



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
FACULDADE DE GEOLOGIA  
TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**FLÁVIO ROBSON DIAS SEMBLANO**

**ESTUDO ISOTÓPICO Pb-Pb E Sm-Nd DE ROCHAS ÍGNEAS DA  
ÁREA ENTRE RIOS - DOMÍNIO IRIRI-XINGU, SW DO PARÁ**

**GEOCIÊNCIAS  
U F P A**

FLÁVIO ROBSON DIAS SEMBLANO

ESTUDO ISOTÓPICO Pb-Pb E Sm-Nd DE ROCHAS ÍGNEAS DA  
ÁREA ENTRE RIOS - DOMÍNIO IRIRI-XINGU, SW DO PARÁ.

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), como requisito de cumprimento às exigências para obtenção do grau de Geólogo - Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira.

## FICHA CATALOGRÁFICA

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

---

S471e Semblano, Flávio Robson Dias

Estudo isotópico Pb-Pb e Sm-Nd de rochas ígneas da área entre rios - domínio Iriri-Xingu, SW do P ará / Flávio Robson Dias Semblano; Orientador: Moacir José Buenano Macambira – 2012

60 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2012.

1. Rochas Ígneas. 2. Rochas Orosirianas. 3. Província Amazônia Central. 4. Cráton Amazônico. I. Macambira, Moacir José Buenano, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22<sup>a</sup> ed.: 552.1098115

---

FLÁVIO ROBSON DIAS SEMBLANO

ESTUDO ISOTÓPICO Pb-Pb E Sm-Nd DE ROCHAS ÍGNEAS DA  
ÁREA ENTRE RIOS - DOMÍNIO IRIRI-XINGU, SW DO PARÁ.

Trabalho de Conclusão de Curso  
apresentado à Faculdade de Geologia do  
Instituto de Geociências da Universidade  
Federal do Pará (UFPA), como requisito  
de cumprimento às exigências para  
obtenção do grau de Geólogo - Bacharel  
em Geologia.

Data de Aprovação: \_\_\_/\_\_\_/\_\_\_

Conceito: \_\_\_\_\_

Banca Examinadora:



---

Prof. Moacir José Buenano Macambira – Orientador

Doutor em Geologia  
Universidade Federal do Pará



---

Prof. Jean-Michel Lafon – Membro

Doutor em Geologia  
Universidade Federal do Pará

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço, de todo o coração, meus pais, por terem me apoiado e compreendido minhas “ausências”, durante os mais de cinco anos de que estive comprometido com o curso de Geologia e nas atividades que auxiliaram a confecção desta monografia.

Agradeço também:

À Universidade Federal do Pará, particularmente à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências, pela infraestrutura e pelo excelente curso proporcionado.

À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) - Serviço Geológico do Brasil, pela infraestrutura e cessão dos dados geológicos imprescindíveis para realização desta monografia, assim como aos funcionários e colegas desta empresa que direta ou indiretamente participaram deste trabalho.

Ao Co-orientador geólogo Marcelo Lacerda Vasquez pelos ensinamentos, ajuda, estímulo e amizade que me auxiliaram na confecção desta monografia.

Aos professores e técnicos do Laboratório Pará-Iso da UFPA, Marco Antônio Galarza, Jean-Michel Lafon, Candido Augusto Veloso Moura, Jeferson, Etiana e Rosemary Monteiro pelo apoio durante a preparação das amostras e análises laboratoriais.

Ao professor Dr. Moacir Buenano Macambira, meu orientador, pelo apoio e incentivo durante as fases do trabalho realizado, sem o qual teria sido improvável concluir esta monografia.

Aos professores e funcionários da Faculdade de Geologia da UFPA, particularmente aos professores Cláudio Nery Lamarão, Roberto Vizeu Lima Pinheiro e Rosemary Silva do Nascimento pelos ensinamentos, ajuda e amizade.

Aos colegas de curso, particularmente Nayan Cezar dos Santos Pereira, Abner Souza de Carvalho, Amélia Carolina Parente, Antônio Francisco Junior, Igor Henrique Alves, Walmir de Jesus Junior, Walnei Batista da Silva e Yuri Ewerton Nascimento pela ajuda e amizade.

A equipe da Biblioteca Raimundo M. Montalvão, do Instituto de Geociências da UFPA, particularmente a bibliotecária Alessandra Regina de Souza, pelos ensinamentos e ajuda.

## RESUMO

A parte meridional da Província Amazônia Central (Domínio Iriri-Xingu) do Cráton Amazônico é uma das regiões geologicamente pouco conhecidas do Brasil. Os poucos resultados geocronológicos disponíveis para esse setor do Cráton são insuficientes para o exato traçado de seus limites, que foram definidos principalmente com base nesses dados. Nesse domínio predominam rochas vulcânicas e granitóides paleoproterozóicos, não metamorfizados, localmente cobertos por sequências sedimentares, e o embasamento regional raramente aflora. A inclusão desse domínio na Província Amazônia Central tem como base a suposta idade “pré-transamazônica” ( $>2,3$  Ga) do seu embasamento, proposta em função de algumas idades-modelo ( $T_{DM}$ ) superiores a 2,5 Ga e valores  $\epsilon Nd$  negativos ( $<-6$ ), indicando forte contribuição crustal na formação de suas rochas, o que contrasta com os valores de idades-modelo ( $T_{DM}$ ) paleoproterozóicas das rochas da Província Ventuari-Tapajós que a bordeja, a oeste. O objetivo geral deste trabalho é a caracterização da evolução crustal e a avaliação do limite meridional entre as províncias Amazônia Central e Ventuari-Tapajós em uma área ao longo dos rios Iriri e Curuá, através de estudos petrográficos e geocronológicos. Para isso, contou-se com datações através da aplicação dos métodos de evaporação de Pb em cristal de zircão e Sm-Nd em rocha total. Os estudos petrográficos e feições de campo possibilitaram identificar três conjuntos de rochas: Granitos Tipo A (monzogranitos e quartzomonzonito com biotita e anfibólio), Granitos Tipo I (quartzo-monzonitos com piroxênio a biotita-monzogranitos) e vulcânicas do Grupo Iriri (riolitos e dacitos). As idades Pb-Pb em zircão de  $1992 \pm 3$  Ma e  $1888 \pm 2$  Ma, e em torno de 1880 Ma obtidas, respectivamente, para as unidades Granitos Tipo A, Grupo Iriri e Granitos Tipo I marcam dois eventos magmáticos de idade orosiriana. Os resultados isotópicos Sm-Nd das rochas vulcânicas do Grupo Iriri forneceram idades-modelo  $T_{DM}$  de 2,61 e 3,13 Ga com  $\epsilon Nd$  de -10 e -5, o que permitiu enquadrar a região estudada na Província Amazônia Central. Esses resultados indicam que o evento magmático com cerca de 1,99 Ga, que é freqüente no Domínio Tapajós (porção meridional da Província Ventuari-Tapajós) ocorre também no Domínio Iriri-Xingu, mas contrasta por apresentar as fontes crustais arqueanas típicas da Província Amazônia Central. Além disso, os dados apontam para a presença de rochas vulcânicas mais antigas do que as de 1,88 Ga admitidas como pertencentes ao Grupo Iriri. Contudo, como as rochas vulcânicas

datadas provêm de área bem próxima da área tipo do Grupo Iriri, propõe-se aqui, adotar a idade de  $1988 \pm 2$  Ma para essa unidade. As rochas vulcânicas mais jovens (1,88 Ga) devem pertencer a outra unidade litoestratigráfica.

Palavras-chave: Rochas Ígneas. Rochas Orosirianas. Província Amazônia Central. Cráton Amazônico.

## ABSTRACT

The southern part of Central Amazonia Province (Irixi-Xingu Domain) located in Amazonian Craton is one of the geologically less known region in Brazil. The few available geochronological data for this domain are scarce for the precise delimitation of the boundaries of the geotectonic provinces which were defined mainly based in these data. The domain is dominated by paleoproterozoic volcanic rocks and granitoids, not metamorphosed and locally covered by sedimentary sequences, and the regional basement rarely crops out. The inclusion of this domain in the Central Amazonia Province is based in a supposed “pre-transamazonian” age ( $>2.3$  Ga) of the basement proposed according to some  $>2.5$  Ga Sm-Nd model-ages ( $T_{DM}$ ) and negatives ( $< -6$ )  $\epsilon Nd$  values showing significative crustal contribution to the rocks of this domain, which contrasts with the paleoproterozoic  $T_{DM}$  from the rocks of the western adjacent Ventuari-Tapajós Province. The general aim of this work is the characterization of crustal evolution and the southern boundary between Central Amazonia and Ventuari-Tapajós provinces of the Irixi and Curuá rivers area, through petrographic and isotope studies (Pb evaporation in single zircon crystal and Sm-Nd on whole rock methods). The petrographic studies and field features enable to determine three rocks units: A-type Granites (monzogranites and quartz-monzonites with biotite and amphibole), I-type Granites (quartz-monzonites with pyroxene to biotite-monzogranites) and Irixi Group (rhyolites and dacites). The Pb-evaporation ages in zircon yielded  $1992 \pm 3$  Ma and  $1988 \pm 2$  Ma, and around 1880 Ma obtained, respectively, for the A-type Granites, volcanic of the Irixi Group and I-type Granites. The  $1988 \pm 2$  Ma rock (Irixi Group) provided Sm-Nd  $T_{DM}$  model-age of 2.61 and 3.13 Ga, and  $\epsilon Nd$  of -10 and -5 what allow frame the study region in the Central Amazonia Province. These results show that a 1.99 Ga magmatic event, which is common in Tapajós Domain (Ventuari-Tapajós Province), also occur in Irixi-Xingu Domain, but withstands for its typical archean crustal source. Additionally, the data point out volcanic rocks older than 1.88 Ga accepted belonging to Irixi Group. However, because the dated volcanic rocks come from a area close to the Irixi Group type area, it is proposed to adopt the  $1988 \pm 2$  Ma age for this unit. The younger volcanic rocks (1.88 Ga) must belong to another lithostratigraphic unit.

Keywords: Igneous rocks. Orosirian rocks. Central Amazonia Province. Amazonian Craton.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 01 -	Esboço das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico.....	13
Figura 02 -	Compartimentação dos domínios tectônicos do Pará e mapa geológico da região do limite oeste do Domínio Iriri-Xingu, com localização da área de estudo e os limites entre Províncias/Domínios propostos com base em dados isotópicos de Sm-Nd.....	14
Figura 03 -	Mapa de localização da área de estudo.....	17
Figura 04 -	Mapa das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico.....	23
Figura 05 -	Mapa geológico da região dos rios Iriri e Curuá, com a localização da área de estudo e pontos de amostragem de rocha.....	26
Figura 06 -	Granitos Tipo A: (a) Sienogranito inequigranular, isotrópico, de cor “vermelho-carne” (amostra MV-79); (b) Hornblenda biotita monzogranito inequigranular e isotrópico (amostra MV-88).....	29
Figura 07 -	(a) Sienogranito grosso, com cristais de ortoclásio levemente alterados para argilo-minerais em contato retos e lobados com quartzo intersticial; (b) Hornblenda-biotita monzogranito exibindo macla albita-periclina em cristais de microclínio, maclamento simples em cristais prismáticos de hornblenda e biotita inclusa em plagioclásio. Bt - Biotita; Hb - Hornblenda; Or- Ortoclásio; Pl- Plagioclásio; Qz- Quartzo.....	29
Figura 08 -	Variação textural dos litotipos Granitos Tipo I: (a) Quartzo-sienito com piroxênio inequigranular e isotrópico (amostra MV-83A); (b) Quartzo-monzonito porfírico. Destacam-se os fenocristais de feldspato alcalino dispersos na matriz fina a microgranular (amostra MV-83C).....	31
Figura 09 -	(a) Cristais prismáticos de hornblenda de cor verde escura (luz natural); (b) Cristais de titanita apresentando hábito losangular subédrico. Ti- Titanita....	32
Figura 10 -	(a) Dacito porfírico, isotrópico mesocrático do Grupo Iriri (amostra MV-80); (b) Fotomicrografia exibindo textura porfírica com matriz afanítica....	33
Figura 11 -	(a) Cristal subanguloso de quartzo apresentando embaiamentos (centro da fotografia); (b) Cristal de biotita com aspecto esponjoso (canto superior esquerdo).....	34
Figura 12 -	Cristais de zircão analisados da amostra de Granito tipo A (MV-85).....	37
Figura 13 -	Diagrama de idade vs. zircão analisados de Granito tipo A (MV-85).....	37
Figura 14 -	Cristais de zircão analisados da amostra MV-84 (Granito tipo I).....	39

Figura 15 - Diagrama de idade vs. cristais de zircão analisados da amostra MV-84 .....	39
Figura 16 - Cristais de zircão analisados da amostra MV-80 (Grupo Iriri).....	41
Figura 17 - Diagrama de idade vs. cristais de zircão analisados da amostra MV-80.....	42
Figura 18 - Gráfico da idade (Ga) <i>versus</i> $\epsilon$ Nd com os dados das amostras analisadas. Curvas DM e CHUR de acordo com DePaolo (1981).....	47

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	12
1.1	APRESENTAÇÃO.....	12
1.2	LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	16
1.3	OBJETIVOS.....	16
1.4	MATERIAIS E MÉTODOS.....	18
<b>1.4.1</b>	<b>Pesquisa Bibliográfica</b> .....	18
<b>1.4.2</b>	<b>Etapa de Campo</b> .....	18
<b>1.4.3</b>	<b>Petrografia</b> .....	18
<b>1.4.4</b>	<b>Método de evaporação de Pb em cristais de zircão</b> .....	18
<b>1.4.5</b>	<b>Método Sm-Nd em rocha total</b> .....	21
<b>2</b>	<b>GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	22
	PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL (PAC).....	24
<b>3</b>	<b>GEOLOGIA LOCAL</b> .....	26
3.1	GRANITOS TIPO A.....	27
3.2	GRANITOS TIPO I.....	27
3.3	GRUPO IRIRI.....	28
<b>4</b>	<b>PETROGRAFIA</b> .....	28
4.1	GRANITOS TIPO A.....	28
4.2	GRANITOS TIPO I.....	31
4.3	GRUPO IRIRI.....	33
<b>5</b>	<b>GEOCRONOLOGIA</b> .....	35
5.1	EVAPORAÇÃO DE Pb EM CRISTAIS DE ZIRCÃO.....	35
<b>5.1.1</b>	<b>Granito Tipo A</b> .....	35
<b>5.1.2</b>	<b>Granito Tipo I</b> .....	38
<b>5.1.3</b>	<b>Grupo Iriri</b> .....	41
5.2	Sm-Nd EM ROCHA TOTAL.....	44
<b>6</b>	<b>DISCUSSÃO</b> .....	47
<b>7</b>	<b>CONCLUSÕES</b> .....	52
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	54
	<b>ANEXO</b> .....	59
	<b>ANEXO A</b> .....	60

## 1. INTRODUÇÃO

### 1.1. APRESENTAÇÃO

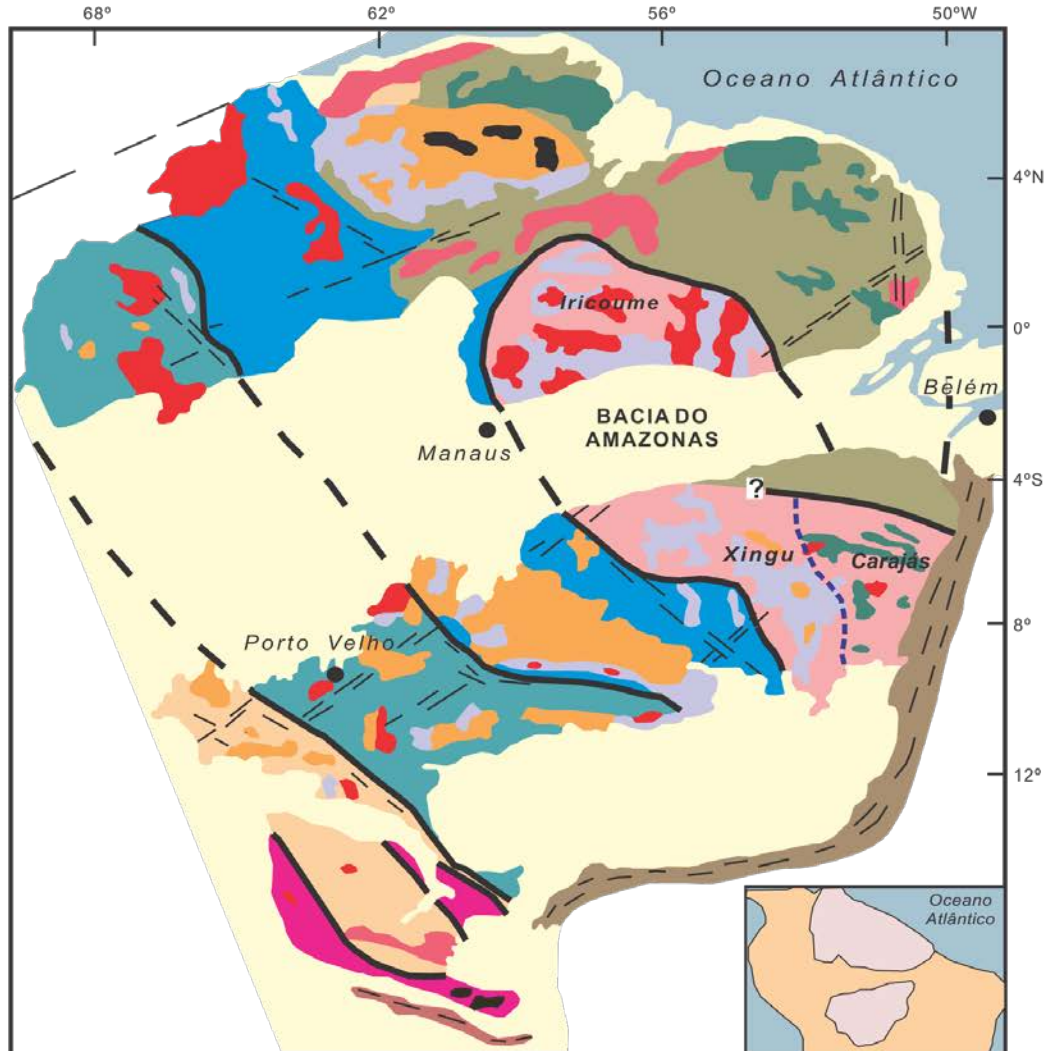
O Cráton Amazônico (ALMEIDA et al., 1981) foi palco, no Paleoproterozoico, de uma das maiores atividades magmáticas félsicas do mundo, englobando aproximadamente metade do território nacional. Ele é dividido em dois escudos pré-cambrianos, Brasil Central e das Guianas, separados pela Bacia paleozoica do Amazonas. Tassinari e Macambira (1999) e Tassinari et al. (2000) propuseram a compartimentação do Cráton em seis províncias geocronológicas. Santos et al. (2000) propuseram um modelo similar, mas com diferenças nas denominações e limites das províncias. É inegável a importância de mais estudos geológicos e isotópicos para melhor definição dos limites das províncias geocronológicas e compreensão dos processos de evolução crustal e suas implicações tectônicas em escala regional.

A área de estudo desse trabalho está inserida na Província Amazônia Central (PAC) (Fig. 1), uma das seis províncias propostas por Tassinari e Macambira (op.cit.) e Tassinari et al. (op.cit). Estes mesmos autores definem essa província como sendo o núcleo mais antigo do Cráton Amazônico não afetado pelo ciclo Transamazônico e, a dividem em dois blocos: Carajás, a sudeste do cráton; e Iricoumé-Xingu, formado pela faixa de direção SE-NW que vai da região a oeste do bloco Carajás ao Estado de Roraima, sendo parcialmente coberta pela bacia do Amazonas. A região do presente estudo está inserida no Domínio Iriri-Xingu (VASQUEZ et al., 2008a) que corresponde a porção sul da Província Amazônia Central definida por Santos et al. (2000). Pode-se considerar que a característica mais proeminente do Domínio Iriri-Xingu (DIX) é a expressiva associação vulcano-plutônica de idade orosiriana e caráter intracontinental, representada principalmente pelas rochas vulcânicas e piroclásticas do Grupo Iriri e pelos granitóides de filiação alcalina (Tipo A) e cálcio-alcalinas de alto K (Tipo I) (Fig. 2). Faz-se necessário também destacar a Província Ventuari-Tapajós (PVT) que faz contato a oeste com a PAC. Ela é interpretada como um arco magmático oceânico e direção NW-SE dominante, formado entre 1,95 e 1,8 Ga, a partir de processos de diferenciação mantélica (TASSINARI; MACAMBIRA, op.cit.; SANTOS et al., op.cit).

Dados de geocronologia de zircão (U-Pb e Pb-Pb) para as rochas do Grupo Iriri, granitos tipo A e tipo I da PAC e das províncias geocronológicas adjacentes, especialmente a PVT, fornecem idades de cristalização de cerca de 1,88 Ga (DALL'AGNOL et al., 1999; LAMARÃO et al., 2002; MOURA et al., 1999; PAIVA JR. et al., 2006; PINHO et al., 2006;

SANTOS et al., 2001; TEIXEIRA et al. 2002b; VASQUEZ et al. 1999). Contudo, na porção leste da PVT ocorrem rochas vulcânicas (Formação Vila Riozinho, ca. 2,0 Ga, LAMARÃO

**Figura 1** - Esboço das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico



#### PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS

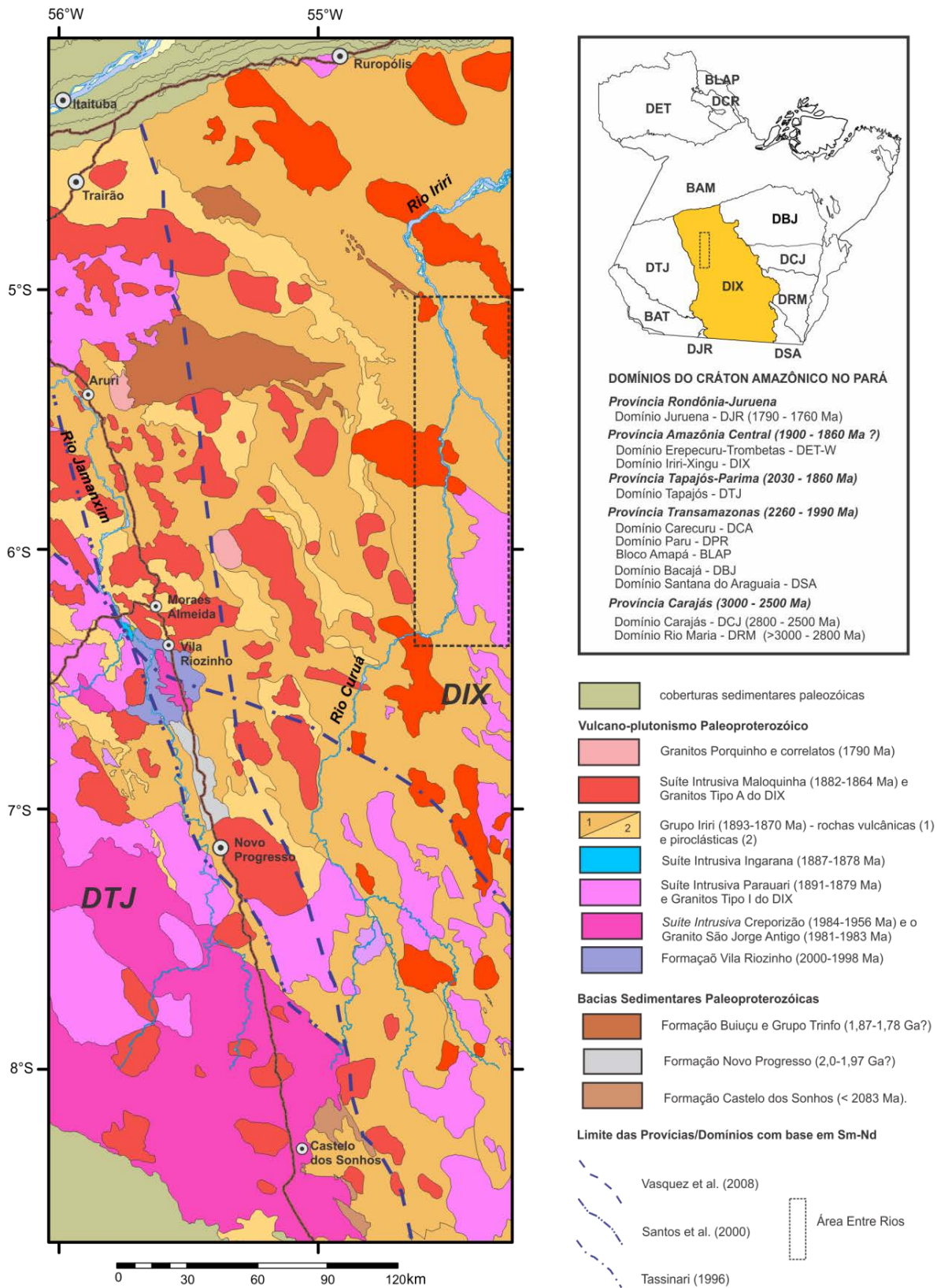
- Amazônia Central (> 2,5 Ga)
- Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,9 Ga)
- Ventuari-Tapajós (1,9-1,8 Ga)
- Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga)
- Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,3 Ga)
- Sunsás (1,25-1,0 Ga)
- Limite dos Blocos Carajás e Iricoumé-Xingu
- Altos estruturais do embasamento
- Lineamentos estruturais

#### UNIDADES GEOLÓGICAS

- Coberturas fanerozóicas
- Granitóides
- Coberturas sedimentares pré-cambrianas
- Vulcanismo ácido e intermediário
- Vulcanismo máfico
- Greenstone belts
- Complexos granulíticos
- Faixas neoproterozóicas

Fonte: Tassinari e Macambira (2004).

**Figura 2** - Compartimentação dos domínios tectônicos do Pará e mapa geológico da região do limite oeste do Domínio Irixi-Xingu, com localização da área de estudo e os limites entre Províncias/Domínios propostos com base em dados isotópicos de Sm-Nd.



Fonte: Vasquez et al. (2008b), baseado em Santos et al. (2000).

et al., 2002) e granitos (Granito São Jorge Antigo, *ca.* 1,98 Ga, LAMARÃO et al, 2002), e na parte sudeste do DIX, granitos (Suíte Intrusiva Vila Rica, *ca.* 1,97 Ga, PADILHA; BARROS, 2008) e rochas vulcânicas (*ca.* 1,99 Ga, ALVES; MARTINS, 2010) cerca de 100 m.a. mais antigos. Localmente, no leste da PVT ocorrem granitos tipo A estaníferos cerca de 90 m.a. mais jovens (Granito Porquinho, *ca.* 1,79 Ga, SANTOS et al., 2004) que ainda não foram identificados na PAC, mas no D IX ocorrem granitos tipo A com depósitos de estanho (Granito São Pedro do Iriri), a leste da área de estudo.

As rochas de embasamento da PAC no Bloco Iricoumé-Xingu (Fig.1) são pouco conhecidas, principalmente no D IX, onde suas exposições são raras devido à extensa cobertura de rochas vulcânicas do Grupo Iriri e as intrusões de granitos paleoproterozoicos (TASSINARI, 1996; TASSINARI et al. 2000; TASSINARI; MACAMBIRA, 1999, 2004; VASQUEZ et al., 2008a).

A investigação das rochas fontes dos limites das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico é fundamental para o entendimento de sua evolução crustal. Assim, dados de Sm-Nd têm sido usados como ferramenta para obter informações sobre as fontes das rochas da PAC que mostram contraste com as fontes das rochas da PVT e, assim, permitem esboçar limites entre essas províncias. Os isótopos de Nd indicam fontes paleoproterozoicas ( $T_{DM}$  de 2,2-1,9 Ga) juvenis ou com pouca participação de crosta mais antiga para as rochas da PVT, enquanto as rochas da PAC apresentam fontes crustais arqueanas ( $T_{DM}$  de 3,1-2,5 Ga) (TASSINARI 1996, SATO; TASSINARI, 1997). Dados Sm-Nd mais recentes para as rochas vulcânicas e granitos de 2,0-1,88 Ga do Domínio Tapajós (DTJ), bloco sul da PVT (SANTOS et al., 2000; LAMARÃO et al., 2005), e para as rochas de *ca.* 1,88 Ga do DIX e adjacência da região de São Felix do Xingu (TEIXEIRA et al., 2002a,b; VASQUEZ, 2006) corroboram este contraste. Da mesma forma, os dados mais recentes têm levado seus autores a propor mudanças no traçado do limite entre as duas províncias (Fig. 2).

Esse trabalho tem o escopo de identificar as idades de formação das rochas amostradas, assim como, avaliar os tipos de fontes (crustal x mantélica) dessas rochas, e com isso colaborar na investigação do limite da PAC com a PVT. Este limite está mal definido, em especial devido aos poucos dados disponíveis para a região. Ela conta basicamente com alguns levantamentos geológicos das décadas de 70 e 80, dos quais se destacam os trabalhos de Forman et al. (1972) e Pessoa et al. (1977), e mais recente, com os trabalhos de Vasquez (2006) e Vasquez et al. (2008b), atestando uma carência de mapeamentos geológicos sistemáticos para a região. O presente estudo envolverá análises isotópicas de evaporação de

Pb em cristais de zircão e Sm-Nd em rocha total dos granitos tipo I, tipo A e das rochas vulcânicas da região entre os rios Iriri e Curuá (Fig. 2), parte central do DIX que corresponde ao segmento sudoeste do Bloco Xingu-Iricoumé da PAC.

## 1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

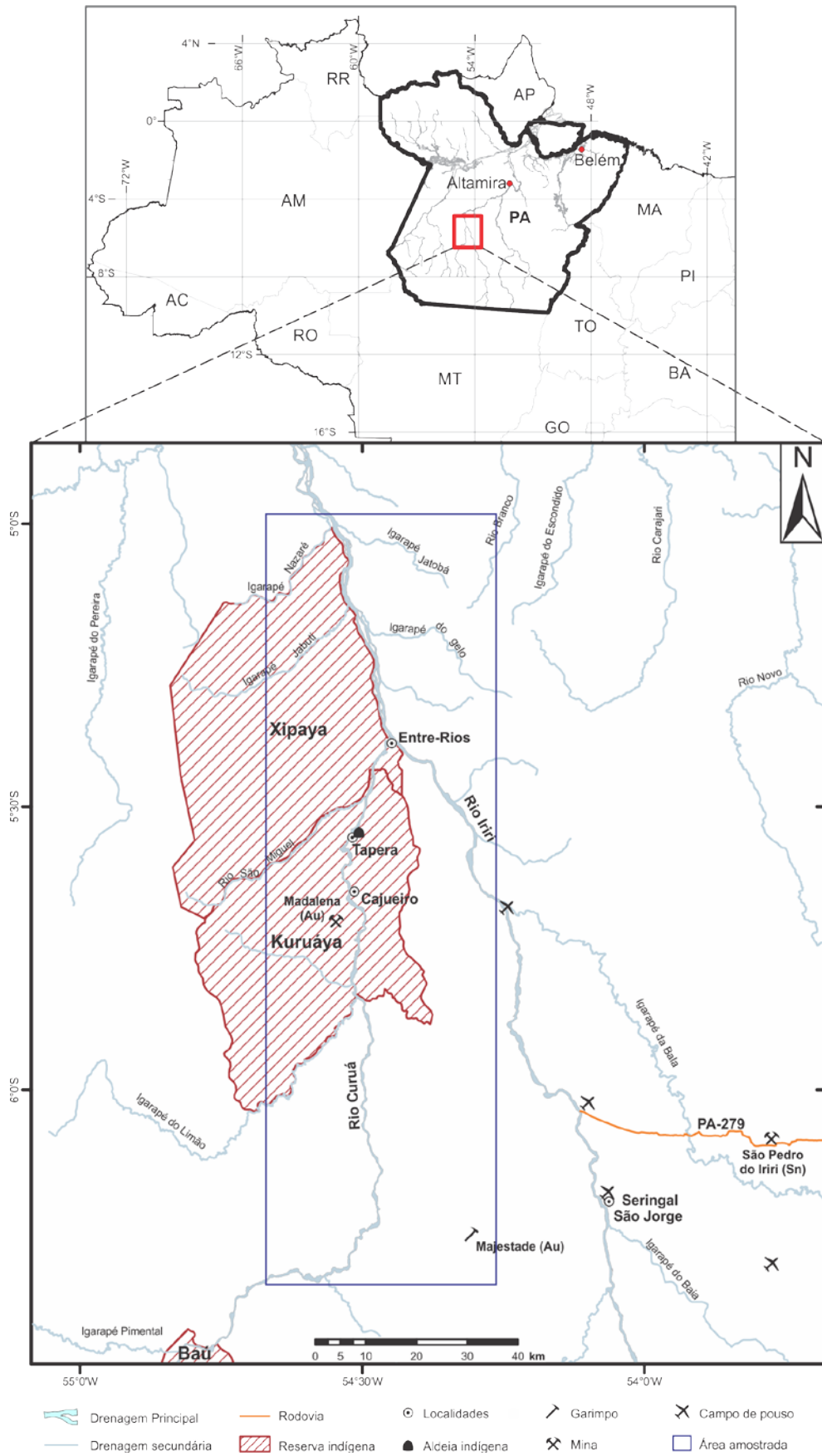
A área de estudo, intitulada Entre-Rios, está localizada no município de Altamira (Estado do Pará), a sudoeste de sua sede, entre os paralelos  $05^{\circ}00''\text{S}$  e  $06^{\circ}30''\text{S}$ , na altura do meridiano  $54^{\circ}30''\text{W}$ . (Fig. 3). A área é cortada pelos rios Iriri e Curuá, principais rotas de acesso. A rodovia PA-279 (a sudeste) não faz contato com o médio curso dos rios Iriri e Curuá às proximidades das reservas indígenas Xipayá e Kuruáya, onde as amostras desse trabalho foram coletadas. Assim, o acesso aos afloramentos amostrados torna-se possível apenas por meios aéreos e/ou fluviais.

## 1.3. OBJETIVOS

Este trabalho tem como principal objetivo estabelecer o tempo de formação da crosta continental da região Entre-Rios (sudoeste do município de Altamira-Pa) e, assim, discutir os limites entre as províncias Amazônia Central e Ventuari-Tapajós e contribuir para o conhecimento da evolução do cráton Amazônico como um todo. Para isso, os seguintes objetivos secundários serão perseguidos:

- Refinar o conhecimento dos litotipos reconhecidos na região a partir da descrição macro e microscópica das rochas estudadas.
- Definir as idades de cristalização das rochas pertencentes aos litotipos mais representativos de cada unidade litológica que ocorre na área de estudo.
- Determinar a idade de extração do manto do material que deu origem às rochas que ocorrem na área de estudo, e discutir os processos de acreção e retrabalhamento crustal.
- Elaborar uma proposta para evolução de parte do setor sudeste do Cráton Amazônico e avaliar do limite entre a porção meridional das Províncias Amazônia Central e Ventuari-Tapajós a partir do conjunto de dados levantados neste trabalho e da confrontação com os modelos anteriormente propostos nos trabalhos de Tassinari (1996), Santos et al. (2000) e Vasquez et al (2008a).

Figura 3 - Mapa de localização da área de estudo.



Modificado de Vasquez et al. (2008b).

## 1.4. MATERIAIS E MÉTODOS

### 1.4.1. Pesquisa bibliográfica

A pesquisa bibliográfica foi realizada anterior e concomitantemente às fases de obtenção e interpretação dos dados. Foi consultada bibliografia sobre a evolução do Cráton Amazônico e geologia da região onde se localiza a área de estudo. Esta etapa se estendeu ao longo de todo o trabalho com consulta a atlas de mineralogia e de textura de rochas ígneas, artigos sobre os métodos de geocronologia e análise isotópica e temas pertinentes à geotectônica da América do Sul, em especial aqueles similares ao da área de estudo. O trabalho contou ainda com o SIG do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará<sup>1</sup>, como base para confecção da maioria dos mapas apresentados, aqui, em forma de figuras e anexo.

### 1.4.2. Etapa de campo

Devido à disponibilidade de informações geológicas (amostras de rochas e lâminas delgadas), somado ao difícil acesso à região de estudo (apenas aéreo ou fluvial), não foi realizada etapa de campo nesse trabalho. A área conta com base geológica atualizada (Fig. 2).

As informações de campo foram levantadas pelo professor orientador Moacir Macambira (UFPA) e os geólogos Marcelo Vasquez (CPRM) e Jaime Barbosa (CPRM) durante a execução do projeto Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará (VASQUEZ et al., 2008b), patrocinada pela CPRM, entre o período de outubro a novembro de 2002, e durante a tese de doutorado do geólogo Marcelo Vasquez (VASQUEZ, 2006).

### 1.4.3. Petrografia

A análise petrográfica consistiu em caracterizar, macroscópica e microscopicamente, quanto a cor, índice de cor, granulação, mineralogia e textura, 23 amostras representativas da variação composicional e distribuição geográfica das rochas da área de estudo. Foram distinguidas paragêneses e texturas ígneas e de alteração pós-magmática, hidrotermal e intempérica. A quantidade dos minerais foi estimada visualmente, e a classificação foi com base no diagrama QAPF para rochas plutônicas e vulcânicas (LE MAITRE, 2002; STRECKEISEN, 1976,1978).

### 1.4.4. Método de evaporação de Pb em cristais zircão

O método de evaporação de Pb em cristais de zircão foi aplicado no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso) seguindo o mesmo princípio

do método desenvolvido por Kober (1986, 1987), utilizando-se um espectrômetro de massa de ionização termal Finnigan MAT262.

Os concentrados de cristais de zircão para análise foram obtidos após processo prévio de britagem, moagem e pulverização das amostras de rocha, e peneiramento nas frações entre 0,075mm e 0,250mm que foi dividida em três outras frações: 0,075 - 0,125mm; 0,125 - 0,180mm e 0,180 - 0,250mm. As duas primeiras frações foram utilizadas nas etapas seguintes e a última foi arquivada. Na fase seguinte de concentração, os minerais passaram por uma separação magnética (imã de mão e separador magnético Isodinâmico Frantz) e por densidade (elutriação e bromofórmio). Após o processo de concentração, procedeu-se a triagem manual dos cristais de zircão através do uso de lupa binocular. Os cristais de zircão foram fotografados em um microscópio petrográfico em luz natural e aumentos de 20 e 40X. Os grãos a serem analisados foram selecionados com base na forma, tamanho, estrutura interna e grau de fratura e metamictização.

O método de evaporação de Pb utiliza um sistema de duplo filamento de rênio, sendo um deles utilizado para o processo de evaporação, e o outro para a ionização. Os cristais escolhidos são depositados individualmente nos filamentos de evaporação que, depois de introduzidos no espectrômetro de massa são gradativamente aquecidos em diferentes etapas de evaporação. Com o aumento da temperatura o Pb presente no retículo cristalino do mineral é liberado (ou evaporado), ficando retido no filamento de ionização (em temperatura ambiente durante a etapa de evaporação). As temperaturas de evaporação utilizadas são normalmente de 1450°C, 1500°C e 1550°C. Na etapa seguinte, desliga-se o filamento de evaporação e inicia-se o aquecimento do filamento de ionização, em geral a temperaturas entre 950°C e 1150°C, podendo chegar até 1200°C, dependendo do comportamento de cada amostra. Em seguida, as intensidades dos diferentes isótopos são medidas com um contador de íons na sequência de massa:  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  e  $^{204}\text{Pb}$ , gerando um bloco de razões isotópicas com 8 razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  em cinco varreduras, em um máximo de cinco blocos por etapa de evaporação. Para cada etapa de evaporação é obtida uma idade a partir da média das razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . A idade de uma amostra é então calculada a partir da média das razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtidas, em geral, nas etapas de maior temperatura de evaporação de cada grão analisado.

Os resultados são apresentados com desvios a  $2\sigma$  e as correções do Pb comum são feitas mediante uso do modelo de evolução do Pb em estágio duplo proposto por Stacey e Kramers (1975), utilizando a razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

Os dados obtidos são tratados estatisticamente segundo princípios metodológicos estabelecidos no Pará-Iso (GAUDETTE et al., 1998). Resultados de blocos, etapas ou cristais podem ser eliminados do cálculo final da idade segundo alguns critérios. Entre eles destacam-se os seguintes:

- 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 ou inicial.
- São eliminados blocos com desvios superiores a  $2\sigma$  em relação à média das idades dos cristais de zircão.
- Faz-se, além disso, a eliminação subjetiva, onde são desprezados blocos, etapas de evaporação, ou cristais que apresentem idades discordantes da média das idades obtidas nas temperaturas mais altas da maioria das análises.

#### **1.4.5. Método Sm-Nd em rocha total**

A preparação das amostras e análise pelo método Sm-Nd foi realizada nos laboratórios da Universidade Federal do Pará. As amostras de rocha analisadas foram primeiramente fragmentadas com martelo em pedaços medindo de 3 a 7 cm, quando foram removidas as capas de alteração que poderiam interferir nos resultados. Foram então britadas e posteriormente pulverizadas a  $< 200$  mesh, num moinho de anéis tipo Shatter Box.

Posteriormente procedeu-se a abertura química da amostra e a separação química dos elementos Sm e Nd, seguindo os procedimentos descritos por Oliveira et al. (2008).

Aproximadamente 100 mg de amostra foram misturadas a solução de traçador misto  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$  em bombas da marca Bolhender® que possuem um cadinho interno com capacidade de 20 mL. Na primeira etapa de abertura química foi realizada dissolução da amostra com 1 mL de  $\text{HNO}_3^{**}$  (bidestilado) concentrado e 3 mL de  $\text{HF}^{**}$  concentrado, em forno de microondas por 36 minutos a uma potência 400 W.

Após evaporação da solução em uma chapa aquecedora a  $100^\circ\text{C}$ , foi realizada a segunda etapa de abertura química com a mesma mistura de ácidos e com a mesma rotina de aquecimento no forno de microondas. Após resfriamento e evaporação da solução, 3 mL de  $\text{HCl}^{**}$  6N foram adicionados e a bomba foi introduzida no forno de microondas para a terceira etapa de dissolução nas mesmas condições de aquecimento.

Após evaporação a  $100^\circ\text{C}$ , 3 mL de  $\text{HCl}^{**}$  2N foram introduzidos e evaporados até a secura, o resíduo sólido foi dissolvido com 1 mL de  $\text{HCl}^{**}$  2N e a solução foi centrifugada por 20 minutos. Uma alíquota de 0,5 mL desta solução foi retirada e evaporada a  $100^\circ\text{C}$  e

novamente dissolvida com 100  $\mu$ L de HCl\*\* 2N para ser, em seguida, introduzida na coluna de separação.

A etapa de separação dos elementos Sm e Nd ocorreu em duas fases: separação dos elementos terras raras (ETRs) e a separação dos elementos Sm e Nd. A separação dos ETRs foi realizada em coluna de teflon preenchida com 2 mL de resina catiônica Biorad Dowex 50W-X8. A alíquota de 0,5 mL de amostra, previamente dissolvida em 100  $\mu$ L de HCl\*\* 2N, foi introduzida na coluna, seguida de 17,5 mL de HCl\*\* 2N. Para a eluição dos ETRs, foram acrescentados 5 mL de HNO<sub>3</sub>\*\* 3N e os ETRs foram coletados na fração seguinte de 6 mL de HNO<sub>3</sub>\*\* 3N. A solução coletada foi evaporada e a amostra foi dissolvida novamente com 100  $\mu$ L de uma mistura HNO<sub>3</sub>\*\* 7N + HCl\*\* concentrado, para a separação dos elementos Sm e Nd na segunda fase do procedimento de separação química.

Os elementos Sm e Nd foram separados dos outros ETRs e purificados por cromatografia de troca iônica em coluna de teflon similar à coluna precedente, preenchida com 2 mL de resina aniônica Dowex AG1-X4. A solução amostra de terras raras foi introduzida na coluna e 6,9 mL da mistura HNO<sub>3</sub>\*\* 7N + HCl\*\* concentrado foram acrescentados e descartados. A fração de Sm foi coletada em cadinho de teflon com 4 mL de HNO<sub>3</sub>\*\* 7N + HCl\*\* concentrado. Posteriormente foram adicionados e descartados mais 4 mL da mistura ácida e a eluição da fração concentrada de Nd foi realizada com a adição de 7 mL de HNO<sub>3</sub>\*\* 7N + HCl\*\* concentrado. Após esta coleta, 5 mL de HNO<sub>3</sub>\*\* 1N foram adicionados na coluna para a limpeza da resina. As frações concentradas de Sm e Nd coletadas foram evaporadas. Em seguida, 1 mL de HNO<sub>3</sub>\*\* concentrado foi adicionado em cada fração e as soluções foram novamente evaporadas.

As análises espectrométricas contaram com o ICP-MS (*inductively coupled plasma - mass spectrometer* ou espectrômetro de massa - plasma induzido acoplado) do modelo Neptune da Thermo Finnigan, equipado com 9 copos Faraday, uma multiplicadora de elétrons e cinco contadoras de íon do tipo MIC (multi íon channel) do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso).

## 2. GEOLOGIA REGIONAL

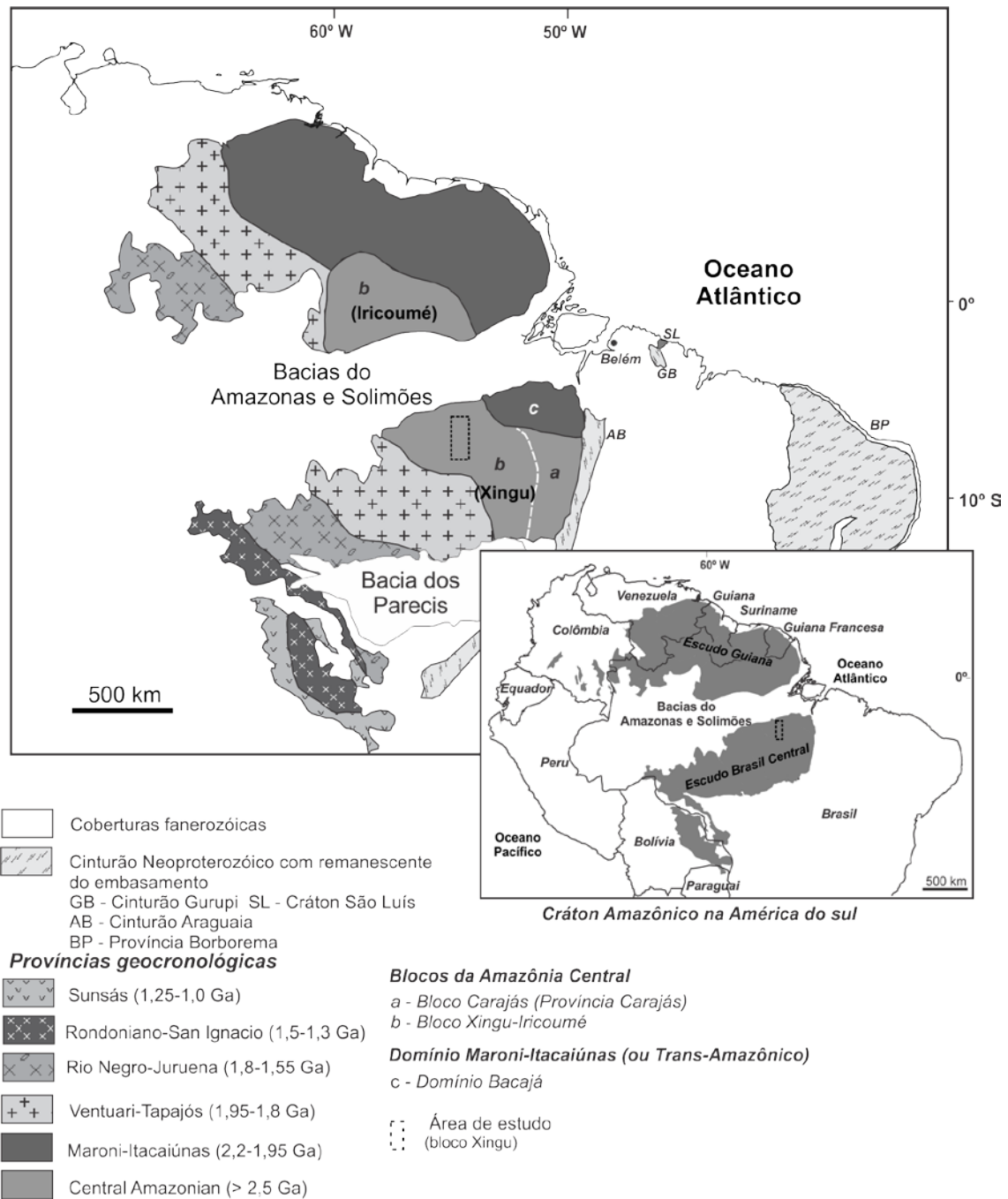
O Cráton Amazônico, uma das maiores áreas cratônicas do mundo, está localizado na parte norte da América do Sul. Encontra-se dividido pelas bacias paleozoicas do Solimões e Amazonas, em dois escudos pré-cambrianos: o Escudo das Guianas, ao norte, e o Escudo Brasil Central, ao sul. O cráton é limitado por cinturões orogênicos neoproterozoicos: o Tucavaca, a noroeste, Paraguai, a sul, e Araguaia (ou Araguaia-Tocantins), a leste (Fig. 4). Esta unidade geotectônica é bastante expressiva no Pré-cambriano da Plataforma Sul-americana. Trata-se de um núcleo antigo circundado por províncias proterozoicas com mais de 1,0 Ga (ALMEIDA et al., 1976, 2000).

O cráton foi formado por microcontinentes (blocos Imataca, Carajás e Xingu-Iricoumé) amalgamados pelas faixas orogênicas paleoproterozoicas de 2,2 a 1,95 Ga (Província Maroni-Itacaiúnas). Sucessivos arcos magmáticos correspondentes às províncias Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena e parte da Rondoniana-San Ignácio foram acrescentados entre 1,95 e 1,45 Ga e estão relacionados à subducção de litosfera oceânica a leste, resultante da convergência das massas continentais a oeste (TASSINARI; MACAMBIRA, 1999; 2004). Estes mesmos autores relatam ainda que a Província Amazônia Central (onde se localiza este trabalho) é composta por crosta continental mais antiga do Cráton Amazônico não afetada pela orogenia transamazônica. O modelo de Santos et al. (2000), revisto em Santos (2003), propõe mudanças de nomes e limites para as províncias geocronológicas, além de particularidades para a formação de algumas províncias. Contudo, este trabalho tem semelhanças com as defendidas pelos pesquisadores da USP e UFPA sintetizadas em Tassinari e Macambira (2004).

A Província Maroni-Itacaiúnas (PMI) situa-se imediatamente a nordeste e a norte da Província Amazônia Central (Fig. 4). Essa província constitui uma grande extensão de crosta paleoproterozoica com frações arqueanas, composta em parte por rochas vulcânicas e sedimentares deformadas e metamorfizadas em fácies xisto-verde a anfíbolito, e por granulitos e terranos gnáissicos migmatíticos (TASSINARI; MACAMBIRA, op.cit.). No sudeste do cráton (ao norte da Serra dos Carajás), seu contato com a Província Amazônia Central é, ainda, pobremente conhecido devido a informações geológicas limitadas e falta de dados geocronológicos.

A Província Ventuari-Tapajós, dividida pelas bacias do Solimões e Amazonas, apresenta-se paralelamente disposta entre as Províncias Amazônia Central e Rio Negro-Juruena, e

**Figura 4** - Mapa das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico.



Modificado de Vasquez et al. (2008d) - baseado em Tassinari e Macambira (2004).

limitada, a nordeste, pela a PMI (Figs. 1 e 4). A PVT corresponde a um arco magmático que foi acrescentado ao protocráton Amazônico que consistia das províncias Amazônia Central e Maroni-Itacaiúnas (TASSINARI et al., 2000). Esta província, como um todo, exibe um padrão geocronológico um pouco mais jovem do que a PMI, com idades estendendo-se de 2,0 Ga a 1,8 Ga (TASSINARI; MACAMBIRA, 1999).

Santos et al. (2004), adotando o modelo de Santos et al. (2000) que designa uma província similar pelo nome Tapajós-Parima, a subdivide em quatro domínios: Matupá, Tapajós, Uaimiri e Parima. O embasamento desses domínios é composto por granitóides com deformação dúctil, rochas de médio a alto grau e rochas supracrustais de 2,03 a 1,96 Ga e rochas vulcânicas e granitos (tipos I e A) de 2,0 a 1,86 Ga (SANTOS et al., 2004; VASQUEZ et al., 2008c)

#### PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL (PAC)

A Província Amazônia Central representa o núcleo mais antigo do Cráton Amazônico com formação anterior a 2,3 Ga, e não afetada por orogêneses do ciclo Transamazônico (2,15 - 1,9 Ga, ALMEIDA et al., 2000). No entanto, durante o Paleoproterozoico foi cenário de expressivos eventos magmáticos e sedimentares (TASSINARI; MACAMBIRA, 1999; TASSINARI et al., 2000). Tassinari e Macambira (2004) dividiram esta província nos blocos Carajás e Xingu-Iricoumé.

O Bloco Carajás está limitado, a leste, pelo cinturão neoproterozóico Araguaia, a norte pela PMI, a sul e a oeste é parcialmente coberta pelas rochas sedimentares da Bacia de Parecis (Fig. 4) e pelas rochas vulcânicas paleoproterozoicas do Grupo Iriri. Esse bloco pode ser dividido em dois domínios distintos: Rio Maria e Carajás, formados e estabilizados tectonicamente no Mesoarqueano e Neoarqueano, respectivamente (SANTOS, 2003; TASSINARI; MACAMBIRA, 1999, 2004; TASSINARI et al., 2000). O Domínio Rio Maria é caracterizado por associações tipo terreno granito-*greenstone* (ALTHOFF et al. 2000; SANTOS, 2003; SOUZA et al., 2001). O Domínio Carajás é constituído por uma associação de alto grau que representa o embasamento mesoarqueano de seqüências metavulcano-sedimentares (*greenstone belts*) neoarqueanos e complexos máficos-ultramáficos associados (SANTOS, 2003). Vasquez et al. (2008a) compilaram os dados das associações dos dois domínios e o denominaram de Província Carajás, de acordo com a compartimentação tectônica do Craton Amazônico proposta por Santos et al. (2000) e Santos (2003).

O Bloco Xingu-Iricoumé é um domínio de *trend* NW-SE, paralelo às PMI e PVT. Está limitado pelo Bloco Carajás a SE e dividido pelas bacias Solimões e Amazonas (Figs. 1 e 4). O domínio é pobremente conhecido e os poucos resultados geocronológicos disponíveis foram obtidos principalmente através dos métodos Rb-Sr e K-Ar (TASSINARI et al. 2000). Nesse bloco dominam rochas vulcânicas e granitóides paleoproterozoicos, não metamorfizados e localmente cobertos por seqüências sedimentares. O embasamento regional raramente aflora (TASSINARI; MACAMBIRA, 2004; VASQUEZ et al., 2008a). A inclusão desse

bloco na PAC tem como base a suposta idade “pré-transamazônica” (>2,3 Ga) do embasamento proposta em função de algumas idades-modelo de Nd ( $T_{DM}$ ) superiores a 2,5 Ga de riodacitos e intrusões graníticas do setor sul desse bloco (SATO; TASSINARI, 1997), o que contrasta com as rochas da PVT que a bordeja, a oeste.

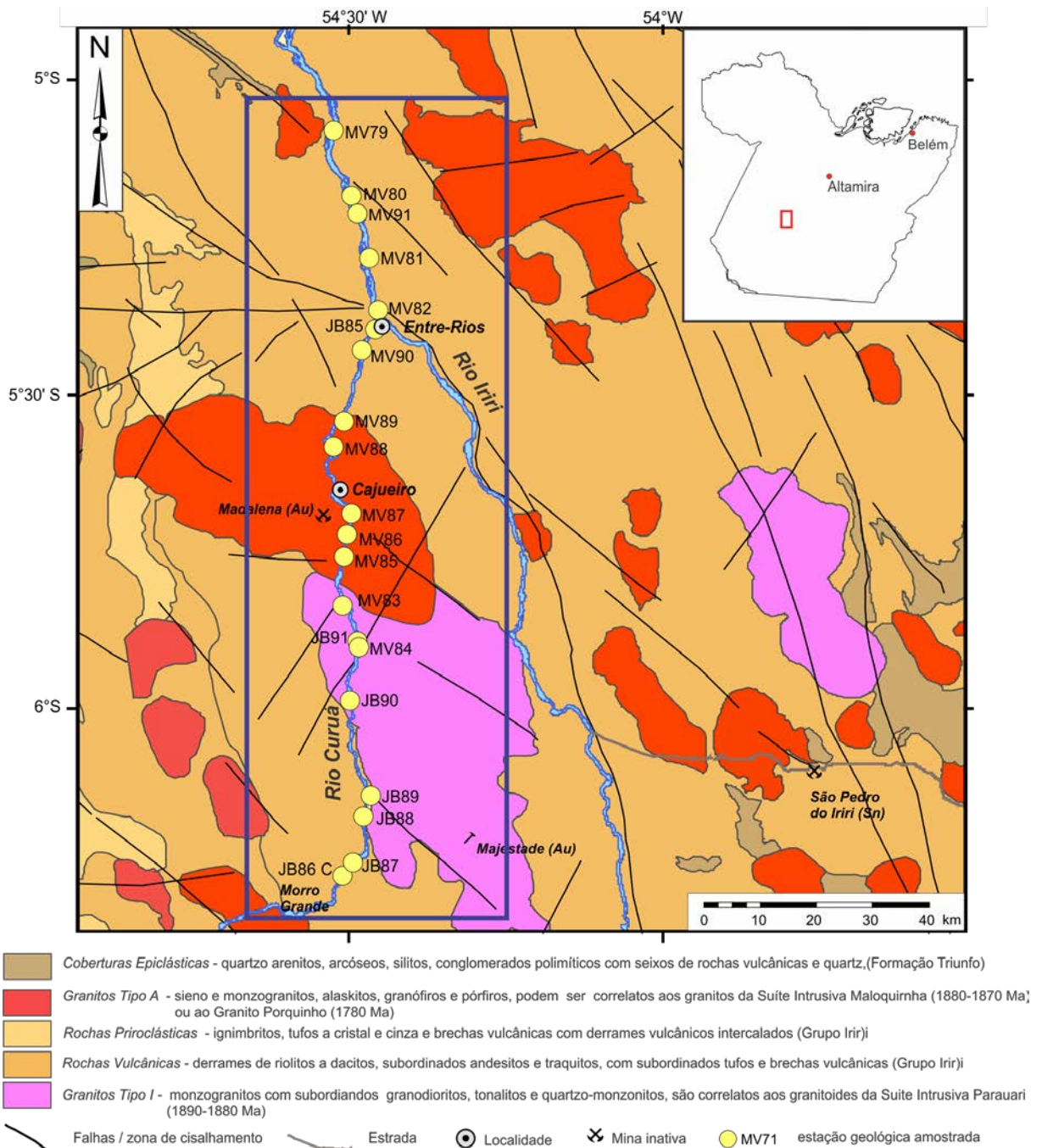
Vasquez et al. (2008a) consideram que a característica mais proeminente dessa região da PAC é a expressiva associação vulcano-plutônica de idade orosiriana (1,90-1,86 Ga) de caráter intracontinental. Eles dividem a PAC no Domínio Iriri-Xingu, na porção meridional da província e Domínio Erepecuru-Trombetas na porção ao norte da Bacia do Amazonas (Anexo A).

O Domínio Iriri-Xingu (DIX), de acordo com Vasquez et al. (2008c), é composto por rochas vulcânicas do Grupo Iriri e da Formação Sobreiro, granitóides Tipo A e Tipo I Indiferenciados, e os granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. O Grupo Iriri é a unidade mais expressiva do DIX e o mais abrangente da área de estudo (Fig. 2). Foi originalmente proposto por Forman et al. (1972), na região dos rios Iriri e Curuá, no oeste do DIX, como Formação Iriri que foi posteriormente elevado a categoria de Grupo por Pessoa et al. (1977). No Domínio Tapajós essa unidade é dividida nas formações Salustiano e Aruri, e no DIX, onde ocorre mais expressivamente, ainda é considerada como unidade indivisa. O Grupo Iriri é constituído essencialmente por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas predominantemente félsicas com idades entre 1,89 e 1,87 Ga. Os Granitóides Tipo A Indiferenciados são compostos por leucosienogranitos, mesopertita granitos, sieno e monzogranitos, apresentam idades de 1,88 a 1,86 Ga e uma associação litológica semelhante aos granitos de filiação alcalina ou do tipo A, típica de ambiente extensional pós-orogênico ou anorogênico. Os Granitóides Tipo I Indiferenciados, que são compostos predominantemente por monzogranitos com biotita, carecem de dados geocronológicos e dispõem somente de uma idade isocrônica Rb-Sr de 1,92 Ga, podendo ser correlacionados com os últimos registros de magmatismo cálcio-alcalinos da porção oriental do Cráton Amazônico (ex. Suíte Intrusiva Parauari no Domínio Tapajós).

### 3. GEOLOGIA LOCAL

A área de estudo está situada entre os paralelos 05°00''S e 06°30''S, centrada pelo meridiano 54°30''W, no município de Altamira - PA. As amostras estudadas provêm de afloramentos que ocorrem principalmente em forma de lajedos, por vezes com blocos e matacões associados, ao longo dos rios Iriti e Curuá (Fig. 5).

**Figura 5** - Mapa geológico da região dos rios Iriti e Curuá, com a localização da área de estudo e pontos de amostragem de rocha.



Modificado de Vasquez et al. 2008b

Nessa área são identificados basicamente seis litotipos, que consistem de rochas ígneas plutônicas e vulcânicas. As rochas plutônicas representam aproximadamente 40% da área, e são compostas por granitos, monzogranitos, quartzo-monzonitos e sienitos que são aqui agrupados em dois tipos de granitóides, granitos Tipo A e Tipo I. Os 60% restantes da área são recobertos pelas rochas vulcânicas, enquadradas por Vasquez et al. (2008c) no Grupo Iriri, compostas por dacitos e riodacitos.

### 3.1. GRANITOS TIPO A

Silva et al. (1974) individualizaram corpos graníticos circulares na porção centro-sul do Pará, no interflúvio dos rios Iriri e Xingu. Eles denominaram esses corpos de Ananás, Bom Destino, Triunfo e São Pedro do Iriri e os correlacionaram a unidade Granito Velho Guilherme. Em trabalhos subseqüentes, estes granitos foram correlacionados às suítes intrusivas Maloquinha, Rio Dourado e Tarumã (CUNHA et al., 1981; FARACO et al., 2004; FERREIRA et al., 2004; RIZZOTO et al., 2004). Neste trabalho optou-se pela designação Granitos Tipo A Indiferenciados de Vasquez et al. (2008c) para agrupar estes corpos graníticos do Domínio Iriri-Xingu.

As rochas dessa unidade são formadas por granitóides predominantemente monzograníticos de cor cinza esbranquiçada, leucocráticos a mesocráticos, de granulação média a grossa e aspecto isotrópico, variando de inequigranulares e porfiríticos a equigranulares. Essa unidade ocorre na forma de corpos elipsoidais e arredondados irregulares, principalmente no centro-oeste e a norte, e restritamente a sudoeste da área de estudo. Com auxílio de produtos de sensores remotos esses corpos se destacam pelo relevo acidentado e cupuliforme.

### 3.2. GRANITOS TIPO I

No interflúvio dos rios Xingu, Iriri e Curuá afloram corpos graníticos que foram correlacionados por diversos autores (FARACO et al., 2004; FERREIRA et al., 2004; RIZZOTO et al., 2004; MACAMBIRA et al., 1997) à Suíte Intrusiva Parauari. Neste trabalho optou-se pela denominação Granitos Tipo I, como foi adotada por Vasquez et al. (2008c).

Esta unidade ocorre restritamente a sudeste da área. É composta por monzogranitos e sienogranitos de cor cinza clara a rosa esbranquiçado, com granulação média a grossa, inequigranulares e hipidiomórficos. Essas rochas apresentam, além dos minerais essenciais (quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino), biotita, anfibólio e clino-piroxênio em proporções relevantes. Na interpretação dos produtos de sensores remotos nota-se que essa unidade apresenta relevo predominantemente colinoso tipo cupuliforme e localmente arrasado.

### 3.3. GRUPO IRIRI

O Grupo Iriri, originalmente definido como Formação Iriri por Forman et al, (1972), ocorre extensivamente na área de estudo. É a unidade de maior expressão, sendo representada pelas rochas vulcânicas compostas de riolitos e dacitos, que são mesocráticos, porfiríticos com matriz microgranular a af anítica, de coloração marrom clara e f enocristais de plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, biotita e anfibólio, subédricos a anédricos e transparentes a translúcidos.

Em produto de sensores remotos esta unidade apresenta relevo arrasado, com eventuais cristas aleatórias de direção NW-SE.

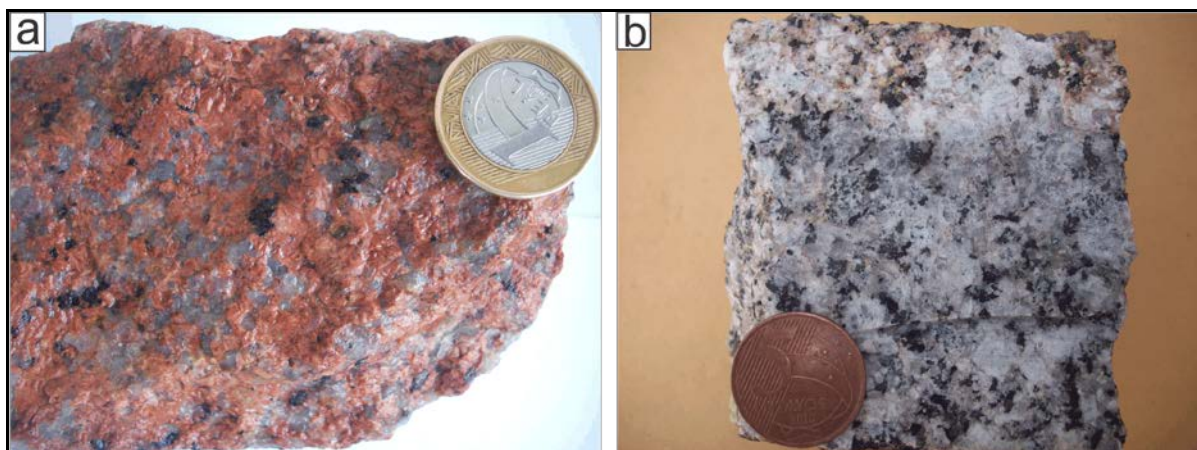
## 4. PETROGRAFIA

As amostras descritas, macroscópica e microscopicamente, foram agrupadas em três unidades litoestratigráficas de acordo com suas feições de campo, textura e composição mineralógica. São elas: os Granitos tipo A, formados por feldspato alcalino granito a monzogranito, presentes a cen tro-oeste e n ordeste da área de estudo; os Granitos tipo I, compostos por sienitos, sienogranitos e quartzo-monzonitos, apresentando-se como um corpo intrusivo de dimensões batolíticas à sudeste da área; e as rochas vulcânicas do Grupo Iriri, de composição dacíticas a riodacíticas que recobrem mais de sessenta por cento da área de estudo.

### 4.1. GRANITOS TIPO A

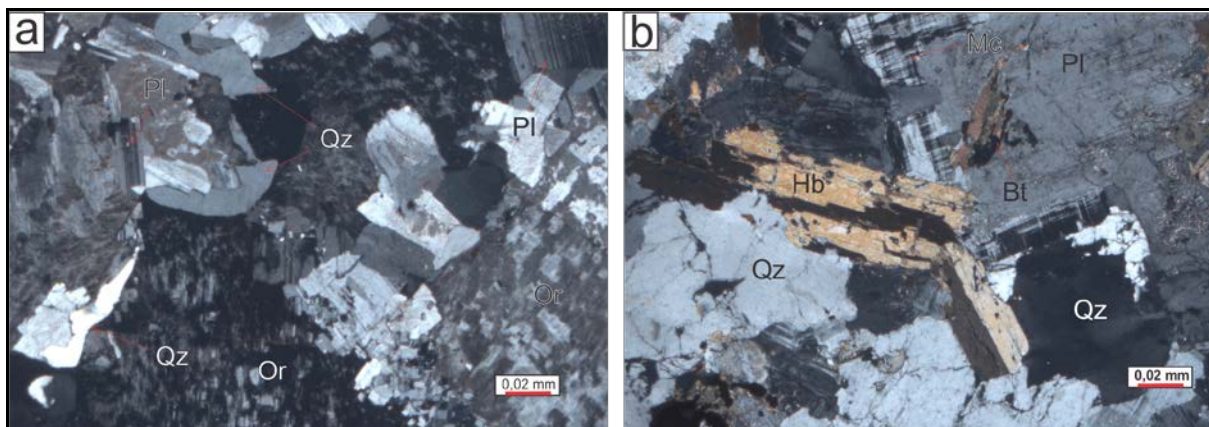
A unidade mapeada como Granitos Tipo-A por Vasquez et al. (2008c) varia de feldspato alcalino granito a monzogranito, passando por termos quartzo-monzoníticos com biotita e anfibólio. São granitos cinza esbranquiçados leucocráticos, com subordinados termos mesocráticos e hololeucocráticos, de cores rosadas e acinzentadas. Apresentam granulação média a grossa e aspecto isotrópico, variando de inequi a equigranulares (Figs. 6a, b). Macroscopicamente, os minerais observados são plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo e minerais máficos (predominantemente biotita e anfibólio). O plagioclásio tem cor cinza claro, levemente esverdeado nos monzogranitos. O feldspato alcalino varia de “vermelho-carne” nos feldspato alcalino granitos, a cinza esbranquiçado nos termos quartzo-monzoníticos. Os minerais máficos são pouco comuns nos granitos, nos quais ocorrem em proporção menor que 5%. Nos monzogranitos, os máficos compõem de 10 a 25%, e nos quartzo-monzonitos chegam a apresentar-se em proporções maiores do que 30%.

**Figura 6** - Granitos Tipo A: (a) Sienogranito inequigranular, isotrópico, de cor “vermelho-carne” (amostra MV-79); (b) Hornblenda biotita monzogranito inequigranular e isotrópico (amostra MV-88).



Ao microscópio os granitos são inequigranulares hipidiomórficos com subordinados termos equigranulares alotriomórficos. A mineralogia essencial consiste de feldspato alcalino (20 - 40%), quartzo (20 - 35%) e plagioclásio (30 - 40%) e a varietal de biotita (5 - 15%) e anfibólio (5 -20%) (Figs. 7a, b). Os acessórios são representados por apatita, zircão, titanita e opacos; e os resultantes de alteração por argilo-minerais, clorita, sericita e epidoto.

**Figura 7** - (a) Sienogranito grosso, com cristais de ortoclásio levemente alterados para argilo-minerais em contato retos e lobados com quartzo intersticial; (b) Hornblenda-biotita monzogranito exibindo macla albita-periclina em cristais de microclínio, maclamento simples em cristais prismáticos de hornblenda e biotita inclusa em plagioclásio. Bt - Biotita; Hb - Hornblenda; Or- Ortoclásio; Pl- Plagioclásio; Qz- Quartzo.



O quartzo é anédrico a subédrico, com grãos de 1,5 a 5,0 mm, apresentando-se frequentemente fraturado e com extinção ondulante fraca. O contato com os cristais de anfibólio e biotita é retilíneo, e interpenetrativo, com os de feldspato. É comum a presença de quartzo intersticial (Fig. 7a), em contatos retilíneos com cristais de plagioclásio e feldspato alcalino.

O plagioclásio ( $An_{28-32}$ ) exibe cristais prismáticos subédricos a euédricos com 1,5 a 6,0 mm de comprimento e estão frequentemente zonados. Essa feição predomina entre os termos

de composição monzogranítica. Alteração para sericita, argilo-minerais e epidoto é comum, sendo mais evidente nos seus núcleos de composição mais albitica do que nas bordas.

O feldspato alcalino é prismático euédrico a subédrico e ocorre em dois tipos distintos: (1) o ortoclásio medindo de 3,5 a 6,5 mm com intercrescimento pertítico; e (2) o microclínio medindo de 2,0 a 5,5 mm, exibindo sua característica dupla macla albita-periclina (Fig. 7b). O feldspato do tipo 1 é predominante. Ele apresenta lamelas de exsolução de albita (pertitas) em cordões e vênulas que chegam a compor mais de 50% do volume dos cristais. O feldspato alcalino engloba parcialmente cristais de quartzo e faz contato retilíneo com o plagioclásio. A alteração para argilominerais é mais comum nos feldspatos do tipo (1), principalmente nas lamelas de intercrescimento, porém, em ambos ocorre apenas de forma incipiente.

A biotita apresenta cor marrom e pleocroísmo entre amarelo pálido e marrom escuro, cor de interferência verde e hábito lamelar subédrico a anédrico. Quando alterada, resulta em clorita.

O anfibólio tem hábito prismático subédrico a euédrico, ângulo de extinção de 20° e mede de 1,5 a 5,0 mm. Ocorre na cor verde com pleocroísmo entre verde claro e verde escuro e cor de interferência amarela de 2° ordem. Alguns cristais apresentam maclamento simples (Fig. 7b). Comumente altera para biotita, epidoto e apatita. As propriedades diagnosticadas permitem classificar este anfibólio como hornblenda.

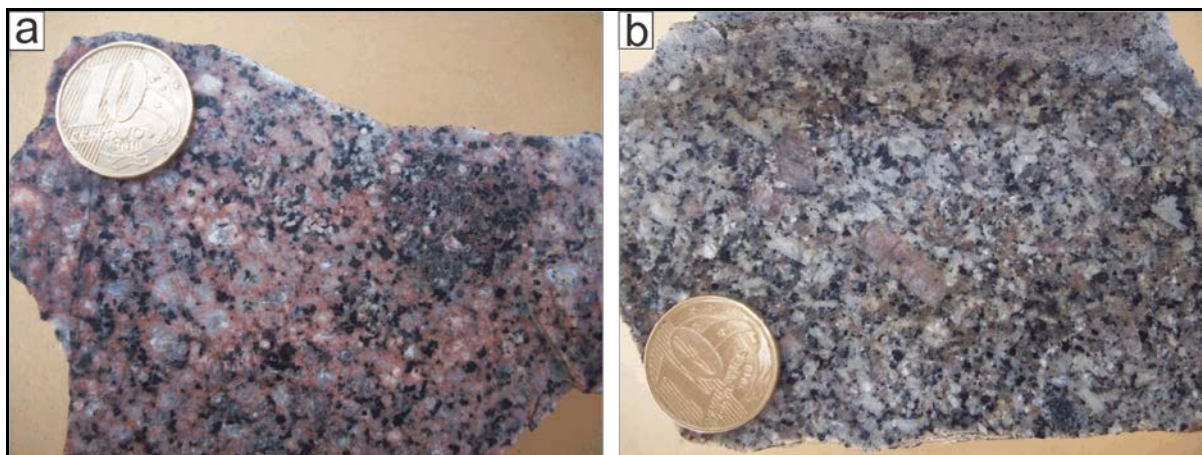
A titanita é milimétrica, marrom e subédrica, apresenta seu característico mascaramento em relação à cor de interferência e ocorre de forma primária ou secundária, como produto da alteração de minerais opacos e do anfibólio. A apatita apresenta hábito acicular frequentemente particionada e assim como a titanita, associa-se aos minerais opacos e ao anfibólio, sendo que nos opacos é comum apresentar-se como inclusões. O zircão é prismático e está frequentemente fraturado.

Os minerais oriundos de alteração são os argilo-minerais, clorita, sericita e epidoto. A clorita é verde, resultante da alteração da biotita, mostra hábito fibroso, cor de interferência azulada e ocorre interdigitada à biotita. A sericita ocorre como pequenas palhetas associadas, predominantemente, ao plagioclásio. O epidoto apresenta-se como pequenos grãos incolores, de relevo alto, e cor de interferência muito alta a anômala e é encontrado principalmente nos núcleos dos cristais de plagioclásio e de anfibólio.

## 4.2. GRANITOS TIPO I

A unidade mapeada como granitos tipo I (Vasquez et al., 2008c) é composta predominantemente por monzogranitos, quartzo-monzonitos e sienogranitos com biotita e anfibólio; e restritamente por quartzo-sienitos com piroxênio. Variam de cores entre rosa esbranquiçado a cinza claro (Figs. 8a, b). O quartzo-sienito tem granulação média a grossa, cor rosa esbranquiçada e é inequigranular e hipidiomórfico. Os cristais de feldspato alcalino têm tons rosados e os de plagioclásio cinza esbranquiçado. Os termos monzo e sienograníticos têm granulação fina a média, são inequigranulares, hipidiomórficos e seus cristais, tanto de feldspato alcalino como de plagioclásio apresentam-se na cor branca.

**Figura 8** - Variação textural dos litotipos Granitos Tipo I: (a) Quartzo-sienito com piroxênio inequigranular e isotrópico (amostra MV-83A); (b) Quartzo-monzonito porfirítico. Destacam-se os fenocristais de feldspato alcalino dispersos na matriz fina a microgranular (amostra MV-83C).



Com o auxílio do microscópio nota-se que a assembléia mineral essencial é representada por quartzo (4 - 35%), plagioclásio (20 - 40%), ortoclásio e microclínio (40 - 70%) e clinopiroxênio (< 10%). Os minerais varietais são anfibólio (5 - 20%) e biotita (5 - 10%). Em menor proporção encontra-se ainda zircão, apatita, titanita e muscovita, além dos resultantes de alteração como argilo-minerais, sericita e epidoto.

O quartzo é anédrico, mede entre 0,5 e 3,0 mm, está frequentemente fraturado, apresentando extinção ondulante e às vezes encontra-se arranjado em um conjunto de grãos que margeiam a borda de outros minerais (frequentemente o plagioclásio).

O plagioclásio ( $An_{26-32}$ ) apresenta-se com hábito prismático subédrico a anédrico, medindo entre 0,5 e 4,0 mm, frequentemente contendo fraturas e zoneamento. Quando alterado, dá origem a argilo-minerais, sericita e epidoto, sendo mais evidente nos núcleos do

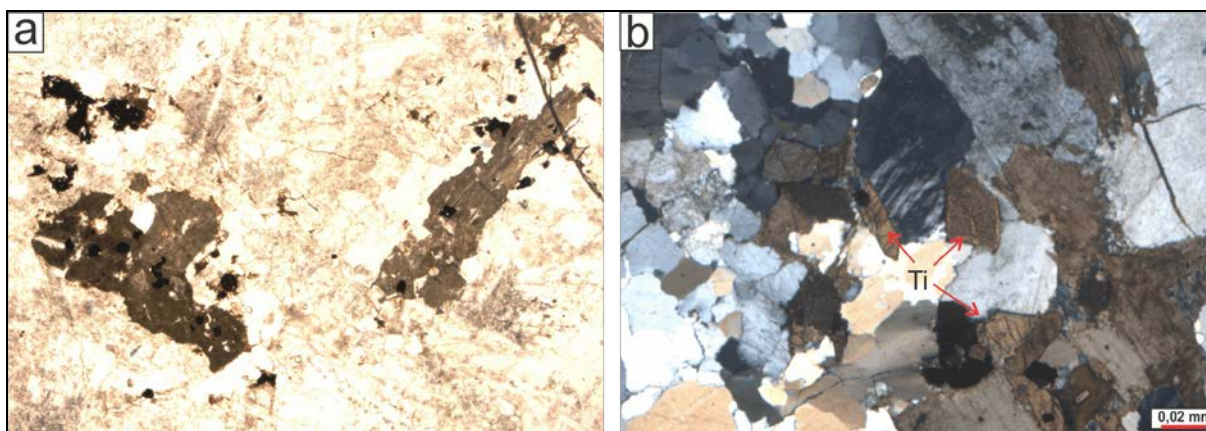
que nas bordas dos cristais. Ele ocorre também incluso em cristais de feldspato alcalino, geralmente com hábito tabular euédrico.

O feldspato alcalino apresenta-se como ortoclásio (2,5 - 6,0 mm) e microclínio (2,0 - 4,5 mm). A microclínio tem hábito subédrico. Em ambos é comum o intercrescimento perítico e zoneamento. Observa-se localmente a presença de textura poiquilítica na qual o plagioclásio e a hornblenda são os minerais comumente inclusos.

A biotita (0,5 - 2,0 mm) é marrom com pleocroísmo de amarelo claro a castanho escuro, hábito lamelar subédrico e às vezes apresenta inclusões de plagioclásio. A clorita ocorre como produto de alteração da biotita.

Os cristais de anfibólio são prismáticos subédricos, medem de 0,5 a 2,5 mm, possuem pleocroísmo entre marrom castanho a verde escuro (Fig. 9a) e ângulo de extinção de  $17^\circ$ . Apresentam inclusões de grãos euédricos de plagioclásio e apatita. Tratam-se provavelmente de hornblenda.

**Figura 9** - (a) Cristais prismáticos de hornblenda de cor verde escura (luz natural); (b) Cristais de titanita apresentando hábito losangular subédrico. Ti- Titanita.



O piroxênio presente é o clinoproxênio. São cristais prismáticos subédricos de 0,5 a 1,5 mm de comprimento com pleocroísmo castanho amarelado a marrom, ângulo de extinção de  $28^\circ$  e estão frequentemente fraturados.

A titanita ocorre na cor marrom castanho, euédrica a subédrica, frequentemente apresentando-se em forma losangular e medindo entre 0,5 a 2,0 mm (Fig. 9b).

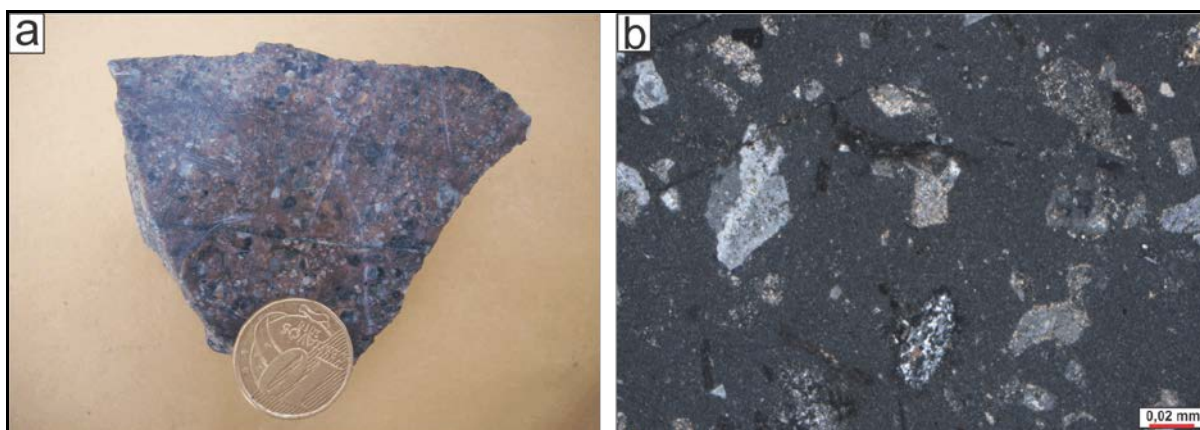
Além da titanita, os demais minerais acessórios são apatita, muscovita e zircão. A apatita é acicular e encontra-se inclusa no plagioclásio. A muscovita é incolor e anédrica, ocorre de forma primária, mas provavelmente é também de origem secundária, resultante da

alteração do plagioclásio. O zircão é prismático, subédrico a euédrico e ocorre de forma muito restrita.

#### 4.3. GRUPO IRIRI

As rochas vulcânicas coletadas na região Entre-Rios, referentes ao Grupo Iriri, são constituídas por riolitos e dacitos mesocráticos, porfiríticos com matriz microgranular a afanítica, de coloração marrom clara. Os fenocristais são, predominantemente subédricos a anédricos, e incolores a brancos (Figs. 10a, b).

**Figura 10** - (a) Dacito porfirítico, isotrópico mesocrático do Grupo Iriri (amostra MV-80); (b) Fotomicrografia exibindo textura porfirítica com matriz afanítica.



Essas rochas são essencialmente porfiríticas, com matriz de granulação fina, de microgranular a afanítica, alotriomórfica, composta por quartzo e feldspato (essencialmente), biotita e sericita. Os fenocristais são de plagioclásio (5 – 10%), feldspato alcalino (5 – 15%), biotita (10 – 20%), anfibólio (5 – 10%) e quartzo (< 2%). Em média, a proporção de matriz e fenocristais são equivalentes, ou seja, 50% de cada.

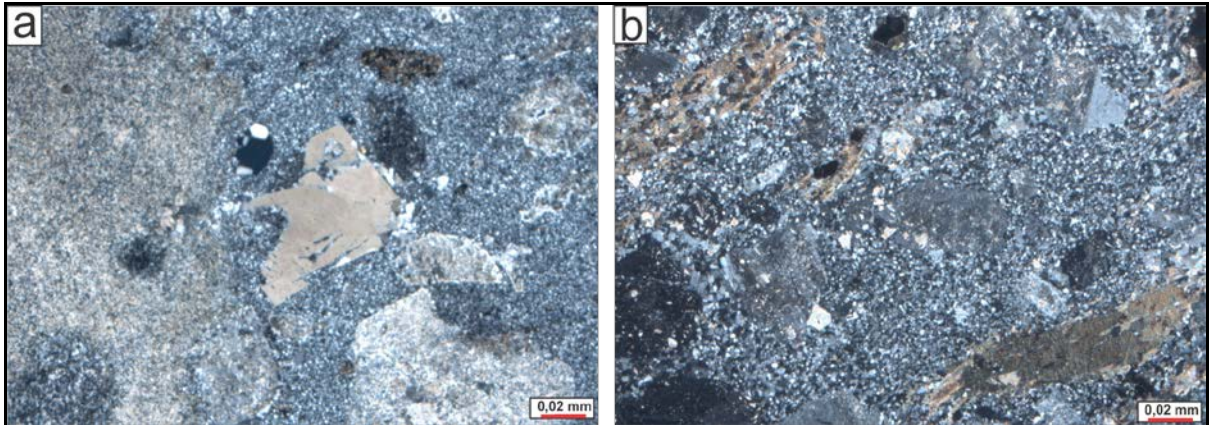
Os fenocristais de plagioclásio ( $An_{30-35}$ ) são prismáticos e subédricos, encontram-se dispersos na matriz e medem de 2,0 a 6,0 mm. Estão frequentemente zonados e apresentam moderada alteração para argilominerais, sericita e epidoto.

Os fenocristais de feldspato alcalino são bem menos abundantes e menores (1,0 - 2,5 mm) do que o plagioclásio, são tabulares, subédricos e estão pouco alterados. São provavelmente do tipo ortoclásio.

A biotita, que ocorre na matriz e em forma de fenocristais, mede de 0,2 a 1,5 mm, tem cor verde, pleocroísmo entre amarelo claro e castanho esverdeado e cor de interferência esverdeada. Seus cristais podem apresentar aspecto esponjoso (Fig. 11b), devido à grande abundância de inclusões.

Os fenocristais de quartzo são pouco frequentes medem de 0,2 a 1,0 mm, são subangulosos euédricos a subédricos e apresentam embaixamento ou reentrâncias de (golfos de reabsorção) (Fig. 11a).

**Figura 11** - (a) Cristal subanguloso de quartzo apresentando embaixamentos (centro da fotografia); (b) Cristal de biotita com aspecto esponjoso (canto superior esquerdo).



Os fenocristais de anfibólio são verdes, anédricos e milimétricos. Ocorrem frequentemente associados aos minerais opacos e comumente alterando para biotita e titanita.

Como minerais resultantes de alteração ocorrem argilo-minerais, sericita, epidoto, titanita e biotita. Argilo-minerais, sericita e epidoto estão presentes no plagioclásio, enquanto que titanita e biotita são produtos da alteração do anfibólio. Os dois tipos de biotita, a primária e a secundária, diferenciam-se pelo hábito e tamanho. A biotita primária mede em torno de 1,0 mm, ocorre como fenocristais e apresenta faces retilíneas. A biotita secundária é menor e anédrica, encontra-se predominantemente associada ao anfibólio, mas também ocorre dispersa na matriz.

## 5. GEOCROLOGIA

Neste capítulo são apresentados os resultados isotópicos Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total obtidos para as rochas das principais unidades geológicas estudadas.

### 5.1. EVAPORAÇÃO DE Pb EM CRISTAIS DE ZIRCÃO

Foram analisadas três amostras pelo método de evaporação de Pb em zircão, sendo selecionada uma amostra de cada unidade geológica que ocorre na área: Granitos Tipo A (MV-85), Granitos Tipo I (MV-84) e Grupo Iriri (MV-80). Utilizou-se como critério para seleção das amostras analisadas, o litotipo mais representativo de cada unidade de modo a abranger todas as unidades descritas.

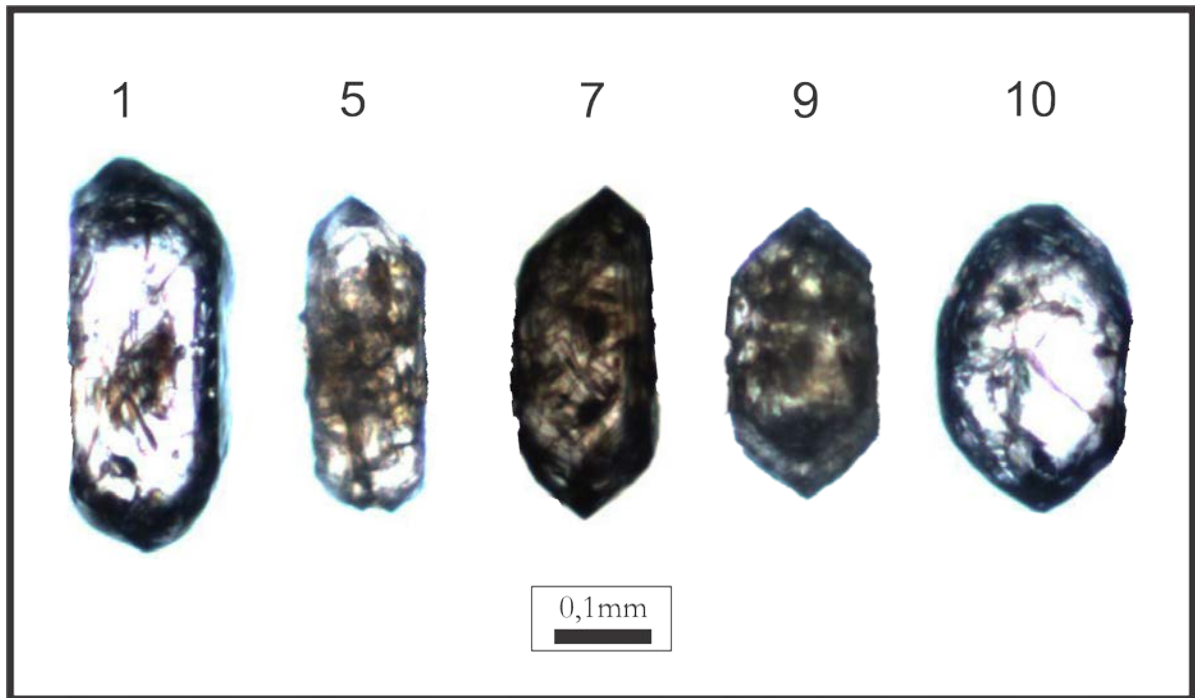
#### 5.1.1. Granito Tipo A

Dessa unidade foi analisada a amostra MV-85, que corresponde a um monzogranito com biotita e hornblenda, inequigranular e isotrópico. Dessa amostra foram selecionados 10 cristais de zircão, da fração entre 75 e 180  $\mu\text{m}$ . Em geral, os cristais apresentam-se com forma euédrica a subarredondada, hábito prismático pouco alongado a curtos e bipiramidais, são translúcidos e marrons, pouco fraturados e alguns apresentando-se com inclusões (Fig. 12).

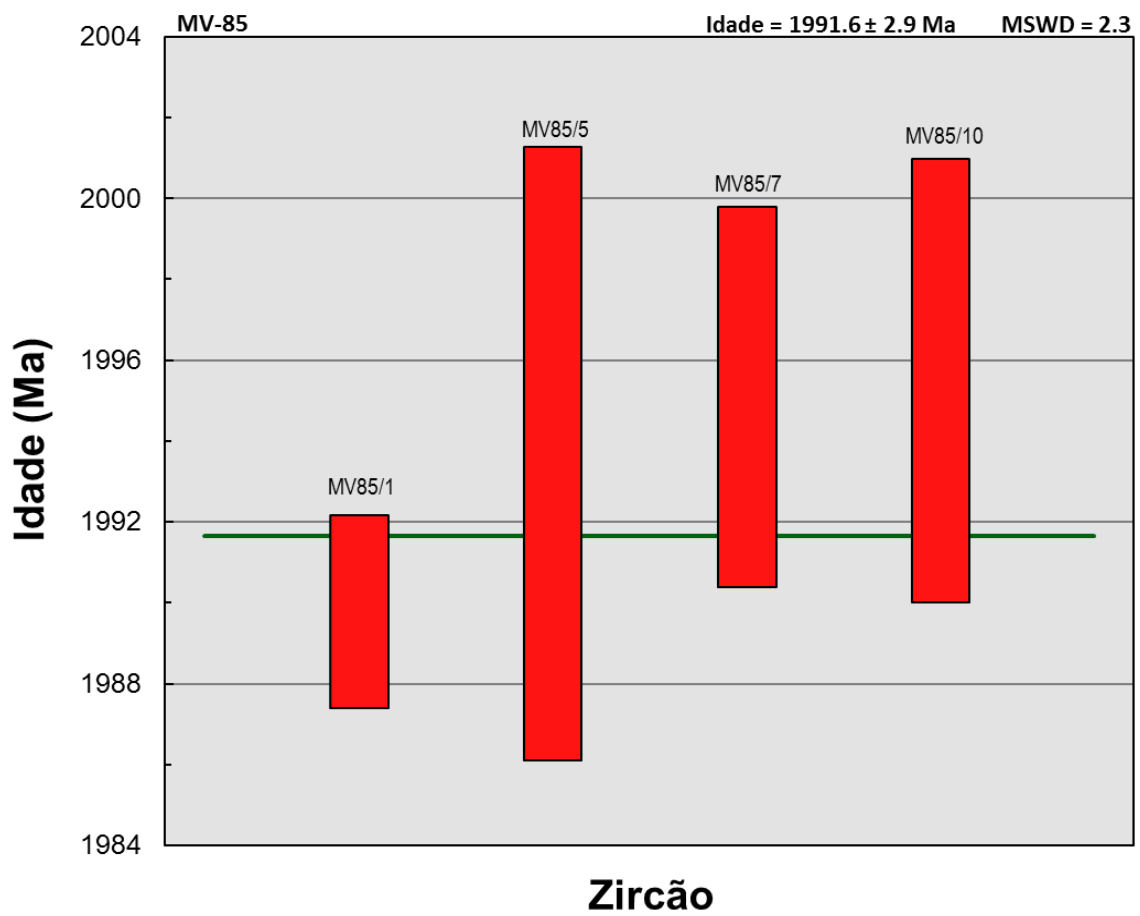
Os cristais de zircão analisados (Tabela 1) geraram dados isotópicos bastante reprodutíveis de um grão para outro. A partir dos dados isotópicos desses cristais foi definida a idade média de  $1992 \pm 3$  Ma (Fig. 13) para a amostra MV-85, com valores variando de 1989 Ma a 1995 Ma. O cristal 9 apresentou idade ( $1984 \pm 3$  Ma) abaixo da média, mesmo levando em conta a margem de erro. Esse cristal possivelmente sofreu perda contínua de Pb ligada a processos de metamictização, assim, não foi incluso no cálculo final da idade. O cristal 6 foi eliminado do cálculo final da idade por apresentar razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  superior a 0,0004.

A idade de  $1992 \pm 3$  Ma obtida para a amostra MV-85 é interpretada como idade de cristalização dessa rocha, ou seja, a idade de colocação do corpo granítico localizado no centro-oeste da área estudada (Fig. 5 e Anexo A).

**Figura 12** - Cristais de zircão analisados da amostra de Granito tipo A (MV-85).



**Figura 13** - Diagrama de idade vs. cristais de zircão analisados da amostra de Granito tipo A (MV-85).



**Tabela 1** - Resultados analíticos de evaporação de Pb em cristais de zircão da amostra MV-85 (Granito Tipo A).

Zircão	Temp. (°C)	Razões (d)	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	Idade (Ma)	$2\sigma$
<b>MV85/1</b>	*1450	0/38	0,000387	0,000008	0,17931	0,00080	0,12130	0,00032	1975,8	4,7
	*1500	0/38	0,000110	0,000004	0,22594	0,00253	0,12113	0,00042	1973,3	6,1
	<b>1550</b>	<b>30/30</b>	<b>0,000086</b>	<b>0,000005</b>	<b>0,25791</b>	<b>0,00063</b>	<b>0,12226</b>	<b>0,00016</b>	<b>1989,8</b>	<b>2,4</b>
<b>MV85/5</b>	*1500	0/36	0,000262	0,000023	0,20077	0,00295	0,12071	0,00029	1967,1	4,3
	<b>1550</b>	<b>30/30</b>	<b>0,000179</b>	<b>0,000017</b>	<b>0,22483</b>	<b>0,00145</b>	<b>0,12253</b>	<b>0,00052</b>	<b>1993,7</b>	<b>7,6</b>
MV85/6	#1450	0/6	0,000484	0,000558	0,12195	0,01835	0,14191	0,00753	2250,9	91,6
	#1500	0/16	0,000642	0,000018	0,15443	0,00115	0,12036	0,00116	1961,9	17,3
<b>MV85/7</b>	<b>1500</b>	<b>36/36</b>	<b>0,000117</b>	<b>0,000006</b>	<b>0,22755</b>	<b>0,00094</b>	<b>0,12263</b>	<b>0,00032</b>	<b>1995,1</b>	<b>4,7</b>
MV85/9	*1500	0/28	0,000214	0,000036	0,26118	0,00383	0,12189	0,00019	1984,3	2,8
<b>MV85/10</b>	<b>1500</b>	<b>36/36</b>	<b>0,000045</b>	<b>0,000027</b>	<b>0,21248</b>	<b>0,00088</b>	<b>0,12266</b>	<b>0,00038</b>	<b>1995,5</b>	<b>5,5</b>
<b>Total =</b>		<b>132/294</b>							<b>1991,6</b>	<b>2,9</b>

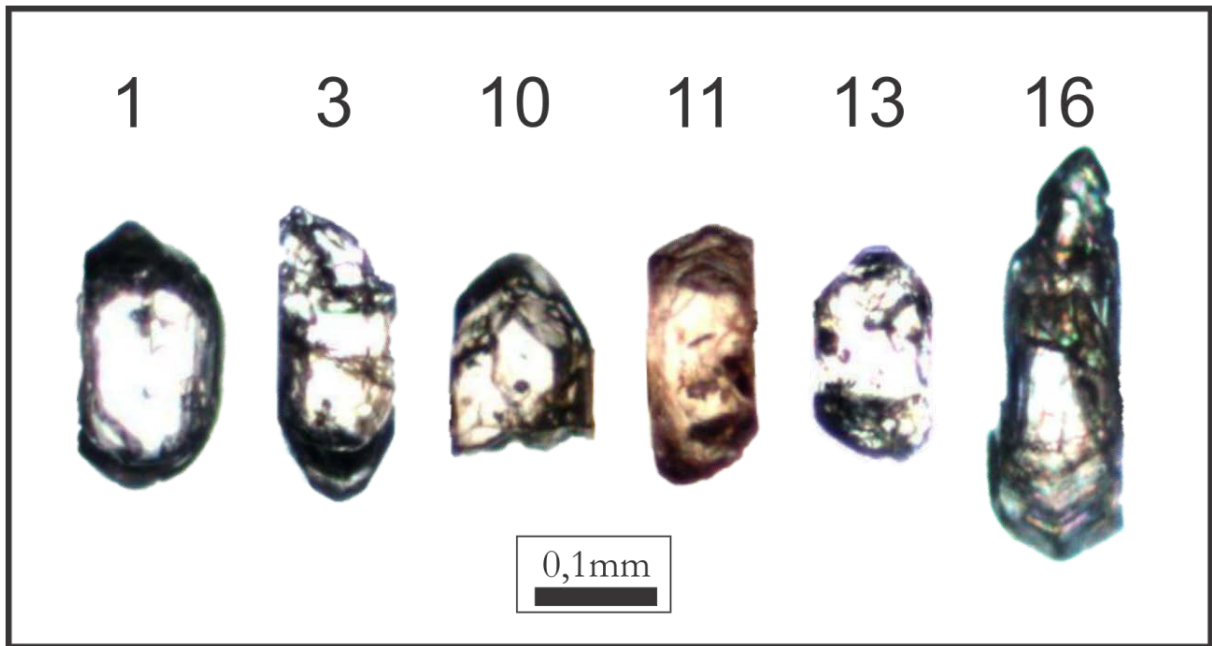
Notas: (c) - razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  corrigidas do Pb comum, (d) - total das razões isotópicas utilizadas no cálculo da idade / total de razões medidas durante a análise, (\*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente, (#) - etapa de evaporação eliminada por apresentar razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  superior a 0,0004.

### 5.1.2. Granito Tipo I

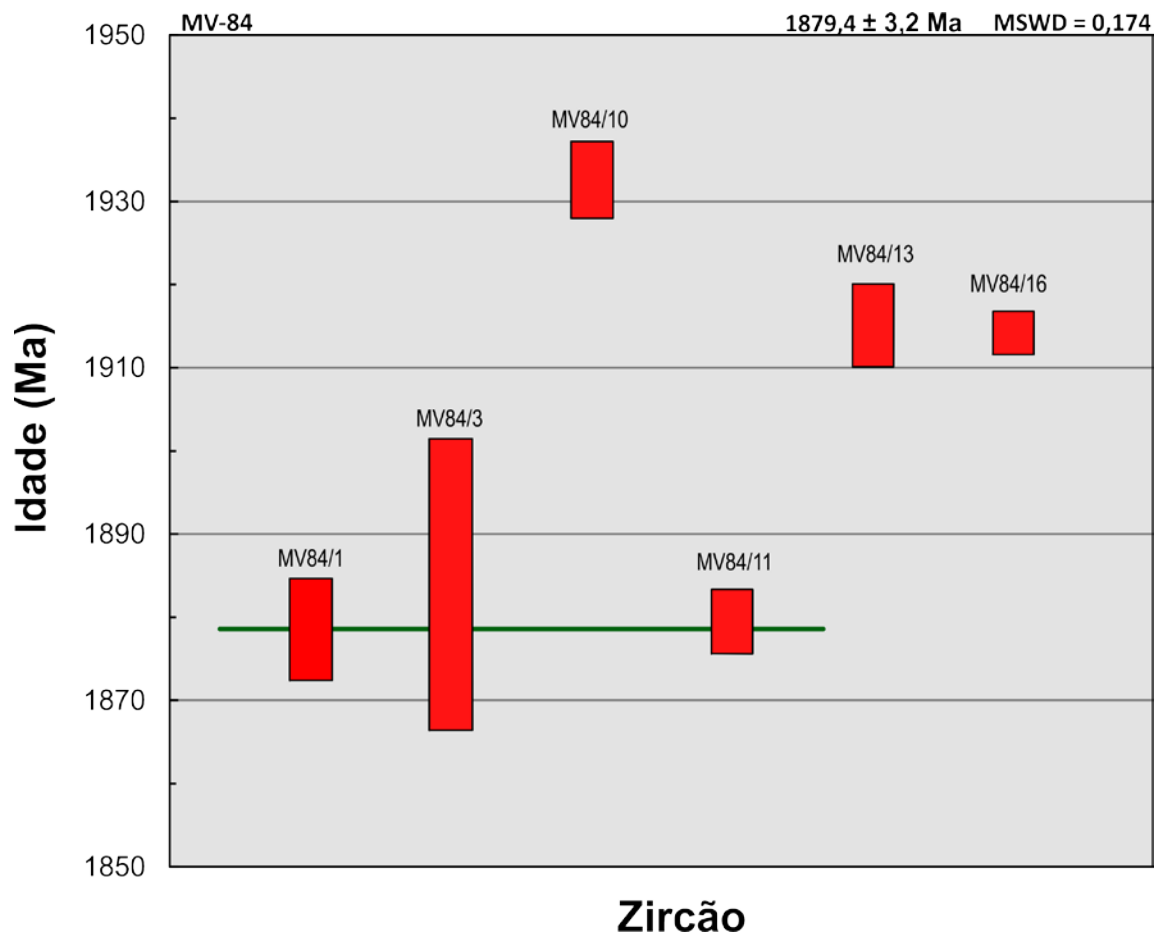
Da unidade Granito Tipo I foi analisada a amostra MV-84, que constitui um monzogranito com biotita, inequigranular e isotrópico. Dela, foram selecionados 18 cristais de zircão, extraídos da fração entre 75 e 180  $\mu\text{m}$ . Esses cristais apresentam, em geral, formas prismáticas pouco alongadas, bipiramidais, com faces irregulares e arestas abauladas. Alguns apresentam-se bem fraturados ou apenas como fragmento de cristal. São translúcidos e sem inclusões (Fig. 14).

Os resultados das análises geraram dois padrões diferentes de idade (Fig. 15). A idade mais baixa ( $1879 \pm 3$  Ma) foi obtida a partir de três cristais (1, 3 e 11) (Tabela 2), e a idade maior ( $\sim 1914$  Ma) a partir dos cristais 13 e 16, porém não se verifica uma clara diferença morfológica entre esses dois grupos, tanto o de maior, quanto o de menor idade. A idade maior pode ser interpretada como idade de cristais herdados de outra fonte que o magma que gerou a rocha MV-84. Da mesma forma, são interpretados os resultados dos cristais 10 e 12, que apresentaram idades maiores do que a dos dois padrões identificados. Portanto, a idade mais baixa de  $1879 \pm 3$  Ma parece ser a mais coerente dentre os dados obtidos para a amostra MV-84. Contudo, como os resultados de apenas três grãos foram utilizados no cálculo, sendo um deles com alto desvio (cristal 1), essa idade tem baixa exatidão e, por precaução, é aqui considerada com idade mínima do evento de cristalização dessa rocha, ou seja, idade de colocação do corpo monzogranítico localizado a sudeste da área de estudo (Fig. 5 e Anexo A).

**Figura 14** - Cristais de zircão analisados da amostra MV-84 (Granito tipo I).



**Figura 15** - Diagrama de idade vs. cristais de zircão analisados da amostra MV-84 (Granito Tipo I).



**Tabela 2** - Resultados analíticos da evaporação de Pb em cristais de zircão da amostra MV-84 (Granito Tipo I).

Zircão	Temp. (°C)	Razões (d)	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	( <sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb) <sub>c</sub>	2σ	( <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb) <sub>c</sub>	2σ	Idade (Ma)	2σ
<b>MV84/1</b>	<b>1500</b>	0/26	0,004018	0,000060	0,23283	0,00257	0,11490	0,00040	<b>1878,6</b>	<b>6,2</b>
MV84/2	#1450	0/8	0,005832	0,001568	0,00000	0,00000	0,07453	0,02495	1056,0	674,0
<b>MV84/3</b>	<b>1500</b>	14/14	0,000078	0,000003	0,23489	0,00351	0,11524	0,00113	<b>1884,0</b>	<b>17,6</b>
MV84/7	#1450	0/16	0,000931	0,000025	0,10420	0,00455	0,11160	0,00450	1825,9	73,2
	1500	34/34	0,000253	0,000038	0,18540	0,00114	0,11402	0,00029	1864,6	4,6
MV84/9	#1500	0/6	0,000712	0,000032	0,18004	0,00144	0,11476	0,00059	1876,4	9,3
MV84/10	1500	24/24	0,000136	0,000010	0,15966	0,00069	0,11842	0,00031	1932,7	4,6
<b>MV84/11</b>	*1450	0/26	0,000368	0,000031	0,20559	0,00168	0,11213	0,00086	1834,5	13,9
	<b>1500</b>	34/34	0,000130	0,000007	0,25644	0,00108	0,11496	0,00025	<b>1879,5</b>	<b>3,9</b>
MV84/12	*1450	0/38	0,000245	0,000049	0,04486	0,00334	0,13950	0,00066	2221,2	8,2
	*1500	0/34	0,000089	0,000019	0,12799	0,00120	0,17223	0,00167	2579,8	16,2
MV84/13	#1450	0/24	0,000955	0,000131	0,12874	0,00543	0,11571	0,00198	1891,3	30,7
	1500	28/28	0,000070	0,000007	0,20446	0,00054	0,11726	0,00033	1915,2	5,0
MV84/16	#1450	0/26	0,000643	0,000013	0,20924	0,00191	0,11604	0,00069	1896,3	10,8
	1500	34/34	0,000058	0,000011	0,29599	0,00130	0,11720	0,00017	1914,3	2,6
<b>Total =</b>		<b>168/372</b>							<b>Idade admitida = 1879,4</b>	<b>3,2</b>

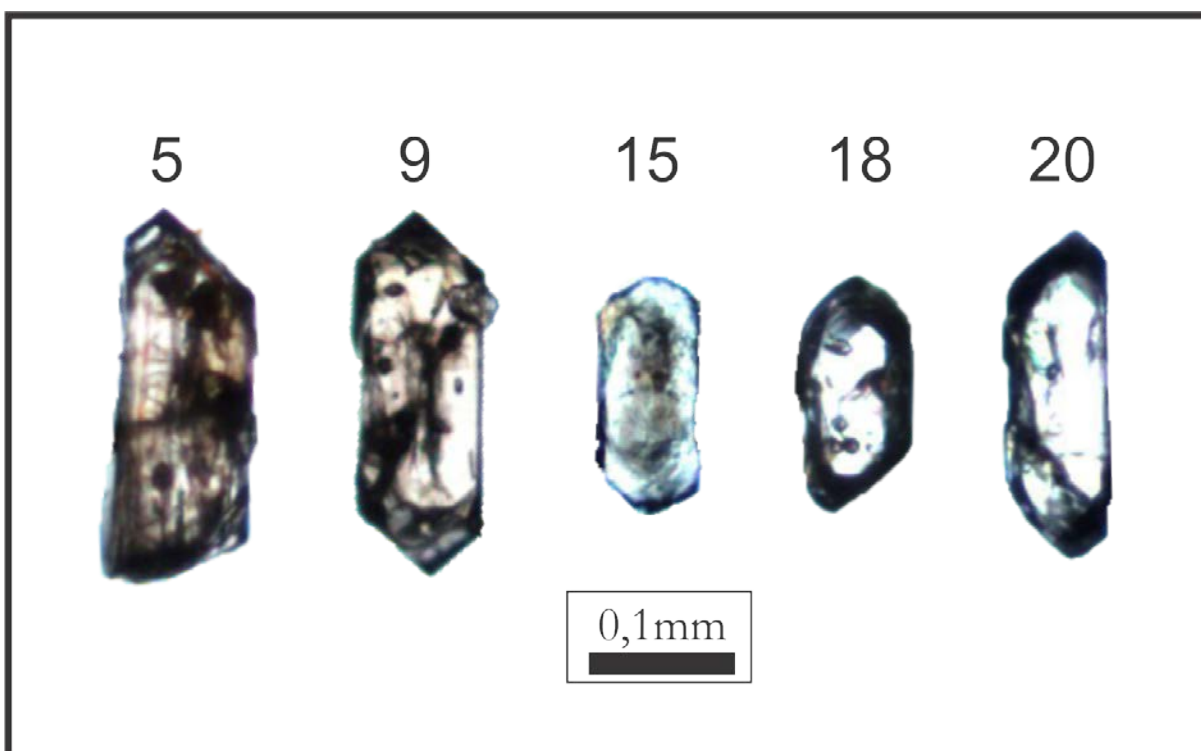
Notas: (c) - razões <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb e <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb corrigidas do Pb comum, (d) - total das razões isotópicas utilizadas no cálculo da idade / total de razões medidas durante a análise, (\*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente, (#) - etapa de evaporação eliminada por apresentar razão <sup>204</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb superior a 0,0004.

### 5.1.3. Grupo Iriri

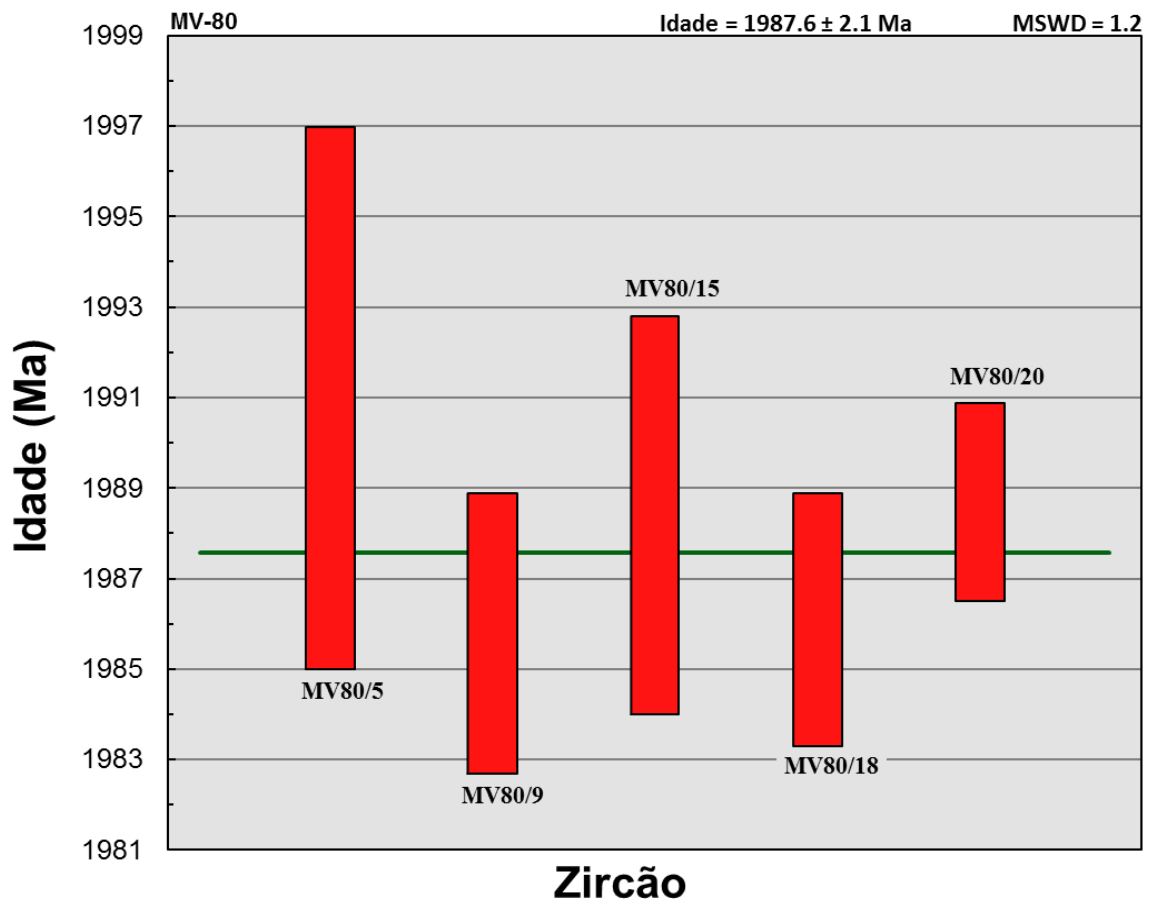
A amostra selecionada dessa unidade (MV-80) é um dacito pórfiro, isotrópico e levemente hidrotermalizado, da qual foram selecionados 20 cristais de zircão, extraídos da fração entre 75 e 180  $\mu\text{m}$ . Em geral, os cristais apresentam hábito prismático, bipiramidal e alongado, com arestas simétricas e suavizadas. São translúcidos, e alguns com coloração levemente amarronzada, sem zoneamento e com poucas inclusões ou fraturas (Fig. 16).

A idade de  $1988 \pm 2$  Ma (Tabela 3) para a amostra MV-80 foi obtida a partir de 5 cristais (Fig. 17), com resultados isotópicos similares. Os demais cristais não foram considerados no cálculo da idade da rocha por apresentarem idades menores do que o padrão encontrado ou por apresentarem erro analítico elevado. A idade obtida da amostra MV-80 foi interpretada como a idade de cristalização das rochas vulcânicas do Grupo Iriri presentes na área de estudo.

**Figura 16** - Cristais de zircão analisados da amostra MV-80 (Grupo Iriri).



**Figura 17** - Diagrama de idade vs. cristais de zircão analisados da amostra MV-80 (Grupo Iriri).



**Tabela 3** - Resultados analíticos da evaporação de Pb em cristais de zircão da amostra MV-80 (Grupo Iriri).

Zircão	Temp.(°C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2 $\sigma$	Idade	2 $\sigma$
<b>MV80/5</b>	1500	4/4	0,000203	0,000018	0,29059	0,00156	0,12506	0,00034	0,12235	0,00042	<b>1991,0</b>	<b>6,0</b>
MV80/6	*1500	0/8	0,000224	0,000126	0,26585	0,00421	0,12278	0,00076	0,11978	0,00185	1953,3	27,6
MV80/8	*1500	0/16	0,000089	0,000049	0,28482	0,00179	0,12289	0,00114	0,12173	0,00117	1982,0	17,0
<b>MV80/9</b>	1500	30/30	0,000035	0,000002	0,28631	0,00139	0,12262	0,00031	0,12213	0,00029	<b>1987,8</b>	<b>4,2</b>
	1550	28/36	0,000094	0,000005	0,27677	0,00077	0,12313	0,00021	0,12191	0,00023	<b>1984,6</b>	<b>3,4</b>
MV80/11	#1450	0/6	0,001878	0,000034	0,26115	0,00199	0,13915	0,00121	0,11401	0,00133	1864,5	21,0
	*1500	0/24	0,000211	0,000139	0,26491	0,00357	0,12293	0,00058	0,12001	0,00245	1956,8	36,4
MV80/10	*1500	0/6	0,000107	0,000004	0,28451	0,00139	0,12330	0,00075	0,12187	0,00076	1984,1	11,1
MV80/13	*1500	0/8	0,000024	0,000028	0,28662	0,00532	0,12221	0,00185	0,12189	0,00189	1984,4	27,5
<b>MV80/15</b>	1450	6/6	0,000112	0,000002	0,29880	0,00152	0,12387	0,00030	0,12238	0,00030	<b>1991,4</b>	<b>4,4</b>
	1500	18/32	0,000030	0,000004	0,25762	0,00170	0,12232	0,00028	0,12206	0,00022	<b>1986,8</b>	<b>3,3</b>
MV80/16	#1450	0/22	0,000730	0,000016	0,29224	0,00123	0,13151	0,00094	0,12208	0,00079	1987,1	11,6
	*1500	0/30	0,000052	0,000006	0,29864	0,00106	0,12223	0,00031	0,12161	0,00032	1980,3	4,7
MV80/17	*1450	0/24	0,000192	0,000011	0,32712	0,00114	0,12451	0,00034	0,12222	0,00080	1989,2	11,7
	*1500	0/36	0,000063	0,000008	0,29456	0,00070	0,12260	0,00016	0,12183	0,00017	1983,4	2,5
<b>MV80/18</b>	1500	34/34	0,000141	0,000010	0,29077	0,00157	0,12406	0,00035	0,12201	0,00019	<b>1986,1</b>	<b>2,8</b>
MV80/19	#1500	0/8	0,001274	0,000038	0,28069	0,00229	0,13857	0,00039	0,12156	0,00065	1979,6	9,5
<b>MV80/20</b>	1500	22/30	0,000091	0,000007	0,28899	0,00104	0,12337	0,00019	0,12215	0,00025	<b>1988,2</b>	<b>3,6</b>
	1550	26/30	0,000111	0,000021	0,27638	0,00076	0,12358	0,00040	0,12221	0,00019	<b>1989,1</b>	<b>2,8</b>
<b>Total=</b>		<b>168/390</b>									<b>Idade média = 1987,6</b>	<b>2,1</b>

Notas: (c) - razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  corrigidas do Pb comum, (d) - total das razões isotópicas utilizadas no cálculo da idade / total de razões medidas durante a análise, (\*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente, (#) - etapa de evaporação eliminada por apresentar razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  superior a 0,0004.

## 5.2. Sm-Nd EM ROCHA TOTAL

O método Sm-Nd constitui uma das mais importantes ferramentas isotópicas com ampla aplicação na determinação de idades de rochas e na determinação temporal dos mais importantes eventos na evolução química do planeta. A aplicação do par Sm-Nd em rochas ígneas pode também ser usado para sondar o manto terrestre, permitindo a identificação de domínios com diferentes composições químicas como também traçar a origem e a evolução de grandes reservatórios no passado geológico (GERALDES, 2010).

Este método permite o cálculo de idades-modelo baseado na evolução isotópica do Nd, com a premissa de que a razão Sm/Nd apresenta variações significativas nos processos de formação da crosta através da extração de magmas mantélicos. Entre as várias formas de determinação de idades-modelo, duas são mais difundidas. A primeira, conhecida como  $T_{(CHUR)}$  (reservatório condrítico uniforme), tem como princípio que a rocha foi gerada a partir de um magma separado de um reservatório com composição equivalente ao reservatório condrítico (DEPAOLO; WASSERBURG, 1976), tendo como parâmetro a Terra como um todo. A segunda, denominada  $T_{DM}$  (manto empobrecido), é relativa ao reservatório mantélico empobrecido na razão Sm/Nd (DEPAOLO, 1981). Em ambos os casos, a idade-modelo corresponde ao tempo decorrido desde a extração do magma inicial que gerou a amostra estudada a partir da fusão parcial do manto.

Igualmente o parâmetro  $\epsilon Nd$  tem se demonstrado uma importante ferramenta para o estudo das rochas ígneas, pois permite especular-se sobre fontes dos magmas parentais das rochas estudadas (crosta *versus* manto).

No presente estudo, foi adotado o modelo de evolução mantélica proposto por De Paolo (1981) para o manto empobrecido, uma vez que os dados disponíveis na literatura mostram a existência de material mais antigo que as rochas estudadas na região, sugerindo a presença de material extraído do manto anteriormente.

Os resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total das amostras estudadas são apresentados na tabela 4. Nela são mostrados os valores das concentrações dos elementos Sm e Nd, em ppm; as razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ; os valores de fracionamento químico  $f_{(Sm-Nd)}$ ; os valores de  $\epsilon Nd$  atuais –  $\epsilon Nd_{(0)}$  – e recalculados para a idade de cristalização das rochas –  $\epsilon Nd_{(t)}$ ; Idades-modelo  $T_{(DM)}$ , calculadas para cada amostra e, por último, as idades de cristalização das rochas, determinadas pelo método Pb-Pb em zircão.

A figura 18 exhibe o diagrama de evolução da composição isotópica de Nd ( $\epsilon\text{Nd}$ ), durante o tempo geológico (T) de acordo com a razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , para as amostras de idades paleoproterozoicas estudadas neste trabalho. Essa figura inclui ainda, as curvas de evolução mantélica (CHUR) e de evolução do manto empobrecido (DM) propostas por DePaolo (1981).

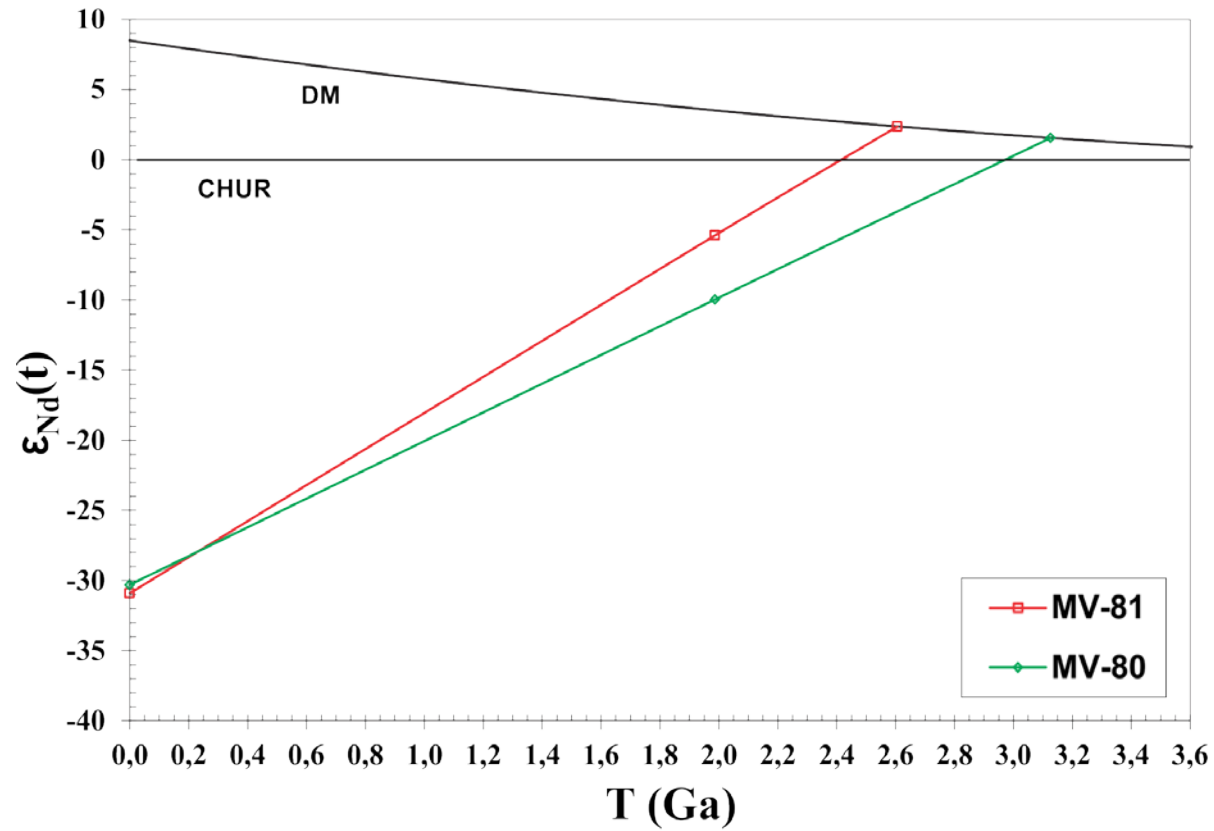
Para este estudo, foram selecionadas duas amostras, MV-80 (dacito) e MV-81 (riodacito), ambas pertencentes ao Grupo Iriri e aflorantes ao longo do rio Iriri (Fig 5 e Anexo A). A amostra MV-81 teve também sua idade de cristalização determinada neste trabalho pelo método de evaporação de Pb em zircão e essa idade foi usada como parâmetro para cálculo da composição isotópica do Nd no momento de sua cristalização (Fig. 18).

Os conteúdos em Sm das amostras analisadas ficaram em torno de 8 e 6 ppm, e de 50 e 31 ppm para Nd. As razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  são de 0,0966 e 0,1168 e estão dentro do intervalo admitido para rochas que não sofreram fracionamento químico significativo em relação aos elementos Sm e Nd. As idades  $T_{(\text{DM})}$  apresentaram valores arqueanos de 2,61 e 3,13 Ga e valores negativos de  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  (-5,38 e -9,95). A comparação desses resultados com a idade de cristalização obtida na amostra MV-80 e atribuída à amostra MV-81, demonstra que as rochas que ocorrem nessa área são produto de retrabalhamento crustal de fontes arqueanas, como apontado por Vasquez (2006).

**Tabela 4** - Resultado analítico Sm-Nd em rocha total para riódacito (MV-81) e dacito (MV-80).

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma$	f (Sm/Nd)	$\epsilon\text{Nd}_{(0)}$	$T_{(DM)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	Idade (Ma)
MV-81	7,98	49,91	0,096603	0,000162	0,511054	0,000006	-0,5089	-30,90	2,61	-5,38	1987.6
MV-80	6,08	31,46	0,116812	0,000276	0,511085	0,000013	-0,4061	-30,29	3,13	-9,95	1987.6

**Figura 18** - Gráfico da idade (Ga) *versus*  $\epsilon\text{Nd}$  com os dados das amostras analisadas. Curvas DM e CHUR de acordo com DePaolo (1981).



## 6. DISCUSSÃO

O Cráton Amazônico é dividido, principalmente com base em dados geocronológicos (U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd, K-Ar, Ar-Ar e Rb-Sr), estruturais e litológicos, em várias províncias que são interpretadas como resultados de sucessivos eventos continentais acrescionários (SANTOS et al., 2000; TASSINARI; MACAMBIRA, 1999; TEIXEIRA et al., 1989). Tassinari e Macambira (1999) definiram a Província Amazônia Central - PAC - como sendo a crosta continental mais antiga do Cráton Amazônico, não afetada pela orogenia Transamazônica, e a subdividiram nos blocos Carajás e Xingu-Iricoumé (Fig. 1). Atentaram para a falta de conhecimento geocronológico e a reduzida exposição do embasamento, principalmente, para o bloco Xingu-Iricoumé.

Aqui serão discutidos e confrontados dados obtidos neste trabalho com aqueles apresentados em trabalhos anteriores que contaram, além dos dados referidos acima, com o suporte de análises litoquímicas, em busca de ampliar o conhecimento geológico do Cráton Amazônico em escalas mais detalhadas.

Os resultados analíticos Sm-Nd das rochas da PAC são muito escassos, o que torna qualquer interpretação petrogenética ou tectônica incompleta ou muito genérica. Na tentativa de discutir a evolução tectônica da PAC e melhor definir o seu limite com a porção meridional da Província Ventuari-Tapajós (PVT) foram compilados alguns dados relativos a idades de cristalização, idades  $T_{DM}$  (Nd) e valores de  $\epsilon_{Nd}$  das principais unidades estratigráficas pré-cambrianas dos Domínios Iriri-Xingu e Tapajós, pertencentes às PAC e PVT, respectivamente. A tabela 5 apresenta dados de mais de 15 unidades desses domínios, classificadas como intrusivas e extrusivas. Alguns dos dados presentes na tabela 5 e são lançados no mapa em anexo (Anexo A) e identificados de acordo com o número de referência indicado na tabela.

Na região Entre-Rios (Fig. 5), as rochas apresentam relações de contato normal ou tectônico entre si e foi possível estabelecer que as rochas plutônicas da unidade Granito Tipo I são intrusivas no Grupo Iriri que, por sua vez, recobrem as rochas da unidade Granitos Tipo A. Essas associações, sendo confirmadas pelas idades de cristalização em zircão obtidas (tabela 5), que definiram pelo menos dois eventos magmáticos orosirianos de proporções regionais ocorridos nessa região. O primeiro no período de 1992 a 1988 Ma e o segundo entre

**Tabela 5** - Idades e resultados isotópicos das principais unidades dos Domínios Iriri-Xingu e Tapajós.

PROVÍNCIA	LOCAL	TIPO	UNIDADE	IDADE (Ma)	REF.	T <sub>DM</sub> (Ga)	εNd	REF.
Tapajós-Parima	DTJ	Extrusivas	Fm. Iriri	1888±7	18, 19	-	-	-
			Fm. Salustiano	1893±2 - 1888±2	1	2,45	-1,37	6
			Fm. Aruri					
			Fm. Moraes Almeida	1890±6 - 1875±4	2	2,44-2,30	-3,05 a -2,26	3
		Intrusivas	S. I. Tropas	1907±9 - 1893±3	4	-	-	-
			Granito São Jorge Novo	1891±3	2	2,43-2,32	-5,21 a -2,68	3
			S. I. Ingarana	1887±3 - 1881±3	4, 5	2,24	-0,87	5,6
			S. I. Parauari	1883±8 - 1879	5, 6, 16	-	-	-
			Granito Jardim do Ouro	1880±3	2	2,32	-1,32	3
			S. I. Maloquinha	1880±9 - 1871±8	1, 2, 7	2,28-2,23	-2,45 a -0,72	3
Granito Caroyal	1870±4	7	-	-	-			
Amazônia Central	DIX	Intrusivas	Granito Ruropolis	-	-	2,55	-5,35	8
			Granito Santa Rosa	1887±2 - 1883±3	17	-	-	-
			Granito Serra Queimada	1882±12	9	-	-	-
			S. I. Velho Guilherme	1867±4 - 1862±16	10	3,25-2,98	-12,2 a -7,98	10
			S. I. Rio Dourado	1884±4	11	-	-	-
			Granito indiferenciado Tipo A	1992±3	0	-	-	-
			Granito indiferenciado Tipo I	1879±3	0	-	-	-
		Extrusivas	Gr. Iriri	1886	12	3,13-2,60	-11,6 a -7,92	12
				1987±2	0	3,13-2,61	-9,95 a -5,38	0
			Fm. Santa Rosa	1884±2-1879±2	13	3,12-2,56	-11,39 a -5,80	15
Fm. Sobreiro	1880±6	9, 10	3,11-2,49	-10,05 a -4,56	15			

*Referências:* 0-Neste trabalho, 1-Vasquez et al. (1999), 2-Lamarão et al. (2002), 3-Lamarão et al. (2005), 4-Santos et al. (2004), 5-Klein et al. (2000), 6-Santos et al. (2000), 7-Santos et al. (2001), 8-Sato e Tassinari (1997), 9-Pinho et al. (2006), 10-Teixeira et al. (2002a), 11-Barros et al. (2006), 12-Teixeira et al. (2002b), 13-Juliani e Fernandes (2010), 14-Fernandes et al. (2006), 15-Fernandes et al. (2011), 16-Brito et al. (1999), 17-Paiva Jr. Et al. (2006), 18-Dall'Agnol et al. (1999), 19-Moura et al. (1999). *Abreviaturas:* Fm. - formação, Gr. - grupo, S.I. - suíte intrusiva, DTJ - Domínio Tapajós, DIX - Domínio Iriri-Xingu.

1914 e 1879 Ma, sendo que este último apresenta baixa precisão e, por precaução, considerou-se a menor idade, de 1879 Ma, como idade mínima do evento de cristalização. O evento mais antigo, a associação plutônica Granitos tipo A-Grupo Iriri, apresenta padrões petrológico e geocronológico semelhantes aos da associação São Jorge Antigo-Vila Riozinho descrita por Lamarão et al. (2002) no Domínio Tapajós da Província Tapajós-Parima (SANTOS et al., 2000), referente a Província Ventuari-Tapajós (TASSINARI; MACAMBIRA, 1999). A associação São Jorge Antigo-Vila Riozinho compreende, respectivamente, monzogranitos e traquitos formados num evento ocorrido no intervalo de 2,01-1,97 Ga. O mesmo evento pode ser correlacionado, ainda, à associação vulcano-plutônica descrita por Alves et al. (2010), no nordeste do Estado do Mato Grosso, extremo sul do Domínio Iriri-Xingu. É um evento vulcano-plutônico constituído pela Formação Jarinã (riolitos, riodacitos e dacitos) e pela associação diorítica a monzogranítica da Suíte Intrusiva Vila Rica, com idades entre 1,99 e 1,96 Ga.

O segundo evento magmático ocorreu entre 1,91 e 1,88 Ga, e gerou as rochas da unidade Granitos tipo I. Este evento pode ser correlacionado ao magmatismo ocorrido durante o mesmo período e que atuou indiscriminadamente nas províncias Ventuari-Tapajós e Amazônia Central. Na Província Ventuari-Tapajós esse magmatismo plutônico é marcado pelas suítes intrusivas Tropas (idades entre 1907 e 1886 Ma, SANTOS et al., 2004); Maloquinha (de 1882 a 1871 Ma, LAMARÃO et al., 2002; VASQUEZ et al., 1999); e Parauari (idades em torno de 1883 Ma, BRITO et al., 1999; SANTOS et al., 2001; KLEIN et al., 2000). Na Província Amazônia Central, este evento é fortemente representado pela Suíte Intrusiva Velho Guilherme que ocorre a sudeste da área de estudo, próximo a cidade de São Felix do Xingu, no limite com a Bloco Carajás (Anexo A). Essa suíte abrange as unidades Granito Santa Rosa de 1889 a 1881 Ma (PAIVA JR. et al., 2006), Granito Serra da Queimada de  $1882 \pm 12$  Ma (PINHO et al., 2006), e o Granito Antônio Vicente com idade de  $1867 \pm 4$  Ma (TEIXEIRA et al., 2002a). Além da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, a Suíte Intrusiva Rio Dourado ( $1890 \pm 11$  Ma, PADILHA; BARROS, 2008; BARROS et al., 2011), ao nordeste do Estado do Mato Grosso, também marca a tendência e expressão geográfica desse plutonismo que registra idades de 1907 a 1867 Ma.

As idades-modelo  $T_{DM}$  de 3,13 e 2,61 Ga obtidas para os riodacito e dacito do Grupo Iriri, neste trabalho, se assemelham às idades encontradas por Fernandes et al. (2011), respectivamente, nos andesitos e riolitos das formações Sobreiro e Santa Rosa, que ocorrem a

sudeste do Domínio Iriri-Xingu, próximo ao município de São Félix do Xingu (Anexo A). Segundo esses autores, as idades-modelo  $T_{DM}$  (3,0 e 2,5 Ga) obtidas para Formação Sobreiro sugerem mistura de líquidos derivados do manto e magmas anatóticos arqueanos. O mesmo é proposto para a Formação Santa Rosa, como uma combinação de várias fontes crustais. Ao sul, no nordeste do Mato Grosso, ocorre uma associação de rochas vulcânicas (riolitos, dacitos e riodacitos), denominada de Formação Jarinã (ALVES et al., 2010) que apresenta idades  $T_{DM}$  por volta de 2,5 Ga, um pouco abaixo das idades-modelo encontradas aqui para o Grupo Iriri. No entanto, a idade de cristalização ( $1987 \pm 14$  Ma) é bastante similar. Vasquez (2006) analisou, pelo método Sm-Nd em rocha total, uma amostra de dacito coletada na região de Juvilândia, à norte da área de estudo, ainda dentro do Domínio Iriri-Xingu. A análise gerou valores  $T_{DM}$  de 2,78 Ga e  $\epsilon Nd(t)$  de -8. Esses valores levaram a supor que as rochas vulcânicas dessa região originaram-se a partir da fusão de crosta neoarqueana a cedo sideriana. Nota-se que ambos os autores, Fernandes (op.cit) e Vasquez (op.cit), propõem interpretações análogas no que tange a origem do material formador das rochas vulcânicas da Província Amazônia Central.

Os termos “Grupo Iriri” ou “Formação Iriri” estão bem consolidados na literatura geológica do Cráton Amazônico, referindo-se a um vulcanismo félsico com idades em torno de 1,88 Ga (ALVES et al., 2010; DALL’AGNOL et al., 1999; MOURA et al., 1999; TEIXEIRA et al., 2002b; VASQUEZ et al., 1999). A idade obtida neste trabalho para esta unidade ( $1987 \pm 2$  Ma) conflita com a idade pré-estabelecida, contudo atenta-se para a importância de seguir as denominações pioneiras que datam da década de 1970 para esta unidade. Forman et al. (1972) cunharam inicialmente o termo “Formação Iriri” para as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, predominantemente félsicas, que ocorrem extensivamente nos interflúvios dos rios Iriri e Curuá (Fig. 5 e Anexo A), estendendo-se para leste até o Rio Xingu. Devido à proximidade e semelhança das rochas vulcânicas estudadas neste trabalho com as rochas da área tipo da Formação Iriri, recomenda-se que o termo “Formação Iriri” seja empregado às rochas vulcânicas e/ou vulcanoclásticas, predominantemente félsicas com idades correlatas às descritas neste trabalho, de  $1988 \pm 2$  Ma, ou seja, cerca de 100 milhões de anos mais antiga do que as idades que tem sido atribuída a esta unidade. Assim, fica a sugestão que as rochas mais jovens (*ca.* 1,88 Ga) descritas nos trabalhos citados acima devem ser agrupadas em outra unidades litoestratigráfica.

As idades  $T_{DM}$  arqueanas aliadas aos valores negativos de  $\epsilon Nd$  somadas à relação de intrusão observada entre as unidades Granitos Tipo A, Tipo I e o Grupo Iriri, apontam para um ambiente com crosta continental arqueana, possivelmente associado a arco continental. Entretanto, o expressivo volume de rochas vulcânicas, o predomínio de rochas isotrópicas, além da ausência de deformação dúctil e indícios metamórficos, indicam que essas rochas foram geradas em ambiente anorogênico. Isso sugere que as feições geológicas em questão estão relacionadas às fases pós-colisionais ou tardi-orogênicas de um ambiente de arco continental. Esse cenário se enquadra no modelo proposto por Fernandes et al. (2011) para a região de São Felix do Xingu. Eles a descrevem como uma zona de subducção oceano-contidente, orientada aproximadamente na direção leste-oeste. Nesse contexto, o Bloco Carajás representaria um continente arqueano que contribuiu na formação de um novo terreno paleoproterozoico formado pelo Domínio Iriri-Xingú e parte da Província Ventuari-Tapajós. Estes, por sua vez, representariam o arco continental propriamente dito (onde está inserida a área de estudo desse trabalho) e o Grupo Jacareacanga e os arcos Cuiú-Cuiú e Creporizão (que ocorrem no sudoeste da Província Ventuari-Tapajós) a sutura desse arco.

Arndt e Goldstein (1987) declaram que a mistura de material juvenil com componente crustal em diferentes proporções, modifica o sistema Sm-Nd fornecendo apenas uma estimativa do tempo de residência crustal. Tal processo isotópico pode ser proposto para as amostras MV-80 e MV-81 analisadas neste trabalho. Essas amostras, apesar de pertencerem à mesma unidade litoestratigráfica, terem sido coletadas relativamente próximas uma da outra (Fig. 5 e Anexo A) e terem sido possivelmente formadas pelos mesmos processos e eventos geológicos, apresentam um hiato temporal superior a 500 milhões de anos nas idades-modelo  $T_{DM}$  alcançadas. É admissível que esse amplo intervalo seja resultante da mistura em diferentes proporções, de fontes mantélicas paleoproterozoicas com componentes crustais arqueanos. Comportamentos isotópicos híbridos semelhantes a esse, também foram exemplificados por Vasquez (2006) e Fernandes et al. (2011) em idades-modelo ( $T_{DM}$ ) em rochas das províncias Amazônia Central e Ventuari-Tapajós.

O forte caráter arqueano das idades  $T_{DM}$  adquiridas neste trabalho, corroborado pelas relações de contatos litoestratigráficos identificados na área de estudo, confirmam que a região Entre-Rios está situada dentro dos limites assinalados para a Província Amazônia Central.

## 7. CONCLUSÕES

As feições mineralógicas e texturais definidas nos estudos petrográficos junto às relações de contato observadas em campo, com o suporte de dados levantados na literatura, permitiram agrupar as rochas ígneas da região Entre-Rios, situada ao longo dos rios Iriri e Curuá, no sudoeste do Pará, nas seguintes unidades: Granitos Tipo A, de composição granítica a quartzo-monzonítica com biotita e anfibólio; Granitos Tipo I, composto por biotita-monzogranitos a quartzo-sienitos com piroxênio; e as rochas vulcânicas do Grupo Iriri, compostas por riolitos e dacitos. Essas unidades estendem-se ao longo de todo o Domínio Iriri-Xingu, no Estado do Pará (VASQUEZ et al., 2008a). A proporção entre elas, tanto em escala local (este estudo) quanto em escala regional (Domínio Iriri-Xingu) são similares: 40% de Granitos Tipo A e Tipo I e 60% de rochas vulcânicas do Grupo Iriri.

As idades de cristalização das rochas estudadas obtidas através do método de evaporação de Pb em zircão, evidenciam que a região estudada experimentou dois eventos magmáticos orosirianos de composições variadas. O primeiro ocorreu de  $1992 \pm 3$  a  $1988 \pm 2$  Ma e o segundo entre 1914 e 1879 Ma. A amostra MV-84, representativa do segundo evento e proveniente de um corpo da unidade Granito Tipo I que aflora a sudeste da área de estudo, deixou dúvidas a respeito da precisão temporal do evento mais novo, com uma incerteza de 35 milhões de anos. Contudo, o magmatismo que gerou as rochas vulcânicas do Grupo Iriri e os granitos da unidade Granitos Tipo A (corpos graníticos localizados a nordeste e centro-este da área de estudo), ocorrido entre  $1992 \pm 3$  e  $1988 \pm 2$  Ma, está bem definido.

As idades-modelo aqui apresentadas e obtidas pelo método Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) para as rochas vulcânicas do Grupo Iriri indicam que o material que originou essas rochas na região Entre-Rios, foi extraído do manto no Meso- a Neoarqueano tendo, portanto, um longo tempo de residência crustal, como confirmam os valores de  $\epsilon Nd(t)$  entre -10 e -5. Cristais de zircão herdados de idades paleoproterozoicas e arqueanas ( $2580 \pm 16$  Ma no cristal MV84/12 e  $2250 \pm 92$  Ma no cristal MV85/6) sugerem que terrenos similares aos situados a leste (Domínio Carajás) e nordeste (Domínio Bacajá) podem ter contribuído na formação das rochas estudadas.

Fica a proposta que o termo “Formação Iriri” deve ser empregado para as rochas vulcânicas e/ou vulcanoclásticas, predominantemente félsicas, localizadas nos interflúvios dos rios Iriri, Curuá e Xingu e correlatas, com idades correspondentes a aqui encontrada, de

1988 ± 2 Ma, ou seja, cerca de 100 milhões de anos a mais do que as idades que vem sendo atribuídas a esta unidade (ALVES et al., 2010; DALL'AGNOL et al., 1999; MOURA et al., 1999; TEIXEIRA et al., 2002b; VASQUEZ et al., 1999).

Os dados levantados neste trabalho apontam que o vulcano-plutonismo da região Entre-Rios ocorreu possivelmente durante as fases finais (pós-colisionais ou tardi-orogênicas) de uma zona de subducção oceano-continente. Estando a Província Amazônia Central e parte da Província Ventuari-Tapajós inseridas na porção do arco continental desse ambiente; e o bloco Carajás representaria um continente arqueano que contribuiu na formação dessas províncias (FERNANDES et al., 2011).

As idades-modelo encontradas nas rochas estudadas neste trabalho indicam que a região estudada faz parte da Província Amazônia Central. Contudo, as idades-modelo híbridas, como assinaturas paleoproterozoicas a arqueanas identificadas nessa província, alertam para a falta de clareza no traçado do limite entre ela e a Província vizinha, Ventuari-Tapajós. A atuação indiscriminada dos episódios magmáticos paleoproterozoicos em ambas as províncias, provenientes de um mesmo evento geotectônico, também dificultam a tentativa de se traçar um limite físico nítido e incontestável entre elas.

## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American Plataform. **Earth Science Reviews**, v. 50, p. 77-111, 2000.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. The Upper Precambrian of South America. **Boletim IG-USP**, n. 7, p.45-80. 1976.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, p. 1-29. 1981.
- ALTHOFF, F. J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A. M. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE amazonian craton: the archean granitoids of Marajoara-Carajás mineral province, Brazil. **Precambrian Research**, n. 104, p. 187-206. 2000.
- ALVES C. L.; MARTINS E. G. Dois eventos vulcano-plutônicos no extremo sudeste do Cráton Amazônico, folha São José do Xingu (NE do Mato Grosso). *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, 2010, Belém, Anais. 2010. 1 CD-ROM.
- ALVES, C. L.; SABÓIA, A. M.; MARTINS, E. G.; STROPPER, J. L. **Geologia e recursos minerais das folhas São José do Xingu (SC.22-Y-A) e Rio Comandante Fontoura (SC.22-Y-B)**. Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM, 2010.
- BARROS, M. A. S.; PADILHA, R. A.; RUBERT, R. R.; PIMENTEL, M. M.; CHEMALE JR, F. Irii volcanism and Rio Dourado Granite: A-Type Paleoproterozoic Magmatism in northeastern Mato Grosso - Brazil. *In*: SYMPOSIUM ON MAGMATISM, CRUSTAL EVOLUTION, AND METALLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON /WORKSHOP ON A -TYPE GRANITES AND RELATED ROCKS THROUGH TIME (IGCP 510), 2006, Belém. **Abstract volume and Field Trips Guide...** Belém: PRONEX-UFPA/SBG-NO, 2006. p. 39-39.
- BARROS, M. A. S.; PIMENTEL, M. M.; SILVA, F. R.; DANTAS, E. L. A Suíte Intrusiva Rio Dourado - um granito tipo A de 1,88 Ga - sudeste do Craton Amazônico - Mato Grosso - Brasil. **Geol. USP, Sér. cient.**, v.11, n.1, p. 75-93. 2011
- BRITO, M. F. L.; ALMEIDA, M. E.; MACAMBIRA, M. J. B.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age of calc-alkaline Rapakivi granite in Tapajos Gold Province, Amazon Craton - Brazil. *In*: South American Symposium on Isotope Geology, 1999, Córdoba. **Extend abstracts**, 1999. v. 2. p. 40-43.
- CUNHA, N. G.; OLIVEIRA, A. V.; OENNING, I.; SOUZA, L. F. P. Geologia. *In*: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. PROJETO RADAM BRASIL. **Folha SC. Tocantins**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. 1981. p. 21-196.
- DALL'AGNOL, R.; SILVA, C. M. G.; SCHELLER, T. Fayalite-hedenbergite rhyolites of the Irii Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumã volcanism. *In*: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1. Gramado-RS. **Boletim de resumos**, 1999. p. 31.
- DE PAOLO, D. J.; WASSERBURG, G. J. Inferences about magma sources and mantle structures from variation of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . **Geophys. Res. Lett.**, v. 3, p.743-746. 1976.
- DE PAOLO, D. J. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California: **J. Geophys. Res.** v. 86, p. 10470-10488. 1981.

- FARACO, M. T. L.; MARINHO, P. A. C.; VALE, A. G. et al. Folha SB.22 - Araguaia. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S. et al. (Eds.). **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**: Sistema de Informações Geográficas - SIG, escala 1:1.000.000. Brasília: CPRM, 2004. 1 CD-ROM.
- FERNANDES, C. M. D.; LAMARÃO, C. N.; TEIXEIRA, N. P. O vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, p.565-576. 2006.
- FERNANDES, C. M. D.; JULIANI, C.; MONTEIRO, L. V. S.; LAGLER, B.; ECHEVERRI MISAS, C. M. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages?. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 32, p. 351-368, 2011.
- FERREIRA, A. L.; RIZZOTTO, G. J.; QUADROS, M. L. E. S.; BAHIA, R. B. C.; LOPES, R. C.; OLIVEIRA, M. A. Folha SB.21 - Tapajós. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S. et al. (Eds.). **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**: Sistema de Informações Geográficas - SIG, escala 1:1.000.000. Brasília: CPRM, 2004. CD-ROM.
- FORMAN, J. H. A.; NARDI, J. I. S.; MARQUES, J. P. M.; LIMA, M. I. C. **Pesquisa Mineral no Iriri/Curuá**: relatório preliminar. Belém: Sudam/ Departamento de Recursos Naturais, 1972. 62 p.
- GAUDETTE, H. E.; LAFON, J. M.; MACAMBIRA, M. J. B.; MOURA, C. A. V.; SCHELLER, T. Comparasion of the single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. **Journal of South American Earth Science**, v. 11, p. 351-363. 1998.
- GERALDES, M. C. **Introdução à geocronologia**. 1. ed. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. 2010. 146 p.
- JULIANI, C.; FERNANDES, C. M. D. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v.191, p. 167e179. 2010.
- KLEIN, E. L.; MACAMBIRA, M. J. B.; SANTOS, A.; BAHIA, R. B. C.; QUADROS, M. L. E. S. Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province - Amazonian Craton Brazil. In: INTERNATINAL GEOLOGY CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro, 2000. 1 CD-ROM.
- KOBER, B. Single-zircon evaporation combined with Pb emitter bedding for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 96, p. 63-71. 1987.
- KOBER, B. Whole grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age invertigations on s single zircons using a double filament source. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 93, p. 482-490. 1986.
- LAMARÃO, C. N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M.; LIMA, E. F. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 119, p. 189-223. 2002.

- LAMARÃO, C. N.; DALL'AGNOL, R.; PIMENTEL, M. M. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 18, p. 277-292. 2005.
- LE MAITRE, R. W. **Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks**. Cambridge University Press, 2002. 236 p.
- MACAMBIRA, E. M. B.; COSTA, J. B. S.; VALE, A. G.; PINHEIRO, R. V. L. Geologia. In: MACAMBIRA, E. M. B.; VALE, A. G. **São Félix do Xingu, Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará**. Brasília, DF: DNPM/CPRM, 1997. Parte II, p. 29 -93. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB).
- MOURA, C. A. V.; GORAYEB, P. S. S.; MATSUDA, N. S. Geocronologia Pb-Pb em zircão do riolito Vila Raiol, Formação Iriri – sudoeste do P ará. In: **Simpósio De Geologia Da Amazônia**, 6, 1999, Manaus. Resumos expandidos... Manaus: SBG, p. 475-477. 1999.
- OLIVEIRA, E. C.; 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. **Rev. bras. geociências**, vol. 38, no.1, p.114-127.mar. 2008
- PADILHA, R. A.; BARROS, M. A. S. Petrologia e geoquímica das suítes intrusivas Vila Rica e Rio Dourado - Província Amazônia Central, borda sudeste do Cráton Amazônico (MT). **Revista brasileira de geociências**, São Paulo, v. 38, n. 4, dez. 2008.
- PAIVA JR. A. L.; LAMARÃO C. N.; FERNANDES C. M. D.; PINHO S. C. C.; CRUZ V. L. Petrografia e geocronologia Pb-Pb do granite Santa Rosa, região São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás. In: **SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia**, 9, Belém, Resumos expandidos, 2006. 1 CD-ROM.
- PESSOA, M. R.; SANTIAGO, A. F.; ANDRADE, A. F.; SANTOS, J. O. S.; PRAZERES, W. V. **Projeto Jamaxim**. In: BRASIL, Ministério das Minas e Energia. Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito, v. 8. 1977.
- PINHO, S. C. C.; LAMARÃO, C. N.; FERNANDES, C. M. D.; JÚNIOR, A. L. P.; CRUZ, V. L. Geocronologia do Granito Serra da Queimada, região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás. In: **SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia**, 9, Belém, Resumos expandidos, 2006. 1 CD-ROM.
- RIZZOTTO, G. J.; QUADROS, M. L. E. S.; BAHIA, R. B. C.; FERREIRA, A. L.; LOPES, R. C.; CORDEIRO, A. V. Folha SC.21 - Juruena. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S. et al. (Eds.). **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Sistema de Informações Geográficas - SIG**, escala 1:1.000.000. Brasília: CPRM, 2004. 1 CD-ROM.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; MCNAUGHTON, N. J.; FLECHER, I. R. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. **Gondwana Research**, v. 3: p 453-488. 2000.
- SANTOS, J. O. S.; VAN BREEMEN, O. B.; GROVES D. I.; HARTMANN, L. A.; ALMEIDA, M. E.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. **Precambrian Research**, n. 131: p 73-109. 2004.

- SANTOS, J. O. S. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM, Brasília, p. 169-226. 2003.
- SANTOS, J. O. S.; GROVES, D. I.; HARTMANN, L. A.; MOURA, M. A.; MCNAUGHTON, N. J. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 36, n. 3 -4, p. 279-299, 2001.
- 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.; ANGÉLICA, R. S. (Coords.). **Contribuições à Geologia da Amazônia**. SBG, Belem, v.1, p. 91-142. 1997.
- SILVA, G. G.; LIMA, M. I. C.; ANDRADE, A. R. F.; ISSLER, R. S.; GUIMARÃES, G. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto Radam. Folha SB. 22 - Araguaia e parte da folha SC. 22 - Tocantins**: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. il. p. I/3-I/143. 1974.
- STACEY, J. S.; KRAMERS, J. D. Approximation of Terrestrial Lead Isotope evolution by a 2-Stage Model. **Earth and Planetary Science Letters**. Amsterdam, Holanda: Elsevier Science, v. 26, n. 2, p. 207-221. 1975.
- STRECKEISEN, A. L. To each plutonic rock its proper name. **Earth Sci. Rev.**, 12:1-13. 1976.
- STRECKEISEN, A. L. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. Recommendations and Suggestions. **Neues Jahrbuch für Mineralogie**, Abhandlungen, Vol. 141, p 1-14. 1978.
- TASSINARI, C. C. G. **O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil**: Revisão dos Dados Isotópicos. São Paulo, IG-USP, Tese Livre-Docência, 139 p. 1996.
- TASSINARI, C. C. G.; BETTENCOURT, J. S.; GERALDES, M. J. B.; MACAMBIRA, LAFON, J. M. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro, 31th International Geological Congress, p. 41-95. 2000.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, v. 22(3): p. 174-182. 1999.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (Ed.). **Geologia do continente Sul-americano**: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, p. 471-485. 2004.
- TEIXEIRA, N. P.; BETTENCOURT, J. S.; MOURA, C. A. V.; DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, E. M. B. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. **Precambrian Research**, v. 119: p. 257-275. 2002a.

TEIXEIRA, N. P.; FERNANDES, C. M. D.; MOURA, C. A. V.; PINHO, S. C. C.; BETTENCOURT, J. S. Geologia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. In: **Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados**, 2, Belém, nov. 2002. Anais. Belém: SBG, Sessão Poster. p. 28. 2002b

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications. **Precambrian Research**, v. 42, p. 213-27, 1989.

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. 2006. 212 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.

VASQUEZ, M. L.; KLEIN, E. L.; QUADROS, M. L. E. S.; BAHIA, R. B. C.; SANTOS, A.; RICCI, P. S. F.; SACHETT, C. R.; SILVA, C. M. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós – Novos dados geocronológicos. In: **Simpósio de Geologia da Amazônia**, 6, Manaus. Resumos expandidos... Manaus: SBG-Núcleo Norte, p. 471 -474. 1999.

VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T.; SILVA, C. M. G.; KLEIN, E. L. Compartimentação Tectônica. In: **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará**: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008a.

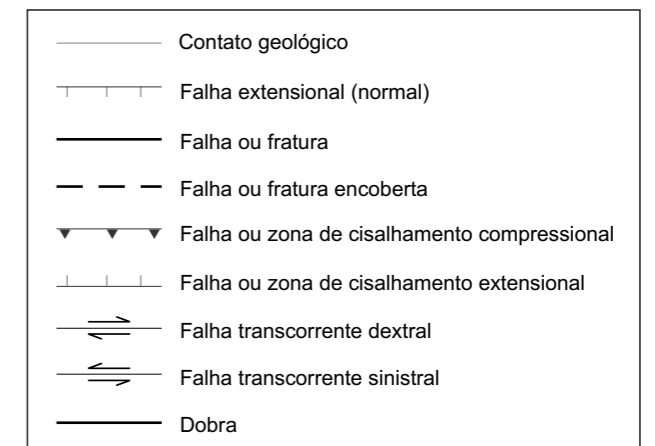
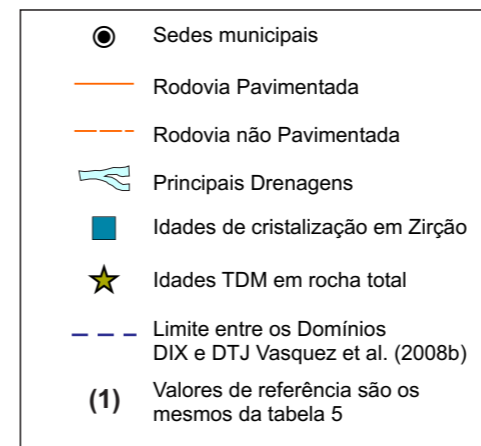
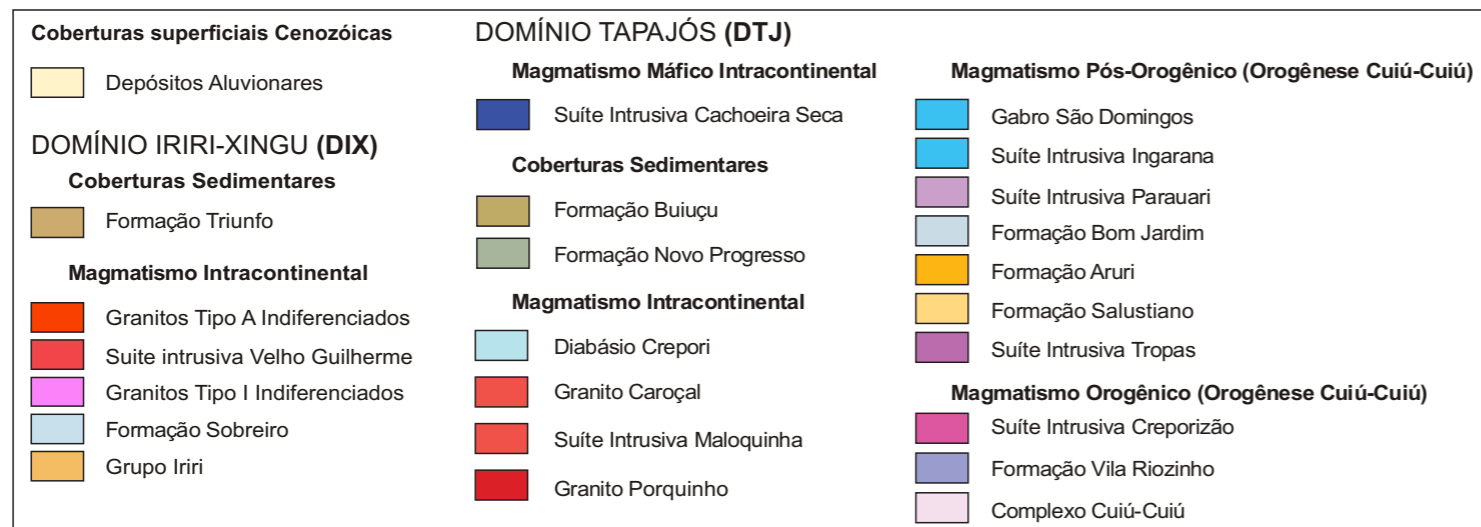
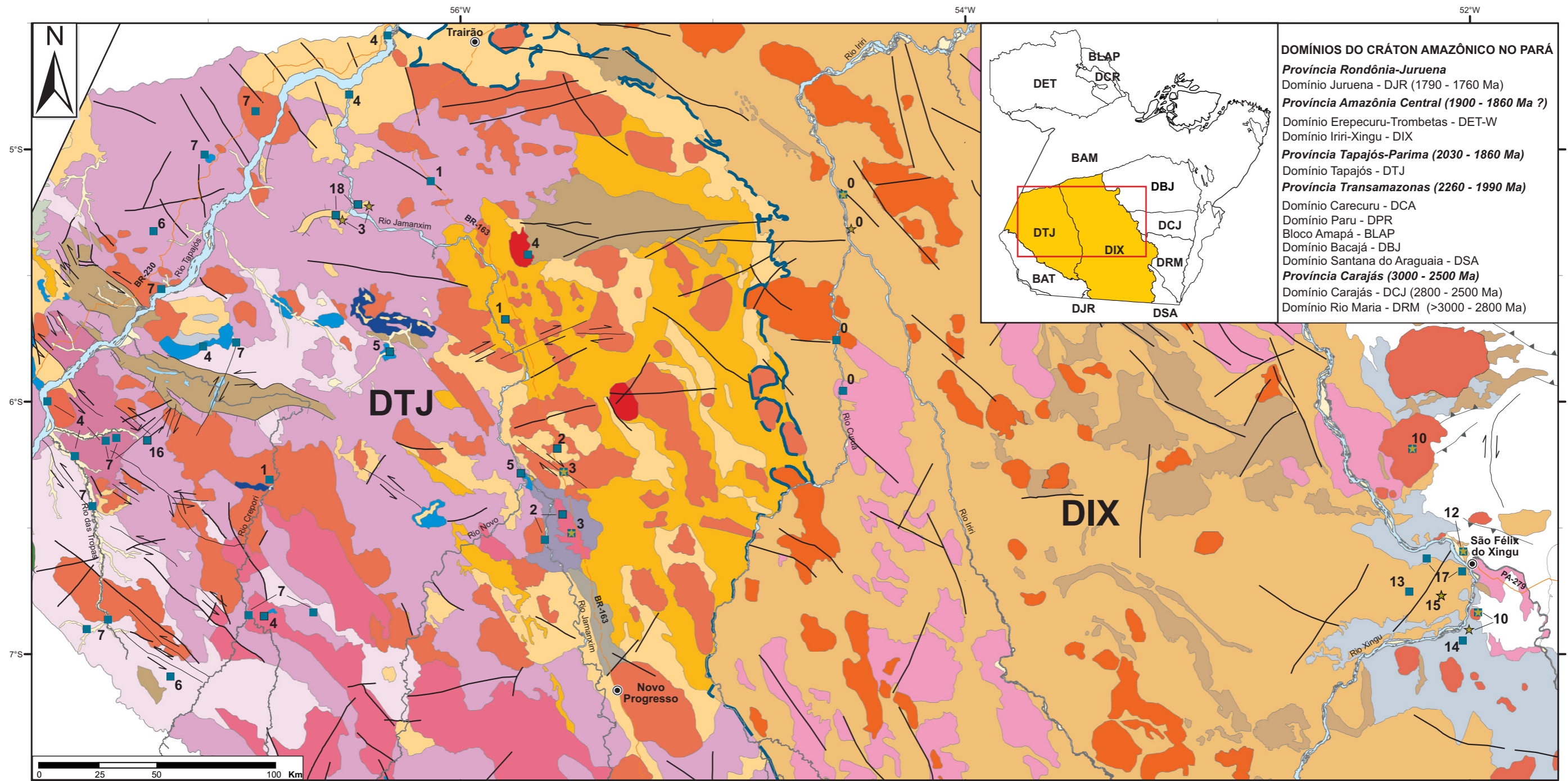
VASQUEZ, M. L.; SOUSA, C. S.; CARVALHO, J. M. A. **Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará**, escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil (PGB), Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil, Mapas Geológicos Estaduais. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belém. 1 CD-ROM. 2008b.

VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T.; SILVA, C. M. G.; RICCI, P. S. F.; BARBOSA, J. P. O.; KLEIN, E. V.; LOPES, E. C. S.; MACAMBIRA, E. M. B.; CHAVES, C. L.; CARVALHO, J. M. A.; OLIVEIRA, J. G. F.; ANJOS, G. C.; SILVA, H. R. Unidades Litoestratigráficas. In: **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará**: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008c.

VASQUEZ, M. L.; MACAMBIRA, M. J. B.; ARMSTRONG, R. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. **Precambrian Research**, v. 161, p. 279-302, 2008d.

## **ANEXO**

ANEXO A - Mapa geológico dos Domínios Iriri-Xingu e Tapajós, mostrando a distribuição dos dados isotópicos de Sm-Nd em rocha total e de cristalização em zircão dos domínios abordados.



Modificado de Vasquez et al., (2008b)