiros estudos de caráter geocronológico na região de Tartarugalzinho foram realizados pela CPRM/DNPM na década de 70 nos mapeamentos de reconhecimento geológico regional (JORGE JOÃO *et al.*, 1978). Os métodos analíticos disponíveis (K-Ar e Rb-Sr) não permitiam uma melhor interpretação a respeito da litoestratigrafia e, naquele momento, a utilização destes métodos levou alguns pesquisadores a interpretações equivocadas com respeito à história evolutiva da área. Assim muitas idades Rb-Sr eram interpretadas como idades de formação de rocha, quando na verdade marcavam a atuação de eventos tectono-metamórficos.

A partir de então, os estudos geocronológicos voltaram a ser realizados no Amapá no final da década de 90, início deste século (NOGUEIRA, 2000; AVELAR, 2002; ROSA-COSTA, 2006).

Com a retomada destes estudos novas técnicas analíticas (Pb-Pb em zircão; U-Pb diluição isotópica, U-Pb *Laser ablation*, U-Pb *Shrimp*, *Cameca*, Sm-Nd rocha total, mineral, etc) passaram a ser aplicadas aos estudos geológicos regionais, foram utilizados métodos específicos de melhor resolução cujos resultados permitiram a determinação da idade de eventos magmáticos, tectono-metamórficos de caráter regional e de contato, muito mais precisa.

### 7.1 TRABALHOS ANTERIORES

O trabalho de maior relevância ao desenvolvimento deste estudo foi realizado por Rosa-Costa *et al.* (2012), no qual algumas unidades cartografadas por estes autores são contíguas com a área estudada. Estes aplicaram técnicas geocronológicas de alta resolução, assim, identificando com precisão unidades arqueanas e riacianas de expressão regional, e correlacionando com aquelas confirmadas por Avelar (2002).

## 7.2 DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS

As amostras coletadas para datação localizam-se no oeste e norte da área (Estações DCL-01; DCL-10 e DCL-46), (FIGURA 1.2, Anexo I).

A amostra DCL-01 é um biotita hololeucotonalito porfirítico de textura fanerítica média de coloração cinza médio, com finos cristais de biotita na foliação e raros fenocristais de feldspato (3 cm) com orientação preferencial.

A amostra DCL-10 é um biotita hololeucogranodiorito porfirítico de cor cinza claro, com finos cristais de biotita restritos à foliação e fenocristais de feldspato potássico (até 7 cm) com orientação preferencial.

A amostra DCL-46 é um biotita hololeucogranodiorito porfirítico de cor cinza médio, com fenocristais de feldspato potássico de cor rosa (até 4 cm), com orientação preferencial segundo a fraca foliação.

## 7.3 RESULTADOS ANALÍTICOS

### Amostra DCL-01

A 1450 °C não se obteve bons resultados ou houve sinal insuficiente (Tabela 7.1, 7.2, 7.3). No grão 10 obteve-se a idade de  $2715 \pm 5$  Ma. Na etapa de 1500 °C foram obtidas quatro idades entre  $2005 \pm$  e  $2084 \pm$  Ma para os grãos/9,11,14,19. Nesta etapa foram obtidos bons resultados com concentrações por volta de 2080 Ma com exceção do grão/11 que obteve idade de  $2005 \pm 5$  Ma. Na etapa de 1550 °C foram obtidas idades de  $2562 \pm 60$  e  $2085 \pm 5$  Ma, grãos 15 e 10, respectivamente, com destaque para a idade de  $2085 \pm 5$ , similar ao da etapa de 1500 °C. A idade calculada com base em quatro grãos é de  $2081 \pm 9,6$  Ma, (FIGURA 7.1; TABELA 7.1).



FIGURA 7.1 Espectro de idades a partir do zircão fornecendo a idade de  $2081 \pm 9,6$  Ma para a amostra DCL-01.

### Amostra DCL-10

A etapa de 1450 °C não emitiu sinal. A etapa de 1500 °C apresentou resultado para os grãos 1, 3, 11 com idades entre  $2022 \pm 3$  e  $2170 \pm 5$  Ma e  $2593 \pm 2$  Ma para o grão 8. Na etapa de 1550 °C foram obtidas idades para os grãos 4, 5, 6 e 10 que variaram entre 2085 a 2095 Ma. A idade obtida para a amostra com base em quatro grãos ficou em  $2087 \pm 7,4$  Ma, (FIGURA 7.2; TABELA 7.2).

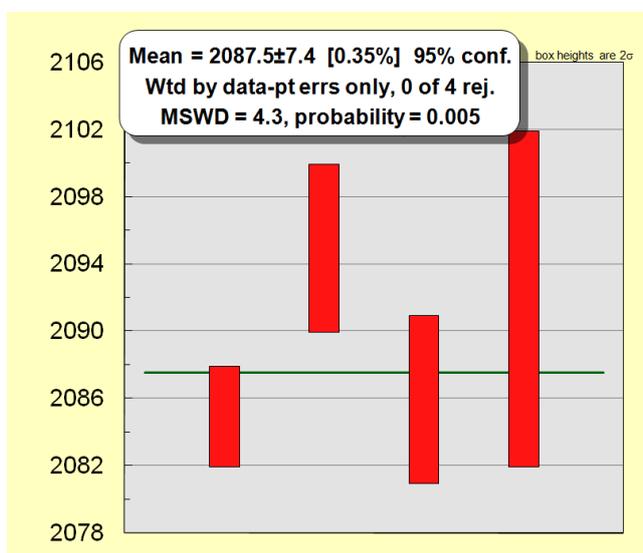


FIGURA 7.2 Espectro de idades a partir dos grãos de zircão dos quais obteve-se a idade de  $2087 \pm 7,4$  Ma para a amostra DCL-10

## Amostra DCL-46

A etapa de 1450 °C forneceu idades para seis grãos 1, 4, 6,12, 21, entre 2026 ± 3 e 2107 ± 23 Ma a exceção do grão 10 o qual forneceu a idade de 2565 Ma. Na de 1500 °C os grãos 2, 3, 7 e 20 forneceram idades de 2044 a 2116 Ma. A 1550 °C o grão 18 forneceu a idade de 2160 Ma. A idade de 2122 ± 25 foi calculada em nove grãos, (FIGURA 7.3; TABELA 7.3)

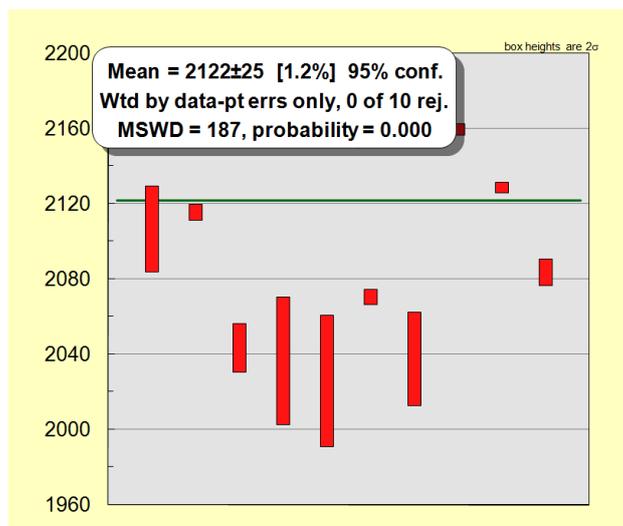


FIGURA 7.3 Espectro de idades a partir dos grãos de zircão dos quais obteve-se a idade de 2122 ± 25 Ma para a amostra DCL-46.

TABELA 7.1 Dados isotópicos Pb – Pb (em zircão) para a amostra DCL-01 (Tonalito porfirítico) Suíte Intrusiva Rio Ariramba.

Zircão	Temp. (°C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	Idade (etapa)	$2\sigma$	Idade (zircão)	$2\sigma$
<b>Amostra DCL-01</b>													
DCL06-01/9	1500	32	5051	0,17439	0,00461	0,13084	0,00026	0,12820	0,00050	2074	7	<b>2074</b>	<b>7</b>
DCL06-01/10	*1450	38	3058	0,17556	0,00180	0,19013	0,00048	0,18680	0,00060	2715	5	<b>2715</b>	<b>5</b>
	*1550	6	2632	0,08309	0,00671	0,17514	0,00590	0,17042	0,00613	2562	60	<b>2562</b>	<b>60</b>
DCL06-01/11	*1500	38	4292	0,10824	0,00130	0,12682	0,00035	0,12333	0,00034	2005	5	<b>2005</b>	<b>5</b>
DCL06-01/14	1500	28	7042	0,12982	0,00036	0,13066	0,00099	0,12893	0,00109	2084	15	<b>2084</b>	<b>15</b>
DCL06-01/15	1550	32	4739	0,12511	0,00027	0,13195	0,00018	0,12906	0,00015	2085	2	<b>2085</b>	<b>2</b>
DCL06-01/19	1500	32	6211	0,12975	0,00118	0,13038	0,00029	0,12823	0,00021	2074	3	<b>2074</b>	<b>3</b>

TABELA 7.2 Dados isotópicos Pb – Pb (em zircão) para a amostra DCL-10, (Granodiorito porfirítico) Suíte Intrusiva Rio Ariramba.

Zircão	Temp. (°C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	Idade (etapa)	$2\sigma$	Idade (zircão)	$2\sigma$
<b>Amostra DCL-10</b>													
DCL06-10/1	*1500	32	10204	0,05211	0,00043	0,13664	0,00038	0,13540	0,00036	2170	5	<b>2170</b>	<b>5</b>
DCL06-10/3	*1500	32	5495	0,12168	0,00036	0,12708	0,00016	0,12449	0,00019	2022	3	<b>2022</b>	<b>3</b>
DCL06-10/4	1550	34	16667	0,08193	0,00041	0,12991	0,00018	0,12904	0,00024	2085	3	<b>2085</b>	<b>3</b>
DCL06-10/5	1550	24	4673	0,12271	0,00055	0,13269	0,00016	0,12974	0,00036	2095	5	<b>2095</b>	<b>5</b>
DCL06-10/6	*1500	32	3236	0,17162	0,02190	0,12449	0,00057	0,12043	0,00233	1963	35		
	*1500	24	9524	0,17640	0,00199	0,12772	0,00069	0,12646	0,00109	2050	15		
	1550	6	18182	0,09152	0,00027	0,12982	0,00039	0,12910	0,00039	2086	5	<b>2086</b>	<b>5</b>
DCL06-10/8	*1500	24	2710	0,15209	0,00081	0,17817	0,00019	0,17361	0,00026	2593	2	<b>2593</b>	<b>2</b>
DCL06-10/10	*1450	6	2710	0,28417	0,00640	0,12626	0,00037	0,12134	0,00250	1976	37		
	*1500	36	5291	0,08526	0,00071	0,12646	0,00030	0,12401	0,00030	2015	4		
	1550	28	20408	0,16558	0,00151	0,13025	0,00073	0,12952	0,00070	2092	10	<b>2092</b>	<b>10</b>
DCL06-10/11	*1500	30	12048	0,07989	0,00199	0,13334	0,00038	0,13209	0,00045	2126	6	<b>2126</b>	<b>6</b>

TABELA 7.3 Dados isotópicos Pb – Pb (em zircão) para a amostra DCL-46, (Granodiorito porfírico) Suíte Intrusiva Rio Ariramba.

Zircão	Temp. (°C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	Idade (etapa)	$2\sigma$	Idade (zircão)	$2\sigma$
<b>Amostra DCL-46</b>													
DCL06-46/1	1450	8	3243	0,07842	0,00253	0,13068	0,00174	0,13068	0,00174	2107	23	<b>2107</b>	<b>23</b>
DCL06-46/2	1500	36	1234	0,08113	0,00062	0,13267	0,00025	0,13133	0,00032	2116	4	<b>2116</b>	<b>4</b>
DCL06-46/3	1500	20	2324	0,09674	0,00072	0,12786	0,00093	0,12604	0,00091	2044	13	<b>2044</b>	<b>13</b>
DCL06-46/4	1450	8	4267	0,06539	0,00309	0,12782	0,00235	0,12559	0,00240	2037	34	<b>2037</b>	<b>34</b>
DCL06-46/6	1450	8	2345	0,07837	0,00300	0,12629	0,00218	0,12481	0,00248	2026	35	<b>2026</b>	<b>35</b>
DCL06-46/7	*1450	36	17675	0,04220	0,00033	0,12072	0,00065	0,11705	0,00070	1912	11		
	1500	28	34556	0,04396	0,00117	0,12865	0,00031	0,12801	0,00030	2071	4	<b>2071</b>	<b>4</b>
DCL06-46/10	*1450	4	4452	0,10070	0,00325	0,17162	0,00042	0,17070	0,00044	2565	4	<b>2565</b>	<b>4</b>
DCL06-46/12	1450	6	7675	0,06797	0,00489	0,12979	0,00046	0,12566	0,00174	2038	25	<b>2038</b>	<b>25</b>
DCL06-46/18	*1500	38	2311	0,07674	0,00078	0,12943	0,00022	0,12784	0,00028	2069	4		
	1550	38	3456	0,11623	0,00241	0,13513	0,00031	0,13468	0,00025	2160	3	<b>2160</b>	<b>3</b>
DCL06-46/20	1500	18	21987	0,09439	0,00063	0,13338	0,00025	0,13228	0,00025	2129	3	<b>2129</b>	<b>3</b>
DCL06-46/21	1450	14	87899	0,06885	0,00112	0,12941	0,00040	0,12898	0,00049	2084	7	<b>2084</b>	<b>7</b>

## 7.4 DISCUSSÕES

Foi aplicado o método de datação Pb-Pb evaporação de zircão em três amostras de granitoides da região de Tartarugalzinho. As idades obtidas sugerem complexa evolução geológica. Para a amostra DCL-10 foram obtidas idades que representaram diferentes populações com grãos mostrando assinatura arqueana  $2593 \pm 2$  Ma, grãos paleoproterozoicos Meso-riacianos  $2170 \pm 5$  Ma (associado a ambiente de arco), e diversos grãos neorriacianos  $2085 \pm 3$  Ma,  $2086 \pm 5$  Ma,  $2095 \pm 5$  Ma e  $2092 \pm 10$  Ma.

As idades obtidas para as amostras DCL-01 e DCL-10 mostram valores de desvio padrão (MSWD) aceitáveis para uma boa interpretação, por outro lado a amostra DCL-46 não será levada em consideração devido aos altos valores de MSWD a  $2\sigma$ .

As idades de  $2593 \pm 2$  e  $2565 \pm 4$  Ma encontradas em alguns cristais, aponta para a participação de rochas crustais arqueanas na geração dos granitoides analisados. Estes dados representam grãos herdados de rochas arqueanas que foram parcialmente fundidas originando magmas felsicos com assinatura crustal.

As unidades arqueanas foram recentemente identificadas por (ROSA-COSTA *et al.*, 2012) com idades entre  $3485 \pm 3$  Ma e  $2592 \pm 22$  Ma para o Gnaiss Porfírio e para o Metagranitóide Pedra do Meio, as quais estão no limite nordeste do bloco Amapá (Rosa-Costa, 2006) representante de um micro continente pretérito arqueano. Esta microplaca foi parcialmente retrabalhada na orogenia Transamazônica (2260 a 1950 Ma) e teria sido a fonte do magmatismo granítico.

A idade mesorriaciana  $2170 \pm 5$  Ma, para alguns grãos, pode significar a participação de outro seguimento crustal, como unidades estabelecidas no Mesorriaciano (Suíte Intrusiva Flexal) que também hospeda estas intrusões. Delor *et al.* (2003) definem com base em datações um significativo evento magmático de características TTG na Guiana Francesa, ocorrido entre 2180 a 2160 Ma. Avelar (2002) e Rosa Costa *et al.* (2012), também identificaram este evento em granitoides da região de Tartarugalzinho, com características geocronológicas um pouco distintas, no qual Avelar (2002) obteve idade de  $2181 \pm 3$  Ma e, Rosa-Costa *et al.* (2012) obteve ( $2194 \pm 2$  e  $2184 \pm 13$  Ma) idade com a qual estabeleceu a Suíte Intrusiva Flexal.

Rosa-Costa *et al.* (2012) dataram certo granitoide próximo ao povoado de Bom Jesus dos Fernandes, imediações da vila de Tartarugal Grande. A idade obtida  $2082 \pm 4$  para a cristalização do plúton é similar às idades neo-riacinas obtidas neste trabalho. Este corpo mostra relação intrusiva com a Suíte Intrusiva Papa Vento, segundo corpo elíptico hospedado nesta unidade.

Inicialmente neste trabalho, por considerações petrográficas, os granitoides analisados eram correlacionados ao Granito Cigana de Jorge João *et al.* (1979). Porém, Rosa-Costa *et al.* (2012) mapearam ocorrências do Granito Cigana em sua área tipo, além da área limite deste trabalho, e não correlacionaram o plúton de Bom Jesus ao Granito Cigana e a nenhuma outra unidade.

As idades Pb-Pb (em zircão) entre  $2087 \pm 4$  Ma e  $2081 \pm 7,5$  Ma encontradas neste trabalho são semelhantes as obtidas por Rosa-Costa *et al.* (2012) para o plúton Bom Jesus. Este assemelha-se em características petrográficas, estruturais e geoquímicas às vastas ocorrências de granitoides desta região de estudo e aos granitoides estudados, e uma vez que não se correlacionam a qualquer unidade litoestratigráfica definida na região central do Amapá. Com isso houve a necessidade de criar nova unidade intrusiva, aqui denominada de Suíte Intrusiva Rio Ariramba, a qual faz menção ao rio homônimo onde afloram as principais ocorrências desta nova unidade.

## 8 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A evolução geotectônica paleoproterozoica foi recomposta segundo eventos de formação crustal entre o Eorriaciano e Neorriaciano (2260 a 2050 Ma) os quais bem exemplificados pelos estágios do Ciclo de Wilson.

As rochas metabásicas do Grupo Tartarugalzinho (anfíbolitos e metadioritos) são provável remanescente do estágio de oceanização entre blocos arqueanos, assim similarmente ao que ocorre na evolução geodinâmica da Guaina Francesa marcado pelo magmatismo precursor do Complexo *l'le de Cayenne* (2200 Ma) que é definido como uma unidade formada por rochas metavulcânicas de composição básica a riolítica intrudida por plutons trondhjemiticos e metagabros (VANDERHAEGHE *et al.*, 1998).

Durante o Eorriaciano houve a formação de crosta oceânica do tipo N-MORB característica do estágio maduro do Ciclo de Wilson. Desde o estágio embrionário, e sobre a nova crosta, houve acúmulo de sedimentos provenientes da erosão de áreas continentais com a instalação de bacias do tipo rift e em seguida de bacias de margens continental passiva, estendendo a cunha de sedimentos até regiões abssais. O considerável gradiente geotérmico naquele momento propiciou um rápido espalhamento do assoalho oceânico, segundo elevada taxa de afastamento das massas continentais, reflexo das rápidas correntes de convecção do material astenosférico, logo abaixo da litosfera, e ascensão de grande quantidade de material basáltico toleítico ao longo de dorsais meso oceânicas.

Ao atingir o estágio declinante do Ciclo de Wilson (2200 Ma) dar-se a quebra da crosta oceânica recém-formada e instalação de uma zona de subducção. As evidências litogeoquímicas, petrográficas e geocronológicas apontam para uma subducção entre crostas oceânicas riacianas com formação de arco vulcânico insular, resultante do gradual aquecimento e fusão parcial da litosfera oceânica hidratada em subducção culminando em associações toleíticas do tipo tonalítica, trondhjemitica e granodiorítica (granitoides da Suíte Intrusiva Flexal) como resultante deste magmatismo juvenil.

Neste trabalho é admitida a instalação de outras zonas de subducção entre crostas oceânicas no mesmo contexto geotectônico, mais jovens que o arco Flexal, porém envolvendo fusão parcial de cunha mantélica, atuando como principal reservatório geoquímico na produção do magma felsico e geração de associações

gabro, diorito, granodiorito e granito em ambiente de arco vulcânico insular, (FIGURA 8.1).

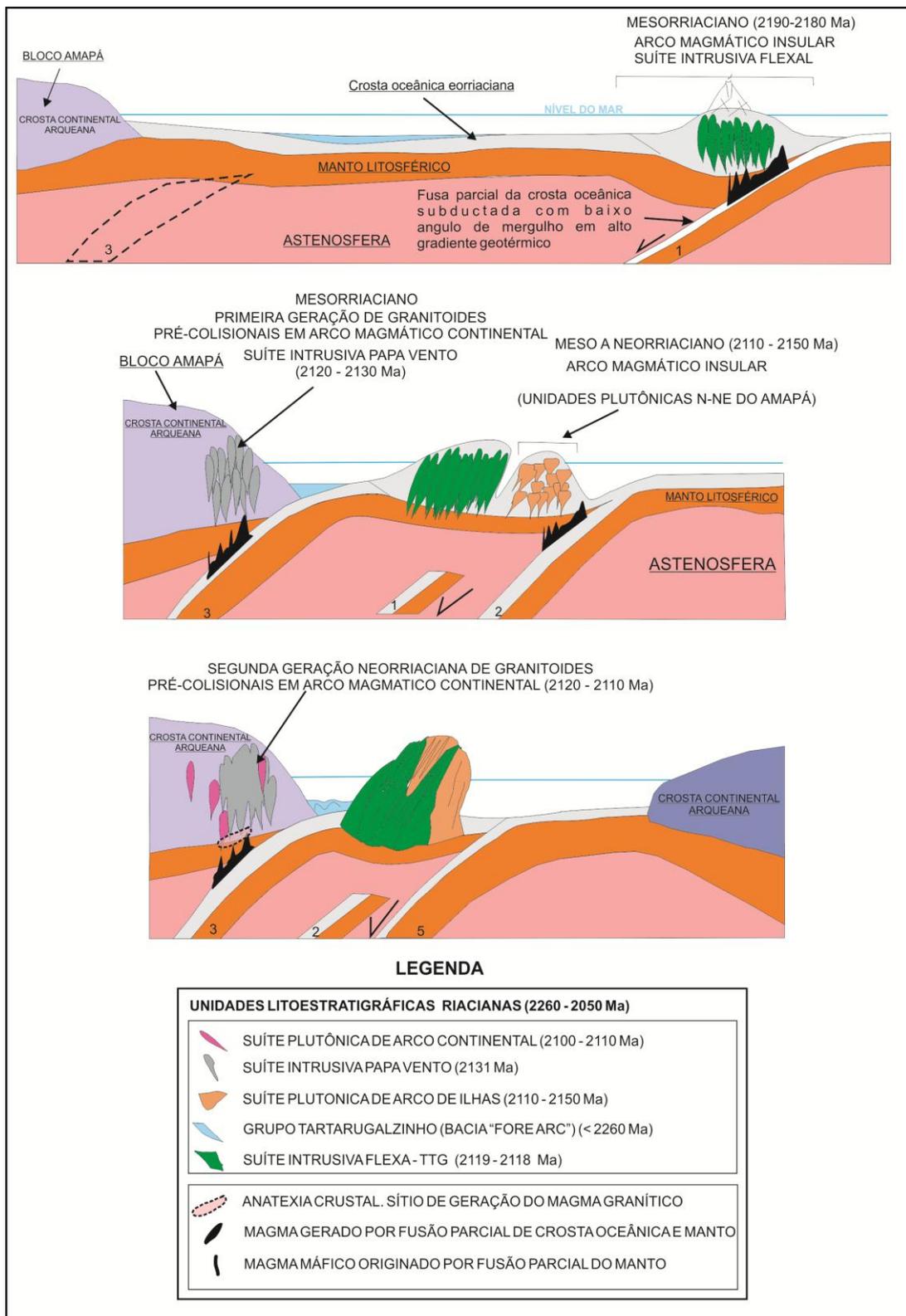


FIGURA 8.1 Suítes pré-colisionais de arco vulcânico Eo a mesorriacianas e magmatismo de margem continental ativa Meso a neorriacianas

O Proterozóico marca a passagem a um regime de gradientes comparativamente menores ou diversificados em relação ao Arqueano, com geração de magma a partir da fusão parcial da cunha do manto acima de zonas de subducção (MARTIN, 1986), porém ainda no Paleoproterozoico são admitidos processos tectônicos transitórios entre modelos puramente arqueanos e paleoproterozoicos.

Processos de subducção envolvendo crosta continental paracem de fato ter ocorrido no Neorriaciano a partir de 2140 Ma com a formação de arcos magmáticos continentais na margem norte do Bloco Amapá como indicam as idades de colocação dos plutons da Suíte Intrusiva Papa Vento (2136 Ma) obtidas por Rosa-Costa *et al.* (2012). A presença de xenólitos arqueano com idade compatível ao Metagranitoide Pedra do Meio, hospedados nestes granitoides, e a posição geográfica desta suíte riaciana, com exposições adjacentes as rochas arqueanas, indicam magmatismo de margem continental ativa. É possível a ocorrência de outras suítes pré-colisionais de idade inferior (2120 - 2100 Ma) a idade encontrada para a Suíte Intrusiva Papa Vento.

Em quanto a margem continental ativa era palco da colocação de pulsos magmáticos (acresção magmática) advindos da fusão parcial da litosfera oceânica subductada, manto subjacente e base da litosfera continental, arcos vulcânicos intra oceânicos proximais, eram mutuamente amalgamados em zonas de subducção entre crostas oceânicas com magmatismo associado. Comitantemente o arco amalgamado formado pela Suíte Intrusiva Flexal e outras Suites do norte amapaense, eram carreado a zona de subducção para acresção tectônica ao continente e, com isso fechando a bacia de retro-arco e metamorfisando estratos sedimentares e rochas básicas da crosta oceânica, associação define o Grupo Tartarugalzinho, (FIGURA 8.2).

O momento colisional, entre as massas continentais, é marcado pelo possível início da colocação dos plútons que compõem a Suíte Intrusiva Rio Ariramba (~2085 Ma) onde tal magmatismo se estendeu ao início do estágio pós-colisional, porém o maior volume de colocação deste magma deva estar relacionado aos estágios tardi a pós colisional, (FIGURA 8.3).

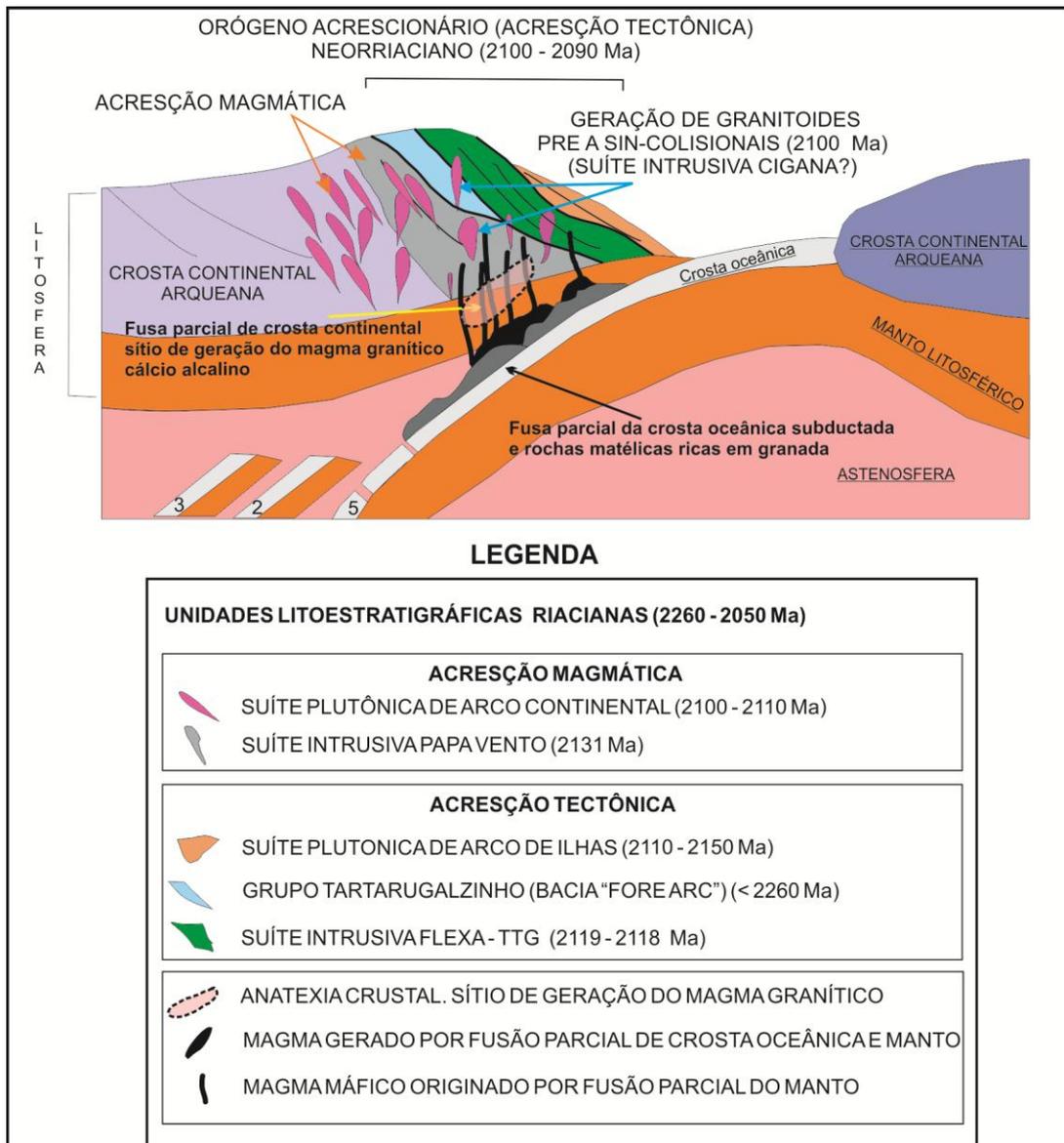


FIGURA 8.2 Acresção tectônica e magmática neorriaciana em margem continental ativa.

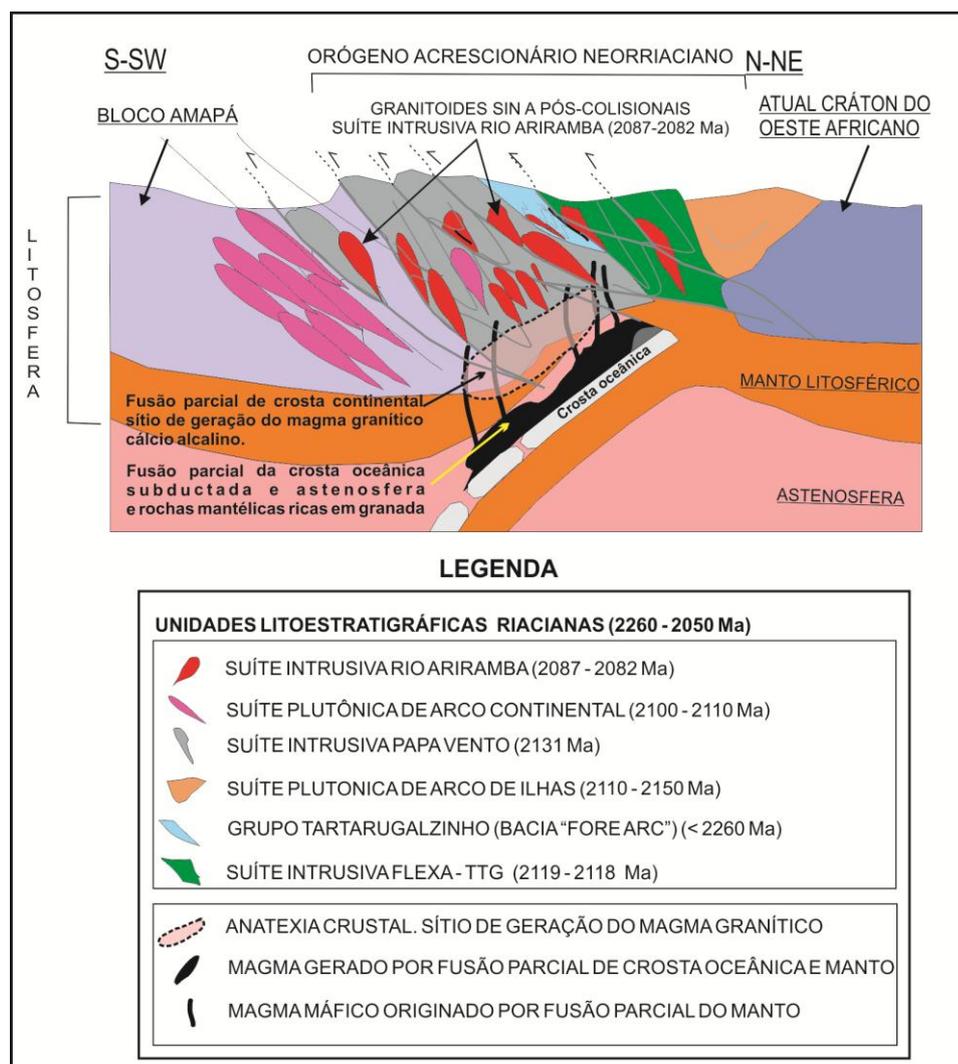


FIGURA 8.3 Estágio colisional marca o início da colocação dos plutons da Suíte Intrusiva Rio Ariramba e deformação de unidades pré-colisionais.

A progressão do estágio colisional a pós-colisional é marcada por mudança do regime tectônico de compressional oblíquo para sinistral transpressivo. A componente transcorrente tem fortes indícios em elementos estruturais obtidos nos tonalitos da Suíte Intrusiva Flexal como foliações verticais com lineação mineral de baixo ângulo. Delor *et al.* (2003) definem o estágio colisional entre 2110 a 2080 Ma (FIGURA 2.6), porém o que se observa no Amapá é que a colisão deve ter ocorrido um pouco mais tarde em relação a porção setentrional da faixa móvel Maroni-Itacaiúnas por volta de 2100 Ma.

A colocação dos corpos felsícos tardi a pós-orogênicos do Granitoide Janary (quartzo monzonitos, monzogranitos) parecem ser controlada por falhas profundas associadas a limites tectônicos a exemplo das discontinuidades relacionadas a margem de faixas acrescionárias e margem continental, (FIGURA 8.4).



em alguns pontos do modelo proposto por Delor *et al.* (2003), sobre tudo na evolução neorriaciana.

Delor *et al.* (2003) propõem a existências de arcos vulcânicos até 2130 Ma definindo extenso magmatismo juvenil, sem ocorrências de arcos magmáticos continentais. De Roever *et al.* (2003) expõem idades modelos  $T_{DM}$  obtidas em granitoides do noroeste do Suriname. Estes dados mostram assinaturas de extração mantélica siderianas a eorriacianas (2,4 a 2,19 Ga) definindo magmatismo francamente juvenil para este seguimento da Província Maroni Itacaiúnas, descartando a reciclagem ou retrabalhamento de crosta continental arqueana. Neste contexto o magmatismo riaciano estaria interiramente associado a arco de ilhas insulares com reciclagem de crosta oceânica sideriana a eorriaciana em zonas de subducção.

Avelar (2002) apresenta idades modelo  $T_{DM}$  para granotoides do norte do Amapá com misturas de idades arqueanas e paleoproterozoicas indicando reciclagem de crosta continetal arqueana na geração destas rochas e magmatismo associado a arco magmático continental. A existência de arcos magmáticos continentais seria a principal diferença entre a evolução riaciana da Guiana Francesa e Amapá.

## 9 CONCLUSÕES

Na área estudada foram identificadas duas principais suítes cálcio-alcálicas. A primeira englobaria as rochas da Suíte Flexal e a segunda os granitoides da Suíte Rio Ariramba.

A Suíte Flexal é constituída por dioritos, tonalitos, trondhjemitos e granodioritos que formam corpos alongados na direção NW e que apresentam foliação NW e EW, concordante à estruturação regional.

As características geoquímicas da Suíte Flexal sugerem que os magmas foram gerados em grandes profundidades, tendo provavelmente granada no resíduo, o que explicaria os valores baixos de elementos terras raras pesados. Estes magmas teriam sido gerados em arco de ilha.

Por implicações geocronológicas de idades Sm-Nd idade Tdm e Pb-Pb (em zircão) (AVELAR, 2002; ROSA-COSTA *et al.*, 2012) considerou-se coerente associar o diorito Riacho Doce à Suíte Intrusiva Flexal. Esta suíte é definida por dioritos, hornblenda biotita tonalitos e granodioritos proto miloníticos sendo comum a ocorrência de trondhjemitos de injeção e, foi bem documentada por Rosa Costa *et al.* (2012) o qual por considerações estruturais, petrográficas e geocronológicas foi associada a um ambiente de arco magmático em 2190 – 2182 Ma.

Feições texturais observadas na Suíte Flexal, tais como arranjos poligonais de tendência granoblástica poderiam ser explicados pela influência termal causada pelas intrusões subsequentes, a exemplo da Suíte Rio Ariramba.

A Suíte Intrusiva Rio Ariramba, definida neste trabalho, compreende granitoides hololeucocráticos porfiríticos, entre biotita tonalitos, granodioritos e monzogranitos peraluminosos, ferrosos e magnesianos. Esta suíte também ocorre sob a forma de corpos alongados predominantemente na direção NW e de modo subordinado na direção NE. Os dados químicos da Suíte Rio Ariramba apontam para ambiente de arco magmático continental.

Os diagramas petrogenéticos indicam o envolvimento (retrabalhamento) de crosta (arqueana) continental superior em ambiente de arco magmático, na geração destes granitoides, em especial da Suíte Intrusiva Rio Ariramba, unidade de maior expressão, associados à mistura de líquidos. Neste sentido teriam sido envolvidos magmas máficos juvenis na fase contaminante que teriam atuado como fonte termal

para fusão parcial de anfibolitos, fonte do magma granítico. Tal afirmação é sustentada pelos dados isotópicos de Sm-Nd obtidos por Avelar (2002) em granitóides do nordeste do Amapá.

As estruturas presentes nas rochas da Suíte Ariramba teriam sido formadas por fluxo magmático contemporâneo a esforços regionais. Foliações magmáticas de baixo ângulo de mergulho seriam o resultado de pressões magmáticas durante a expansão da câmara.

Neste trabalho são apresentadas as idades de  $2087 \pm 4$  Ma e  $2081 \pm 7,5$  para Suíte Intrusiva Rio Ariramba, as quais são consideradas como as suas idades de cristalização e colocação. Tais idades sustentam a definição desta nova unidade litoestratigráfica.

A região de Tartarugalzinho compreende a área limítrofe do embasamento Arqueano e marcar o início da zona de transição entre domínios retrabalhados e juvenis e, dentro deste quadro geológico, os granitóides da região de Tartarugalzinho marcam características de retrabalhamento de crosta continental com possível envolvimento de material mantélico.

O quadro lito-estrutural do domínio oriental da Província Maroni Itacaiúnas aponta para o crescimento multi-episódico dos terrenos riacianos com formação de crosta oceânica (2,25-2,20 Ga), e seu retrabalhamento para produzir associações do tipo TTG (Suíte Intrusiva Flexal) no mesorriaciano (2,18-2,13 Ga) e magmas graníticos (2,10-2,08 Ga) em contextos de arco continental (Suíte Rio Ariramba).

## 10 REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, P. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science**. Rev., 17:1-29. 1981.
- AMARAL, G. **Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica**. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212p, 1974.
- AVELAR, V. G. **Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá. Implicações para a Evolução Geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 213 p. 2002.
- BALTAZAR, F.; O., ZUCCHETTI, M.; OLIVEIRA. S. A. M. DE; SILVA. L. C. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Folhas são Gabriel da Palha e Linhares**. CPRM – Belo Horizonte, 2010. Relatório Final 144p 02 mapas geológicos 1:100.000. 2010.
- BARBARIN, B. A. review of relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. **Lithos**. 46,605–626. 1999.
- BARKER, F.; ARTH, J. G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and archean bimodal trondhjemite basalt suites. **Geology**, 4: 596-600. 1976.
- BARKER, F.; ARTH, J. G.; MILLARD, H. J. Archean thondhjemites of the southwestern Big Horn Mountain, Wyoming: a preliminary report. In: **BARKER, F. Thondhjemites, Dacites, and Rocks Related**. Amsterdam. Elsevier, pp. 401-414. 1979.
- BATCHELOR, R. A.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoids series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, v. 48, p. 43-55, 1985.
- BEAKHOUSE, G. P.; MCNUTT, R. H. Constranting types of late Archean plutonic rocks in northwestern Ontario: Implicationa in the Superior Province. **Precambrian Research**, 49. 141-165. 1991.
- BEARD, J. S.; LOFGREN, G. E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6, 9 kb. **Journal of Petrology** 32, 365–401. 1991.
- BOSMA, W.; KORRNENBERG, S. B.; MAAS, K.; DE ROEVER, E.W.F. Igneous and Metamorphic Complexes of the Guiana Shield in Suriname. **Geologic en Mijnbouw**, 62:241-254. 1983.
- BURG, J. P.; BRUNEL, M.; GAPAIS, D.; CHEN, G. M.; LIU, G. H. Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China). **J. Structural Geology**, 6(5):535-542. 1984
- BRASILINO. R. G. **Estudo petrológico e estrutural dos plútons graníticoscálcio-alcalinos de alto potássio de concepção das creoulas, caldeirão encantado,**

**murici e boqueirão, terreno alto pajeú, pernambuco, Ne do brasil.** Tese de doutorado. Universidade Federal de Pernambuco. Recife. 2003.

CORDANI, U. G.; TASSINARI, C. G. G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M. A. S.; KAWASHITA, K. Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos. *In: II Congresso Geológico Chileno*, Santiago, *Actas*, v. 4, p.137-148. 1979.

CORDANI, U. G.; BRITO NEVES, B. B. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v.12, n.11-3, pp. 78-88. 1982.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. **Contribuição à Geologia da Amazônia**. Belém, SBG-NO, p.15-90. 1997.

CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W., TASSINARI, C. C. G., KAWASHITA, K.; SATO, K. The growth of the Brazilian shield. **Episodes**, 11:163-166. 1988.

CORDANI, U. G.; SATO, K. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematic on granitoid rocks. **Episodes**, 22(3): 167-173. 1999.

CONDIE, K. C. **Plate tectonic crustal evolution**. Pergamon Press, 3rd. Edition, 476p. 1989.

DALL'AGNOL, R.; RÄMÖ, O. T.; MAGALHÃES, M. S.; MACAMBIRA, M. J. B. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. **Lithos**, 46: 431-462. 1999.

DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M.; FRAGA, L. M.; SCANDOLARA, J.; BARROS, C. E. M. The Precambrian evolution of the Amazonian Craton: one of the last unknown Precambrian Terranes in the World. *In: International Geological Congress*, vol. 31. Rio de Janeiro, CPRM, K.4 (CD ROM) (Abstracts). 2000.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRAND CLAUDE, P.; MARCHAL, M. A. Classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology**, 29, 183-210. 1980.

DELOR, C.; LAHONDÈRE, D.; EGAL, E.; LAFON, J-M.; COCHERIE, A.; GUERROT, C.; ROSSI, P.; TRUFFERT, C.; THÉVENIAUT, H.; PHILLIPS, D.; AVELAR, V. G. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *In: Géologie de la France*, n° 2-3-4, 2003.

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

DE ROEVER, E. W. F.; LAFON, J. M.; DELOR, C.; COCHERIE, A.; ROSSI, P.; GUERROT, C.; POTREL, A; In: BRGM - SGF (eds.) The bakhuis ultrahigh temperature granulite belt (Suriname): I Petrological and geochronological evidence for a counterclockwise- P-t path at 2.07-2.05 Ga. **Geologie de la France - Special Guiana Shield**, p.175-206. 2003.

EL BOUSELY, A.M.; EL SOKKARY, A. A. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. **Chemical. Geology**. 16; 207-219. 1975.

EVENSEN, N. M.; HAMILTON, P. J.; O'NIONS, R. K.. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 42: 1199-1212. 1978.

FILHO, F. A. F.; FONSECA, M. A. Partição da deformação em regimes contracionais com obstáculos no antepaís: exemplo do sistema de falhas água quente, borda leste do quadrilátero ferrífero, MG. **Revista Brasileira de Geociências**. 31(3):267-278. 2001.

FROST, B. R; BARNES, C.G.; COLLINS, W. J.; ARCULUS, R. J.; ELLIS, D. J.; FROST, C. D. A geochemical classification for granitic rocks. **Journal of Petrology** 40: 261-293. 2001.

GAPAIS, D. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indications, **Geology**, 17, 1144-1147. 1989.

GATES, A. E.; GLOVER, L. Alleghanian tectono-thermal evolution of the dextral transcurrent hylas zone, Virginia Piedmont, USA, **Journal of Structural Geology**. 11, 407-419. 1989.

GIBBS, A. K. **Geology of the Barama-Mazaruni Supergroup of Guyana**. 375p. Harvard University, Cambridge. (Ph.D. Thesis). 1980.

GIBBS, A. K.; BARRON, C. N. The Guiana Shield reviewed. **Episodes**, v. 2, p. 7-14. 1983.

GIBBS, A. K.; BARRON, C. N. **The geology of the Guiana Shiel**. Oxford University Press (New York); Clarendon Press (Oxford). Oxford monographs on geology and geophysics,. N° 22.246 p. 1993.

GIBBS, A. K.; BARRON C. N, The Guyana Shield reviewed. **Episodes**, 2, p. 7-14 Sidder G.B. e Mendoza, V., 1995.

GUST, D. A.; ARCULUS, R. J. Petrogenesis of alkalic and calc-alkalic volcanic rocks of Mormon Mountain Volcanic Field, Arizona. **Contributions to Mineralogy and Petrology**. 94: 415-426. 1986.

HACKSPACHER, P. C.; LEGRAND, J. M. Microstructural and metamorphic evolution of the Portalegre shear zone, northern Brazil. **Revista. Brasileira de Ceociência**. 19(I):63-75. 1989.

HARKER, A. **The Natural History of Igneous Rocks**. London, Methuen, 384 pp. 1909.

HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A.; TINDLE, A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: **Coward, M.P. e Ries, A.C.** (eds), *Collision Tectonics, Geological Society Special*, publ.19, 67-81. 1986.

HART, S. D.; REID, M. R. Rb/Cs fractionation: A link between granulite metamorphism and the S-process. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 55, 2379–2383. 1991.

HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M. The Central Brazil Shield reviewed. **Episodes**, 8: 29-37. 1985.

HELZ, R. T. Phase relations basaltics and their melting ranges at P H<sub>2</sub>O 5 kbar e function of oxygen fugacity. Part I. Mafic phases. **Journal of Petrology**. 134: 249-302. 1973.

HIBBARD, M.J. Origin of some alkali-feldspar phenocrysts and their bearing on petrogenesis. **American Journal of Science**. 263, 245–261. 1965.

HIBBARD, M. J. Myrmekite as a marker between pre and post aqueous phase saturation in granitic systems. **Geological Society of America**. Bul., 90:1047-1062. 1979.

HOWLLOWAY, J. R.; BURNHAM, C. W. Melting relations of basalts with equilibrium water pressure less than total pressure. **Journal of Petrology** 132: 29. 1972

MARRE. J. **The Structural Analysis of Granitic Rocks**. by. Elsevier. 128 pp (book) hardcover. 1986.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. PROJETO SIVAM. **Carta geológica do Estado do Amapá, 1: 750.000**. 2004. Disponível em: [www.ibge.gov.br](http://www.ibge.gov.br)

JOÃO, X. S. J.; MARINHO, P. A. C. Catametamorfitos arqueanos da região centro-leste do Território Federal do Amapá. In: **Simpósio de Geologia da Amazônia**, 1, Belém. Anais, SBG-NO, v.2, p. 207-228. 1982.

JORGE JOÃO, X. S. J.; CARVALHO, J. M. A.; VALE, A. G.; FRIZZO, S. J.; MARTINS, Relatório de Campo, **Projeto Rio Falsino. Belém, DNPM-CPRM**. v.1-A, 199 p. (Relatório Final). 1979.

JORGE 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. Geologia da região sudoeste do Amapá e nortedo Pará: **Projeto Sudoeste do Amapá. Belém, DNPM/CPRM**. 125p. (Série Geol. 10). 1978.

LAMEYRE, J.; BOWDEN, P. Plutonic rocks types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. In: **R. Brousse and J. Lameyre (Eds) Magmatology Jour. Volcanol.** Geother. Res., 14: 169-186. 1982.

LE MAITRE, R. W. *et al.* **Igneous rocks: a classification and glossary of terms**. 2ª Edição. New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2004.

LIMA, M. I. C.; OLIVEIRA, E. P.; TASSINARI, C. C. G. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Cráton Amazônico. In: **Simpósio de Geologia da Amazônia**, 1, Belém. Anais, SBG-NO, v.1, p. 147-162. 1982.

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. Geologia. In: **Brasil Projeto RADAM. Folha NA/NB 22 Macapá**. Rio de Janeiro, 1/120p. (Levantamentos de Recursos Naturais, 6). 1974.

MAGALHÃES, L. A.; FILHO, C. R. DE S.; SILVA, A. M. Caracterização geológica – geofísica da porção central do Amapá com base em processamento e interpretação de dados aerogeofísicos. **Revista Brasileira de Geociências** 37(3): 464-477. Arquivo digital disponível on-line no site [www.sbgeo.org.br](http://www.sbgeo.org.br), 2007.

MANIAR, P. D.; PICOLLI, P. M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society of America**. Bull.101(5): 635-643. 1989.

MARRE, J. **The structural analysis of granite rocks**. North Oxford Acad. Publishers.Great.Britain., 123p. 1986.

MARTIN, H. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. **Geology**, v.14, n.9, p.753-756. 1986.

MARTIN, H. Evolution in composition of granite rock control by time-dependent changes in petrogenic processes. Examples from Archean of Eastern Finland. **Precambrian Research**, 32:275-276. 1987.

MILÉSI, J. P.; EGEL, E.; LEDRU, P.; VERHET, Y.; THIEBLEMONT, D.; COCHERIE, A.; TEGYEY, M.; MARTEL-JANTIN, B.; LAGNY, P.; Les mineralisations du Nord de la Guyane Française dans leur cadre géologique. **Chronique de la Recherche Minière**. Fr, 518:5-58. 1995.

MOENCH, R. H. Comments on "Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the terranes of northwestern North America" and "Magmatic epidote and its petrologic significance". **Geology**. 14:187-188. 1986.

MORTAJI, A.; STUSSI, J. M. Les granitoids précambriens de Tragara D'Akka Anti-Atlas Occidental, Maroc. In: **Coloquio de Geologie Franco-Armoricain**, Strasbourg, 1989. Atas. Strasbourg, 153p. 1989.

MÜLLER, D.; ROCK, N. M.; GROVES, D. I. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. **Mineral. Petrol.** 46, 259–289. 1992.

NOGUEIRA, S. A. A.; BETTENCOURT, J. S., TASSINARI, C. C. G. Geochronology of the Salamangone gold deposit hostrocks, Lourenço district, Amapá, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**. 30(2):261-264. 2000.

OLIVEIRA, E. O.; LAFON, J. M.; GIOIA, S. M. C. L.; PIMENTEL, M. M. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. **Revista Brasileira de Geociências**. 38(1): 114-127. 2008.

- PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. **Microtectonics**. Berlim, Springer-Verlag. 289 p. 1996.
- PATHERSON, S. R.; VERNON, R. H.; TOBISCH, O. T. A review of criteria for identification of magmatic and tectonic foliation in granitoides. **Journal of Structural Geology**, v. 11, n.3, p.349-363, Great Britain. 1989.
- PATERSON, S.R., YOSHINOBU, A.S., YUAN, E.S., MILLER, R.B., FOWLER, T.K. JR, SCHMIDT, K.L. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. **Lithos** 44 (1–2), 53– 82. 1998.
- PEARCE, J. A.; CANN, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 19: 290-300. 1973.
- PEARCE, J. A. **Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries**. In **Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks** (R.S. Thorpe, ed.). John Wiley & Sons, Chichester, U.K. (525-548). 1982.
- PEARCE, J. A., HARRIS N. B. W., TINDLE, A. G. Trace elements discriminations diagrams for the tectonic interpretations of granitic rocks. **Journal of Petrology**. 2, p. 956-983. 1984.
- PEARCE, J. A. Sources and settings of granitic rocks. **Episodes**. 19: 120-125. 1996.
- PECCERILLO, A.; TAYLOR, S. R., Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamanu area, northern Turkey. **Contributions Mineral Petrology**. 58: 63-81. 1976.
- PIMENTEL M. M., SPIER C. A., FILHO C. F. F. Estudo Sm-Nd do complexo máfico-ultramáfico Bacuri, Amapá: Idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. **Revista Brasileira de Geociências**. 32(3):371-376.. 2002
- PHILLIPS, E. R. Myrmekite - one hundred years later. **Lithos**, 7:181-194. 1974
- PLANK, T. Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. **Journal of Petrology** 46, 921-944. 2005.
- RICCI, P. S. F.; CARVALHO, J. M. A.; ROSA-COSTA, L. T.; KLEIN, E. L.; VASQUEZ, L.;VALE, A. G.; MACAMBIRA, E. M. B.; ARAÚJO, O. J. B.. **Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA – Fase I**. Belém, CPRM - Serviço Geológico do Brasil. p. 2001.
- ROLLINSON, H.R. **Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation**, Longman, UK. 352 pp. 1993.
- ROBERTS, M. P.; CLEMENS, J. D. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids.**Geology**. 21: 825-828. 1993.
- ROSA-COSTA, L. T. **Geocronologia  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , 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: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 2006, 226 p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Petrologia), CPGG – UFPA. Belém, 2006.

ROSA-COSTA, L. T.; RICCI, P.S.F.; LAFON, J. M.; VASQUEZ, M. L.; CARVALHO, J. M. A.; KLEIN, E. L.; MACAMBIRA E.M.B. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the southeastern Amapá and northwestern Pará, Brazil-southeastern Guiana Shield. **Geologie de la France**, 2-3-4:101-120. 2003.

ROSA-COSTA, L. T.; SILVA, C. M. G.; BARBOSA, J. P. O.; NETO, M. C. C.; **Programa Geologia do Brasil - Carta Geológica da Folha Rio Araguari (NA. 22 Y - B)(1:250.000)**. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM/Serviço Geológico do Brasil. Belém. 2012. Disponível em: [www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br).

SATO, K.; TASSINARI, C. C. G. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: **Costa M.L.C.; Angélica R.S. (coords.) Contribuição à Geologia da Amazônia**. SBG-NO, p. 91-142. 1997

SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; MCNAUGHTON, N. J.; FLECHER, I. R. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. **Gondwana Research**, 3: 453-488. 2000.

SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; BOSSI, J.; CAMPAL, N.; SCHILLOV, A.; PINEYRO, D.; MCNAUGHTON, N. J. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America Based on U-Pb SHRIMP Geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. **International Geology Review**, 45: 27-48. 2002.

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

SANTOS, J. S. O.; HARTMANN, L. A.; FARIA, M. S.; RIKER, S. R.; SOUZA, M. M.; ALMEIDA, M. E.; MCNAUGHTON, N. J. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA**, 9, Belém. Resumos Expandidos, Belém, SBG. CD ROM. 2006.

SIAL, A. N. Epidote-bearing calc-alkalic granitoids in northeast Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**. 20(1-4): 88-100. 1990

SILVA, L. C. DA. **Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros**.- Brasília. CPRM, 2006.

SCHMIDT, M. W.; THOMPSON, A. B. Epidote in calc-alkaline magmas: An experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. **America Mineralogist**. 81, 462-474. 1996.

SCHOLZ, C. H. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting, **Geol. Rundsch**. 77(1), 319–328. 1988.

SHAND, S.J. **Eruptive Rocks**. New York, John Wiley & Sons. 488 p. 1951.

SNOKE, A.; TULLIS, J.; TODD, V. E. D. S. **Fault-Related Rocks: a photographic atlas**. Princeton University press, New Jersey, 617 p. 1998.

STRECKEISEN, A. L. **To each plutonic rock its proper name.** Earth-Science Reviews, 12: 1-33. 1976.

STUSSI, J. M.; MORTAJI, A. Granites à epidote precambriens de Tagragra Dákka, Anti-Atlas Occidental, Maroc. In: **XII Reunión. Sci. Terre.** Paris, 122 p. 1988.

SYLVESTER, P. J. Post-collisional alkaline granites. **Journal of Petrology**, 97: 261-180. 1989.

TAYLOR, S. T. R.; MCLENNAN, S. M. **The Continental Crust: its composition and Evolution.** Blackwell Scientific Publications. Geoscience texts. 1985.

TASSINARI, C. C. G. **O mapa geocronológico do Cráton amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos.** 139 p. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo.(Tese de Livre-docência). 1996.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, 22(3):174-182. 1999.

TASSINARI, C. C. G.; BETTENCOURT, J.S.; GERALDES, M.C.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. The Amazonian Craton. In: CORDANI U.G., MILANI E.J., FILHO A.T., CAMPOS D.A. (eds.) **Tectonic Evolution of South America.** Rio de Janeiro, International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, SBG, 41-95p. 2000.

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

THIEBLEMONT, D.; CABANIS, B. Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Y/44-Nb/16 pour la discrimination géochimique et l'étude de pétrogénétique des roches magmatiques acides. **Bull. Soc. géol. France**, (8), t. VI, n° 1, p.23-35. 1990.

THIEBLEMONT, D.; TEGYEY, M. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alkalins. **C. R. Acad. Sci.** Paris, 319, II, 87-94. 1994.

TROUW, R. A. J.; PASSCHIER, C. W.; WIERSMA, D. J. **Atlas of Mylonites – and related Microstructures.** Springer. 2010.

TULLIS, J.; YUND, R. A. Experimental evidence for diffusion creep in feldspar aggregates: **Journal of Structural Geology**. 13, 987–1000. 1991.

TULLOCH, A. J. Comment on “implications of magmatic epidote bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of the north-western north America” and magmatic epidote and its petrologic significance”. **Geology**. 14. 187-188. 1986.

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

VASQUEZ, M. L. **Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da Província Maroni-Itacaiúnas – sudeste do**

**Cráton Amazônico.** 208 p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Petrologia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.

VASQUEZ, M. L.; LAFON, J. M. Magmatismo tipo A de 1,75 Ga na porção oriental do Escudo das Guianas - Estados do Amapá e Pará, Brasil. In: SBG, **Simpósio de Geologia da Amazônia**, 7. Belém, Resumos Expandidos, CD-ROM. 2001.

VEIGA JR. J. P., NUNES A. C. B., SOUZA E. C., SANTOS J. O. S., AMARAL J. E., PESSOA M. R., SOUZA S. A. S. Projeto sulfetos do Uatumã. Manaus, DNPM/CPRM, Relatório Final. 1979.

VERNON, R. H. **Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites.** J. R. Soc. New South Wales 116, 77-103. 1983.

VERNON, R. H.; WILLIAMS, V. A.; D' ARCY, W. F. Grain-size reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. **Tectonophysics**, 92:123-145. 1983.

VERNON, R. H.; PATERSON, S. R.; TOBISC, O. T. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids **Journal of Structural Geology**, Vol. 1 I. N° 3, pp. 349 to 363. 1988.

VIDAL, J. L.; KUBIN, L.; DEBAT, P.; SOULA, J. C. Deformation and dynamic recrystallization of K-feldspar augen in ortogneisses from Montagne Noir, Ocittania, Southern France. **Lithos**, 13: 247-255. 1980.

WILSON, M. **Igneous petrogenesis: A global tectonic approach.** Unwin Hyman, London, 466p.1989.

WITT, W. K.; SWAGER C. P. Structural Setting and Geochemistry of Archaean I-Type Granites in the Bardoc-Coolgardie Area of the Norseman-Wiluna Belt, Western Australia. **Precambrian Research**, 44: 323-351. 1989.

WISE, D. U.; DUNN, D. E.; ENGELDER, J. T.; GEISER, P. A.; HATCHER, R. D.; KISH, S.A. Fault-related rocks: Suggestions for terminology: **Geology**, v. 12, p 391-394. 1984.

WONES, D. R. Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas. **Mining Geology**, 31(4): 212-212. 1989.

