



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO E Sm-Nd EM
ROCHA TOTAL DE GRANITÓIDES DA REGIÃO DE SANTANA DO
ARAGUAIA-PA**

Dissertação apresentada por:

LÍVIO WAGNER CHAVES CORRÊA

Orientador: Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira (UFPA)

BELÉM/2012

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

C824g Corrêa, Lívio Wagner Chaves

Geologia e geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total de granitóides da região de Santana do Araguaia-PA / Lívio Wagner Chaves Corrêa; Orientador: Moacir José Buenano Macambira – 2012
xvi, 61 f.: il.

Dissertação (mestrado em geoquímica e petrologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2012.

1. Geologia estratigráfica – Arqueano. Geocronologia. Paleoproterozóico. Granitóides. Santana do Araguaia (PA). I. Macambira, Moacir José Buenano, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22º ed.: 551.712098115



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

GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO E Sm-Nd EM ROCHA TOTAL DE GRANITÓIDES DA REGIÃO DE SANTANA DO ARAGUAIA-PA

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

LÍVIO WAGNER CHAVES CORRÊA

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

Data de Aprovação: 04 / 06 / 2012

Banca Examinadora:

Prof. Moacir José Buenano Macambira
(Orientador – UFPA)

Prof. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb
(Membro – UFPA)

Prof. Amarildo Salina Ruiz
(Membro – UFMT)

Dedico este trabalho a minha família,
fonte de força inesgotável.

AGRADECIMENTOS

Registro meus sinceros agradecimentos às pessoas e instituições que colaboraram de alguma maneira para a realização deste trabalho, em especial:

- **À Deus;**
- À Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela infraestrutura disponibilizada para realização desta pesquisa;
- À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudo durante a realização deste trabalho;
- Ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM), coordenado por R. Dall’Agnol, e ao Programa Procad/CAPES (Projeto 096/2007), coordenado por M.J.B. Macambira, pelo financiamento dos trabalhos de campo desta dissertação;
- Ao Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (PARÁ-ISO), por toda a infraestrutura disponibilizada, e em especial aos professores, técnicos e estagiários por toda atenção e grande ajuda;
- Ao meu orientador, Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira por sua confiança, paciência e amizade demonstrados ao longo do desenvolvimento deste trabalho;
- Aos meus pais, Damião Elias e Edna Rodrigues, por todos os ensinamentos de vida e por garantirem todas as condições para que eu pudesse realizar o curso de Mestrado;
- Ao grupo de professores e funcionários do Instituto de Geociências;
- Aos colegas do PPGG que tornaram suportáveis esses dois anos de estudo.

RESUMO

Estudos anteriores consideram que a região de Santana do Araguaia (PA) é uma continuidade do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) de idade mesoarqueana (3,0–2,86 Ga) sendo, portanto, interpretada como pertencente à Província Carajás ou à Província Amazônia Central, do Cráton Amazônico. No entanto, estudos recentes permitiram vislumbrar, com base em novos dados geocronológicos por evaporação de Pb em zircão, um quadro geológico diferente dos apresentados em trabalhos anteriores, sugerindo um retrabalhamento de rochas arqueanas durante o Evento Transamazônico. Nesse contexto, com a nova proposta litoestratigráfica, os dados estruturais e dados geocronológicos permitiram individualizar o Domínio Santana do Araguaia (DSA), independente da Província Carajás, tratando-se de outro segmento do Cráton Amazônico composto por granitóides deformados, gnaisses, migmatitos e sequências supracrustais, com forte estruturação segundo direção NW-SE, este domínio foi incluído na província Transamazonas ou na província Maroni-Itacaiúnas. O domínio confronta-se a leste e a norte com o TGGRM, a oeste com o Domínio Irixi-Xingu e a sul com a bacia dos Parecis e Cinturão Araguaia. Apesar dos trabalhos mais recentes realizados, o Domínio Santana do Araguaia ainda é um dos setores pouco conhecidos do território paraense, os dados geocronológicos existentes são restritos e foram obtidos através das sistemáticas Rb-Sr e K-Ar no nordeste do estado do Mato Grosso e correlacionados com as rochas do DSA. Porém, na parte paraense do DSA, apenas duas unidades (Ortognaisse Rio Campo Alegre e Tonalito Rio Dezoito) foram datadas preliminarmente pelo método Pb-Pb em zircão, carecendo, assim, de confirmação e expansão para outras unidades da região, tal como o Complexo Santana do Araguaia de maior expressividade na área. É importante destacar também a carência de dados isotópicos Sm-Nd neste domínio. Nesse sentido, o real significado do DSA não foi ainda compreendido, devido, entre outros fatos, à lacuna de informações geocronológicas, que permitam esclarecer as relações entre as unidades do DSA com aquelas do TTGRM. Considerando estas questões, os objetivos principais do estudo estão voltados para: a) determinar a idade dos protólitos das rochas existentes na área, visando identificar terrenos que são arqueanos e paleoproterozóicos, utilizando o método Pb-Pb (evaporação) em monocristal de zircão; b) determinar a idade dos eventos de formação de crosta continental utilizando o método Sm-Nd (rocha total); c) discutir o posicionamento estratigráfico e cronológico das rochas para estabelecer a evolução do setor sudeste do Cráton Amazônico. Nos trabalhos de campo foram estudados dezenove afloramentos, sendo que a petrografia e as análises modais foram realizadas em quatorze amostras das rochas (2000 pontos/lâmina delgada) que foram plotadas em diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M' que

incidiram nos campos dos Monzogranitos, Granodioritos e Tonalitos e individualizados em cinco litotipos: Biotita Monzogranito; Biotita Metagranodiorito; Hornblenda-Biotita Granodiorito; Hornblenda-Biotita Metatonalito e Ortopiroxênio Tonalito. Os dois últimos litotipos foram identificados pela primeira vez na região. Do ponto de vista estrutural, o Biotita Metagranodiorito apresenta foliação com direção E-W, coincidente com o *trend* regional do TGGRM, enquanto que os Hornblenda-biotita Metatonalitos possuem foliação seguindo a direção NW-SE, com mergulhos normalmente subverticais destoando do comportamento regional. Análises microestruturais identificam feições deformacionais em minerais, tais como, extinção ondulante, *kink band*, formação de subgrãos e recristalização dinâmica. O litotipo Biotita Monzogranito é isotrópico e os Hornblenda-Biotita Granodioritos e os Ortopiroxênio Tonalitos apresentam apenas uma incipiente orientação de seus cristais de plagioclásio, perceptível apenas sob observação microscópica. Estudos geocronológicos Pb-Pb em zircão foram realizados em seis amostras e em apenas cinco foram feitas análises Sm-Nd (rocha total) utilizando o espectrômetro Finningan Mat 262 e ICP-MS-MC Neptune, respectivamente, no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da Universidade Federal do Pará. Os resultados desses estudos nos diferentes litotipos são: Biotita Metagranodiorito 3066 ± 3 Ma (ML-04) e 2829 ± 13 Ma (ML-20); Hornblenda-Biotita Metatonalito 2852 ± 2 Ma (ML-17); Biotita Monzogranito 2678 a 2342 Ma (ML-08); Hornblenda-Biotita Granodiorito 1990 ± 7 Ma (ML-16); e Ortopiroxênio Tonalito 1988 ± 4 Ma (ML-13). Embora o Biotita Monzogranito não tenha indicado idade precisa, os dados de campo indicam uma relação intrusiva no Biotita Metagranodiorito. No caso das análises Sm-Nd (rocha total) foram selecionadas as seguintes amostras que seguem com suas respectivas idade-modelo T_{DM} : ML-04 = 3,14 Ga; ML-20 = 2,91 Ga; ML-17 = 3,07 Ga; ML-16 = 2,68 Ga e ML-13 = 2,35 Ga. Os dados isotópicos Sm-Nd sugerem que, caso não representem misturas de magmas, possivelmente em torno de 3,14, 3,07, 2,91, 2,68 e 2,35 Ga houve extração de magma do manto para a crosta. Estudos estruturais em macro e microescala caracterizam a instalação de uma zona de cisalhamento dúctil, de caráter transcorrente, com direção NW-SE, possivelmente sinistral, situada na porção leste da área, que afetou principalmente o litotipo Hornblenda-Biotita Metatonalito. Entretanto, esse padrão deformacional não é observado nas porções centro-sul da área e nem na porção norte), onde localizam-se as domínios de rochas mais antigas, as quais apresentam direção da foliação aproximadamente E-W. Analisando as idades de cristalização das amostras ML-04, ML-17 e ML-20 (3.066 ± 3 Ma a 2.829 ± 13 Ma) e idades-modelo (3,14-2,91 Ga), os valores são similares às registradas nas rochas do TTGRM, levando à interpretação que o DSA é possivelmente uma continuidade do TTGRM

para sudoeste. Por outro lado, os resultados geocronológicos das amostras ML-16 e ML-13 (1.990 ± 7 Ma e 1.988 ± 4 Ma) indicam um magmatismo mais novo, do paleoproterozóico.

Palavras-chave: Geologia estratigráfica – Arqueano. Geocronologia. Paleoproterozóico. Granitóides. Santana do Araguaia (PA).

ABSTRACT

Previous studies consider the region of Santana do Araguaia (PA) is a continuation of the Granite-Greenstone Terrain of Rio Maria (TGGRM) age mesoarqueana (3.0 to 2.86 Ga) is therefore interpreted as belonging to the Carajas Province Central Province or Amazon, Amazon Craton. However, recent studies have provided valuable insights, based on new geochronological data by evaporation Pb zircon, a geological context different from those presented in previous studies, suggesting a reworking of Archean rocks during Transamazonic Event. In this context, the new proposal lithostratigraphic, structural data and geochronological data allowed individualize Domain Santana do Araguaia (DSA), independent of the Carajas Province, in the case of another segment of the Amazonian Craton consists of deformed granitoids, gneisses, migmatites and sequences supracrustal with strong structuring seconds NW-SE direction, this area was included in the province or the province Transamazonas Maroni-Itacaiúnas. The area faces east and north with TGGRM in the west to the Domain Iriri Xingu basin and south with the Araguaia Belt and Parecis. Despite the more recent work performed, Domain Santana do Araguaia is still a little known sector of Pará territory, the existing geochronological data are restricted and were obtained through systematic Rb-Sr and K-Ar in the northeastern state of Mato Grosso and correlated with rocks of the DSA. But at the Para's DSA, only two units (orthogneiss Rio Campo Alegre and Rio Eighteen Tonalite) were preliminarily dated by Pb-Pb method on zircon, lacking thus confirming and expanding to other units in the region, such as Complex Santana do Araguaia greater expressiveness in the area. Also noteworthy was the lack of Sm-Nd isotopic data in this area. In this sense, the real meaning of DSA was not yet understood, because, among other facts, the information gap geochronological, to clarify the relationship between units of DSA with those of TTGRM. Considering these issues, the main objectives of the study are aimed to: a) determine the age of the protoliths of the rocks in the area, to identify lands that are Archean and Paleoproterozoic, using the Pb-Pb method (evaporation) in single crystal of zircon; b) determine the age of the events of continental crust formation method using the Sm-Nd (whole rock); c) discuss the stratigraphic and chronological rocks to establish the evolution of the southeastern sector of the Amazonian Craton. In field studies were studied nineteen outcrops, whereas petrography and modal analyzes were performed on fourteen samples of rocks (2000 dots / thin section) that were plotted in diagrams QAP and Q-(P + A)-M focussed fields of monzogranites, granodiorite and tonalite and individualized in five lithotypes: Biotite monzogranite; Biotite Metagranodiorito; Hornblende-Biotite Granodiorite; Hornblende-Biotite Tonalite Metatonalito and Orthopyroxene. The last two lithotypes were

first identified in the region. From a structural standpoint, the foliated biotite Metagranodiorito presents with EW direction, coincident with the regional trend of TTGRM, while the hornblende-biotite foliation have metatonalites following the NW-SE direction, with subvertical dips usually not matching the regional behavior. Microstructural analyzes identify deformation features in minerals such as wavy extinction, kink band, formation of subgrains and dynamic recrystallization. The lithotype Biotite monzogranite is isotropic and hornblende-biotite granodiorite and tonalite Orthopyroxene have only an incipient orientation of its plagioclase crystals, visible only under microscopic observation. Geochronological studies Pb-Pb zircon form performed in six samples and analyzes were made only five Sm-Nd (whole rock) using the spectrometer Finnigan Mat 262 and MC-ICP-MS Neptune, respectively, at the Laboratory of Isotope Geology (Para- iso) of the Federal University of Pará estuos The results of the different rock types are: Biotite Metagranodiorito 3066 ± 3 Ma (ML-04) and 2829 ± 13 Ma (ML-20), hornblende-biotite Metatonalito 2852 ± 2 Ma (ML- 17): Biotite monzogranite from 2678 to 2342 Ma (ML-08): Hornblende-Biotite Granodiorite 1990 ± 7 Ma (ML-16): Orthopyroxene Tonalite and 1988 ± 4 Ma (ML-13). Although Biotite monzogranite has not indicated precise age, the field data indicate a relationship in Biotite Metagranodiorito intrusive. In the case of Sm-Nd analyzes (whole rock) was selected the following samples that follow with their respective age-TDM Model: ML-04 = 3.14 Ga, ML-20 = 2.91 Ga, ML-17 = 3.07 Ga; ML-16 2.68 ML-13 and Ga = Ga 2.35. The Sm-Nd isotopic data suggest that if they represent mixtures of magmas, possibly around 3.14, 3.07, 2.91, 2.68 and 2.35 Ga was extraction of magma from the mantle to the crust. Structural studies on macro and microscale feature the installation of a ductile shear zone, transcurrent character, with NW-SE direction, possibly sinistral, located in the eastern portion of the area, which mainly affected the lithotype Hornblende-Biotite Metatonalito. However, this deformation pattern is not observed in the central-southern area nor in the northern portion), where are located the areas of older rocks, which have approximately EW direction of foliation. Analyzing the ages of crystallization of the samples ML-04, ML-17 and ML-20 (3066 ± 3 Ma to 2829 ± 13 Ma) and model ages (3.14 to 2.91 Ga), the values are similar to those reported TTGRM the rocks, leading to the interpretation that the DSA is possibly a continuation of TTGRM southwest. Moreover, the results geochronological sample ML-16 and ML-13 ($1990 \pm 1988 \pm 7$ Ma and Ma 4) indicate a newest magmatism of paleoproterozoic.

Keywords: Stratigraphic geology - Archean. Geochronology. Paleoproterozoic. Granitoids. Santana do Araguaia (PA).

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1

Figura 1 - Mapa de acesso e localização da área de estudo	3
Figura 2 - Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico.....	5
Figura 3 - Mapa geológico simplificado do Domínio Santana do Araguaia, Domínio Rio Maria, Domínio Iriri-Xingu e Faixa Araguaia, com localização de amostras datadas.....	15
Figura 4 - Mapa de localização dos afloramentos estudados e de amostragem na área estudada.....	21

CAPÍTULO 2

Figura 5 - Mapa geológico simplificado do Domínio Santana do Araguaia, mostrando a localização dos afloramentos visitados e das amostras analisadas pelo método Pb-Pb em zircão neste trabalho. Para mais detalhes sobre as idades obtidas neste trabalho, ver tabela 4.....	29
Figura 6 - Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Streckeisen 1976) para as rochas estudadas. 1 a 5 são <i>trends</i> evolutivos de séries granitóides	34
Figura 7 - Aspectos texturais de rochas da região de Santana do Araguaia. Biotita Monzogranito (BMzg): (A) Aspecto macroscópico da rocha mostrando estrutura isotrópica; (B) Aspecto microscópico mostrando textura granular hipidiomórfica, (C) Detalhe de fenocristal de microclina. Hornblenda-Biotita Metatonalito (HBMeTonl): (D)Aspecto macroscópico da rocha mostrando foliação marcante contornando porfiroclastos de plagioclásio; (E) Aspecto microscópico mostrando a orientação dos cristais de biotita e hornblenda contornando porfiroclasto de plagioclásio; (F) Lamela de biotita em forma de peixe marcando uma cinemática sinistral. Biotita Metagranodiorito (BMeGnd): (G) Aspecto macroscópico da rocha mostrando foliação marcante; (H) Aspecto microscópico mostrando orientação dos minerais Máficos, marcando a foliação da rocha, além de cristais de quartzo	

recristalizado em forma de subgrãos; (I) Cristal de plagioclásio, com terminações abruptas de suas maclas, sugerindo origem ígnea e cristais de quartzo com contato suturado-serrilhado indicado pela seta. Abreviaturas: Pl-Plagioclásio, Bt-Biotita. Qtz-Quartzo, Hb-Hornblenda e Mc-Microclinio.....38

Figura 8 - Aspectos texturais de rochas da região de Santana do Araguaia. Hornblenda-Biotita Granodiorito (HBGnd): (A) Aspecto macroscópico da rocha mostrando relativa orientação dos minerais máficos; (B) Aspecto microscópico mostrando cristais de plagioclásio com orientação marcante e núcleos descalcificados; (C) textura granular hipidiomórfica, além de cristais de hornblenda apresentando maclamento simples; (D) Detalhe de cristais de plagioclásio mostrando zoneamento oscilatório. Ortopiroxênio Tonalito (Enderbita): (E) Aspecto macroscópico da rocha mostrando textura maciça; (F) Aspecto microscópico mostrando a orientação subparalela de fenocristais de plagioclásio; (G) Detalhe mostrando cristais de biotita e piroxênio; (H) Detalhe em nicóis cruzados mostrando cristais de biotita, clinopiroxênio e ortopiroxênio; (I) Cristais de plagioclásio em contato com feldspato potássico perítico, com mirmequitas associadas a esse contato. Abreviaturas: Pl-Plagioclásio, Bt-Biotita. Qtz-Quartzo, Hb-Hornblenda e Tit-Titanita, Cpx-Clinopiroxênio e Opx-Ortopiroxênio.....39

Figura 9 - Diagramas de evaporação de Pb e os cristais correspondentes de zircão analisados para as rochas estudadas da região de Santana do Araguaia.....43

CAPÍTULO 3

Figura 10 - Diagrama $\epsilon(\text{Nd})$ vs Tempo para as rochas estudadas na região de Santana do Araguaia.....51

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 1

Tabela 1 – Principais dados geocronológicos das rochas do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e do Domínio Santana do Araguaia.....9

CAPÍTULO 2

Tabela 2 – Principais dados geocronológicos das rochas do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e do Domínio Santana do Araguaia.....30

Tabela 3 - Composições modais de amostras das rochas estudadas da região de Santana do Araguaia (PA).....33

Tabela 4 - Resultados das análises dos cristais de zircão das amostras de rochas da região de Santana do Araguaia pelo método de evaporação de Pb de zircão.....42

CAPÍTULO 3

Tabela 5 - Dados isotópicos Sm-Nd para as rochas estudadas da região de Santana do Araguaia.....51

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTA DE TABELAS	xiv
CAPÍTULO 1	
1.1 INTRODUÇÃO	1
1.2 APRESENTAÇÃO	1
1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSO	2
1.4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	2
1.4.1 Terreno Granito-<i>Greenstone</i> de Rio Maria (TGGRM)	4
1.4.1.1 Greenstone belts.....	5
1.4.1.2 Suíte TTG.....	6
1.4.1.3 Suíte Sanukitóide Rio Maria.....	7
1.4.1.4 Suíte Guarantã.....	8
1.4.1.5 Leucogranitos Potássicos.....	10
1.4.1.6 Magmatismo Paleoproterozóico tipo-A.....	10
1.4.2 Domínio Santana do Araguaia	11
1.4.2.1 Ortognaisse Rio Campo Alegre.....	11
1.4.2.2 Sequência Fazenda Santa Fé.....	12
1.4.2.3 Sequência Mururé.....	12
1.4.2.4 Complexo Santana do Araguaia.....	13
1.4.2.5 Tonalito Rio Dezoito.....	13
1.4.2.6 Rochas Supracrustais.....	13
1.4.2.7 Granitos paleoproterozóicos.....	14
1.4.3 GEOLOGIA ISOTÓPICA Sm-Nd	14

1.5 APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA.....	16
1.6 OBJETIVOS.....	18
1.7 MATERIAIS E MÉTODOS.....	19
CAPITULO 2 – GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO DE GRANITÓIDES DA REGIÃO DE SANTANA DO ARAGUAIA-PA.....	25
RESUMO.....	25
ABSTRACT.....	25
2.1 INTRODUÇÃO.....	26
2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	26
2.2.1 Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria	26
2.2.2 Domínio Santana do Araguaia	27
2.2.2.1 Unidades litoestratigráfias.....	27
2.3 GEOLOGIA.....	28
2.3.1 Descrição dos litotipos	31
2.4 PETROGRAFIA.....	31
2.4.1 Composições Modais e Classificação	31
2.4.2 Aspectos petrográficos	34
2.5 GEOCRONOLOGIA POR EVAPORAÇÃO DE Pb EM MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO.....	40
2.5.1 Métodos Analíticos	40
2.5.2 Resultados Analíticos	41
2.6 DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS.....	44

2.7 CONCLUSÕES.....	45
REFERÊNCIAS.....	47
CAPÍTULO 3 DADOS ISOTÓPICOS Sm-Nd EM ROCHA TOTAL.....	51
CAPITULO 4 CONCLUSÕES.....	53
REFERÊNCIAS.....	55

1.1 INTRODUÇÃO

1.2 APRESENTAÇÃO

A área objeto da presente pesquisa é o então denominado Domínio Santana do Araguaia - DSA (Macambira *et al.*, 2007; Vasquez *et al.*, 2007a, 2008), composto por granitóides deformados, gnaisses, migmatitos e sequências supracrustais. A partir de novos dados geocronológicos obtidos pelo método evaporação Pb em zircão, esses autores sugeriram que as rochas arqueanas da região de Santana do Araguaia sofreram retrabalhamento durante o Ciclo Transamazônico, levando-os a incluir este domínio na província Transamazonas (Santos 2003) ou à província Maroni-Itacaiúnas de Tassinari & Macambira (2004).

O DSA está localizado no sudeste do estado do Pará, limitado a leste e a norte pelo Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM), a oeste pelo Domínio Irixi-Xingu e a sul pela bacia dos Parecis e cinturão Araguaia. O conhecimento sobre a geologia do DSA resulta em grande parte, de trabalhos de mapeamento geológico e prospecção executados pelas equipes da antiga DOCEGEO e pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) - Serviço Geológico do Brasil. Pesquisadores do Laboratório de Geologia Isotópica e do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA) destacaram-se nas últimas duas décadas pelos trabalhos de detalhe no TGGRM, em particular sobre os granitoides, cabendo à CPRM as pesquisas mais recentes pertinentes ao DSA.

Este trabalho visa aprimorar a caracterização petrográfica e geocronológica das principais ocorrências de granitóides no Domínio Santana do Araguaia, buscando-se com isto um melhor entendimento dessas rochas, ainda pouco estudadas comparativamente aos demais granitóides, de idade arqueana, do TGGRM (Macambira & Lancelot 1996, Althoff *et al.* 2000, Souza *et al.* 2001, Leite *et al.* 2004, Dall'Agnol *et al.* 2006). Isto permitirá uma melhor compreensão da evolução geológica da região e ajudará no entendimento da estratigrafia da área, bem como permitirá estabelecer relações geocronológicas entre o DSA e o TGGRM.

Optou-se por apresentar esta dissertação na forma centrada em artigo científico, ao invés de seguir o modelo clássico, considerando que esta modalidade é muito mais prática e

objetiva que o modelo de dissertação tradicional, uma vez que facilita a divulgação mais rápida dos resultados obtidos.

A dissertação inclui um capítulo introdutório, no qual é abordada a localização da área estudada, o contexto geológico regional, destacando-se os principais aspectos geológicos e geocronológicos do TGGRM e o DSA. São também definidos a problemática, os objetivos da pesquisa, e os procedimentos metodológicos. Os resultados obtidos são apresentados e discutidos na forma de artigo científico (Capítulos 2), submetido à Revista Brasileira de Geologia. No capítulo 3 serão abordados os dados isotópicos Sm-Nd, e no capítulo 4 é feita uma discussão integrada dos dados e apresentadas as conclusões deste trabalho.

1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSO

A área deste estudo está localizada nos arredores do município de Santana do Araguaia, no sudeste do Estado do Pará (Figura 1). Partindo-se de Belém, o acesso à área pode ser feito por via terrestre ou aérea até a cidade de Marabá ou Santana do Araguaia. Partindo de Marabá-PA por via terrestre, o acesso pode ser feito pelas rodovias BR-150 e BR-158. Além dessas vias principais, a área é cortada por uma série de estradas vicinais de fazendas não pavimentadas e caminhos, trafegáveis nos períodos menos chuvosos.

1.4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton Amazônico tem sido subdividido em várias províncias geocronológicas que apresentam idades diferentes, distintos padrões estruturais e evoluções geodinâmicas particulares (Tassinari & Macambira, 1999, 2004; Santos *et al.* 2000, 2006) (Figura 2).

No modelo proposto por Tassinari & Macambira (1999, 2004), baseado, sobretudo, em dados isotópicos, o Cráton Amazônico foi dividido em seis províncias geocronológicas, as quais compreendem a Província Amazônia Central ($> 2,5$ Ga), Província Maroni-Itacaiúnas (2,25-2,0 Ga), Província Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga), Província Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Província Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,3 Ga) e Província Sunsás (1,3-1,0 Ga) (Figura 2A). Esse modelo sugere que as províncias Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena e parte das províncias Maroni-Itacaiúnas, Rondoniana-San Ignácio e Sunsás evoluíram através de sucessivos arcos magmáticos, que produziram acreções continentais a partir de magmas

oriundos do manto superior. Por outro lado, a evolução das Províncias Sunsás, Rondoniana-San Ignácio e Maroni-Itacaiúnas podem estar associadas à reciclagem de crosta continental mais antiga, enquanto a Província Amazônia Central é o segmento mais antigo do Cráton Amazônico, sendo dividida em dois blocos tectônicos principais, Carajás e Xingu-Iricoumé.

Santos *et al.* (2000) (Figura 2B) propuseram uma compartimentação um pouco diferente, compartimentando o Cráton Amazônico em sete províncias geológicas e um cinturão de cisalhamento: Carajás-Imataca (3,10-2,53 Ga) juvenil; Transamazônica (2,25-2,0 Ga) juvenil; Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga) juvenil; Amazônia Central (1,88-1,70 Ga); Rio Negro (1,86-1,52 Ga) colisional; Rondônia-Juruena (1,76-1,47 Ga) juvenil, e Sunsás (1,33-0,99 Ga) colisional, além do cinturão de cisalhamento K'Mudku (1,10-1,33 Ga). Em seguida, Santos *et al.* (2006), redefiniram os limites e modificaram os intervalos das idades das províncias para: Carajás-Imataca (3,0-2,5 Ga), Amazônia Central (arqueano?), Transamazônica (2,26-2,01 Ga), Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga), Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga), Rio Negro (1,82-1,52 Ga) e Sunsás (1,45-1,10 Ga).

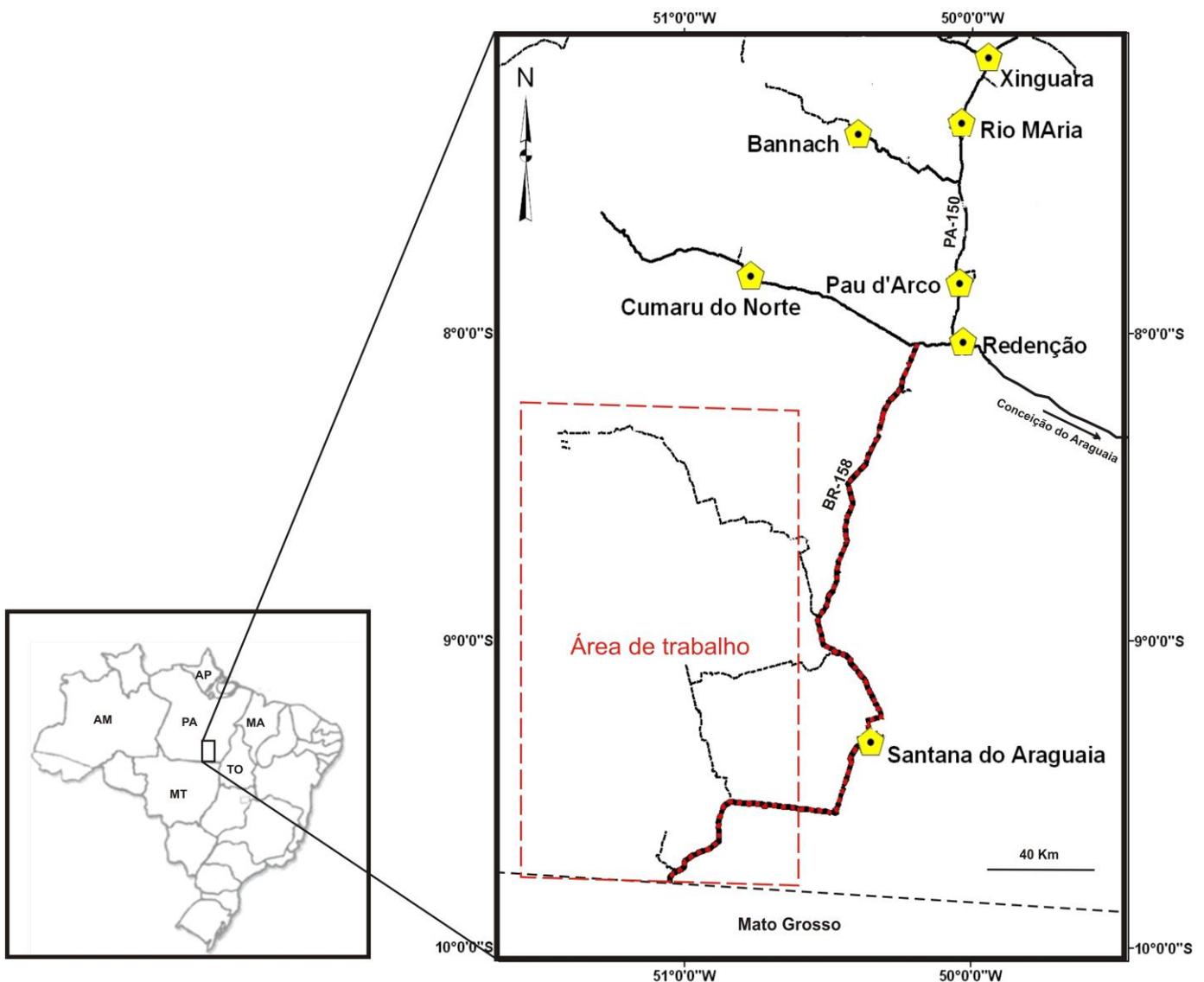


Figura 1- Mapa de acesso e localização da área de estudo.

Fonte: Modificado do (Mapa Rodoviário do Pará, 2002).

Contudo, além dessas duas grandes propostas de compartimentação, trabalhos realizados no Bloco Amapá (Rosa-Costa 2006, Rosa-Costa *et al.* 2006) demonstraram, inequivocamente, a existência de um bloco arqueano no sul do Amapá, e estudos desenvolvidos na região de Bacajá, ao norte de Carajás, revelaram que esse domínio formou-se essencialmente durante o Paleoproterozóico, relacionado ao evento Transamazônico, e não no Arqueano (Macambira *et al.* 2001, Vasquez *et al.* 2005, 2008a, 2008b, Macambira *et al.* 2009). Em função disso, modelos mais recentes restringem a Província Carajás até o sul do Domínio Bacajá, correspondente ao extremo sul da Província Transamazonas (Santos *et al.* 2000) ou Maroni-Itacaiunas (Tassinari & Macambira 2004).

Baseado na natureza das sequências supracrustais, idade dos eventos magmáticos e deformacionais, na natureza das séries granitóides e no ambiente geotectônico, a Província Carajás foi dividida em três domínios tectônicos (Souza *et al.* 1996; Althoff *et al.* 2000; Dall’Agnol *et al.* 2000, 2006; Santos *et al.* 2006; Vasquez *et al.* 2008): O domínio mais antigo de idade Mesoarqueana (3,0–2,86 G.a) denominado de Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Machado *et al.* 1991; Macambira & Lafon, 1995; Macambira & Lancelot, 1996; Althoff *et al.* 2000; Souza *et al.*, 2001; Leite *et al.* 2004; Dall’Agnol *et al.* 2006); o outro é o Domínio neoarqueano de Carajás (2,76–2,54 Ga; Machado *et al.* 1991; Huhn *et al.* 1999; Barros *et al.* 2004; Sardinha *et al.* 2006; e terceiro é dominando Domínio Santana do Araguaia (Macambira *et al.* 2007; Vasquez *et al.* 2008).

1.4.1 Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM)

O TGGRM é o domínio crustal do Cráton Amazônico cuja evolução geológica foi estudada em maior detalhe na Província Carajás. É formado por *greenstone belts* (Supergrupo Andorinhas) e por cinco principais grupos de granitóides arqueanos (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lafon 1995, Althoff *et al.* 2000, Leite 2001, Leite *et al.* 2004, Dall’Agnol *et al.* 2006, Oliveira *et al.* 2009, Almeida *et al.* 2010, 2011) assim discriminados: (1) séries TTGs mais antigas formadas em dois episódios distintos, sendo o mais antigo ($2,96 \pm 0,02$ Ga), representado pelo Tonalito Arco Verde e Trondhjemito Mogno, seguido, em $2,93 \pm 0,02$ Ga, pela formação do Complexo Tonalítico Caracol, Tonalito Mariazinha e algumas rochas do Tonalito Arco Verde; (2) granitóides predominantemente granodioríticos com alto Mg (2,87 Ga), formado pelo Granodiorito Rio Maria, rochas intermediárias e máficas associadas

de afinidade sanukitóide; (3) leucogranodioritos e leucomonzogranitos cálcio-alcálicos enriquecidos em Ba e Sr, representados pela Suíte Guarantã e granitos similares (2,87 Ga); (4) TTGs mais jovens, correspondentes ao Trondhjemito Água Fria (2,86 Ga); (5) leucogranitos potássicos (2,86 Ga), representados pelos granitos Xinguara, Mata Surrão e similares.

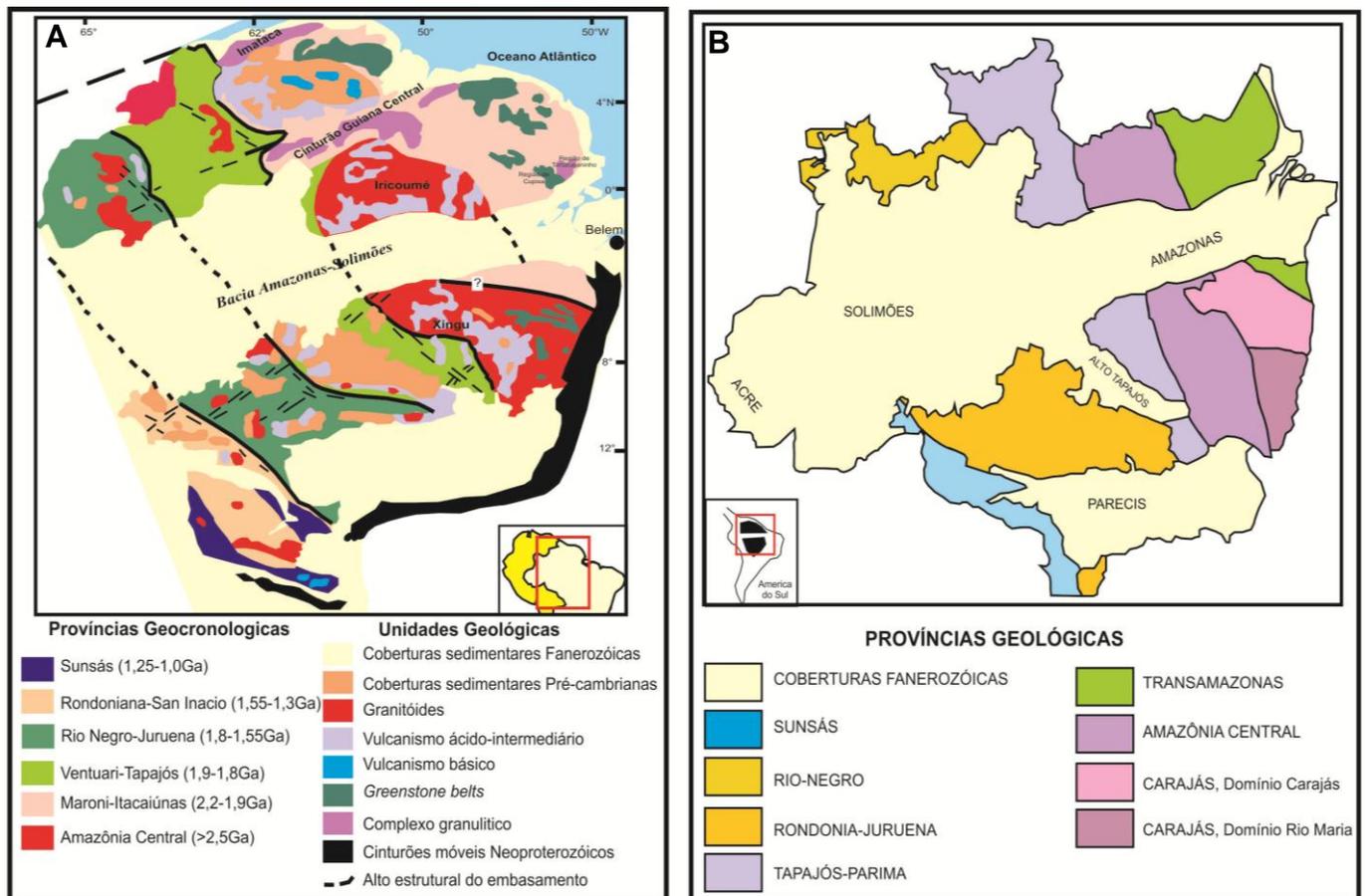


Figura 2 - Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico: **A** - Tassinari & Macambira (2004); **B** - Santos *et al.* 2000).

1.4.1.1 Greenstone Belts

Esses cinturões são formados por sequências vulcano-sedimentares (Sapucaia, Identidade, Lagoa Seca, Babaçu, Seringa, Pedra Preta, entre outras) metamorfisadas em condições de fácies xisto verde a anfíbolito (Souza *et al.* 1997, 2001) e agrupadas no Supergrupo Andorinhas (Huhn *et al.* 1988, DOCEGEO 1988). Vasquez *et al.* (2008b) não utilizam o termo Supergrupo Andorinhas, e dividem os *greenstone belts* do TGGRM em seis grupos: Gradaús, Serra do Inajá, Lagoa Seca, Babaçu, Sapucaia e Tucumã.

Souza *et al.* (1997) individualizaram, na área de Identidade, rochas metaultramáficas (talco-tremolita xistos) na base, seguidas por metamáficas (basaltos maciços e gabros porfiríticos) e, no topo, por metadacitos porfiríticos. Rochas metassedimentares terrígenas (grauvacas, siltitos) e vulcano-químicas (cherts e formações ferríferas) se intercalam nas porções basais a intermediárias, podendo ocorrer em maior volume no topo da sequência, como no caso da área Lagoa Seca (Huhn *et al.* 1988).

1.4.1.2 Suíte TTG

Os granitóides da série tonalítica-trondhjemítica (TTG) do TGGRM (granitóides dos grupos 1 e 4), embora com idades distintas (Tabela 1), apresentam características químicas similares e, portanto, serão aqui descritos em conjunto, sendo ressaltadas apenas as diferenças entre eles.

O Tonalito Arco Verde forneceu originalmente idade de 2957^{+25}_{-21} Ma (U-Pb em zircão, Macambira 1992), posteriormente, confirmadas por datações efetuadas em rochas desta unidade da região de Inajá e Pau-D'Arco (2948 ± 7 Ma e 2981 ± 8 Ma, Pb-Pb em zircão, Rolando & Macambira 2002, 2003; 2964 ± 2 Ma, Pb-Pb em zircão, Vasquez *et al.* 2008b; 2941 ± 5 Ma, 2948 ± 4 Ma, U-Pb LA-MC-ICP-MS em zircão e 2937 ± 3 Ma, Pb-Pb em zircão, Almeida *et al.* 2011) (Tabela 1). Não foram observadas relações de contato entre o Tonalito Arco Verde e as sequências de *greenstone belts*.

O Trondhjemito Mogno ocorre a sul de Xinguara e se estende até o norte de Bannach. Contém enclaves máficos, interpretados como metabasaltos do Supergrupo Andorinhas (Souza 1994). Esta unidade havia sido anteriormente datada (Tabela 1) pelos métodos Pb-Pb em zircão (2857 ± 13 Ma e 2900 ± 21 Ma, Macambira *et al.* 2000) e U-Pb em titanita (2871 Ma, Pimentel & Machado 1994). Almeida *et al.* (2011) obtiveram novas idades (Tabela 1) para essa unidade (2962 ± 8 Ma, 2968 ± 2 Ma, 2959 ± 5 Ma, método Pb-Pb em zircão; 2959 ± 2 Ma, 2961 ± 16 Ma e 2972 ± 9 Ma por U-Pb LA-MC-ICP-MS em zircão) que diferem daquelas obtidas anteriormente. O intervalo de idades entre 2,97-2,95 Ga foi interpretado como o período de cristalização do Trondhjemito Mogno (Almeida *et al.* 2011) e as menores idades poderiam estar relacionadas a efeitos térmicos causados pelas intrusões da Suíte Sanukitóide Rio Maria, datada em 2,87 Ga (Pimentel & Machado, 1994; Rolando & Macambira, 2003; Oliveira *et al.* 2009). O Complexo Tonalítico Caracol, que ocorre a

noroeste da cidade de Xinguara, foi individualizado por Leite (2001) a partir do Complexo Xingu. O Complexo Tonalítico Caracol é formado por rochas com idades (Tabela 1) entre 2936 ± 3 Ma e 2948 ± 5 Ma (Pb-Pb em zircão, Leite *et al.* 2004), de composição tonalítica e trondhjemítica seccionadas pelo Granito Xinguara. O contato com o *Greenstone Belt* de Sapucaia não está exposto (Leite *et al.* 1997, Leite *et al.* 2004). Contém enclaves e megaenclaves de rochas similares aos metabasaltos dos *greenstone belts*.

O Tonalito Mariazinha apresenta uma foliação NE-SW e N-S discordante do *trend* regional NW-SE. Contém enclaves máficos e é cortado pelo Granodiorito Grotão e veios de leucogranitos. Idades (Tabela 1) de 2924 ± 2 Ma, 2925 ± 3 Ma e 2920 ± 11 Ma (Pb-Pb em zircão) e 2912 ± 5 Ma (U-Pb LA-MC-ICP-MS em zircão) foram interpretadas como representativas da idade de cristalização da unidade (Leite *et al.* 2004, Almeida *et al.* 2011). O Trondhjemito Água Fria representa a geração mais jovem de TTG descrito no TGGRM. Exibe bandamento subvertical com direção NW-SE e WNW-ESE, inclui enclaves tonalíticos e acha-se associado concordantemente com leucogranitos relacionados ao Granito Xinguara (Leite 2001). Foram obtidas idades (Tabela 1) de 2864 ± 21 Ma (Pb-Pb em zircão, Leite *et al.* 2004) e 2843 ± 10 Ma (U-Pb LA-MC-ICP-MS em zircão, Almeida *et al.* 2011) para o Trondhjemito Água Fria, o que levou ao seu posicionamento estratigráfico no final da evolução do TGGRM.

Com base na assinatura geoquímica, os granitóides TTG na região de Rio Maria foram divididos em três grupos (Almeida *et al.* 2011): (1) grupo com altas razões La/Yb, Sr/Y e Nb/Ta, formado fundamentalmente pelo Trondhjemito Mogno e Tonalito Mariazinha, interpretados como formados a partir da fusão de rochas máficas em profundidades elevadas (1,5 GPa), no campo de estabilidade da granada; (2) grupo com razões La/Yb, Sr/Y, Nb/Ta moderadas, o qual engloba o Tonalito Caracol e o Trondhjemito Água Fria, gerados sob pressão entre 1,0-1,5 GPa, mas ainda no campo de estabilidade da granada; (3) TTGs com baixas razões La/Yb, Sr/Y e Nb/Ta, dominados pelo Tonalito Arco Verde, cristalizados de magmas gerados a baixas pressões (1,0 GPa) a partir de uma fonte anfibolítica, tendo plagioclásio como fase residual.

1.4.1.3 Sanukitóide Rio Maria

A suíte sanukitóide Rio Maria é formada predominantemente por granodioríticos, subordinadamente monzogranitos e quartzo-dioritos ou quartzo-monzodioritos (rochas

intermediárias), além de rochas acamadadas e enclaves máficos. Apresenta ampla distribuição no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e ocorrências de rochas granodioríticas da região do Xingu e Carajás foram tentativamente correlacionadas a esta unidade (DOCEGEO 1988, Costa *et al.* 1995, Avelar *et al.* 1999). As idades obtidas para esta unidade (Tabela 1) são bastante uniformes e similares àquela de 2874 $-9/+10$ Ma definida inicialmente em sua área tipo (U-Pb em zircão; Macambira & Lancelot 1996).

O Granodiorito Rio Maria apresenta algumas características geoquímicas coincidentes com as das séries cálcio-alcálicas (Medeiros & Dall'Agnol 1988), porém pertence na realidade às séries de granitóides arqueanos ricos em Mg, pois exibe conteúdos relativamente baixos de Al_2O_3 , para as rochas daquela série, além de ser relativamente enriquecido em Ba, Sr, Cr, Ni e terras raras leves (Althoff *et al.* 1995, 2000, Leite 2001, Oliveira *et al.* 2009, 2010). Embora Vasquez *et al.* (2008b) agrupem o Granodiorito Rio Maria com as séries TTG, há muitas diferenças entre eles. O Granodiorito Rio Maria é enriquecido em Ca, Mg e K, além de Cr e Ni, aproximando-se geoquimicamente das séries sanukitóides arqueanas definidas por Stern *et al.* (1989). Os padrões de elementos terras raras também são desprovidos de anomalias significativas de Eu e são fortemente fracionados, porém o empobrecimento de elementos terras raras pesados é menos pronunciado do que nos granitóides TTG (Dall'Agnol *et al.* 2006, Oliveira *et al.* 2009, Almeida *et al.* 2011).

1.4.1.4 Suíte Guarantã

A suíte Guarantã é formada por três plutons (Guarantã, Azulona e Trairão), localizados na região de Pau D'Arco, porção sul do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria. Geoquimicamente, as rochas da Suíte Guarantã apresentam razão $K_2O/Na_2O < 1$ e altos conteúdos de Ba e Sr, padrões de terras raras com fracionamento de ETR pesados em relação aos leves, em geral, anomalias de Eu ausentes ou pouco marcantes (Dias 2009; Almeida *et al.* 2010). Tais rochas foram interpretadas como produto de mistura em diferentes proporções de magmas de composição trondhjemítica e leucogranítica rica em Ba e Sr, derivadas de magmas sanukitóides (Almeida *et al.* 2010). As idades (Tabela 1) de cristalização dessa suíte (Almeida *et al.* 2010) foram determinadas pelos métodos Pb-Pb por evaporação em zircão (2864 ± 8 Ma) e U-Pb LA-MC-ICP-MS em zircão (2875 ± 8 Ma e 2872 ± 7 Ma).

Tabela 1 – Principais dados geocronológicos das rochas do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria e do Domínio Santana do Araguaia.

Unidades Estratigráficas	Tipo de Rocha	Método	Material Analisado	Idade (Ma)/Referência
DOMÍNIO SANTANA DO ARAGUAIA				
Suíte intrusiva Rio Dourado	Granito	U-Pb	Zircão	1889 ± 11 (1)
Tonalito Rio Dezoito	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2187 ± 28 (2)
Complexo Santana do Araguaia	Granitóide	K-Ar	Muscovita	2070 ± 63 (3)
		K-Ar	Biotita	2174 ± 33 (3)
		K-Ar	Anfibólio	2082 ± 51 (3)
		Rb-Sr	Rocha total	2000 (4) (3), 2696 ± 79 (4)
Ortognaisse Rio Campo Alegre	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2408 ± 7 a 2663 ± 23 (2)
Greenstone Belt (Sequencia Mururé)	Rochas Metassedimentares	Pb-Pb	Zircão detrítico	2833 ± 7 a 2975 ± 14 (5)
TERRENO GRANITO-GREENSTONE DE RIO MARIA				
Granito tipo Xinguara	Leucogranito (Serra do Inajá)	Pb-Pb	Zircão	2875 ± 11 Ma (6) 2881 ± 2 Ma (7)
Granito Xinguara	Leucogranito (área tipo)	Pb-Pb	Zircão	2865 ± 1 Ma (8)
Granito tipo Mata Surrão	Leucogranito (Pau D'arco)	Pb-Pb	Zircão	2868 ± 5 Ma (9)
Granito tipo Mata Surrão	Leucogranito (Marajoara)	Pb-Pb	Zircão	2871 ± 7 Ma (10)
Granito Mata Surrão	Leucogranito (área tipo)	Pb-Pb	Rocha total	2872 ± 10 Ma (10)
Trondhjemito Água Fria	Trondhjemito	Pb-Pb	Zircão	2864 ± 21 Ma (8, 12)
Trondhjemito Mogno	Granitóide	U-Pb	Titanita	2871 ± ? Ma (11)
	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2857 ± 13 Ma (12)
	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2900 ± 21 Ma (12)
Granodiorito Rio Maria	Granodiorito	U-Pb	Zircão	2874 +9/-10 Ma(13)
	Granodiorito	U-Pb	Zircão	2872 ± 5 Ma (11)
	Quartzo-diorito	Pb-Pb	Zircão	2878 ± 4 Ma (14)
	Granodiorito (Serra do Inajá)	Pb-Pb	Zircão	2879 ± 4 Ma (11)
	Granodiorito (Serra do Inajá)	Pb-Pb	Zircão	2877 ± 6 Ma (7)
	Diorito (Serra do Inajá)	Pb-Pb	Zircão	2880 ± 4 Ma (7)
Suíte Guarantã	Granodiorito	Pb-Pb	Zircão	2868 ± 5 Ma (15)
	Leucogranito	Pb-Pb	Zircão	2870 ± 5 Ma (15)
	Granito Guarantã	Pb-Pb	Zircão	2864 ± 8 Ma (9)
Suíte Guarantã	Granito Guarantã	U-Pb	Zircão	2875 ± 8 Ma (19)
	Granodiorito Trairão	U-Pb	Zircão	2872 ± 7 Ma(19)
Tonalito Mariazinha	TTG	U-Pb	Zircão	2925 ± 3 Ma (16)
	TTG	U-Pb	Zircão	2918 ± 13 Ma (16)
Complexo Tonalítico Caracol	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2948 ± 5 Ma (8)
	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2636 ± 3 Ma (8)
	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2924 ± 2 Ma (8)
Tonalito Arco Verde	Tonalito	U-Pb	Zircão	2957 +25/-21 Ma (13)
	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2964±2 Ma (17)
	TTG	Pb-Pb	Zircão	2948±7 Ma (7)
	TTG	Pb-Pb	Zircão	2952±2Ma (16)
	TTG	U-Pb	Zircão	2936±13Ma (16)
	TTG	Pb-Pb	Zircão	2926±2Ma (16)
	TTG	U-Pb	Zircão	2935±5Ma (16)
	TTG	Pb-Pb	Zircão	2937±3Ma (16)
Supergrupo Andorinhas	Metagrauvaca	U-Pb	Zircão	2971 ± 18 Ma (13)
	Metavulcânica félsica	U-Pb	Zircão	2904+29/-22 Ma (10) 2979±5 Ma (11)
	Dacito	U-Pb	Zircão	3002±3 Ma (17)

Fonte dos Dados: (1) Barros *et al.* (2005); (2) Vasquez *et al.* (2007); (3) Tassinari & Basei (1980); (4) Cunha *et al.* (1981); (5) Monteiro *et al.* (2004); (6) Rolando & Macambira (2002); (7) Rolando & Macambira (2003); (8) Leite *et al.* (2004); (9) Almeida *et al.* (2008); (10) Althoff *et al.* (1998); (11) Pimentel & Machado (1994); (12) Macambira *et al.* (2000); (13) Macambira (1992); (14) Dall'Agnol *et al.* (1999a); (15) Althoff *et al.* (2000); (16) Almeida *et al.* (2011); (17) Vasquez *et al.* (2008b); (18) Althoff *et al.* (1995); (19) Almeida *et al.* (2010).

1.4.1.5 Leucogranitos Potássicos

Os leucogranitos potássicos fortemente fracionados (Almeida *et al.* 2010) são representados no Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, principalmente pelos granitos Xinguara (Leite *et al.* 1997) e Mata Surrão (Duarte *et al.* 1991, Althoff *et al.* 2000) e por pequenos stocks graníticos.

O Granito Xinguara (Leite 2001, Almeida *et al.* 2010), intrusivo nos *greenstone belts*, no Complexo Tonalítico Caracol, no Tonalito Mariazinha e no Granodiorito Rio Maria, forneceu idades Pb-Pb em zircão de 2865 ± 1 Ma (Tabela 1). Esta idade é similar a do Trondhjemitó Águas Fria (Tabela 1) e, somada com evidências de campo, indica que esses dois granitóides são contemporâneos e intrusivos no Complexo Tonalítico Caracol. Uma idade de 2928 ± 2 Ma obtida pelo método Pb-Pb em zircão foi interpretada como herdada de sua fonte (Leite *et al.* 2004).

O Granito Mata Surrão, intrusivo no Tonalito Arco Verde (Duarte *et al.* 1991, Duarte & Dall'Agnol 1996, Althoff *et al.* 2000), forneceu idade Pb-Pb em rocha total de 2872 ± 10 Ma (Rodrigues *et al.* 1992, Lafon *et al.* 1994) e de Pb-Pb em zircão de 2871 ± 7 Ma (Althoff *et al.* 1998).

1.4.1.6 Magmatismo tipo-A Paleoproterozóico

Durante o Paleoproterozóico, mais precisamente em torno de 1,88 Ga, a Província Mineral de Carajás foi palco de um amplo magmatismo granítico anorogênico, que afetou os seus diferentes domínios. Os granitos tipo-A oxidados intrusivos em rochas arqueanas do TGGRM foram agrupados na Suíte Jamon, e os granitos tipo-A moderadamente reduzidos, intrusivos em rochas arqueanas da bacia Carajás foram englobados na Suíte Serra dos Carajás (Dall'Agnol *et al.* 1999, 2005, 2006). Embora, na área de Canaã dos Carajás, o granito paleoproterozóico Rio Branco apresente características petrográficas e geoquímicas semelhantes aos granitos evoluídos da Suíte Velho Guilherme. Diques félsicos a máficos, contemporâneos dos granitos proterozóicos, seccionam tanto as unidades arqueanas quanto os granitos paleoproterozóicos (Gastal 1987, Huhn *et al.* 1988, Souza *et al.* 1990).

1.4.2 Domínio Santana do Araguaia

A região de Santana do Araguaia tem sido considerada uma continuidade do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria de idade mesoarqueana (3,0–2,86 Ga) sendo, portanto, interpretada como pertencente à Província Carajás (Santos 2003) ou à Província Amazônia Central segundo a proposta de Tassinari & Macambira (1999, 2004). No entanto, estudos realizados por Macambira *et al.* (2007) e Vasquez *et al.* (2007a, 2008), permitiram sugerir um quadro geológico diferente dos apresentados por Cunha *et al.* (1981), Neves e Vale (1999) e Faraco *et al.* (2004a). A partir de novos dados geocronológicos por evaporação Pb em zircão, esses autores sugeriram que o retrabalhamento de rochas arqueanas ocorreu durante o Evento Transamazônico.

A nova proposta litoestratigráfica, a caracterização estrutural e os novos dados geocronológicos levaram Vasquez *et al.* (2007a, 2008) a individualizar na região sudeste do Cráton Amazônico um novo domínio denominado de Domínio Santana do Araguaia (DSA), que localiza-se no extremo sudeste do estado do Pará, em contato a leste e a norte com o Domínio Rio Maria, a oeste com o Domínio Irixi-Xingu e a sul com a bacia dos Parecis e Faixa Araguaia. (Figura 3). Segundo Vasquez *et al.* (2008), este domínio é marcado estruturalmente por uma forte foliação com *trend* NW-SE.. Trata-se de um segmento crustal composto por granitóides deformados, gnaisses, migmatitos e sequências Supracrustais, individualizado pelas seguintes unidades: Ortognaisse Rio Campo Alegre, Sequência Fazenda Santa Fé, Sequência Mururé, Complexo Santana do Araguaia, Tonalito Rio Dezoito, Rochas Supracrustais e Granitos Intrusivos. O domínio foi incluído na Província Transamazonas de Santos (2003) ou na Província Maroni-Itacaiúnas (Tassinari & Macambira 2004) que, em linhas gerais, consistem de grandes domínios juvenis do Paleoproterozóicos e segmentos arqueanos retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico. A seguir serão descritos em maior detalhe as unidades do DSA.

1.4.2.1 Ortognaisse Rio Campo Alegre

Os gnaisses esta unidade ocorre na porção central do DSA como uma área triangular com cerca de 50 km de comprimento e uma largura máxima de 23 km, orientada segundo NW-SE (Figura 3). Segundo Macambira *et al.* (2007), essa unidade é composta por

leucognaisses granodioríticos e tonalíticos, foliados, monzogranitos variando de gnaissificado a isotrópico e granodioríticos e monzograníticos migmatizados. Os tipos gnáissicos exibem bandamento milimétrico a centimétrico, irregular, formado pela alternância de bandas félsicas quartzo-felspáticas e bandas mais concentradas em biotita. Este bandamento apresenta-se ondulado e, às vezes, com dobras abertas e fechadas. Os migmatitos apresentam típicas feições de intensa migmatização, com paleossomas e neossomas. Esses ortognaisses foram datados pelo método Pb-Pb em zircão fornecendo idades entre 2408 ± 7 a 2663 ± 23 Ma (Vasquez *et al.*, 2007a; Tabela 1), sendo a maior idade obtida para a região e interpretada como idade mínima de cristalização do protólito ígneo.

1.4.2.2 Sequência Fazenda Santa Fé

Esta unidade apresenta-se como faixas orientadas segundo direção NW-SE, compostas por rochas metamáficas e metassedimentares (Macambira *et al.* 2007; Vasquez *et al.* 2007a, 2008), (Figura 3). As rochas metamáficas estão representadas por metabasaltos granofels e porfiríticos, plagioclásio-quartzo-actinolita granofels, quartzo-plagioclásio-tremolita xisto e quartzo-plagioclásio-actinolita xisto. Enquanto as rochas metasedimentares são constituídas por quartzitos, biotita muscovita xisto, sericita quartzo xisto, muscovita biotita granofels, metarenito sericítico, metacalcário, formação ferrífera bandada e ardósia carbonosa.

1.4.2.3 Sequência Mururé

Ocorre na porção norte do DAS, nos flancos da Serra do Mururé, sendo constituída predominantemente de rochas metassedimentares (Figura 3). Predominam quartzitos, metarenitos e metarcóseos e rochas com maior contribuição pelítica, metagrauvaca, metasiltito, biotita xisto quartzo-feldspático, filito e ardósia.

Datações pelo método Pb-Pb em zircões detríticos obtidas na Sequência Mururé variam entre 2833 ± 7 e 2975 ± 14 Ma (Monteiro *et al.* 2004; Tabela 1), e indicam idade máxima de sedimentação em torno de 2,83 Ga.

1.4.2.4 Complexo Santana do Araguaia

Este complexo é o de maior abrangência no DSA (Figura 3). De acordo com Macambira *et al.* (2007) e Vasquez *et al.* (2007a, 2008) predominam monzogranitos, que variam de biotita monzogranitos a leucomonzogranitos, por vezes com duas micas. Granodioritos e tonalitos ocorrem subordinadamente, variando de biotita granodioritos e tonalitos, biotita-hornblenda granodioritos e tonalitos, hornblenda-biotita tonalitos, granodiorito com biotita, leucogranodioritos e leucotonalitos. Não há registros de datações das rochas do Complexo Santana do Araguaia, entretanto no nordeste do estado do Mato Grosso, que poderia representar o seu prolongamento para sul, foi obtida uma isócrona Rb-Sr de referência onde foi calculada uma idade de 2696 ± 79 Ma (Cunha *et al.* 1981; Tabela 1). Na mesma região foram obtidas idades K-Ar (minerais) e Rb-Sr (isócrona de referência) paleoproterozóicas, entre 2,17 e 2,0 Ga (Tassinari & Basei, 1980; Tabela 1), que refletem retrabalhamento de rochas mais antigas durante o Evento Transamazônico.

1.4.2.5 Tonalito Rio Dezoito

Na porção noroeste do DSA ocorre um corpo granítico de dimensões batolíticas de forma alongada com direção NW-SE (Figura 3). De acordo com Macambira *et al.* (2007), este corpo é composto por tonalitos, com subordinados granodioritos e monzogranitos, portadores de biotita e hornblenda, variando de isotrópicos a bandados; leucogranitos e litotipos com relictos de piroxênio são subordinados. Segundo Vasquez *et al.* (2007a, 2008) o retrabalhamento do DSA durante o Ciclo Transamazônico, previamente indicado por idades radiométricas Rb-Sr e K-Ar, é confirmado pelo magmatismo granitóide paleoproterozóico de 2187 ± 28 Ma (Vasquez *et al.* 2007; Tabela 1). A denominação Tonalito Rio Dezoito, foi proposta por Macambira *et al.* (2007), individualizando do Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974, Cunha *et al.* 1981, Faraco *et al.* 2004a).

1.4.2.6 Rochas supracrustais

Este grupo de rochas compreendem sucessões pelíticas e psamíticas correlatas ao Grupo Rio Fresco e psamíticas quartzosas da Formação Gorotire, bem como sucessões de

rochas vulcânicas félsicas e depósitos piroclásticos associados que recobrem os granitóides do DSA (Figura 2).

1.4.2.7 Granitos paleoproterozóicos

Granitos da Suíte Intrusiva Rio Dourado e rochas plutônicas do Sienito Rio Cristalito cortam os granitóides presentes na área, intrudindo também as coberturas sedimentares da Formação Gorotire (Figura 3).

A Suíte Intrusiva Rio Dourado e o Sienito Rio Cristalino representam o último evento magmático reconhecido no DSA. Tratam-se de manifestações plutônicas anorogênicas, de afinidade alcalina, sendo que a primeira tem características de granitos tipo-A, tendo sido datada em 1889 ± 11 Ma (Barros *et al.* 2005; Tabela 1). A suíte Rio dourado é cronocorrelata a outras suítes similares que retratam um importante evento magmático alcalino intracontinental, expressivamente representadas em toda a porção sudeste do Cráton Amazônico (Suíte Intrusiva Jamon/Domínio Rio Maria, Suíte Intrusiva Carajás/Domínio Carajás).

1.4.3 GEOLOGIA ISOTÓPICA Sm-Nd

Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria

No domínio Rio Maria, os *greenstone belts* foram datados e forneceram idades de 3046 ± 32 Ma e 2943 ± 88 Ma através do método Sm-Nd em rocha total, que foram interpretadas como referência para formação desta unidade (Souza *et al.* 2001). Idades obtidas por U-Pb em zircões detríticos em dacitos e metagrauvasas forneceram valores de 3002 ± 3 Ma e $2904 \pm 29/-22$ Ma (Tassinari *et al.* 2005 e Macambira & Lancelot 1996, respectivamente), interpretados como idades mínimas de formação dessas rochas. Ainda segundo Tassinari *et al.* 2005 e Macambira & Lancelot 1996, os valores de ϵ_{Nd} para essas rochas variam entre positivos (+0,22 a +3,15; $t = 3,0$ Ga) até negativos (-0,34; $t = 3,0$ Ga) que, segundo os autores indicam que essas rochas são de crosta juvenil e derivaram de fonte

mantélica com leve contaminação crustal (Souza *et al.* 2001, Rolando & Macambira 2003, Tassinari *et al.* 2005).

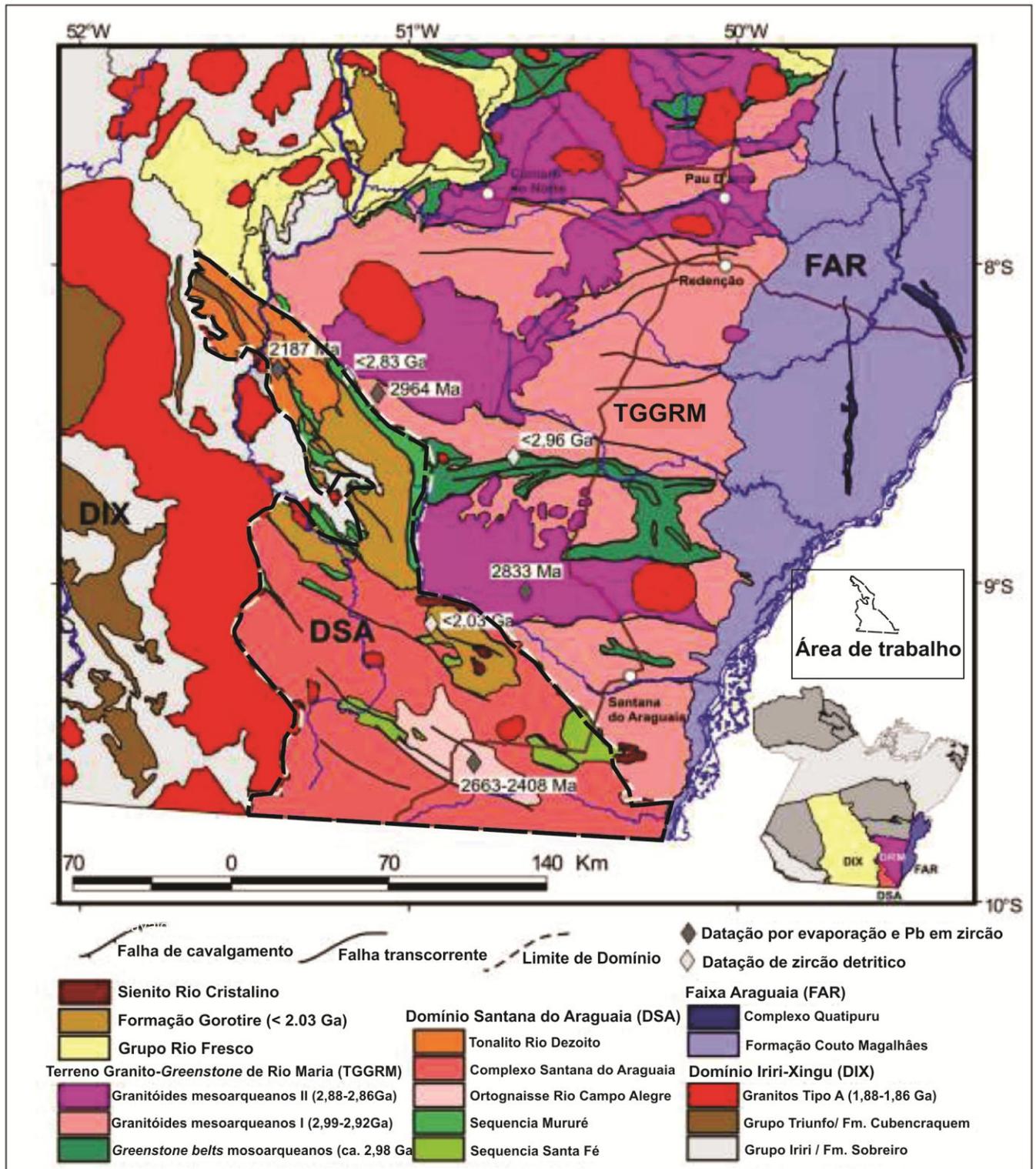


Figura 3 - Mapa geológico simplificado do Domínio Santana do Araguaia, Domínio Rio Maria, Domínio Iriri-Xingu e Faixa Araguaia, com localização de amostras datadas.

Fonte: Adaptado de Macambira *et al.* (2007).

Os granitóides TTG mais antigos de Rio Maria (Arco Verde, Mogno, Caracol e Mariazinha) apresentam idades de cristalização entre 2,98 e 2,92 Ga (Tabela 1, Macambira & Lancelot 1996, Rolando & Macambira 2003, Almeida *et al.* 2011). Estudos isotópicos de Nd revelaram idades T_{DM} variáveis de 3,01 a 2,93 Ga, com ϵNd (2,94 Ga) positivos e negativos (+0,87 a +2,21), sugerindo fonte juvenil para os magmas formadores dos granitóides (Leite 2001).

Os granitóides TTG mais jovens (Água Fria) forneceram idades de 2,86 Ga (Tabela 1), interpretadas como idade mínima de cristalização, ao passo que as idades T_{DM} variam entre 2,89 e 2,95 Ga com ϵNd (2,86 Ga) de +1,4 a +2,0 (Leite *et al.* 2004) e sugerem fonte com pequeno tempo de residência crustal para a formação dos magmas originário desses granitóides.

A Suíte Sanukitóide Rio Maria apresenta valores de ϵNd (2,87 Ga) de +1,2 a -0,53 e idades T_{DM} de 2,92 a 3,07 Ga (Leite 2001, Råmo *et al.* 2002, Rolando & Macambira 2003), que, aliados à presença de zircões herdados com idades entre 2970 e 3100 Ma (Rolando & Macambira 2003), indicam a provável participação de material mantélico e crustal na formação deste granitóide.

Os leucogranitos encontram-se, ainda, pobremente caracterizados isotopicamente. Para o Granito Xinguara foi obtida uma idade T_{DM} de 2,88 Ga com ϵNd de + 1,6 (Leite *et al.* 2004), que, aliada a idades de 2928 ± 2 Ma em zircões herdados presentes nesse granito, indicam que o Granito Xinguara foi originado por fusão de uma crosta já existente, possivelmente similar ao Tonalito Caracol (Leite 2001, Almeida *et al.* 2010).

Os dados isotópicos de Nd das suítes Jamon (Domínio Rio Maria) e Serra dos Carajás (Domínio Carajás) com idades próximas de 1880 Ma, obtidos por Dall'Agnol *et al.* (1999, 2005) e Ramö *et al.* (2002), revelaram valores negativos de ϵNd entre -7,9 e -10,5 e idades T_{DM} variáveis entre 3,35 e 2,60 Ga. Com base nesses dados e outras evidências petrológicas, foi assumida a hipótese de que os magmas formadores dos granitos paleoproterozóicos foram derivados de fontes crustais mesoarqueanas (Dall'Agnol *et al.* 1999, 2005).

1.5 APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

O conhecimento sobre a geologia do DSA pode ser considerado incipiente quando comparado às regiões vizinhas, como por exemplo, o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio

Maria. Até recentemente, essa região contava apenas com levantamentos geológicos de reconhecimento regionais executados pelo Projeto RADAM (Cunha *et al.* 1981), Neves & Vale (1999), Faraco *et al.* (2004a). Em 2008 a CPRM lançou o Projeto Mapa Geológico do Estado do Pará, na escala 1:1 000 000, que executou transversas ao longo dos principais rios, rodovias e estradas vicinais que resultaram em um novo traçado e entendimento sobre a geologia da região sudeste do Pará, até então considerada como uma continuidade do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (TGGRM) de idade mesoarqueana (2,9–2,86 Ga).

Estudos realizados por Macambira *et al.* (2007) e Vasquez *et al.* (2007a, 2008), nesta região, permitiram distinguir um quadro geológico distinto dos apresentados em trabalhos anteriores que consideravam as rochas expostas nesta região apenas como pertencentes ao Complexo Xingu (Cunha *et al.* 1981, Neves e Vale 1999, Faraco *et al.* 2004a).

Neste sentido, Vasquez *et al.* (2008) apresentaram novos dados geocronológicos obtidos pelo método de evaporação Pb em zircão, sugerindo um retrabalhamento das rochas arqueanas dessa região durante o Evento Transamazônico.

Apesar dos trabalhos realizados por Macambira *et al.* (2007) e Vasquez *et al.* (2007a, 2008), o DSA ainda permanece como um dos setores pouco conhecidos do território paraense. Os dados geocronológicos existentes são restritos e foram obtidos através das sistemáticas Rb-Sr e K-Ar, no nordeste do estado do Mato Grosso (Tassinari & Basei 1980, Cunha *et al.* 1981), e correlacionados com as rochas do DSA. Porém, no DAS, apenas as unidades Ortognaisse Rio Campo Alegre e Tonalito Rio Dezoito dispõem de dados preliminares Pb-Pb em zircão (Vasquez *et al.* 2008), carecendo, desta forma, serem esses dados confirmados, assim como datada a unidade Complexo Santana do Araguaia, de maior expressividade na área, para que se possa contribuir para um melhor entendimento crono-estratigráfico da região. É importante ressaltar o fato da total ausência de dados isotópicos Sm-Nd DSA.

Diante dessa carência de dados geológicos e geocronológicos, o real significado do DSA não foi ainda completamente compreendido, devido, entre outros fatos, à lacuna, principalmente, de informações geocronológicas que permitam esclarecer as relações entre as unidades reconhecidas no DSA e aquelas do TGGRM. Por essas razões, as incertezas quanto ao posicionamento crono-estratigráfico dos granitóides expostos poderão ser sanadas com o presente estudo.

Por se tratar de um segmento crustal reconhecido mais recentemente e carente de estudos mais detalhados, abaixo estão listadas algumas questões prioritárias que carecem de respostas:

- ✓ O embasamento do Domínio Santana do Araguaia tem a mesma idade das rochas do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria?
- ✓ O limite entre esses dois domínios representam:
 - a) A Zona de colisão entre dois blocos distintos?
 - b) A Fronteira de retrabalhamento da porção sul do TGGRM durante o Evento Transamazônico?
 - c) o limite existe ou trata-se de um único domínio crustal?
- ✓ O que significa o Tonalito Rio Dezoito na evolução da área, e sua idade de 2,18 Ga, retrabalhamento termo-tectônico do Evento Transamazônico com geração de magma?

1.6 OBJETIVOS

As discussões e questões apresentadas nos itens precedentes serviram de base para definir as diretrizes da presente dissertação.

O objetivo geral deste trabalho é voltado para a definição das grandes linhas de formação e evolução dos conjuntos rochosos do Domínio Santana do Araguaia no estado do Pará.

Em particular, pretende-se caracterizar, com base em dados petrográficos e geocronológicos os diversos granitóides mapeados na área estudada; determinar a idade dos protólitos das rochas reconhecidas na área e discriminar aqueles que são Arqueanos e Paleoproterozóicos, para isso foi utilizado o método Pb-Pb (evaporação) em monocristal de zircão; além disso busca-se identificar a idade dos eventos de formação de crosta continental utilizando o método Sm-Nd em rocha total para entender o posicionamento estratigráfico e cronológico das rochas e estabelecer os diversos eventos tectônicos ocorridos neste domínio para ajudar no entendimento da evolução do setor sudeste do Cráton Amazônico.

Assim, as informações obtidas acerca da natureza e idades das diferentes associações magmáticas e os dados isotópicos Sm-Nd permitiram avanços na compreensão dos processos de formação, evolução e estabilização deste domínio crustal do sudeste do Cratón Amazônico.

1.7 MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar os objetivos propostos foram utilizados vários métodos e técnicas de investigação relacionadas ao tema e compatíveis com os assuntos abordados, abaixo discutidos:

a) **Pesquisa bibliográfica**

Foi realizada uma pesquisa bibliográfica detalhada referente à geologia da região estudada. Além disso, foram pesquisados temas específicos, concernentes à evolução crustal e geocronologia de rochas arqueanas.

b) **Trabalhos de campo**

Foi realizada uma campanha de campo no período de 15 a 29 de outubro de 2010, que consistiu no levantamento sistemático de afloramentos existentes ao longo de estradas e caminhos trafegáveis, acompanhado de coleta de amostras e que se acham posicionadas no mapa da figura 4. Desta campanha participaram, além do autor e seu orientador Prof. Moacir Macambira, o geólogo Francisco Coelho do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE. Foi efetuado o levantamento compondo-se de grandes perfis, de preferência em sentido transversal às estruturas regionais dominantes, tendo sido efetuadas medidas sistemáticas de estruturas e descrições das relações de contato entre os diferentes granitoides encontrados.

O levantamento geológico não teve uma escala de trabalho definida, tendo sido descritos cerca de 20 (vinte) afloramentos. Os pontos de amostragem tiveram suas localizações definidas com precisão por meio de aparelho GPS (*Global Position System*), que foram posteriormente lançados em uma base georeferenciada para produção do mapa de amostragem (Figura 4).

c) Petrografia

Para a caracterização petrográfica foram realizadas descrições de amostras de mão que serviram de base para seleção de amostras para estudos microscópicos. A análise petrográfica envolveu 19 (dezenove) lâminas delgadas que foram confeccionadas a partir dos diversos litotipos coletados. Foram então feitas descrições das feições microscópicas das diversas litologias identificadas, destacando-se as feições oriundas de deformação tectônica. Essa etapa foi seguida de análise textural, para compreender como se deu a sua evolução. Foram realizadas 14 (quatorze) análises modais em amostras representativas das rochas estudadas, utilizando o contador eletrônico de pontos, da marca Swift, tendo sido contados em média 2000 pontos para cada lâmina e sendo analisada apenas uma lâmina por amostra. Os dados assim obtidos foram recalculados e plotados em diagrama QAP e Q-(A+P)-M' (Streckeisen 1976, Le Maitre 2002), permitindo assim classificar adequadamente as rochas estudadas, conforme estabelecido pela IUGS.

d) Geocronologia Pb-Pb em zircão

As amostras selecionadas para análise geocronológicas foram preparadas na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA) e que foram britadas, moídas e a seguir peneiradas nas frações granulométricas de 250-170, 170-125, 25-60 e < 60 μm . As amostras com maior volume relativo foram tratadas inicialmente no elutriador, visando uma primeira concentração dos minerais pesados. Em seguida, os minerais ferromagnéticos foram extraídos com auxílio de ímã de mão e do separador *Frantz Isodynamic*. Nessa etapa, o separador magnético foi ajustado para um ângulo de 25° de inclinação longitudinal, 10° de inclinação lateral e amperagem variando entre 0,5 e 1,5A. Para a obtenção de um concentrado mais rico em zircão, a fração não magnética obtida no separador *Frantz* foi tratada com líquido pesado (bromofórmio) e, em seguida, os cristais de zircão foram selecionados por triagem manual utilizando lupa binocular. Os cristais selecionados para análise foram preferencialmente aqueles mais límpidos, sem evidências de metamitização, sem inclusões ou fraturas. Por fim, os cristais selecionados foram aprisionados em filamentos de rênio, para subsequente introdução no

espectrômetro de massa FINNIGAN MAT 262 do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso).

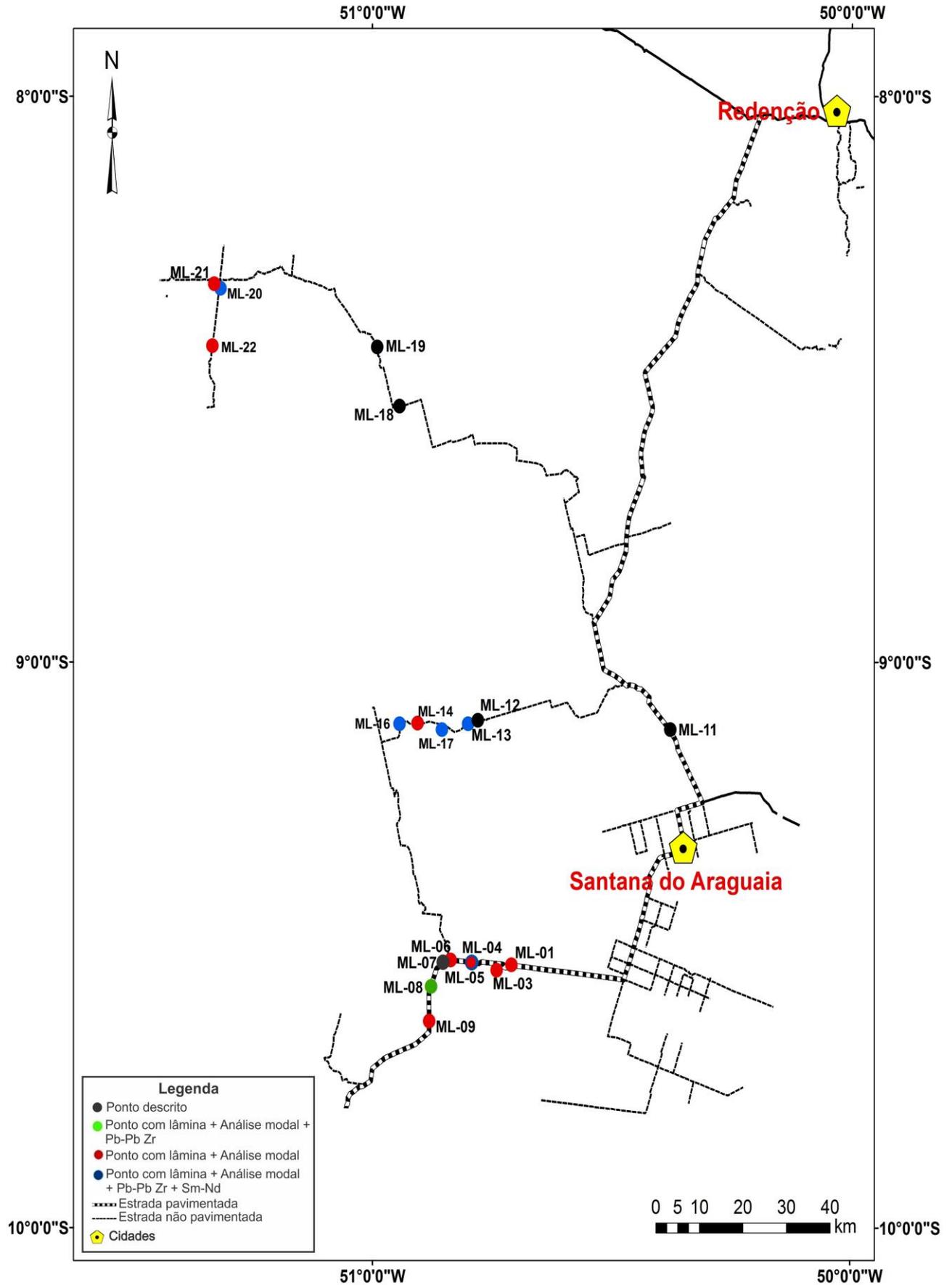


Figura 4 - Mapa de localização dos afloramentos estudados e de amostragem na área estudada.

A técnica analítica empregada no espectrômetro FINNIGAN MAT 262, seguindo as diretrizes de Kober (1987), utiliza dois filamentos posicionados frente a frente, sendo um filamento de evaporação, o qual contém o cristal de zircão, e um filamento de ionização, a partir do qual o Pb é analisado. O filamento de evaporação é aquecido gradativamente em temperaturas pré-estabelecidas, que constituem as etapas de evaporação. Normalmente são realizadas três etapas de evaporação às temperaturas de 1450°C, 1500°C e 1550°C. Mais raramente, dependendo da quantidade de Pb que o cristal contém, podem ser realizadas até cinco etapas de evaporação. Durante cada etapa de evaporação, que dura aproximadamente 5 minutos, ocorre à liberação do Pb do retículo cristalino do zircão. Esse Pb deposita-se imediatamente no filamento de ionização, o qual é mantido em temperatura ambiente. Em seguida, o filamento de evaporação é desligado e o filamento de ionização é aquecido a uma temperatura em torno de 1050°C, quando o Pb ali depositado durante o processo de evaporação é ionizado. As intensidades das emissões dos diferentes isótopos de Pb podem ser medidas de duas formas: A primeira, para baixa intensidade de sinal, com monocoletor (um contador de íons), segundo uma varredura na seguinte seqüência de massas: 206, 207, 208, 206, 207 e 204; A segunda, para alta intensidade, é feita em multicoletor (contador de íons e caixas de Faraday), segundo uma varredura na seguinte seqüência de massas: 206, 207, 208 e 204. Um bloco de razões isotópicas obtido no contador de íons fornece 18 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e no multicoletor, 10 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Em cada etapa de evaporação são obtidos, em geral, até cinco blocos de dados nas análises em monocoletor e dez nas análises sem multicoletor. A média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ desses blocos define uma idade correspondente para cada etapa. Esses dados são representados em diagrama Idade (Ma) *versus* Filamentos analisados. As idades obtidas nas diferentes etapas de evaporação podem apresentar diferentes valores, sendo que, normalmente, observa-se um aumento nas idades no sentido das etapas de mais alta temperatura. Quando isto ocorre, são consideradas apenas as idades obtidas nas temperaturas mais altas, pois neste caso, o Pb analisado é proveniente das porções do cristal de zircão com maior capacidade de retenção de Pb, e, portanto, as idades são teoricamente mais representativas daquelas de cristalização do mineral. Os dados obtidos são tratados estatisticamente segundo critérios metodológicos estabelecidos no laboratório Pará-Iso.

Os dados geocronológicos obtidos pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb zr) fornecem valores similares às idades fornecidas pelo método U-Pb em

zircão por LA-ICP-MS. A rigor, as idades Pb-Pb em zircão devem ser consideradas como “idades mínimas” de cristalização dos zircões analisados. Porém, na região de Rio Maria e em outras áreas do Cráton Amazônico, as idades obtidas pelo método U-Pb em zircão (Almeida *et al.* 2011) se superpõem aos valores fornecidos pelo método de evaporação de Pb em zircão. Desta forma, se pode considerar que as idades obtidas pelo método Pb-Pb por evaporação de zircão podem ser perfeitamente interpretadas como indicativas das idades de cristalização dos zircões das unidades estudadas.

e) **Sm-Nd em Rocha Total**

As amostras de granitóides estudadas neste trabalho foram processadas segundo o procedimento padrão em rotina do laboratório Pará-Iso que inclui britagem, trituração, pulverização, quartejamento e peneiramento a uma granulometria de 80 mesh,

- Dissolução das amostras em forno micro-ondas

O modelo de bomba utilizado para digestão ácida das amostras utilizado no Laboratório Pará-Iso é manufaturado em teflon PTFE (marca Bolhender ®, modelo *BOLA*). Pode ser utilizado tanto para dissolução em forno de microondas como para dissolução em estufa. A bomba possui cadinho interno com volume de 20 mL, e tem um limite de quantidade de amostra de 250 mg e volume de ácido de 4 mL, para temperatura e pressão máximas de 150 °C e 20 bars, respectivamente.

Para a digestão ácida, uma quantidade de 50 a 100 mg de amostra de rocha é introduzida no cadinho interno da bomba de dissolução junto com uma solução de traçador misto ^{149}Sm - ^{150}Nd . Uma primeira etapa de dissolução é realizada com 1 mL de HNO_3^{**} 13N (concentrado) e 3 mL de HF^{**} 48% e levado ao forno de microondas por 36 minutos a uma potência 400 W.

Após a retirada das bombas do microondas, a solução da amostra é levada para evaporar em uma chapa aquecedora a 100 °C; uma segunda etapa de dissolução é realizada 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 HCl^{**} 6,2N são adicionados e a bomba é introduzida no forno de microondas para a terceira etapa de dissolução nas mesmas condições de aquecimento.

Após evaporação a 100°C, 3 mL de HCl** 2N são introduzidos e evaporados até a secura; o resíduo sólido é dissolvido com 1 mL de HCl** 2N e a solução é centrifugada por 20 minutos. Uma alíquota de 0,5 mL desta solução é retirada e evaporada a 100°C e novamente dissolvida com 100 µL de HCl** 2N para ser em seguida introduzida na coluna de separação.

- Separação dos elementos Sm e Nd

A separação dos elementos terras raras (ETRs) dos demais elementos contidos na amostra é realizada em coluna de teflon com 5 mm de diâmetro e 25 cm de altura, preenchida com 2 mL de resina catiônica Biorad Dowex50W-X8, a qual é limpa com introdução de 15 mL de HCl** 6N, seguida de uma retrolavagem com 10 mL HCl** 2N. Posteriormente, a resina é condicionada com 5 mL de HCl** 2N. A alíquota de 0,5 mL de amostra, previamente dissolvida em 100 µL de HCl** 2N, é introduzida na coluna, seguida de 18,4 mL de HCl** 2N. Para a mudança de meio são acrescentados e descartados 6 mL de HNO₃** 3N; posteriormente 6 mL de HNO₃** 3N são adicionados, quando então são coletados os ETRs.

Na segunda etapa do procedimento de separação química, que envolve a separação dos elementos Sm e Nd, a solução coletada é evaporada e a amostra é dissolvida novamente com 300 µL de uma mistura HNO₃** 0,2N concentrado.

Os elementos Sm e Nd, então, são 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 resina passa por uma limpeza com 2 mL de HCl** 6N. O condicionamento da resina é realizado com a introdução de 1,5 mL de HCl** 0,2N. A solução de 300 µL de concentrado de ETRs é introduzida na coluna de separação.

Por fim, são adicionados e descartados 100 µL de HCl** 0,2N (3X), mais 6 mL HCl** 0,2N, e adicionadas 4 mL HCl** 0,2N para, então, coletar a fração concentrada de Nd. Posteriormente, são adicionados e descartados mais 4 mL HCl** 0,2N; logo em seguida é adicionado e desprezado mais 7 mL de HCl** 0,3N; após essa etapa é adicionado mais 5 mL de HCl** 0,3N e é realizada a coleta do Sm. Após esta coleta, 2 mL de HCl** 6N são adicionados na coluna para a limpeza da resina. As frações concentradas de Sm e Nd coletadas são evaporadas e guardadas para a análise subsequente no espectrômetro de massa FINNIGAN MAT 262 do Laboratório Pará-Iso.

2. GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO DE GRANITÓIDES DA REGIÃO DE SANTANA DO ARAGUAIA-PA*

Lívio Wagner Chaves Corrêa^{1,2}, Moacir José Buenano Macambira^{1,2}

Resumo O Domínio Santana do Araguaia (DSA) é um dos setores pouco conhecidos do Cráton Amazônico, os dados geológicos e geocronológicos existentes são restritos. Entretanto, no nordeste do estado do Mato Grosso, dados geocronológicos foram obtidos através das sistemáticas Rb-Sr e K-Ar, e correlacionados com as rochas do DSA, enquanto na parte paraense deste domínio poucas unidades foram datadas pelo método de evaporação de Pb em zircão. Neste trabalho, foram feitas análises modais em quatorze amostras das rochas que, após plotadas em diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M' incidiram nos campos dos Monzogranitos, Granodioritos e Tonalitos, e diferenciados nos litotipos Biotita Monzogranito, Biotita Metagranodiorito, Hornblenda-Biotita Granodiorito, Hornblenda-Biotita Metatonalito e Ortopiroxênio Tonalito. Essas rochas apresentam-se não deformadas a moderadamente deformadas, com algumas particularidades: o Biotita Metagranodiorito apresenta foliação seguindo um *trend* E-W; o Hornblenda-biotita Metatonalito possui uma foliação seguindo a direção NW-SE, com mergulhos normalmente altos a subverticais; o Biotita Monzogranito é isotrópico e os litotipos Hornblenda-Biotita Granodiorito e Ortopiroxênio Tonalito apresentam apenas uma leve orientação de seus cristais, perceptível apenas em lâmina delgada. Esses litotipos foram analisados pelo método de evaporação de Pb de zircão e as amostras datadas seguem com suas respectivas idades: Biotita Metagranodiorito (amostras ML-04 e ML-20) 3066 ± 3 Ma e 2829 ± 13 Ma; Hornblenda-Biotita Metatonalito (ML-17) 2852 ± 2 Ma; Biotita Monzogranito (ML-08), 2678 a 2342 Ma; Hornblenda-Biotita Granodiorito (ML-16) 1990 ± 7 Ma e Ortopiroxênio Tonalito (ML-13) 1988 ± 4 Ma. Neste sentido, os dados geocronológicos indicam que rochas cristalizaram tanto no Arqueano quanto no Paleoproterozóico.

Palavras-chave: Granitóides. Geocronologia. Arqueano. Paleoproterozóico. Santana do Araguaia

Abstract *GEOLOGY AND GEOCHRONOLOGY PB-PB ZIRCON IN THE REGION OF GRANITOIDS OF SANTANA DO ARAGUAIA-PA.* The Domain Santana do Araguaia (DSA) is a little known sector of the Amazonian Craton, the geological and geochronological data available are restricted. However, in the northeastern state of Mato Grosso, geochronological data were obtained from systematic Rb-Sr and K-Ar, and correlated with rocks of DSA, while at the Para few units in this area have been dated by Pb evaporation method in zircon. In this paper, modal analyzes were made in fourteen samples of rocks that after plotted in diagrams QAP and Q-(AP)-M' focused on the fields of monzogranites, granodiorite and tonalite, and differentiated in lithotypes Biotite monzogranite, Metagranodiorite Biotite, Hornblende-biotite Granodiorite, Hornblende-biotite Tonalite Metatonalito and Orthopyroxene. These rocks are presented undeformed to moderately deformed, with some peculiarities: the biotite foliation Metagranodiorite presents following a trend EW, the hornblende-biotite Metatonalito following the foliation has a NW-SE direction, with a subvertical dips usually high, the biotite monzogranite is isotropic and lithotypes Hornblende-Biotite Granodiorite and Tonalite Orthopyroxene show only a slight orientation of their crystals, visible only in thin

section. These rock types were analyzed by evaporation Pb zircon dating and samples follow with their ages: Biotite Metagranodiorito (samples ML-04 and ML-20) 3066 ± 3 Ma and 2829 ± 13 Ma; Hornblende-Biotite Metatonalito (ML -17) 2852 ± 2 Ma; Biotite monzogranite (ML-08), 2678 to 2342 Ma; Hornblende-Biotite Granodiorite (ML-16) 1990 ± 7 Ma and Orthopyroxene Tonalite (ML-13) 1988 ± 4 Ma. In this sense, geochronological data indicate that both the Archean rocks crystallized as the Paleoproterozoic.

Keywords: Granitoids, Geochronology, Archean, Paleoproterozoic. Santana do Araguaia

* Artigo submetido à Revista Brasileira de Geociências.

2.1 INTRODUÇÃO

Estudos anteriores consideraram a região de Santana do Araguaia no sudeste do estado do Pará como fazendo parte do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) de idade mesoarqueana (3.0-2,86 Ga) sendo, portanto, interpretada como pertencente à Província Carajás (Santos 2003) ou à Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira 1999, 2004). No entanto, os estudos realizados por Macambira *et al.* (2007) e Vasquez *et al.* (2008), permitiram distinguir, com base em novos dados geocronológicos obtidos pelo método de evaporação de Pb em zircão, um quadro geológico diferente dos apresentados em trabalhos anteriores (Cunha *et al.* 1981; Neves e Vale 1999, Faraco *et al.* 2004a). Segundo aqueles autores, teria havido um retrabalhamento de rochas arqueanas durante o Evento Transamazônico, levando-os a individualizar o Domínio Santana do Araguaia - DSA. Apesar dos trabalhos realizados por Macambira *et al.* (2007) e Vasquez *et al.* (2007a, 2008), a região de Santana do Araguaia ainda é um dos setores pouco conhecido do território paraense; são poucos os dados geocronológicos em zircão para essa região. Em função disso, há incertezas quanto ao posicionamento crono-estratigráfico dos granitóides e o real significado do DSA. O método de datação por evaporação direta de Pb em zircão é uma ferramenta adequada para a determinação da idade de cristalização de rochas antigas. No presente trabalho, este método foi aplicado em amostras de granitóides coletados na região de Santana do Araguaia, com o objetivo de definir as idades das mesmas, contribuindo para uma melhor definição do quadro estratigráfico local e, permitindo assim, estabelecer uma correlação com os dados dos geocronológicos dos granitóides do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria.

2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.2.1 Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM)

O TGGRM é o domínio do Cráton Amazônico cuja evolução geológica foi estudada em maior detalhe dentro da Província Carajás. É formado por *greenstone belts* (Supergrupo Andorinhas) e por cinco principais grupos de granitóides arqueanos (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lafon 1995, Althoff *et al.* 2000, Leite 2001, Leite *et al.* 2004, Dall'Agnol *et al.* 2006, Oliveira *et al.* 2009, Almeida *et al.* 2010, 2011), a saber: (1) séries TTGs mais antigas formadas em dois episódios distintos, sendo o mais antigo ($2,96 \pm 0,02$ Ga), representado pelo Tonalito Arco Verde e Trondhjemitó Mogno, seguido em $2,93 \pm 0,02$ Ga pela formação do Complexo Tonalítico Caracol, Tonalito Mariazinha e Tonalito Arco Verde; (2) granitóides predominantemente granodioríticos com alto Mg (2,87 Ga), formado pelo Granodiorito Rio Maria, rochas intermediárias e máficas associadas de afinidade sanukitóide;

(3) leucogranodioritos e leucomonzogranitos cálcio-alcálicos enriquecidos em Ba e Sr, representados pela Suíte Guarantã e granitos similares (2,87 Ga); (4) TTGs mais jovens, correspondentes ao Trondhjemito Água Fria (2,86 Ga); (5) leucogranitos potássicos (2,86 Ga), representados pelos granitos Xinguara, Mata Surrão e similares.

Durante o Paleoproterozóico, mais precisamente em torno de 1,88 Ga, a TGGRM foi palco de um amplo magmatismo granítico anorogênico, que afetou os seus diferentes domínios. Os granitos tipo-A oxidados intrusivos em rochas arqueanas do TGGRM foram agrupados na Suíte Jamon, e os granitos tipo-A moderadamente reduzidos, intrusivos em rochas arqueanas da bacia Carajás foram englobados na Suíte Serra dos Carajás (Dall'Agnol *et al.* 1999, 2005, 2006). Os dados geocronológicos estão sumarizados na tabela 2.

2.2.2 Domínio Santana do Araguaia (DSA)

O Domínio Santana do Araguaia localiza-se no sudeste do Cráton Amazônico, com limites a leste e a norte com o TGGRM, a oeste com o Domínio Iriri-Xingu e a sul com a Bacia do Parecis e Cinturão Araguaia.

Estudos anteriores consideravam este setor como uma continuidade do TGGRM, porém, a partir de dados geocronológicos (tabela 2), Macambira *et al.* (2007) e Vasquez *et al.* (2007a, 2008) sugerem que o DSA teria sofrido um retrabalhamento de rochas arqueanas durante o Evento Transamazônico, levando-os a individualizar tal setor e correlacionaram-no à Província Transamazônicas (Santos 2003) ou à província Maroni-Itacaiúnas, de Tassinari & Macambira (2004). Neste sentido, foi indicada uma nova proposta litoestratigráfica representadas pelas unidades Ortognaisse Rio Campo Alegre, Sequência Fazenda Santa Fé, Sequência Mururé, Complexo Santana do Araguaia, Tonalito Rio Dezoito, Rochas Supracrustais e Granitos Paleoproterozóicos, bem como uma forte estruturação de direção NW-SE.

2.2.2.1 Unidades litoestratigráficas:

A unidade **Ortognaisse Rio Campo Alegre** (Macambira *et al.* 2007) ocorre na porção central do DSA (Figura 5) orientada segundo NW-SE, sendo composta por leucognaisse granodioríticos e tonalíticos, granodioritos e tonalitos foliados, monzogranitos variando de gnaissificados a isotrópicos e migmatitos granodioríticos e monzograníticos. Cristais de zircão dessa unidade foram analisados pelo método de evaporação de Pb fornecendo valores entre 2408 ± 7 e 2663 ± 23 Ma (Vasquez *et al.* 2007a; Tabela 2), sendo a maior idade interpretada como idade mínima de cristalização do protólito ígneo.

A **Sequência Fazenda Santa Fé** (Figura 5) apresenta-se como faixas orientadas segundo NW-SE, compostas por rochas metamáficas e metassedimentares. As rochas metamáficas estão representadas por metabasaltos granofels e porfiríticos, plagioclásio-quartzo-actinolita granofels, quartzo-plagioclásio-tremolita-xisto e quartzo-plagioclásio-actinolita xisto. Enquanto as rochas metassedimentares são constituídas por quartzitos, biotita muscovita xisto, sericita quartzo xisto, muscovita biotita granofels, metarenito sericítico, metacalcário, formação ferrífera bandada e ardósia carbonosa.

A **Sequência Mururé** localiza-se na porção norte do DSA nos flancos da serra do Mururé (Figura 5), sendo constituída predominantemente de rochas metassedimentares. Predominam psamitos ricos em quartzo e feldspato (quartzito, metarenito e metarcóseo) e rochas com maior contribuição pelítica (metagrauvaca, metassilito, biotita xisto quartzo-feldspático, filito e ardósia). Idades Pb-Pb em zircões detríticos obtidas na Sequência Mururé

variam entre 2833 ± 7 e 2975 ± 14 Ma (Monteiro *et al.* 2004; Tabela 2), e indicam idade máxima de sedimentação em torno de 2,83 Ga.

O **Complexo Santana do Araguaia** é a unidade de maior abrangência no DSA (Figura 5). Predominam monzogranitos, que variam de biotita monzogranitos a leucomonzogranitos, por vezes com duas micas, biotita granodioritos e tonalitos são subordinados. O Complexo Santana do Araguaia ainda não foi datado, mas no estado do Mato Grosso, em região que poderia representar o seu prolongamento para sul, foi obtida uma isócrona Rb-Sr de referência que indicou a idade de 2696 ± 79 Ma (Cunha *et al.* 1981; Tabela 2). Na mesma região foram obtidas idades K-Ar (minerais) e Rb-Sr (isócrona de referência) paleoproterozóicas, entre 2,17 e 2,0 Ga (Tassinari & Basei 1980; Tabela 2), que refletem retrabalhamento durante o Ciclo Transamazônico.

O **Tonalito Rio Dezoito** (Macambira *et al.* 2007), localizado na porção noroeste do DSA, ocorre como um batólito de forma alongada com direção NW-SE (Figura 5) e era, em trabalhos anteriores, mapeada como Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974, Cunha *et al.* 1981, Faraco *et al.* 2004a). Este corpo é composto por tonalitos, com subordinados granodioritos e monzogranitos, portadores de biotita e hornblenda, variando de isotrópicos a bandados. Segundo Vasquez *et al.* (2007a, 2008) o retrabalhamento do DSA durante o Ciclo Transamazônico é confirmado pelo magmatismo granitoide paleoproterozóico de 2187 ± 28 Ma (Tabela 2), representado pelo Tonalito Rio Dezoito.

As **Rochas Supracrustais** formam sucessões pelíticas e psamíticas, que são correlacionadas ao Grupo Rio Fresco e psamíticas quartzosas correlacionadas a Formação Gorotire, bem como derrames de rochas vulcânicas félsicas e depósitos piroclásticos associados que recobrem os granitóides do DSA (Figura 5).

Os **Granitos** representados pela Suíte Intrusiva Rio Dourado e o Sienito Rio Cristalino (Figura 5), representam o último evento magmático conhecido no DSA. Trata-se de manifestações plutônicas anorogênicas, de afinidade alcalina, sendo que a primeira tem características de granito tipo-A, tendo sido datada em 1889 ± 11 Ma (Barros *et al.* 2005; Tabela 2).

2.3 GEOLOGIA

O levantamento não sistemático realizado neste trabalho na região de Santana do Araguaia teve como foco principal os granitóides aflorantes na referida área. Esses corpos são constituídos predominantemente por monzogranitos, granodioritos e tonalitos. De acordo com dados de campo e petrográficos, foi possível a separação de cinco litotipos, assim classificados: Biotita Monzogranito; Biotita Metagranodiorito; Hornblenda-Biotita Granodiorito; Hornblenda-Biotita Metatonalito e Ortopiroxênio Tonalito. Estas associações litológicas foram também separadas com base em feições estruturais a partir de interpretações de sensores tais como, imagens de radar e satélite, em análises estruturais de campo, em feições petrográficas e datações Pb-Pb em zircão efetuadas neste trabalho (Tabela 4).

No geral, esses granitoides são hololeucocráticos, apresentando coloração variando de vermelho acinzentado a cinza esbranquiçado devido variações nas razões plagioclásio/feldspato potássico, com pontuações escuras que correspondem aos agregados de minerais máficos. Em geral, as rochas apresentam textura fanerítica, média a grossa, variando de equigranular a inequigranular. Estes corpos graníticos apresentam-se sem deformações, fraco a moderadamente deformados, com estruturas planares bem mais desenvolvidas que as lineares. As feições estruturais evidenciaram a presença de variações expressivas na direção

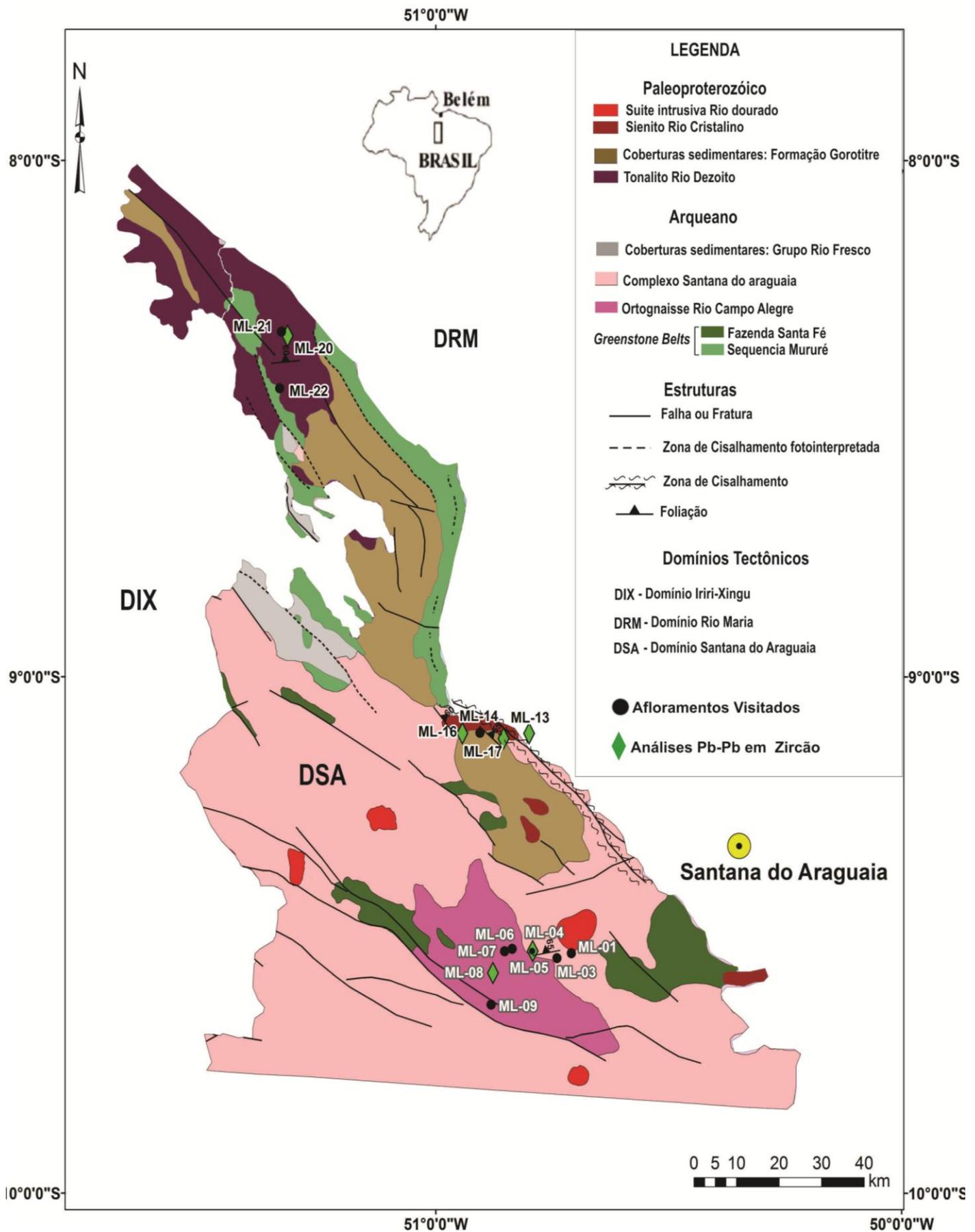


Figura 5: Mapa geológico simplificado do Domínio Santana do Araguaia, mostrando a localização dos afloramentos visitados e das amostras analisadas pelo método Pb-Pb em zircão neste trabalho. Para mais detalhes sobre as idades obtidas neste trabalho, ver tabela 4. Fonte: Mapa adaptado de Vasquez *et al.* (2008).

Tabela 2 – Principais dados geocronológicos das rochas do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria e do Domínio Santana do Araguaia PA.

Unidades Estratigráficas	Tipo de Rocha	Método	Material Analisado	Idade (Ma)/Referência
DOMÍNIO SANTANA DO ARAGUAIA				
Suíte intrusiva Rio Dourado	Granito	U-Pb	Zircão	1889 ± 11 (1)
Tonalito Rio Dezoito	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2187 ± 28 (2)
Complexo Santana do Araguaia	Granitóide	K-Ar	Muscovita	2070 ± 63 (3)
		K-Ar	Biotita	2174 ± 33 (3)
		K-Ar	Anfíbólio	2082 ± 51 (3)
		Rb-Sr	Rocha total	2000 (4) (3), 2696 ± 79 (4)
Ortognaisse Rio Campo Alegre	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2408 ± 7 a 2663 ± 23 (2)
Greenstone Belt (Sequencia Mururé)	Rochas Metassedimentares	Pb-Pb	Zircão detrítico	2833 ± 7 a 2975 ± 14 (5)
TERRENO GRANITO-GREENSTONE DE RIO MARIA				
Granito tipo Xinguara	Leucogranito (Serra do Inajá)	Pb-Pb	Zircão	2875 ± 11 Ma (6) 2881 ± 2 Ma (7)
Granito Xinguara	Leucogranito (área tipo)	Pb-Pb	Zircão	2865 ± 1 Ma (8)
Granito tipo Mata Surrão	Leucogranito (Pau D'arco)	Pb-Pb	Zircão	2868 ± 5 Ma (9)
Granito tipo Mata Surrão	Leucogranito (Marajoara)	Pb-Pb	Zircão	2871 ± 7 Ma (10)
Granito Mata Surrão	Leucogranito (área tipo)	Pb-Pb	Rocha total	2872 ± 10 Ma (10)
Trondhjemito Água Fria	Trondhjemito	Pb-Pb	Zircão	2864 ± 21 Ma (8, 12)
Trondhjemito Mogno	Granitóide	U-Pb	Titanita	2871 ± ? Ma (11)
	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2857 ± 13 Ma (12)
	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2900 ± 21 Ma (12)
Granodiorito Rio Maria	Granodiorito	U-Pb	Zircão	2874 +9/-10 Ma(13)
	Granodiorito	U-Pb	Zircão	2872 ± 5 Ma (11)
	Quartzo-diorito	Pb-Pb	Zircão	2878 ± 4 Ma (14)
	Granodiorito (Serra do Inajá)	Pb-Pb	Zircão	2879 ± 4 Ma (11)
	Granodiorito (Serra do Inajá)	Pb-Pb	Zircão	2877 ± 6 Ma (7)
	Diorito (Serra do Inajá)	Pb-Pb	Zircão	2880 ± 4 Ma (7)
	Granodiorito (Serra do Inajá)	Pb-Pb	Zircão	2881 ± 8 Ma(7)
Suíte Guarantã	Granodiorito	Pb-Pb	Zircão	2868 ± 5 Ma (15)
	Leucogranito	Pb-Pb	Zircão	2870 ± 5 Ma (15)
	Granito Guarantã	Pb-Pb	Zircão	2864 ± 8 Ma (9)
Suíte Guarantã	Granito Guarantã	U-Pb	Zircão	2875 ± 8 Ma (19)
	Granodiorito Trairão	U-Pb	Zircão	2872 ± 7 Ma(19)
Tonalito Mariazinha	TTG	U-Pb	Zircão	2925 ± 3 Ma (16)
	TTG	U-Pb	Zircão	2918 ± 13 Ma (16)
Complexo Tonalítico Caracol	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2948 ± 5 Ma (8)
	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2636 ± 3 Ma (8)
	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2924 ± 2 Ma (8)
Tonalito Arco Verde	Tonalito	U-Pb	Zircão	2957 +25/-21 Ma (13)
	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2964±2 Ma (17)
	TTG	Pb-Pb	Zircão	2948±7 Ma (7)
	TTG	Pb-Pb	Zircão	2952±2Ma (16)
	TTG	U-Pb	Zircão	2936±13Ma (16)
	TTG	Pb-Pb	Zircão	2926±2Ma (16)
	TTG	U-Pb	Zircão	2935±5Ma (16)
	TTG	Pb-Pb	Zircão	2937±3Ma (16)
	TTG	U-Pb	Zircão	2973±11Ma (16)
Supergrupo Andorinhas	Metagrauvaca	U-Pb	Zircão	2971 ± 18 Ma (13)
	Metavulcânica félsica	U-Pb	Zircão	2904+29/-22 Ma (10)
	Dacito	U-Pb	Zircão	2979±5 Ma (11) 3002±3 Ma (17)

Fonte dos Dados: (1) Barros *et al.* (2005); (2) Vasquez *et al.* (2007); (3) Tassinari & Basei (1980); (4) Cunha *et al.* (1981); (5) Monteiro *et al.* (2004); (6) Rolando & Macambira (2002); (7) Rolando & Macambira (2003); (8) Leite *et al.* (2004); (9) Almeida *et al.* (2008); (10) Althof *et al.* (1998); (11) Pimentel & Machado (1994); (12) Macambira *et al.* (2000); (13) Macambira (1992); (14) Dall'Agnol *et al.* (1999a); (15) Althof *et al.* (2000); (16) Almeida *et al.* (2011); (17) Vasquez *et al.* (2008b); (18) Althof *et al.* (1995); (19) Almeida *et al.* (2010).

das foliações, que estão ora orientadas segundo a direção E-W, coincidente com as dominantes no TGGRM, ora NW-SE, dominante na porção leste de ocorrência dos granitoides mapeados, discordante em relação ao *trend* regional do TGGRM.

2.3.1 Descrição dos litotipos

a) Biotita Monzogranito - BMzg (Amostras ML- 01, 03, 05, 06, 07, 08 e 09): Ocorre na porção central do DSA (Figura 5), em geral isotrópico (Figura 7A) e localmente apresentando bandamento composicional magmático, caracterizado pela alternância de níveis enriquecidos em quartzo e feldspatos e níveis máficos. No geral este bandamento apresenta altos ângulos de mergulho e direção E-W. É comum a presença de enclaves de composição tonalítica-granodiorítica, estes enclaves caracterizam-se por ser uma rocha mesocrática (~46% máficos), de coloração cinza escuro, de aspecto anisotrópico com grau de deformação variando de moderado a forte, e de textura equigranular hipidiomórfica fina.

b) Hornblenda-Biotita Metatonalito - HBMeTnl (Amostras ML-14 e ML-17): A forma mais comum de exposição dessas rochas é em lajedado que ocorrem na porção centro-leste da área (Figura 5). Em geral, as rochas apresentam uma foliação do tipo espaçada, anastomótica, definida pela alternância de níveis com biotita e anfibólio e níveis com quartzo e plagioclásio. Porfiroclastos de plagioclásio tipo sigma são rotacionados com sentido de movimentação sinistral, os mesmos são contornados por cristais prismáticos alongados de anfibólio e biotita, imprimindo um aspecto porfiroclástico à rocha (Figura 7D). A disposição espacial da foliação possui direção NW-SE, com mergulhos em torno de 60° para NE. É comum a presença de bandas de cisalhamento dúctil, com direção predominante NW-SE, de caráter sinistral.

c) Biotita Metagranodiorito – BMeGnd (Amostras ML-04 e ML-20): Ocorre comumente na forma de lajedos, afloram nas porções sul e norte da área (figura 5). A foliação tipo bandamento composicional consiste em uma trama planar regular; essa estrutura se caracteriza pela alternância de níveis compostos de quartzo e plagioclásio e níveis máficos (Figura 7G). A disposição espacial da foliação pode ser observada como planos levemente ondulados, com mergulhos em torno de 65° para N e em geral orientada segundo a direção E-W.

d) Hornblenda-Biotita Granodiorito - HBGnd (Amostras ML-16, ML-21 e ML-22): Essas rochas afloram em forma de lajedos, ocorrem na porção centro leste e noroeste da área (Figura 5), cinza-esbranquiçado onde, no geral, o aspecto isotrópico é predominante, com uma leve orientação dos minerais de biotita e hornblenda (Figura 8A).

e) Ortopiroxênio-Tonalito - OpyTnl (Amostra ML-13): Este tipo de rocha aflora na porção centro-leste da área, com pouca expressão na topografia, a rocha apresenta aspecto isotrópico e cores que variam de verde a cinza-escuro.

2.4 PETROGRAFIA

2.4.1 Composições Modais e Classificação

Foram realizadas análises modais em 14 (quatorze) amostras de granitóides que ocorrem na área (Tabela 3), sendo todas lançadas em diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Figura 6). Nessas, 6 (seis) amostras analisadas incidem no campo destinado aos monzogranitos, representadas pelo tipo Biotita Monzogranito, 5 (cinco) amostras incidem no campo dos granodioritos, representados pelos tipos Biotita Metgranodiorito e Hornblenda-Biotita Granodiorito, e 3 (três) no campo do tonalitos, representados pelos tipos Hornblenda-Biotita Metatonalito e Ortopiroxênio Tonalito.

Tabela 3 - Composições modais de amostras das rochas estudadas da região de Santana do Araguaia (PA).

Litotipo	Biotita Monzogranito							Biotita Metagranodiorito			Hornblenda-Biotita Granodiorito				Hornblenda-Biotita Tonalito			Ortopiroxênio Tonalito (Enderbito)
	ML-01	ML-03	ML-05	ML-06	ML-08	ML-09	Média	ML-04	ML-20	Média	ML-16	ML-21	ML-22	Média	ML-14	ML-17	Média	ML-13
Quartzo	37,3	36,8	39,6	38	31,5	37,2	36,73	38,2	35,7	36,95	28,7	18,7	23,7	23,7	35,5	24,5	30,00	28,4
Feldspato	23	25,5	25	30,6	28,5	23,7	26,05	14,9	12,9	13,9	13,4	16,2	11,7	13,77	1,5	1,5	1,50	4,8
Plagioclásio	33,6	33	31	25,5	34,8	32,4	31,72	37,9	45,9	41,9	35,9	47,4	51,9	45,07	35,7	59	47,35	40,4
Hornblenda	-	-	-	-	-	-	x	-	-	x	7,8	16,4	6,5	10,23	9	6	7,50	-
Biotita	4,2	3,7	2,5	4,3	4,4	5,1	4,03	9,2	5,3	7,25	13,1	4	4,6	7,23	9	8,3	8,65	11,9
Clinopiroxênio	-	-	-	-	-	-	x	-	-	x	-	-	-	x	-	-	x	2,5
Ortopiroxênio	-	-	-	-	-	-	x	-	-	x	-	-	-	x	-	-	x	11,2
Opacos	0,5	x	0,4	0,6	0,1	0,7	0,46	x	x	x	0,1	0,3	0,2	0,20	0,1	0,5	0,30	0,6
Zircão	x	x	0,2	0,1	x	X	0,15	x	x	x	0,1	0,2	0,3	0,20	x	x	x	X
Titanita	0,2	x	-	-	-	0,1	0,15	-	-	x	-	-	-	x	x	x	x	-
Apatita	0,1	x	0,3	x	x	X	0,20	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	X
Allanita	x	-	0,4	0,1	0,2	0,3	0,25	0,1	-	0,1	-	-	-	x	0,6	x	0,60	-
Epídoto ^(s)	0,1	x	x	0,6	x	0,1	0,27	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	-
Clorita	x	x	x	x	x	X	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	-
Máficos	4,7	3,7	2,9	4,9	4,5	5,8	4,42	9,2	5,3	7,25	21	16,7	11,3	16,33	26,5	15,2	20,85	26,2
A + P	56,6	58,5	56	56,1	63,3	56,1	57,77	52,8	58,8	55,8	49,3	63,6	63,6	58,83	37,2	60,5	48,85	45,2
Feldspato*	24,49	26,76	26,15	32,52	30,06	25,40	27,56	16,37	13,65	15,01	17,18	19,68	13,40	16,76	2,06	1,76	1,91	6,52
Plagioclásio*	35,78	34,63	32,43	27,10	36,71	34,73	33,56	41,65	48,57	45,11	46,03	57,59	59,45	54,36	49,11	69,41	59,26	54,89
Quartzo*	39,72	38,61	41,42	40,38	33,23	39,87	38,87	41,98	37,78	39,88	36,79	22,72	27,15	28,89	48,83	28,82	38,83	38,59
n° de pontos	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000

Abreviações: A – Alkali-feldspato; P – Plagioclásio; s – secundário; * recalculado a 100%; X = mineral presente na rocha, mas não registrado na contagem modal; – = mineral não observado.

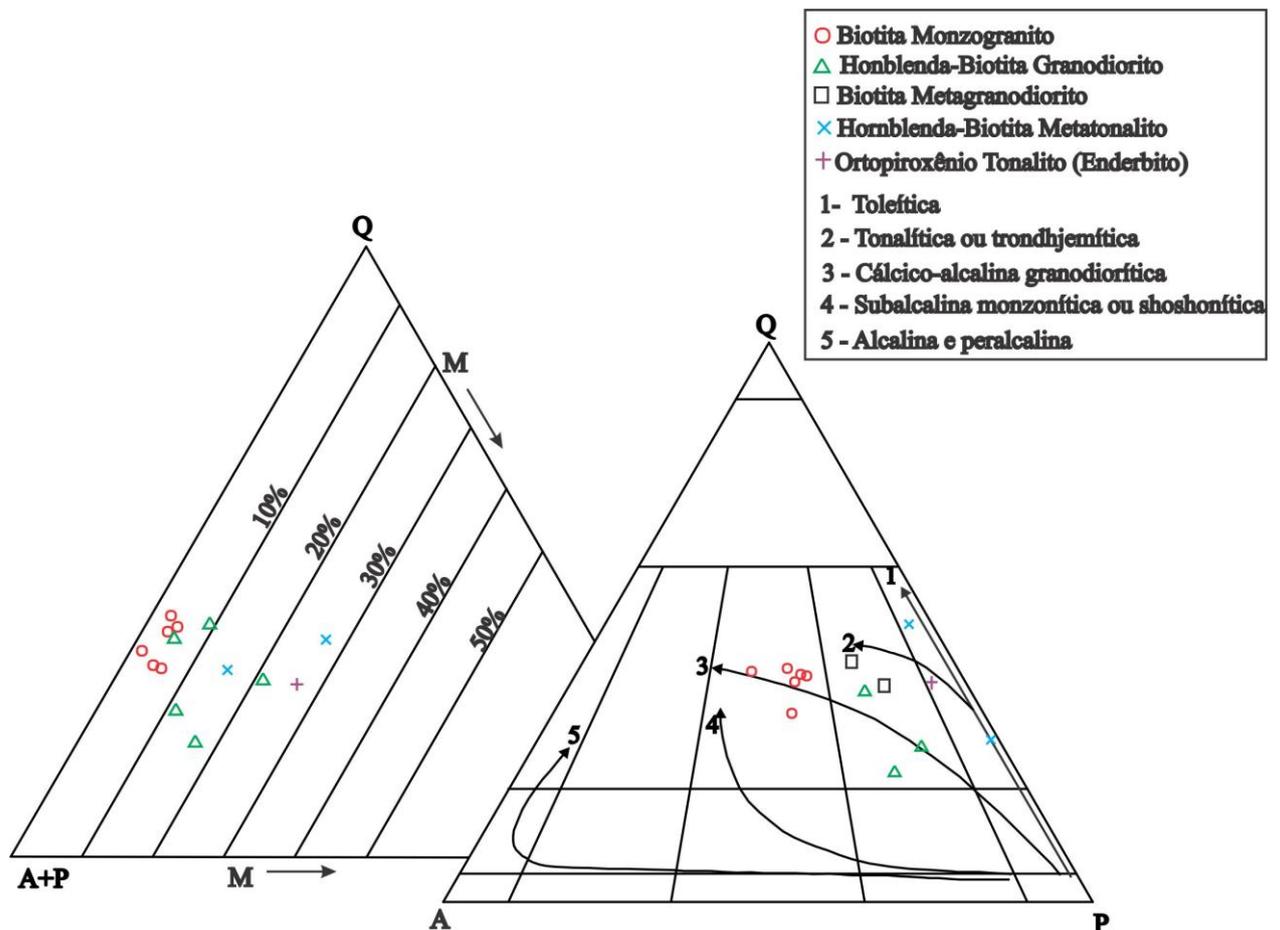


Figura 6 - Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M' de Streckeisen (1976) para as rochas estudadas. 1 a 5 são *trends* evolutivos de séries granitóides (Lameyre & Bowden 1982, Bowden *et al.* 1984).

2.4.2 Aspectos petrográficos

Os litotipos Biotita Metagranodiorito e Hornblenda-Biotita Metatonalito apresentam características texturais muito semelhantes, notando-se apenas pequenas variações nas percentagens de seus constituintes minerais (Tabela 3) sendo, por esse motivo, descritas conjuntamente. Assim como as unidades Hornblenda-Biotita Granodiorito e Ortopiroxênio Tonalito. Porém, a unidade Biotita Monzogranito será descrita individualmente por apresentar características distintas dos litotipos anteriores.

Biotita Monzogranito – BMzg: Em termos microscópicos, esta unidade é caracterizada por mostrar textura granular hipidiomórfica (Figura 7B) que varia de fina a média, geralmente com boa preservação.

O plagioclásio ocorre como cristais subédricos a euédricos, normalmente milimétricos, podendo alcançar 3 mm. Apresenta maclamento tipo albíta com mais frequência, enquanto o *Carlsbad* é mais raro. É comum contornos irregulares a regulares e contatos retos com os minerais de quartzo e biotita. Na maioria dos cristais as maclas são apenas parcialmente visíveis devido à forte alteração dos mesmos. Em geral, os cristais apresentam-se saussuritizados, tendo como principais produtos, sericita e epidoto.

A microclina forma minerais em geral subédricos e localmente euédricos; os cristais variam de submilimétricos até em torno de 5 mm, apresentando contatos irregulares e raramente retos e mostrando-se com inclusões de quartzo, plagioclásio e, em menor

abundância, allanita, conferindo um aspecto poiquilítico aos cristais (Figura 7C). O maclamento albita-periclina está presente de forma parcial ou total em muitos cristais. É comum a presença da textura granofírica.

Os cristais de quartzo apresentam-se dispostos aleatoriamente são subédricos, inequigranulares, com tamanha variando de 0,1-1,3 mm, com contornos regulares a irregulares, reentrantes e por vezes regulares entre si.

Os cristais de biotita são subautomórficos inequigranulares com tamanhos variando de 0,2-0,5 mm. Apresentam contornos regulares e irregulares, contatos retos entre si e com os demais. É comum a ocorrência de biotita formando agregados máficos com a titanita e opacos. Localmente há transformação de biotita em clorita e com inclusões de zircão, formando halos pleocróicos. Os minerais acessórios compreendem titanita, opacos, zircão, apatita e allanita.

Biotita Metagranodiorito – BMeGnd e Hornblenda-Biotita Metatonalito – HBMeTnl:
A textura característica é granular hipidiomórfica média, modificada em diferentes intensidades pela deformação que varia desde discreta, afetando apenas o quartzo (Figura 7H), até intensa, gerando texturas protomiloníticas (Figura 7E), com forte recristalização do quartzo e formação de subgrãos (Figura 7H). No plagioclásio, são comuns maclas lenticulares e geração de fenoclastos prismáticos, por vezes ovalados, que são contornados pela matriz fina proveniente de recristalização e cominuição dos grãos primitivos, imprimindo um aspecto orientado à rocha (Figura 7E). A foliação nessas rochas é definida pela forte orientação preferencial dos minerais e pela presença de finos níveis algo descontínuos, ora preferencialmente ricos em quartzo e feldspatos, ora com maior quantidade de minerais máficos. Porém, é possível encontrar cristais não deformados, com características ígneas preservadas, principalmente plagioclásio, que apresenta suas maclas com terminações abruptas (Figura 7I), sugerindo origem ígnea, além de zoneamento oscilatório.

O plagioclásio é predominantemente hipidiomórfico e apresenta dimensões superiores às do quartzo, exibe contatos irregulares e subordinadamente retilíneos entre si. Mostra-se alterado para sericita e epidoto, o que mascara as suas feições originais. Há indícios de zoneamento normal, pois alguns cristais mostram maior alteração na parte central, sugerindo núcleo mais cálcico e, subordinadamente, ocorrem cristais com zoneamento oscilatório. Localmente são vistas mirmequítas nas bordas dos cristais de plagioclásio. A deformação em alguns cristais se manifesta como uma discreta a forte extinção ondulante além de maclas tortas e lenticulares.

O feldspato potássico ocorre como cristais xenomórficos, de granulação fina a média, com contatos ondulantes com os cristais de quartzo e retilíneos entre si. São tardios, preenchendo interstícios, e pobres em lamelas pertíticas. Apresentam inclusões de plagioclásio e biotita.

O quartzo apresenta-se em cristais subédricos, mostra contatos irregulares e sinuosos entre si, ondulados com os cristais de plagioclásio e geralmente retilíneos com a biotita. O grau de deformação desses cristais é variado, apresentando-se, por vezes, subédricos e sem deformação aparente ou levemente estirados acompanhando a direção da foliação, e em outras, deformados com forte extinção ondulante e formação de subgrãos e novos grãos submilimétricos nas suas bordas e contatos serrilhado-suturados entre si (Figura 7I).

A biotita ocorre como lamelas de granulação fina a média, hipidiomórficas, em geral orientadas, definindo a foliação da rocha; forma agregados com cristais de titanita e opacos. Apresenta-se como inclusão em cristais de plagioclásio e feldspato potássico. Localmente é substituída parcial a totalmente por clorita que se posiciona preferencialmente ao longo dos

seus planos de clivagem. Extinção ondulante e *kink bands* são observadas como produto da deformação, algumas em forma de peixe (Figura 7F), marcando deformação de caráter sinistral.

O anfibólio (Figura 7E), pelo ângulo de extinção em torno de 23° , 2V em torno de 65° e sinal óptico biaxial negativo, é interpretado como hornblenda. Os cristais apresentam uma orientação preferencial formando níveis com biotita que se intercalam com outros mais ricos em quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. Tais níveis por vezes são descontínuos. Os cristais de hornblenda são subédricos subautomórficos a xenomórficos, de granulação fina a média. Seu pleocroísmo varia de verde claro (x), verde escuro (y) e verde oliva a verde azulado (z). Contornos e contatos irregulares e retos com a biotita também são observados.

Os minerais acessórios dessas unidades compreendem titanita, opacos, apatita e zircão.

Hornblenda-Biotita Granodiorito - HBGnd e Ortopiroxênio Tonalito (Enderbitto) – OpyTnl: Essas unidades apresentam uma leve orientação de seus cristais, principalmente plagioclásio, anfibólio e biotita, perceptível somente em lâmina delgada (Figura 8B e F). De acordo com Vigneresse *et al.* (1996), minerais com forma prismática, tais como feldspatos e minerais máficos, quando imersos em magma submetido a fluxo laminar, tendem a sofrer rotação e alinhamento paralelo aos planos de acamamento rítmico.

No Enderbitto, o plagioclásio ocorre como minerais subédricos a euédricos, normalmente milimétricos, podendo alcançar 6 mm. Apresenta maclamento tipo albita, com orientação preferencial marcante, porém sem características deformacionais, e são isentos de alteração (Figura 8F). Já no Hornblenda-Biotita Granodiorito, há indícios de zoneamento normal no plagioclásio, pois alguns cristais mostram maior alteração na parte central, sugerindo núcleo mais cálcico (Figura 8B), além de cristais com zoneamento oscilatório marcante (Figura 8D). Em ambos os litotipos, os contornos e contatos entre esses cristais e os demais são regulares e menos frequente irregulares, além de mirmequítas no contato entre plagioclásio e feldspato potássico pertítico (Figura 8I).

O feldspato potássico é pertítico com lamelas finas do tipo fita ou “*string*” (Smith 1974). O mesmo é anédrico a subédrico, granulação média, contatos irregulares com os demais minerais. No litotipo Ortopiroxênio Tonalito, é comum inclusões de apatita, ortopiroxênio e clinopiroxênio, dando um aspecto poiquilitico. Esses cristais apresentam com grande frequência textura granofírica, por vezes formam agregados com cristais de biotita de granulação fina.

Os cristais de quartzo apresentam-se dispostos aleatoriamente e entre os cristais maiores de plagioclásio; são subautomórficos a xenomórficos, de granulação fina a média e exibem extinção reta, por vezes ondulante, com contornos regulares a irregulares.

Os cristais de biotita (Figura 8G e H) são subautomórficos a automórficos, de granulação fina a média (0,2-1,5 mm), com pleocroísmo variando entre amarelo pálido (x=y) a marrom escuro (z). Apresentam contornos regulares e irregulares, contatos retos entre si e com os demais. É comum a ocorrência de biotita formando agregados com cristais de hornblenda no Hornblenda-Biotita Granodiorito imprimindo uma moderada orientação preferencial desses cristais, além de *kink bands*.

O anfibólio (Figura 8C), pelo ângulo de extinção em torno de 23° , 2V em torno de 65° e sinal óptico biaxial negativo, é considerado como hornblenda. Esse mineral apresenta uma orientação preferencial formando níveis com biotita. Os cristais de hornblenda são euédricos a subédricos, de granulação fina a média. Seu pleocroísmo varia de verde claro (x), verde escuro (y) e verde oliva a verde azulado (z). Contornos e contatos irregulares e retos com a

biotita também são observados, apresentando ainda maclamento simples e restos de piroxênio em seu núcleo.

O ortopiroxênio ocorre é subédrico a euédrico, normalmente milimétricos podendo alcançar 4 mm. Esses cristais apresentam baixas cores de interferência geralmente amarelo pálido. Seus contornos e contatos são regulares, com contatos retos com os cristais de quartzo e biotita e entre si. É comum estarem associados com biotita e clinopiroxênio (Figura 8G e H). Geralmente estão em maior proporção que o clinopiroxênio (tabela 3). Localmente percebe-se uma orientação desses minerais, junto com biotita, clinopiroxênio e plagioclásio.

O clinopiroxênio (Figura 8G e H) ocorre como cristais subédricos a euédricos, normalmente milimétricos, podendo alcançar 3 mm. Apresentam altas cores de interferência azul intenso, contornos e contatos regulares e menos frequentemente irregulares, localmente percebe-se uma orientação desse mineral, junto com biotita, ortopiroxênio e plagioclásio.

Os minerais acessórios mais comuns nessas rochas são opacos, zircão e apatita.

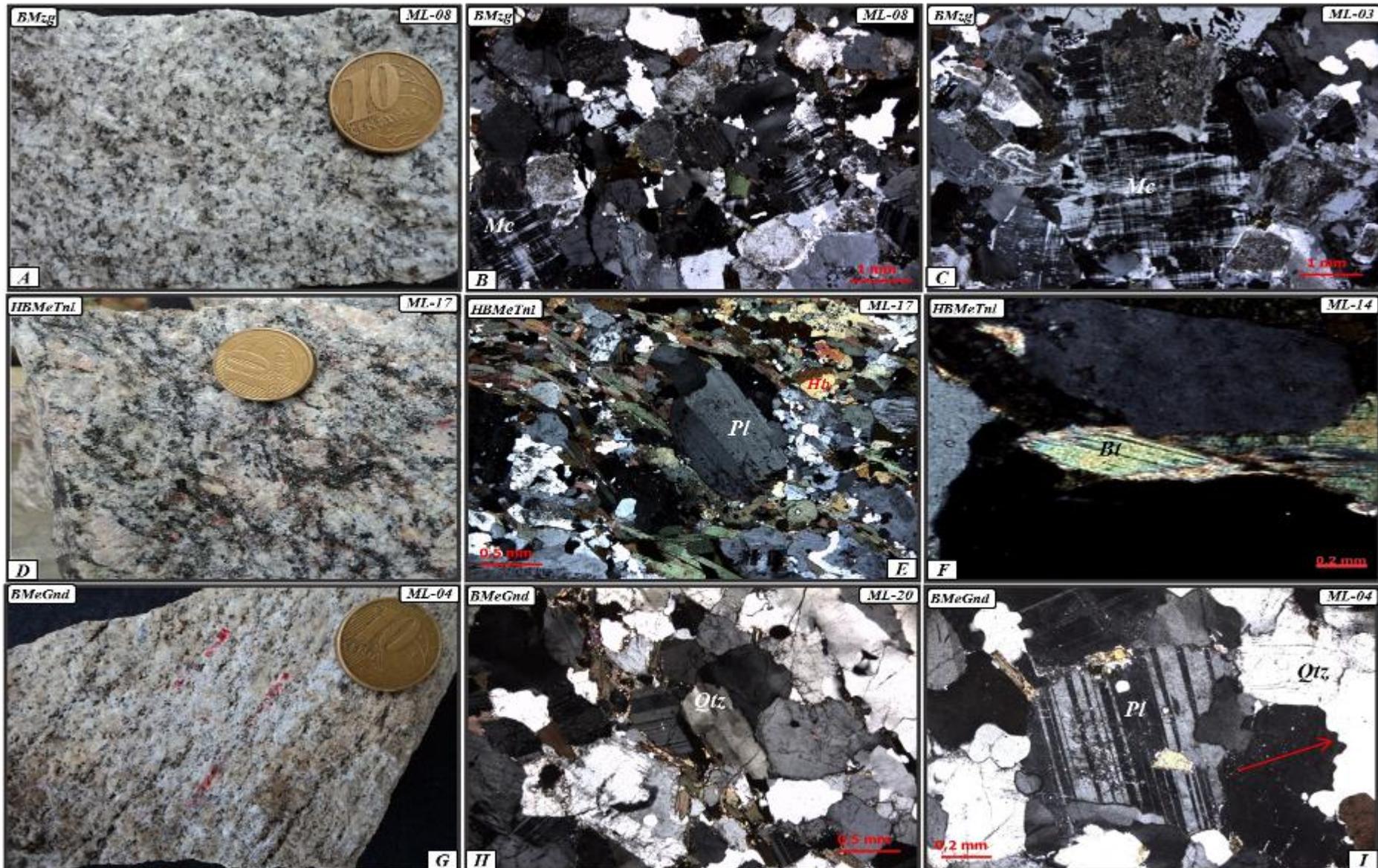


Figura 7 - Aspectos texturais de rochas da região de Santana do Araguaia. Biotita Monzogranito (BMzg): (A) Aspecto macroscópico da rocha mostrando estrutura isotrópica; (B) Aspecto microscópico mostrando textura granular hipidiomórfica, (C) Detalhe de fenoscristal de microclina. Hornblenda-Biotita Metatonalito (HBMeTnl): (D) Aspecto macroscópico da rocha mostrando foliação marcante contornando porfiroclastos de plagioclásio; (E) Aspecto microscópico mostrando a orientação dos cristais de biotita e hornblenda contornando porfiroclasto de plagioclásio; (F) Lamela de biotita em forma de peixe marcando uma cinemática sinistral. Biotita Metagranodiorito (BMeGnd): (G) Aspecto macroscópico da rocha mostrando foliação marcante; (H) Aspecto microscópico mostrando orientação dos minerais Máficos, marcando a foliação da rocha, além de cristais de quartzo recristalizado em forma de subgrãos; (I) Cristal de plagioclásio, com terminações abruptas de suas maclas, sugerindo origem ígnea e cristais de quartzo com contato suturado-serrilhado indicado pela seta. Abreviaturas: Pl-Plagioclásio, Bt-Biotita, Qtz-Quartzo, Hb-Hornblenda e Mc-Microclínio.

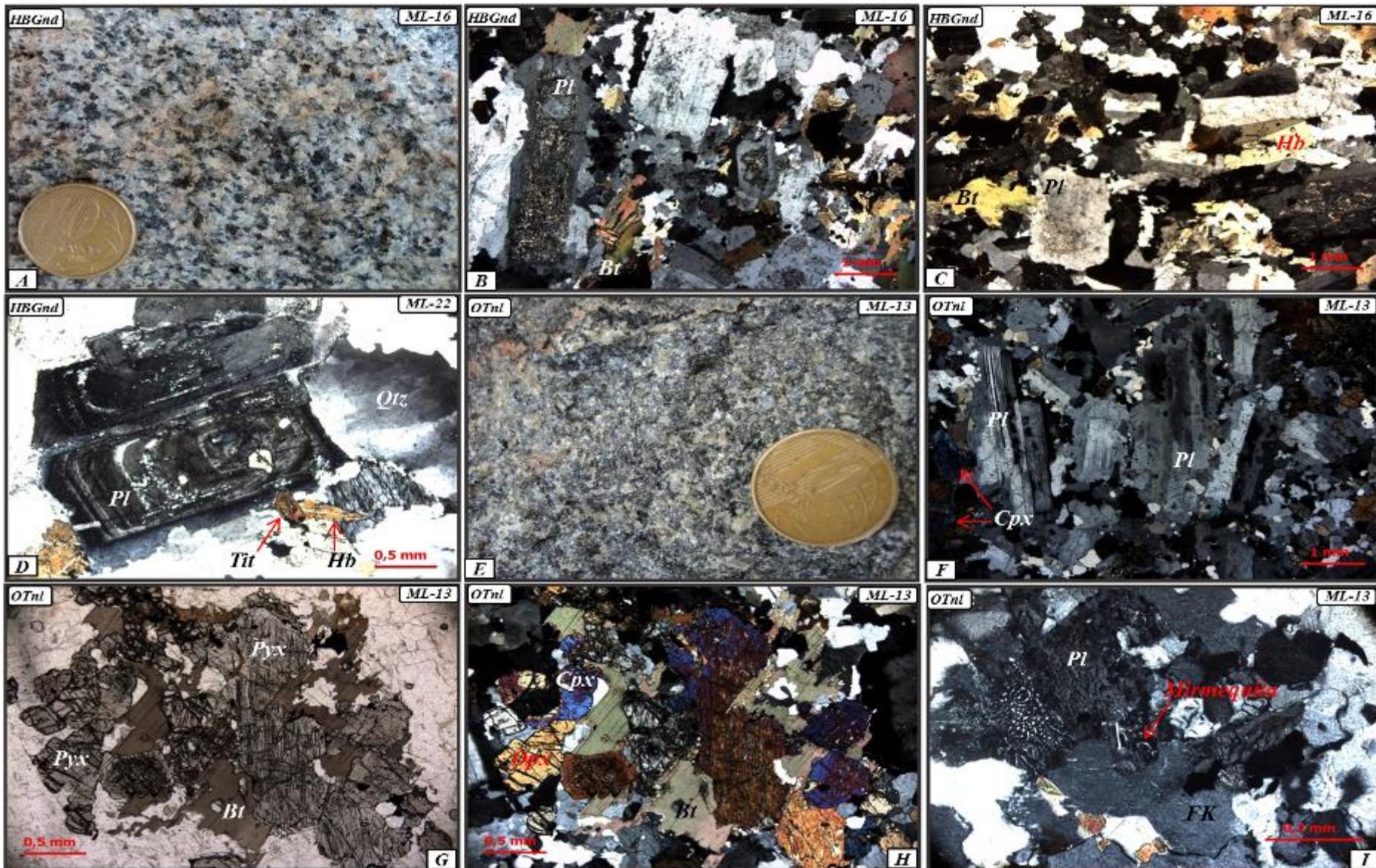


Figura 8 - Aspectos texturais de rochas da região de Santana do Araguaia. Hornblenda-Biotita Granodiorito (HBGnd): (A) Aspecto macroscópico da rocha mostrando relativa orientação dos minerais máficos; (B) Aspecto microscópico mostrando cristais de plagioclásio com orientação marcante e núcleos descalcificados; (C) textura granular hipidiomórfica, além de cristais de hornblenda apresentando maclamento simples; (D) Detalhe de cristais de plagioclásio mostrando zoneamento oscilatório. Ortopiroxênio Tonalito (Enderbitito): (E) Aspecto macroscópico da rocha mostrando textura maciça; (F) Aspecto microscópico mostrando a orientação subparalela de fenocristais de plagioclásio; (G) Detalhe mostrando cristais de biotita e piroxênio; (H) Detalhe em nicóis cruzados mostrando cristais de biotita, clinopiroxênio e ortopiroxênio; (I) Cristais de plagioclásio em contato com feldspato potássico perítico, com mirmequitas associadas a esse contato. Abreviaturas: Pl-Plagioclásio, Bt-Biotita. Qtz-Quartzo, Hb-Hornblenda e Tit-Titanita, Cpx-Clinopiroxênio e Opx-Ortopiroxênio.

2.5 GEOCRONOLOGIA POR EVAPORAÇÃO DE Pb EM MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO

O estudo petrográfico realizado neste trabalho permitiu selecionar amostras representativas de cada rocha, de modo a determinar suas idades de cristalização por um método independente, a estratigrafia deduzida com base nas relações de campo. Assim foram analisados pelo método de evaporação de Pb, cristais de zircão das amostras ML-04, ML-20 ML-17, ML-08, ML-16 e ML-13, representativas dos litotipos Biotita Metagranodiorito, Hornblenda-Biotita Metatonalito, Biotita Monzogranito, Hornblenda-Biotita Granodiorito e Ortopiroxênio Tonalito.

2.5.1 Métodos Analíticos

Análise Pb-Pb Zircão – Cristais de zircão de seis amostras da região de Santana do Araguaia foram analisados pelo método evaporação de Pb no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso), utilizando um espectrômetro de massa modelo Finnigan MAT 262. A metodologia aplicada nas análises foi a desenvolvida por Köber (1986). Por esse método, o cristal é analisado no estado sólido e as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas podem ser consideradas como idades mínimas ou como idades representativas da cristalização do mineral. Informações mais detalhadas sobre a aplicação desta metodologia encontram-se em Köber (1986) e Gaudette *et al.* (1998). Os resultados são apresentados com desvios de 2σ e as correções do Pb comum são feitas mediante uso do modelo de evolução do Pb em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975), utilizando a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ medida. As amostras foram pulverizadas na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) da Universidade Federal do Pará e peneiradas nas frações granulométricas de 250-170, 170-125, 25-60 e < 60 mm. As amostras com maior volume relativo foram tratadas inicialmente no elutriador, visando uma primeira concentração dos minerais pesados. Em seguida, os minerais ferromagnéticos foram extraídos com auxílio de um separador magnético *Frantz Isodynamic*. Nessa etapa, o separador magnético foi ajustado para um ângulo de 25° de inclinação longitudinal, 10° de inclinação lateral e amperagem variando entre 0,5 e 1,5A. A fração não magnética obtida no separador *Frantz* foi tratada com líquido pesado (bromofórmio) e, em seguida, os cristais de zircão foram selecionados por triagem manual sob lupa binocular. Os cristais selecionados para análise foram preferencialmente aqueles sem evidências de metamitização, sem inclusões ou fraturas. Por fim, os cristais selecionados foram aprisionados em filamentos de rênio, para subsequente introdução no espectrômetro de massa.

A técnica analítica empregada no espectrômetro de massa utiliza dois filamentos posicionados frente a frente, sendo um filamento de evaporação, o qual contém um cristal de zircão, e um filamento de ionização, a partir do qual o Pb é analisado. O filamento de evaporação é aquecido gradativamente em temperaturas pré-estabelecidas, que constituem as etapas de evaporação. Normalmente são realizadas três etapas de evaporação (1450°C , 1500°C e 1550°C), seguindo a técnica de Kober (1987). Durante cada etapa de evaporação, que dura aproximadamente 5 minutos, ocorre à liberação do Pb do retículo cristalino do zircão. Esse Pb deposita-se imediatamente no filamento de ionização, o qual é mantido em temperatura ambiente. Em seguida, o filamento de evaporação é desligado e o filamento de ionização é aquecido a uma temperatura em torno de 1050°C , quando o Pb ali depositado durante o processo de evaporação é ionizado. As intensidades das emissões dos diferentes isótopos de Pb podem ser medidas de duas formas: a primeira, para baixa intensidade de sinal, com monocoletor (um contador de íons), seguindo uma varredura na seguinte sequência de massas: 206, 207, 208, 206, 207 e 204. A segunda, para alta intensidade, é feita em

multicoletor (contador de íons e caixas de Faraday), segundo uma varredura na seguinte sequência de massas: 206, 207, 208 e 204. Um bloco obtido no contador de íons fornece 18 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e no multicoletor, 10 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Em cada etapa de evaporação são obtidos, em geral, até cinco blocos de dados nas análises em monocoletor e dez nas análises sem multicoletor. A média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ desses blocos define uma idade correspondente para cada etapa. Esses dados são representados em diagrama Idade (Ma) *versus* Filamentos analisados. As idades obtidas nas diferentes etapas de evaporação podem apresentar diferentes valores, sendo que, normalmente, observa-se um aumento nas idades no sentido das etapas de mais alta temperatura. Quando isto ocorre, são consideradas apenas as idades obtidas nas temperaturas mais altas, pois neste caso, o Pb analisado é proveniente das porções do cristal de zircão com maior capacidade de retenção de Pb, e, portanto, as idades são teoricamente mais representativas daquelas de cristalização do mineral. Os dados obtidos foram tratados estatisticamente segundo critérios metodológicos estabelecidos no laboratório Pará-Iso.

2.5.2 Resultados Analíticos

Biotita Metagranodiorito - Duas amostras deste litotipo (ML-04 e ML-20) foram selecionadas para análise, sendo a amostra ML-04 da porção sul e ML-20 da porção norte da área. Os cristais de zircão selecionados da amostra ML-04 são prismáticos, bipiramidais, com cores que variam de castanho claro a escuro para semitransparente. Mostram poucas inclusões, fraturas e características de metamitização, além de apresentarem zoneamento oscilatório sugerindo uma origem ígnea (Figura 9). Um conjunto de quatro cristais dessa amostra forneceu idade de 3.066 ± 3 Ma (Tabela 4; Figura 9A). Ainda, três outros cristais de zircão forneceram idade mais antiga de 3.135 ± 8 Ma (Tabela 4, Figura 9B) que, provavelmente, representam cristais herdados. Os cristais de zircão da amostra ML-20 são prismáticos, com suas bordas corroídas, por vezes arredondadas, apresentando cor castanho escuro, refletindo possivelmente um maior grau de metamitização (Figura 9). De um conjunto de 35 cristais selecionados, apenas 3 forneceram sinal de Pb suficiente para o cálculo da idade média que resultou no valor de 2.829 ± 13 Ma (Tabela 4, Figura 9C).

Hornblenda-Biotita Metatonalito - Os cristais de zircão deste litotipo (ML-17) são prismáticos, bipiramidais, com as bordas ligeiramente arredondadas. Com cor marrom, por vezes pálido, variando de translúcidos para transparentes, apresentam poucas inclusões e fraturas em seus núcleos (Figura 9D). De um conjunto de 18 cristais selecionados para análise isotópica, apenas 4 forneceram sinal de Pb suficiente para o cálculo da idade média de 2852 ± 2 Ma (Tabela 4; Figura 9D).

Biotita Monzogranito - Os cristais de zircão selecionado da amostra ML-08 são prismáticos, bipiramidais, cores que variam de marrom claro a escuro, por vezes rosados, transparente, com poucas inclusões e fraturas. Apresentam núcleos mais escuros que as bordas, Os resultados isotópicos não indicaram idade precisa, e sim valores dispersos, que variaram entre 2678 e 2342 Ma.

Hornblenda-Biotita Granodiorito - Os cristais de zircão selecionados da amostra ML-16 são prismáticos, bipiramidais, apresentam bordas levemente arredondadas, poucas inclusões e fraturas, possuem cores que variam de castanho claro com porções incolores a transparente (Figura 9E). Dos grãos analisados, apenas 4 cristais emitiram sinal suficiente de Pb para as medições isotópicas para o cálculo da idade. Tais cristais forneceram idade média de 1.990 ± 7 Ma (Tabela 4; Figura 9).

Ortopiroxênio Tonalito - A amostra datada deste litotipo, ML-13, apresenta cristais de zircão prismáticos, bipiramidais, por vezes, com formas arredondadas; variam de translúcidos para semitransparente, além de apresentarem inclusões e fraturas em seus núcleos (Figura 9F). De um conjunto de 14 grãos selecionados, 6 forneceram sinal de Pb suficiente para o cálculo da idade, fornecendo idade média de 1.988 ± 4 Ma, (Tabela 4; Figura 9F).

Tabela 4 - Resultados das análises isotópicas de Pb dos cristais de zircão das amostras de rochas da região de Santana do Araguaia pelo método de evaporação de Pb de zircão.

ML-04 Biotita Metagranodiorito (porção sul)									
Amostra/Zircão	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$\pm 2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$\pm 2\sigma$	Idade (Ma)	$\pm 2\sigma$
ML-04/2	36/36	0,000094	0,000007	0,0853	0,00119	0,23221	0,0008	3067,6	5,5
ML-04/10	8/8,0	0,000181	0,00007	0,20989	0,00237	0,23221	0,00192	3067,7	13,2
ML-04/16	26/34	0,000105	0,000006	0,15587	0,00215	0,23162	0,00072	3063,6	5
ML-04/23	34/34	0,000111	0,000008	0,11613	0,00453	0,23199	0,00187	3066,1	12,9
Total	104/112					Idade média		3066,2 \pm 3	
ML-04 Biotita Metagranodiorito (Herança)									
ML-04/9	40/62	0,000117	0,00001	0,13989	0,00087	0,24245	0,00059	3136,4	3,8
ML-04/11	6/46	0,000347	0,000266	0,15347	0,00819	0,24344	0,00083	3142,8	5,3
ML-04/17	8/8	0,000077	0,000086	0,1104	0,00338	0,24153	0,00113	3130,3	7,4
Total	54/116					Idade média		3136,5 \pm 8	
ML-20 Biotita Metagranodiorito (porção norte)									
ML-20/5	34/42	0,000321	0,000012	0,09838	0,00448	0,20004	0,00063	2826,9	5,1
ML-20/11	30/68	0,000476	0,000003	0,1242	0,00054	0,19998	0,0006	2826,4	4,9
ML-20/30	30/30	0,000027	0,000003	0,08741	0,00241	0,2013	0,00079	2837,1	6,4
Total	94/140					Idade média		2830,1 \pm 13	
ML-17 Hornblenda-Biotita Metatonalito									
ML-17/6	32/32	0,000014	0,000005	0,18461	0,00108	0,20320	0,00046	2852,3	3,7
ML-17/8	34/34	0,000011	0,000001	0,20648	0,00094	0,20285	0,00026	2849,5	2,1
ML-17/9	32/32	0,000031	0,000002	0,17743	0,00083	0,20347	0,00029	2854,5	2,3
ML-17/10	36/36	0,000026	0,000003	0,18228	0,00103	0,20322	0,00041	2852,5	3,3
Total	134/134					Idade média		2852,2 \pm 2	
ML-16 Hornblenda-Biotita Granodiorito									
ML-16/1	38/38	0,000193	0,000017	0,15721	0,00180	0,12231	0,00049	1990,5	7,1
ML-16/2	22/22	0,000463	0,000004	0,35690	0,00768	0,12173	0,00045	1982,0	6,6
ML-16/3	14/14	0,000062	0,000007	0,13067	0,00368	0,12278	0,00069	1997,2	10,0
ML-16/4	34/34	0,000080	0,000003	0,12585	0,00271	0,12189	0,00047	1984,3	6,9
ML-16/12	28/36	0,000463	0,000028	0,25518	0,00075	0,12255	0,00030	1993,8	4,4
Total	136/144					Idade média		1989,6 \pm 7	
ML-13 Ortopiroxênio Tonalito									
ML-13/4	18/26	0,000019	0,000003	0,2806	0,0010	0,1222	0,0005	1989,0	7,1
ML-13/8	28/76	0,000481	0,000070	0,3481	0,0009	0,1223	0,0003	1989,5	4,7
ML-13/9	44/60	0,000091	0,000043	0,2916	0,0288	0,1219	0,0002	1984,4	2,6
ML-13/10	56/68	0,000022	0,000024	0,2928	0,0268	0,1224	0,0005	1991,0	7,5
ML-13/11	34/34	0,000091	0,000005	0,3460	0,0017	0,1221	0,0003	1987,7	4,0
ML-13/14	34/74	0,000164	0,000022	0,3227	0,0012	0,1227	0,0003	1995,7	4,8
Total	214/338					Idade média		1989,6 \pm 4	

$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$ e $(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$ = Razões corrigidas de Pb comum.

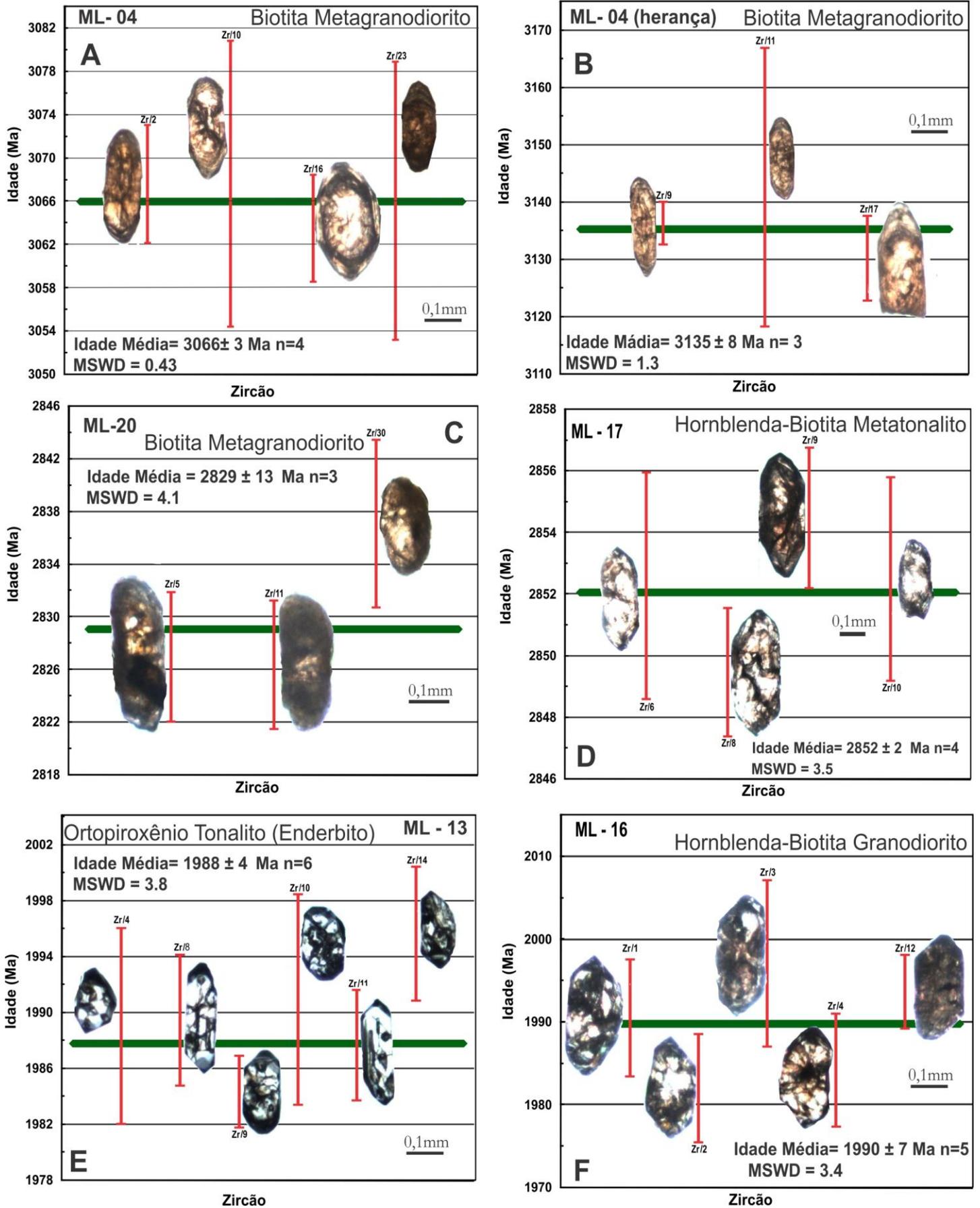


Figura 9 - Diagramas de evaporação de Pb e os cristais correspondentes de zircão analisados para as rochas estudadas da região de Santana do Araguaia.

2.6 DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

Todos os cristais de zircão analisados das amostras do litotipo Biotita Metagranodiorito foram considerados como de origem magmática e as idades obtidas foram consideradas como idades de cristalização e, conseqüentemente, de colocação das rochas que os contêm. Entretanto, idades obtidas nas variedades desse litotipo (ML-04: 3.066 ± 3 Ma e ML-20: 2.829 ± 13 Ma) mostram diferenças expressivas, pois não se superpõem, quando se consideram os erros analíticos. Isto não é facilmente explicável, pois não se dispõe de evidências conclusivas que justifiquem as duas idades para o mesmo litotipo. Uma hipótese a avaliar seria a de que este litotipo foi formado por intrusões que se sucederam em um tempo relativamente longo (3.066 a 2.829 Ma). Neste caso, estas rochas não corresponderiam a uma única intusão, mas, pelo menos duas intrusões, não rigorosamente sincrônicas, que posteriormente seriam afetadas por processos deformacionais. Outra hipótese seria admitir que a idade obtida para a amostra ML-20 não corresponderia rigorosamente à idade de cristalização, sendo de fato a idade mínima para a colocação do pluton, resultante de perdas parciais de Pb radiogênico. Essa possibilidade tem como base os sinais de metamitização observados em alguns cristais analisados dessa amostra.

Outro fato que chama a atenção diz respeito à idade de 3.135 ± 8 Ma, obtida em grãos da amostra ML-04, interpretados como idade de grãos herdados. Dados inéditos de Nd apontam para a extração dessa rocha do manto em torno de 3,14 Ga (Corrêa 2012), e por tratar-se de um granodiorito, relativamente evoluído em termos de teor de sílica, não é de se esperar que a idade de 3.135 ± 8 Ma seja a idade de cristalização dessa rocha. Dessa forma, acredita-se que houve extração do manto de uma rocha menos evoluída em torno de 3,14 Ga, cristalização de minerais, incluindo o zircão, e em outra fusão parcial, gerou um magma granodiorítico, os cristais de zircão já cristalizados foram incorporados a esse magma granodiorítico que, em seguida foi colocado e cristalizado na crosta em torno de 3.066 ± 3 Ma e posteriormente deformado em varias intensidades.

A idade obtida para a amostra ML-17 do Hornblenda-Biotita Metatonalito de 2852 ± 2 Ma pode ser admitida como sendo de cristalização e colocação desse tonalito no domínio leste da área. Acredita-se que a deformação imposta a esta rocha foi processada depois de sua completa cristalização, e possivelmente não teve influencia na perda de Pb, e conseqüentemente no valor da idade de cristalização.

Os resultados isotópicos para a amostra ML-08 que corresponde ao Biotita Monzogranito não indicaram uma idade precisa, com valores dispersos, que variaram entre 2678 e 2342 Ma. Por isso não foi possível calcular a idade média dessa rocha. Os cristais de zircão selecionados apresentam núcleos mais escuros que suas bordas, levando a interpretação que se trata de processos de metamitização, núcleos herdados ou ainda, processos onde foi cristalizado um núcleo em um magma semi-consolidado, com um novo pulso magmático ou geração de líquidos tardios, esses núcleos, anteriormente formados, serviram de base para cristalização de uma nova borda, dando esse aspecto de núcleo diferenciado da borda. Como o método de evaporação de Pb em monocristal de zircão não possui resolução espacial devido à evaporação total do grão, o que torna o método inapropriado para datar cristais complexos, possivelmente, tal fato gerou a dispersão de idades entre os cristais analisados. No entanto, as relações de campo atestam que este litotipo é intrusivo no biotita metagranodiorito, inclusive com enclaves destas unidades que são encontrados com certa frequência dentro do Biotita Monzogranito, mostrando ser mais jovem.

As amostras ML-16 Hornblenda-Biotita Granodiorito e ML-13 Ortopiroxênio Tonalito forneceram idades de 1.990 ± 7 Ma e 1.988 ± 4 Ma, respectivamente, ambas interpretadas

como sendo de cristalização e colocação desses corpos. Levando-se em conta os erros analíticos do método geocronológico empregado e as feições geológicas que relacionam os dois tipos de rochas, interpreta-se que a colocação dos dois plutons tenham se processado sincrônicamente. Porém, não foram realizadas análises para que se atestem as semelhanças geoquímicas, que permitissem avaliar que esses magmas teriam a mesma filiação magmática.

No entanto, de acordo com Frost *et al.* (2000), como o magma anidro se move a partir de porções mais profundas para os níveis mais rasos da crosta, processos de hidratação e cristalização fracionada tornam-se cada vez mais comuns, e as rochas geradas pelo magma relativamente anidro acabam sendo representados apenas por porções isoladas entre rochas relativamente hidratadas como o biotita-hornblenda granodiorito e o biotita granitos. Partindo do exposto acima, processos de cristalização fracionada e hidratação de magma anidro poderiam justificar a exposição dos blocos isolados de ortopiroxênio tonalito encontrados, entre a grande exposição de hornblenda-biotita granodiorito na área, além das idades muito próximas desses litotipos. É importante comentar que é comum a presença de anfibólio com núcleo portador de relictos de piroxênio no hornblenda-biotita granodiorito, que possivelmente poderia confirmar esse processo de hidratação e, desta forma, tentativamente explicaria uma cogeneticidade entre essas rochas. Outra hipótese é que pode ter ocorrido uma tectônica transpressiva e alçado por cavalgamento rochas de nível crustal profundo, como o Ortopiroxênio tonalito, para níveis mais rasos, colocando lado-a-lado rochas de ambientes diferentes, mas formadas praticamente no mesmo momento, porém, não foi possível obter informações que confirme essa possibilidade.

2.7 CONCLUSÕES

Os levantamentos geológicos executados, a caracterização petrográfica, incluindo análises modais, permitiram a individualização de cinco litotipos: Biotita Monzogranitos, Biotita Metagranodiorito, Hornblenda-Biotita Granodiorito, Hornblenda-Biotita Metatonalito e Ortopiroxênio Tonalito;

Os litotipos Biotita Monzogranitos, Biotita Metagranodiorito e Hornblenda-Biotita Granodiorito são denominados na proposta de Macambira *et al.* (2007) de Ortognaisse Rio Campo Alegre, Complexo Santana do Araguaia e Tonalito Rio Dezoito, respectivamente. Nesse sentido, sugerimos que a definição dessas unidades seja revista, pois o que é caracterizado como Ortognaisse Rio Campo Alegre, na realidade é uma intrusão ígnea granítica, com bandamento magmático e textura ígnea hipidiomórfica preservada. De acordo com nossos dados, as unidades Complexo Santana do Araguaia e Tonalito Rio Dezoito, perfazem um conjunto de Biotita Metagranodiorito, deformados em varias intensidades sem características metamórficas e com *trend* estrutural predominantemente E-W e não NW-SE como proposto em trabalhos anteriores.

Os litotipos Hornblenda-Biotita Metatonalito e Ortopiroxênio Tonalito são novos corpos identificados durante o desenvolvimento deste trabalho.

A partir da integração dos dados geológicos, estruturais e geocronológicos, é possível chegar as seguintes conclusões:

O Biotita Metagranodiorito é o granitóide arqueano mais antigo da região, pois é cortado pelos demais granitoides e gerou idades em torno de 3.066 ± 3 Ma;

Após um período de cerca de 214 milhões de anos sem registro de formação de rochas, deu-se a intrusão do Hornblenda-Biotita Metatonalito. Seguindo a colocação e cristalização dessa rocha, pode-se inferir a instalação de zonas de cisalhamento afetando esse litotipo, uma vez que os estudos das feições estruturas em escala macro e microestruturais desse litotipo

sugerem uma zona de cisalhamento dúctil, de caráter transcorrente, com direção predominante NW-SE, sinistral, evidenciado pelas características deformacionais nas amostras ML-14, ML-17 (porção leste da área). Porém, não é observado esse padrão deformacional nas amostras ML-04 e ML-20 (Biotita Metagranodiorito) as mais antigas da região, porção centro sul da área, que apresentam direção da foliação aproximadamente E-W.

Levando em conta as idades das rochas e *trend* deformacional, pode-se estimar quando os eventos deformacionais ocorreram. O evento deformacional de direção E-W é o mais antigo da região, pois está registrado no Biotita Metagranodiorito, rocha mais antiga registrada, importante comentar que esse *trend* é correlacionável com o registrado nas rochas do TGGRM. Posteriormente, após a colocação e cristalização do Hornblenda-Biotita Metatonalito ocorreu um cisalhamento de direção NW-SE na porção leste da área afetando essa rocha, no entanto não afetando o Biotita Metagranodiorito. Ainda, pode-se dizer que esse evento deformacional de direção NW-SE é mais velho que o Hornblenda-Biotita Granodiorito e Ortopiroxênio Tonalito, pois não há registro dessa deformação nessas rochas.

Após a colocação do Hornblenda-Biotita Metatonalito, houve a colocação do Biotita Monzogranito apresentando idade que varia entre 2678 e 2342 Ma. Este litotipo é intrusivo no Biotita Metagranodiorito, como atestam as relações de campo, inclusive enclaves destas unidades que são encontrados com certa frequência dentro do biotita Monzogranito.

Finalmente, decorridos aproximadamente 1076 Ma, houve a intrusão de corpos graníticos, representados pelo Hornblenda-Biotita Granodiorito e Ortopiroxênio Tonalito (Enderbit). Essas intrusões de corpos graníticos indicam um magmatismo mais novo na região, com idades de 1.990 ± 7 Ma e 1.988 ± 4 Ma. Idade próxima a essas foi obtida em um granodiorito no Domínio Bacajá em torno de 1986 ± 5 Ma (Vasquez *et al.* 2005), segundo Vasquez (2006), esse corpo poderia representar pulso magmático tardio do Evento Transamazônico, relacionado ao estágio pós-orogênico, ou alternativamente ter evolução relacionada ao orógeno orosiriano (2,03-1,96 Ga) do Domínio Tapajós, Província Tapajós-Parima, posicionado em região de antepaís.

Neste sentido, os dados geológicos, estruturais e principalmente geocronológicos obtidos neste trabalho, leva à interpretação que a região de Santana do Araguaia é uma continuidade do TGGRM para sudoeste, pois não temos evidências de evento metamórfico regional de cerca de 2,18-2,00 Ga (Ciclo Transamazônico), nas rochas descritas na área estudada e os dados estruturais de direção NW-SE, que são característicos do Evento Transamazônico, são localizados e o mesmo não registra metamorfismo nas rochas influenciadas por essa deformação, nem afetam as rochas mais antigas encontradas na região de Santana do Araguaia, que apresentam foliação com *trend* marcadamente E-W.

REFERÊNCIAS

- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R., Dias, S.B., Althoff, F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite–granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos* 187: 201-221.
- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Rämö, O.T., Guimarães, F.V., Leite, A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research* 120: 235-257.
- Althoff, F.J., Barbey, P.; Boullier, A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, 104:187-206.
- Barros, M.A.S. *et al.* 2005. Idade U-Pb para o Granito Rio Dourado e sua correlação com o vulcanismo Iriri (Província Amazônia Central – Cráton Amazônico, Nordeste de Mato Grosso). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 9., Goiânia. Resumos... Goiânia: SBG-Núcleo Centro Oeste. p. 105-107.
- Bowden P., Batchelor R.A., Chapell B.W., Didier J., Lameyre J. 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Earth and Planetary Science Letters*, **35**, 1-11.
- Cunha B.C.C., Potiguar L.A.T., Ianhez A.C., Bezerra P.E.L., Pithan J.H.L., Souza Júnior J.J., Montalvão R.M.G., Souza A.M.S., Hildred P.R., Tassinari C.C.G. 1981. Geologia. Folha SC.22 - Tocantins. Projeto RADAMBRASIL, Programa de Integração Nacional, Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, v.22, p.21-196.
- Dall'Agnol, R.; Rämö, O.T.; Magalhães, M.S.; Macambira, M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos* **46**:431-462.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A. Almeida, J.A.C., Althoff, F.J. Leite, A.A.S., Oliveira, D.C., Barros, C.E.M. 2006. Archean and paleoproterozoic granitoids of the carajás metallogenic province, eastern amazonian cráton. In: SYMPOSIUM ON MAGMATISMO, CRUSTAL EVOLUTION, AND METALLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON, *Excution Guide*, Belém, p. 99-150.
- Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Vale A.G., Costa E.J.S., Ferreira A.L., Valente C.R., Lacerda Filho J.V., Moreton, L.C., Camargo L.C., Camargo M.A., Frasca A.A., Ribeiro P.S.E., Vasconcelos A.M., Oliveira M., Oliveira I.W.B., Abreu Filho W., Gomes I.P. 2004. Folha SC.22 - Tocantins. In: C. Schobbenhaus, J.H. Gonçalves, J.O.S Santos., M.B Abram., R. Leão Neto, G.M.M Matos, R.M. Vidotti, M.A.B. Ramos, J.D.A. Jesus (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. (CD ROM).

- Frost, B.R., Frost, C.D., Hulsebosch, T.P., Swapp, S.M., 2000. Origin of the charnockites of the Louis Lake batholith, Wind River Range, Wyoming. *Journal of Petrology* 41: 1759–1776.
- Kober, B 1986. Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament thermal ion source. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 93:482-490.
- Kober, B. 1987. Single Grain Evaporation Combined with Pb Emitter Bedding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Investigations using thermal Ion Mass Spectrometry and Implications to Zirconology. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 96:63-71.
- Lameyre J. Bowden P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 169-186.
- Le Maitre, R.W. 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 2nd Edition , London, 193 p.
- Leite, A.A.S. 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. (Tese de Doutorado).
- Leite, A.A.S., Dall'Agnol, R., Macambira, M.J.B., Althoff, F.J., 2004. Geologia e Geocronologia dos granitóides Arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências* 34: 447-458 (in Portuguese).
- Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi* 7: 263-287.
- Macambira, E. M. B., Vasquez, M.L., Ricci, P. S. F. 2007. Caracterização do Domínio Tectônico Santana do Araguaia – Sudeste Do Pará. . In: Simpósio de geologia da Amazônia, vol. 10. Resumos Expandidos, (CD-ROM).
- Monteiro P.M.; Rolando A.P.; Macambira, M.J.B. 2004. Proveniência de zircão de quartzitos da Formação Gorotire e Grupo Rio Fresco, serra do Inajá, sul da Província Mineral do Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., Araxá. Resumos... CD-ROM.
- Neves A.P. Vale, A.G. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Redenção – Folha SC.22-X-A, escala 1:250.000. Brasília, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília. (CD ROM).
- Oliveira, M.A., Dall'Agnol, R., Althoff, F.J., Leite, A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 27:146-160.
- Pimentel, M.M., Machado, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú. Boletim de Resumos Expandidos. Camboriú, SBG. p. 390-391.

- Santos, J.O.S., Hartmann, L. A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research* **3**: 453-488.
- Santos, J.S.O., Hartmann, L.A., Faria, M.S., Riker, S.R., Souza, M.M., Almeida, M.E., Mcnaughton, N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Belém. Resumos Expandidos, Belém, SBG. (CD-ROM).
- Santos, J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, p. 169-226.
- Smith, J.V. 1974. Feldspar Minerals. New Your, Springer-Verlag. 690p.
- Streckeisen, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, **12**: 1- 33.
- Stacey, J. S. & Kramers, J. D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model. *Eath and Planetary Science Letters*, **26**(2): 207-221.
- Tassinari C.C.G.; Basei M.A.S. Primeiros resultados arqueanos em migmatitos da região da serra do Tapirapé, Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. Anais... Camboriú: SBG, 1980. v. 5, p. 2744-2751.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3): 174-182.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M. 2004. A evolução tectônica do Craton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (eds.). Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida. São Paulo, p. 471-486.
- Vasquez, M.L.; Macambira, M.J.B.; Galarza Toro M.A. 2005. Granitóides transamazônicos da Região Iriri-Xingu, Pará - Novos dados geológicos e geocronológicos. In: HORBE, A.M.C.; SOUZA, V.S. (Coord). Contribuições à geologia da Amazônia. Manaus: SBG-Núcleo Norte,. v. 4, p. 16-31.
- Vasquez, M.L. 2006. 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. 212 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Belém.
- Vasquez M.L., Macambira E.M.B., Lafon J.M. Galarza, M.A. 2007. Datação por evaporação de Pb em zircão de ortogneisses e granitóides da região de Santana do Araguaia – Sudeste do Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 10. Resumos Expandidos, SBG. (CD-ROM).

- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de informações geográficas: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.
- Vignerresse J.L, Barbey P., Cuney M. 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallisation with application to felsic magma segregations and transfer. *J. Petrol.*, **37**:1579-1600.

3. DADOS ISOTÓPICOS Sm-Nd EM ROCHA TOTAL

Todas as amostras datadas pelo método Pb-evaporação em zircão e descritos no capítulo 2 também foram analisados pelo método Sm-Nd em rocha total (Figura 5), e os resultados são apresentados na Tabela 5 e Figura 10.

As idades-modelo Sm-Nd T_{DM} das rochas foram calculadas usando o modelo de DePaolo (1981) para evolução isotópica do Nd no manto empobrecido. O parâmetro petrogenético ϵ_{Nd} de cada amostra foi calculado para o tempo atual, $\epsilon_{Nd}(0)$, e para o de cristalização das rochas, $\epsilon_{Nd}(t)$, sendo interpretado em relação à composição do reservatório condrítico uniforme (CHUR) de acordo com DePaolo (1988). Em geral, as amostras contam com idades de cristalização obtidas neste estudo.

Tabela 5: Dados isotópicos Sm-Nd para as Rochas estudadas da região de Santana do Araguaia.

Amostra	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$\epsilon_{Nd(0)}$	t (zircão) (Ma)	$\epsilon_{Nd(t)}$	$T_{(DM)}$ (Ga)
ML-04	1,03	6,86	0,090429	0,000415	0,510539	0,000008	-40,95	3.066	-1,93	3,14
ML-17	4,33	27,67	0,094502	0,000155	0,510669	0,000007	-38,41	2.852	-0,88	3,07
ML-20	1,41	9,23	0,092269	0,000170	0,510746	0,000022	-36,91	2.829	1,14	2,91
ML-16	4,70	29,23	0,097317	0,001218	0,511009	0,000111	-31,78	1.990	-6,41	2,68
ML-13	4,66	34,49	0,081738	0,000305	0,511017	0,000007	-31,62	1.988	-2,29	2,35

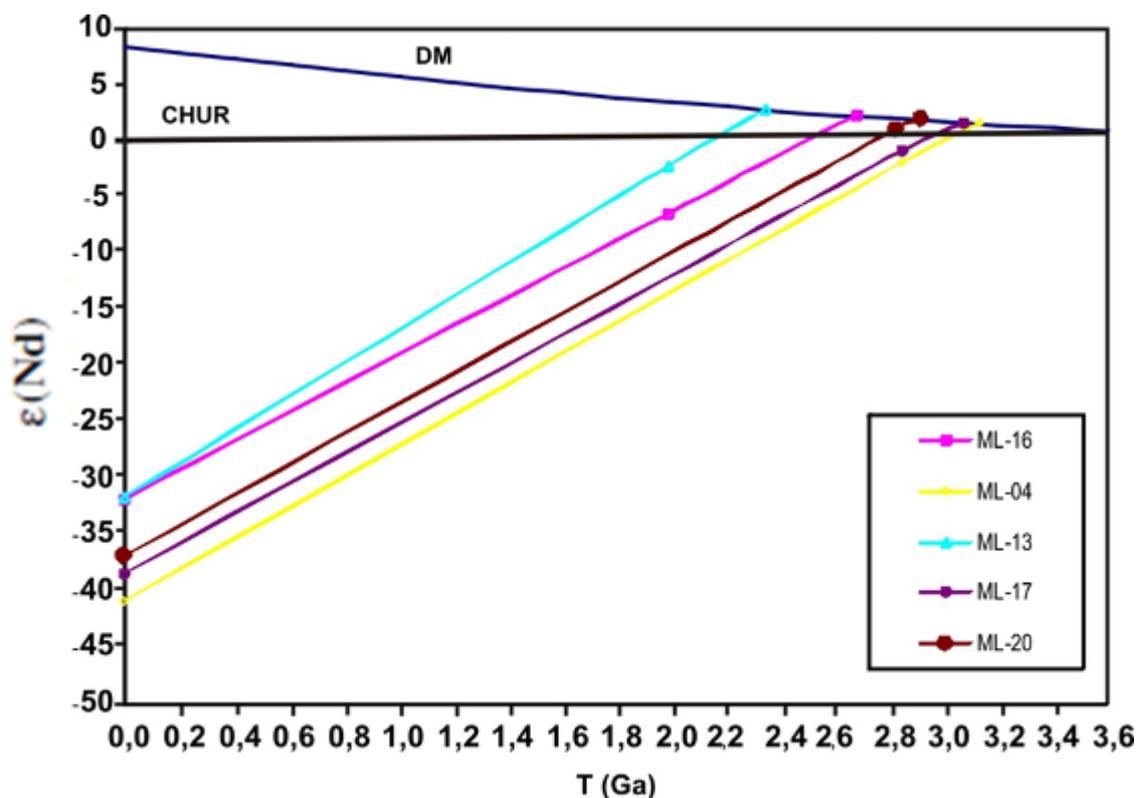


Figura 10 - Diagrama $\epsilon(Nd)$ vs Tempo para as rochas estudadas na região de Santana do Araguaia.

Conforme apresentado na tabela 5 as idades-modelo T_{DM} para as amostras estudadas variam de 2,35 a 3,14 Ga e podem ser divididas em dois grupos:

1 – Granitóides do Paleoproterozóico (1,99 Ga) com idades-modelo arqueana ($T_{DM} = 2,68$ Ga) e paleoproterozóica ($T_{DM} = 2,35$ Ga), representadas pelas amostras ML-16 (Hornblenda-Biotita Granodiorito) e ML-13 (Ortopiroxênio Tonalito), exibindo $\epsilon Nd_{(t=1,99 \text{ Ga})}$ negativos – 6,41 e – 2,29, respectivamente, sugerindo origem crustal.

2 – Granitóides arqueanas (3,06, 2,85, 2,83 Ga) com idades-modelo arqueana ($T_{DM} = 3,14, 3,07$ e $2,91$ Ga), representadas pelas amostras ML-04 (Biotita Metagranodiorito), ML-17 (Hornblenda-Biotita Metatonalito) e ML-20 (Biotita Metagranodiorito).

Analisando os dados isotópicos Sm-Nd, pode-se chegar às seguintes interpretações:

- 1^a) - O Biotita Metagranodiorito (ML-04), que apresenta valores semelhantes de idade modelo e idade de formação, com toda evolução no arqueano, representaria o produto da fusão parcial de uma crosta continental arqueana, com curto tempo de residência crustal e cristalização ainda no Arqueano, ou extração de magma do manto com contaminação crustal;
- 2^a) – O Hornblenda-Biotita Metatonalito (ML-17), que apresenta idade de cristalização de 2,85 Ga e idade $T_{DM} = 3,07$ Ga representaria o produto de um magma gerado no Arqueano com contribuição de material juvenil e curta residência crustal;
- 3^a) – O Biotita Metagranodiorito (ML-20) que apresenta idade de formação de 2,83 Ga e $T_{DM} = 2,91$ Ga representaria um magma com protólito arqueano com contribuição de material juvenil e curta residência crustal;
- 4^a) – O Hornblenda-Biotita Granodiorito (ML-16), com idade de cristalização de 1,99 Ga e $T_{DM} = 2,68$ Ga, representaria fusão de uma crosta continental arqueana e cristalização no Paleoproterozóico;
- 5^a) – O Ortopiroxênio Tonalito (ML-13), que tem idade de cristalização de 1,98 Ga e $T_{DM} = 2,35$ Ga, representaria fusão de crosta continental paleoproterozóica e cristalização ainda no Paleoproterozóico.

4. CONCLUSÕES

A combinação dos dados geocronológicos com os dados petrográficos e de campo, permite levantar as seguintes conclusões para a região de Santana do Araguaia:

a) O levantamento geológico, as análises petrográficas, permitiram a individualização de cinco litotipos classificados como Biotita Monzogranitos, Biotita Metagranodiorito, Hornblenda-Biotita Granodiorito, Hornblenda-Biotita Metatonalito e Ortopiroxênio Tonalito, onde os litotipos Hornblenda-Biotita Metatonalito e Ortopiroxênio Tonalito foram identificados neste trabalho como novos corpos;

b) Os dados isotópicos Sm-Nd sugerem que, caso não representem misturas de magmas, em torno de 3,14, 3,07, 2,91, 2,68 e 2,35 Ga possivelmente houve extração de magma do manto para a crosta, com cristalização em torno de:

- 3.066 ± 3 Ma e 2.829 ± 13 Ma Biotita Metagranodiorito (ML-04 e ML-20 respectivamente);

- 2.852 ± 2 Ma Hornblenda-Biotita Metatonalito (ML-17);

- 1.990 ± 7 Ma Hornblenda-Biotita Granodiorito (ML-16);

- 1.988 ± 4 Ma Ortopiroxênio-Tonalito (ML-13);

c) A unidade Biotita Monzogranito (ML-08), não indicou uma idade precisa, com valores dispersos entre 2678 e 2342 Ma. No entanto, dados de campo sugerem que essa unidade seja intrusiva na unidade Biotita Metagranodiorito;

d) Estudos das feições estruturas em escala macro e microestruturais sugere uma zona de cisalhamento dúctil, de caráter transcorrente, com direção predominante NW-SE, possivelmente sinistral, evidenciado pelas características deformacionais nas amostras ML-14, ML-17 (porção leste da área). Porém, não é observado esse padrão deformacional na amostra ML-04, mais antiga (porção centro-sul da área) e ML-20 (porção norte) apresentando direção da foliação aproximadamente E-W;

Levando em conta as idades das rochas e *trend* deformacional, pode-se estimar quando os eventos deformacionais ocorreram. O evento deformacional de direção E-W é o mais antigo da região, pois está registrado no Biotita Metagranodiorito, rocha mais antiga registrada, importante comentar que esse *trend* é correlacionável com o registrado nas rochas do TGGRM. Posteriormente, após a colocação e cristalização do Hornblenda-Biotita

Metatonalito ocorreu um cisalhamento de direção NW-SE na porção leste da área afetando essa rocha, no entanto não afetando o Biotita Metagranodiorito. Ainda, pode-se dizer que esse evento deformacional de direção NW-SE é mais velho que o Hornblenda-Biotita Granodiorito e Ortopiroxênio Tonalito, pois não há registro dessa deformação nessas rochas. No entanto, possivelmente o Ortopiroxênio Tonalito (Enderbitto) pode ter sido alçado por cavalgamento de um nível crustal profundo para níveis mais raso da crosta.

Intrusões de corpos graníticos, representados pelo Hornblenda-Biotita Granodiorito e Ortopiroxênio Tonalito, que não apresentam deformações em seus constituintes minerais, indica um magmatismo mais novo na região, com idades de 1.990 ± 7 Ma e 1.988 ± 4 Ma. Idade próxima a estas foi obtida em um granodiorito no Domínio Bacajá em torno de 1.986 ± 5 Ma (Vasquez *et al.* 2005). Segundo Vasquez (2006) este corpo poderia representar pulso magmático tardio do Ciclo Transamazônico, relacionado ao estágio pós-orogênico, ou alternativamente ter evolução relacionada ao orógeno orosiriano (2,03-1,96 Ga) do Domínio Tapajós, Província Tapajós-Parima, posicionado em região de antepaís.

No entanto, as idades de cristalização (3.066 ± 3 Ma a 2.829 ± 13 Ma) e idades-modelo (3,14-2,91 Ga) das amostras ML-04, ML-17 e ML-20, são similares às das rochas do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, levando à interpretação que a região de Santana do Araguaia é possivelmente uma continuidade do TGGRM para sudoeste, e que o evento magmático mais novo não necessariamente representaria a atuação do Ciclo Transamazônico na região, ou se realmente houve a atuação desse ciclo, seus limites devem ser reavaliados e/ou reduzidos. No entanto, os dados disponíveis não permitem uma interpretação mais precisa desse evento na região de Santana do Araguaia. Aliado a isso, não temos evidências de evento metamórfico regional de cerca de 2,18-2,00 Ga (Ciclo Transamazônico), nas rochas descritas na área estudada e atitudes de foliações de direção NW-SE, que são característicos do ciclo, são localizados e o mesmo não registra metamorfismo nas rochas influenciadas por essa deformação, nem afetam as rochas mais antigas encontradas na região de Santana do Araguaia, que apresentam foliação com *trend* marcadamente E-W.

REFERÊNCIAS

- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R., Dias, S.B., Althoff, F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite–granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos* 187: 201-221.
- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Rämö, O.T., Guimarães, F.V., Leite, A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research* 120: 235-257.
- Althoff, F.J.; Barbey, P.; Macambira, M.J.B.; Scheller, T.; Leterrier, J.; Dall'agnol, R.; Lafon, J.M. 1998. La croissance du craton sud-amazonien (région de Rio Maria, Brésil). In: RÉUNION DES SCIENCES DE LA TERRE. Resumés. Brest, Société Géologique de France, p. 62.
- Althoff, F.J., Barbey, P.; Boullier, A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, 104:187-206.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Correia JR, F.C., Macambira, E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*. 29(2): 454-460.
- Barros, C.E.M., Macambira, M.J.B., Barbey, P., Scheller, T. 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: Implicações petrológicas e tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências* 34: 531-538.
- Barros, M.A.S. et al. Idade U-Pb para o Granito Rio Dourado e sua correlação com o vulcanismo Iriri (Província Amazônia Central – Cráton Amazônico, Nordeste de Mato Grosso). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 9., 2005, Goiânia. Resumos... Goiânia: SBG-Núcleo Centro Oeste, 2005. p. 105-107.
- Costa, J.B.S., Araújo, O.J.B., Santos, A., Jorge João X.S., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, 7:199-235.
- Cunha B.C.C., Potiguar L.A.T., Ianhez A.C., Bezerra P.E.L., Pithan J.H.L., Souza Júnior J.J., Montalvão R.M.G., Souza A.M.S., Hildred P.R., Tassinari C.C.G. 1981. Geologia. Folha SC.22 - Tocantins. Projeto RADAMBRASIL, Programa de Integração Nacional, Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, v.22, p.21-196.
- Dall'Agnol, R.; Rämö, O.T.; Magalhães, M.S.; Macambira, M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos* 46:431-462.

- Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Fraga, L.M., Scandola, J., Barros, C.E.M. 2000. The Precambrian Evolution of the Amazonian Craton: one of the last Unknown Precambrian Terranes in the World. In: International Geological Congress, 31. Rio de Janeiro. Abstracts. Rio de Janeiro: CPRM. K.4 (CD ROM).
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., Oliveira, D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos* 80: 01-129.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A. Almeida, J.A.C., Althoff, F.J. Leite, A.A.S., Oliveira, D.C., Barros, C.E.M. 2006. Archean and paleoproterozoic granitoids of the carajás metallogenic province, eastern amazonian cráton. In: SYMPOSIUM ON MAGMATISMO, CRUSTAL EVOLUTION, AND METALLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON, Excution Guide, Belém, p. 99-150.
- Depaolo, D.J., 1988. Neodymium Isotope Geochemistry. Springer-Verlag. 187p.
- Depaolo, D.J., 1981. Nd isotopic studies: some new perspectives on Earth structure and evolution. *EOS*, 62: 137-145.
- Dias, S. B. 2009. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica de granitos Arqueanos da Folha Marajoara, terreno granito-greenstone de Rio Maria, sudeste do Pará. Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. 129 p. (Dissertação de Mestrado).
- DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração - Distrito Amazônia) 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém. Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais. p.11-54.
- Duarte, K.D, Pereira, E.D., Dall'Agnol, R., Lafon, J.M. 1991. Geologia e geocronologia do Granito Mata Surrão - sudoeste de Rio Maria (PA). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, SBG, Anais... p. 7-20.
- Duarte, K.D., Dall'Agnol, R. 1996. Geologia e geoquímica do leucogranito arqueano potássico Mata Surrão, terreno granito-greenstone de Rio Maria, Pará. *Boletim IG - USP*, 18: 113-115 (Publ. Esp.).
- Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Vale A.G., Costa E.J.S., Ferreira A.L., Valente C.R., Lacerda Filho J.V., Moreton, L.C., Camargo L.C., Camargo M.A., Frasca A.A., Ribeiro P.S.E., Vasconcelos A.M., Oliveira M., Oliveira I.W.B., Abreu Filho W., Gomes I.P. 2004a. Folha SC.22 - Tocantins. In: C. Schobbenhaus, J.H. Gonçalves, J.O.S Santos., M.B Abram., R. Leão Neto, G.M.M Matos, R.M. Vidotti, M.A.B. Ramos, J.D.A. Jesus (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. (CD ROM).
- Gastal, M.C.P. 1987. Mapeamento e petrologia do Maciço Granítico Musa: Rio Maria, sudeste do Pará. Belém, Tese de Mestrado. Universidade Federal do Pará. 342p.

- Huhn S. R. B. Santos A. B. S., Amaral A. F., Ledsham E. J., Gouveia J. L., Martins L. B. P., Montalvão R.M.G., Costa V.G. 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria – sul do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35., Belém, Anais. Belém,v. 3:1438-1453.
- Huhn, S.B., Macambira, M.J.B., Dall’Agnol, R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-PA. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6: 463-466.
- Kober, B., 1987. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96, 63–71.
- Lafon, J.M.; Rodrigues, E.; Duarte, K.D. 1994. Le granite Mata Surrão: um magmatisme monzogranitique contemporain des associations tonalíques-trondhjemitiquesgranodioritiques archéennes de la région de Rio Maria (Amazonie Orientale, Brésil). p. 642- 649.
- 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.
- Leite, A. A. S. & Dall'agnol, R. 1997. Geologia e petrografia do maciço granítico Arqueano Xinguara e de suas encaixantes - SE do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi - Série Ciência da Terra*. 9: 43-81.
- Leite, A.A.S. 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. Belém, Tese de Doutorado . Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências.
- Leite, A.A.S., Dall’Agnol, R., Macambira, M.J.B., Althoff, F.J., 2004. Geologia e Geocronologia dos granitóides Arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do TerrenoGranito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências* 34: 447-458.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, J., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmidt R., Sørensen H., Woolley A.R. 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the systematics of igneous rocks.* Cambridge University Press, Cambridge, 252 p.
- Macambira, M.J.B. 1992. Chronologie U/Pb, Rb/Sr, K/Ar et croissance de la croûte continentale dans L’Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajas, Brésil. Ph.D. thesis. Université Montpellier II - France. 212p.
- Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi* 7: 263-287 (in Portuguese).

- Macambira, M.J.B., Lancelot, J. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review* **38**: 1134-1142.
- Macambira, M.J.B., Costa, J.B.S., Althoff, F.J., Lafon, J.M., Melo, J.C.V., Santos, A. 2000. New geochronological data for the Rio Maria TTG terrane, implications for the time constraints of the crustal formation of the Carajás province, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31st, Rio de Janeiro, 2000, CD-ron abstract volume.
- Macambira, M.J.B., Barros, C.E.M., Silva, D.C.C., Santos, M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás, evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. In: SBG-No Simpósio de Geologia da Amazônia, vol. 7, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Resumos Expandidos, CDROM.
- Macambira, E. M. B., Vasquez, M.L., Ricci, P. S. F. 2007. Caracterização do Domínio Tectônico Santana do Araguaia – Sudeste Do Pará. . In: SBG-No Simpósio de geologia da Amazônia, vol. 10. Resumos Expandidos, (CD-ROM).
- Macambira, M.J.B., Vasquez, M.L., Silva, D.C.C., Galarza, M.A., Barros, C.E.M., Camelo, J.F. 2009. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic domain, SW Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South American Earth Sciences* **27**: 235–246
- Machado, N., Lindenmayer, Z.G., Krogh, T.E., Lindenmayer, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research* **49**, 329-354.
- Medeiros, H., Dall'Agnol, R. 1988. Petrologia da porção leste do Batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. Anais... SBG. 3: 1488-1499.
- Monteiro P.M.; Rolando A.P.; Macambira, M.J.B. 2004. Proveniência de zircão de quartzitos da Formação Gorotire e Grupo Rio Fresco, serra do Inajá, sul da Província Mineral do Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., , Araxá. Resumos... Araxá: SBG, 2004. 1 CD-ROM.
- Neves A.P. & Vale, A.G. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Redenção – Folha SC.22-X-A, Escala 1:250.000. Brasília, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília. (CD ROM).
- Oliveira, M.A., Dall'Agnol, R., Althoff, F.J., Leite, A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **27**, 146-160.

- Oliveira, D.C., Santos, P.J.L., Gabriel, E.O., Rodrigues, D.S., Faresin, A.C., Silva, M.L.T., Sousa, S.D., Santos, R.V., Silva, A.C., Souza, M.C., Santos, R.D., Macambira, M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Belém, CDROM.
- Pimentel, M.M., Machado, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, 1988. Boletim de Resumos Expandidos. Camboriú, SBG. p. 390-391.
- Ramö, O.T., Dall'Agnol, R., Macambira, M.J.B., Leite, A.A.S., Oliveira, D.C. 2002. 1.88 Ga oxidized A-type granites of the Rio Maria region, eastern Amazonian Craton, Brazil: positively anorogenic, *Journal of Geology*, 110: 603–610.
- Rodrigues, E.M.S., Lafon, J.M., Scheller, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo. Resumos... São Paulo: SBG, 1992. 2: 183-184.
- Rolando, A.P., Macambira, M.J.B. 2002. Geocronologia dos granitóides arqueanos da região da Serra do Inajá, novas evidências sobre a formação da crosta continental no sudeste do Cráton Amazônico, SSE Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa. Boletim de Resumos Expandidos. João Pessoa, SBGeo, p. 525.
- Rolando, A.P., Macambira, M.J.B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, Expanded Abstract. Salvador, CDROM. Sardinha, A.S., Barros, C.E.M., Krymsky, R., 2006. Geology, Geochemistry, and U-Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Province, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **20**: 327-339.
- Rosa-Costa, L.T. 2006. Geocronologia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Sm-Nd, U-Th-Pb E $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ do segmento sudeste do Escudo das Guianas: evolução crustal e termocronologia do evento transamazônico. 226 f. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Rosa-Costa, L.T, Lafon, J.M. Delor, C. 2006. Zircon geochronology and Sm–Nd isotopic study: Further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil, *Gondwana Research*, **10**: 277– 300.
- Santos, J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, p. 169-226, il.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L. A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research* 3: 453-488.

- Santos, J.S.O., Hartmann, L.A., Faria, M.S., Riker, S.R., Souza, M.M., Almeida, M.E., Mcnaughton, N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: Simpósio de geologia da Amazônia, 9, Belém. Resumos Expandidos, Belém, SBG. (CD-ROM).
- Silva, G.G. et al. 1974. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radam. Folha SB. 22 - Araguaia e parte da folha SC. 22 - Tocantins: Levantamentos de recursos naturais, geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, p. I/3- 143.
- Souza, Z. S., Medeiros, H., Althoff, F. J., Dall'Agnol, R. 1990. Geologia do terreno granito - *greenstone* arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Pará. In: 36º Congresso Brasileiro de Geologia, Natal. Anais: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Nordeste,. 6: 2913-2928.
- Souza, Z.S. 1994. *Geologia e petrogênese do "Greenstone Belt" Identidade: implicações sobre a evolução geodinâmica do terreno granito-greenstone de Rio Maria, SE do Pará*. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Pará. v- 1 e 2, 624p.
- Souza, S.Z., Dall'Agnol, R., Althoff, F.J., Leite, A.A.S., Barros, C.E.M. 1996. Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic contrasts on the Archean evolution of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain and the Carajás block. In: Symposium Archean Terrane South American Platform, Brasília, extended abstracts, Brasília, SBG, pp. 31-32.
- Souza, Z.S., Dall'Agnol, R., Oliveira, C.G, Huhn, S.R.B. 1997. Geochemistry and petrogenesis of metavolcanic rocks from Archean Greenstone Belts: Rio Maria Region (Southeast Pará, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **27**(2): 169-180.
- Souza, Z.S., Potrel, A., Lafon, J.M., Althoff, F.J., Pimentel, M.M., Dall'Agnol, R., Oliveira, C.G., 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research* **109**: 293–315.
- Streckeisen, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, 12: 1- 33.
- Tassinari C.C.G.; Basei M.A.S. 1980. Primeiros resultados arqueanos em migmatitos da região da serra do Tapirapé, Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980,. Anais... Camboriú: SBG,. v. 5, p. 2744-2751.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3): 174-182.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. São Paulo, p. 471-486.

- Tassinari, T., Tachibana, J., Tulio, M., Lívio, R., Gaia, C. 2005. Geologia isotópica aplicada nas mineralizações de Cu-Au do greenstone belt da Serra dos Gradaús, Província Mineral de Carajás, 190 Cráton Amazônico: exemplo de mineralizações policíclicas. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1., Gramado, RS. Resumos... Porto Alegre: SBG/SEG/SGMTM-MME, 2005. 1 CD-ROM.
- Vasquez, M.L., Macambira, M.J.B., Galarza, M.A. 2005. Granitóides transamazônicos da Região Irixi-Xingu, Pará - Novos dados geológicos e geocronológicos. In: HORBE, A.M.C., SOUZA, V.S. (Coord). Contribuições à Geologia da Amazônia. Manaus: SBG-Núcleo Norte, 4: 16-31.
- Vasquez, M.L. 2006. 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, 212 p.
- Vasquez M.L., Macambira E.M.B., Lafon J.M. Galarza, M.A. 2007a. Datação por evaporação de Pb em zircão de ortogneisses e granitóides da região de Santana do Araguaia – Sudeste do Pará. In: Simpósio de geologia da Amazônia, 10. Resumos Expandidos, SBG. (CD-ROM).
- Vasquez, M.L., Macambira, M.J.B. Armstrong, R.A. 2008a. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. *Precambrian Research*, 161(3-4): pg. 279-302.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. 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. Organizadores, Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.
- Vigneresse J.L, Barbey P., Cuney M. 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallisation with application to felsic magma segregations and transfer. *J. Petrol.*, 37:1579-1600.