



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**“PROVENIÊNCIA DAS ROCHAS METASSEDIMENTARES DO CINTURÃO  
ARAGUAIA, COM BASE EM DATAÇÕES EM IDADES MODELO Sm-Nd EM  
ROCHA TOTAL E DATAÇÃO Pb-Pb EM ZIRCÃO”.**

**POR:  
BRUNO LUÍS SILVA PINHEIRO**

**ORIENTADOR:  
CANDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA**

---

**BELÉM  
2005**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E  
GEOQUÍMICA**

**“PROVENIÊNCIA DAS ROCHAS METASSEDIMENTARES DO CINTURÃO  
ARAGUAIA, COM BASE EM DATAÇÕES EM IDADES MODELO Sm-Nd EM  
ROCHA TOTAL E DATAÇÃO Pb-Pb EM ZIRCÃO”.**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:**

**BRUNO LUÍS SILVA PINHEIRO**

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

**Data de Aprovação: 30/06/2005**

**COMITÊ DA DISSERTAÇÃO:**

---

**CANDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA (Orientador)**

---

**JEAN-MICHEL LAFON**

---

**CLAUDIO DE MORISSON VALERIANO**

**BELÉM  
2005**

Aos meus pais Hamilton e Jorgete

## AGRADECIMENTOS

A execução deste trabalho só foi possível graças, primeiramente, a Deus, presente em cada frase e em cada linha contida nesta tese e, em segundo, àqueles abaixo mencionados:

Ao suporte financeiro do Conselho Nacional de Desenvolvimento e Pesquisa (CNPq), através do Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, que forneceu as condições financeiras necessárias para a realização desta pesquisa.

Aos meus pais e minhas irmãs pelo imenso apoio, compreensão e carinho nos momentos mais difíceis.

Ao professor, Dr. Candido Augusto Veloso Moura que, na condição de orientador, teve, acima de tudo, paciência e fundamental participação na realização desta tese.

À geóloga Elyana Melo Moura pelo imenso apoio, pela amizade, pelo companheirismo e momentos felizes que tive em quase todo decorrer do curso.

À Dona Ana Melo Moura pela grande amizade e carinho que cultivamos um pelo outro.

À geóloga Claudia Simone Luz Alves pela grande amizade, pelas descontrações e apoio recebido durante os momentos mais difíceis.

À Engenheira Sanitarista Roberta Florêncio pela grande amizade e ajuda recebida durante as aberturas químicas.

Ao colega geólogo Marco Antônio Galarza pelas valiosas discussões, ajuda e companheirismo durante as análises isotópicas.

Aos meus amigos e colegas geólogos Pablo Condurú e Luciano Frank pelos momentos de estudo e de diversão que passamos juntos.

Aos demais amigos, aos técnicos de geologia isotópica e da laminação pela ajuda dispensada.

Ainda quando eu falasse todas línguas dos homens, e mesmo a língua dos anjos, se não tivesse caridade não seria senão como um bronze sonante, e um címbalo retumbante; e quando eu tivesse o dom de profecia, penetrasse todos os mistérios, e tivesse uma perfeita ciência de todas as coisas; quando tivesse ainda toda a fé possível, até transportar as montanhas, se não tivesse a caridade eu nada seria. E quando tivesse distribuído meus bens para alimentar os pobres, e tivesse entregue meu corpo para ser queimado, se não tivesse a caridade, tudo isso não me serviria de nada.

A caridade é paciente; é doce e benfazeja; a caridade não é invejosa; não é temerária e precipitada; não se enche de orgulho; não é desdenhosa; não procura seus próprios interesses; não se melindra e não se irrita com nada; não suspeita mal; não se regozija com a injustiça, mas se regozija com a verdade; tudo suporta, tudo crê, tudo espera, tudo sofre.

Agora, estas três virtudes: a fé, a esperança e a caridade, permanecem; mas, entre elas, a mais excelente é a caridade.

### **1º Epístola aos Coríntios do Apóstolo Paulo**

## SUMÁRIO

**DEDICATÓRIA**

**AGRADECIMENTOS**

**EPÍGRAFE**

**LISTA DE ILUSTRAÇÕES**

**RESUMO**

**ABSTRACT**

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	15
1.1 APRESENTAÇÃO.....	15
1.2 OBJETIVO.....	16
1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	17
<b>2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO DO CINTURÃO ARAGUAIA</b> .....	19
<b>3 GEOLOGIA DO CINTURÃO ARAGUAIA</b> .....	28
<b>4 EMPREGO DA DATAÇÃO DE ZIRCÃO E IDADE MODELO Sm-Nd EM ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR</b> .....	36
<b>5 MÉTODOS E ATIVIDADES DO TRABALHO</b> .....	39
5.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA.....	39
5.2 ETAPAS DE CAMPO.....	39
5.3 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	39
<b>5.3.1 Tratamento das Amostras</b> .....	39
<b>5.3.2 Método de Evaporação de Pb em Zircão</b> .....	45
5.3.2.1 Princípios do método Pb-Pb em zircão.....	45
5.3.2.2 Análises do Método de Evaporação de Pb em Zircão no Espectrômetro de Massa.....	47
<b>5.3.3 Método Sm-Nd em Rocha Total</b> .....	49
5.3.3.1 Princípios do Método Sm-Nd.....	49
5.3.3.2 Análises do Método Sm-Nd no Espectrômetro de Massa.....	51
<b>6 RESULTADOS</b> .....	53
6.1 MÉTODO ANALÍTICO DE EVAPORAÇÃO DE Pb (Pb-Pb EM ZIRCÃO).....	53
6.2 MÉTODO Sm-Nd EM ROCHA TOTAL (IDADE MODELO).....	58
<b>7 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS</b> .....	65

<b>8 CONCLUSÕES</b> .....	77
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	80
<b>ANEXOS</b> .....	92
ANEXO 01-Tabela com informações sobre os litotipos estudados com os seus respectivos posicionamentos geográficos.....	93
ANEXO 02- Mapa de Amostragem. 1- Sedimentos Fanerozóicos, 2-Granito Neoproterozóico, 3- Grupo Estrondo, 4-Grupo Tocantins e 5- Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico; Xb- Xambioá, Ag- Araguaína, Rd- Redenção, C.A- Conceição do Araguaia, Pq- Pequizeiro, Gr- Guaraí, P.T- Paraíso do Tocantins e Pi- Pium.....	96
ANEXO 03- Descrição petrográfica das rochas metassedimentares lamináveis datadas do Cinturão Araguaia.....	97
ANEXO 04- Tabela completa com os dados da análise isotópica Pb-Pb em zircão obtidos do quartzito da Formação Morro do Campo (amostra BP/08) da Região de Xambioá (TO).....	117
ANEXO 05- Imagens dos zircões datados do quartzito da Formação Morro do Campo (BP-08) da região de Xambioá (TO).....	119
ANEXO 06- Tabela completa com os dados da análise isotópica Pb-Pb em zircão obtidos do quartzito da Formação Morro do Campo (amostra BP/33) da Região de Paraíso do Tocantins (TO).....	123
ANEXO 07- Imagens dos zircões datados do quartzito da Formação Morro do Campo (amostra BP-33) da região de Paraíso Tocantins (TO).....	125

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 01- Mapa fisiográfico da região estudada, destacando as três áreas onde se concentrou a amostragem para estudos geocronológicos. 18
- Figura 02- Paleocontinente Gondwana com os blocos cratônicos e cinturões móveis Brasiliano-Pan-Africanos segundo Schmitt et. al (2004). Crátons: RDP, Rio de La Plata; AMZ, Amazonas; ARQ, Arequipa; WA, Oeste Africano; CH, Chad; SF, São Francisco; CG, Congo; KAL, Kalahari; EAN, Leste da Antartica; IND, Indiano; WAS, Oeste Australiano; NAS, Norte Australiano; GAW, Gawler. Cinturões móveis: Moç, Moçambique; Zb, Zambezi; Lf, Lufilian; ROS, Ross; Kan, Kanmatoo; CF, Cape Fold; Sal, Saldania; Gar, Garipe; Dm, Damara; Kk, Kaoko; SP, Sierra Pampeanas; SA, Sierra Australes. 20
- Figura 03- Reconstrução paleogeográfica de Rodínia segundo Hoffman (1991). Note os cinturões móveis Grenville–Kibaran, interpretados como resultados da colisão de blocos continentais Arqueanos e Palaeoproterozóicos com Laurentia. 21
- Figura 04- Reconstrução Hipotética de 1100–1080 Ma (Cordani *et al.* 2003). AM, Amazonia; CSF, Congo-São Francisco; RA, Rio Apa; PR, Paraná; LA, Luis Alves; AA, Arequipa / Antofalla; PA, Pampia; LP, Rio de la Plata; CG, Central de Goiás; BTS, Borborema–Trans-Sahara; B, Báltica; L, Laurentia; K, Kalahari; WA, Oeste Africano. 23
- Figura 05- Estrutura tectônica Pré-cambriana da América do Sul Central (segundo Kroner & Cordani, 2003). 1. Massas Cratônicas e fragmentos; Linhas tracejadas indicam posições inferidas dos maiores fragmentos cratônicos sob coberturas Fanerozóicas: AM, Amazonia; SF, São Francisco; RA, Rio Apa; PR, Paraná; LA, Luis Alves; AA, Arequipa / Antofalla; PA, Pampia; LP, Rio de la Plata; CG, Central de Goiás; BTS, Borborema–Trans-Sahara. 2. Cinturões móveis Neoproterozóicos: Ar, Araguaia; Br, Brasília; Aç, Araçuaí ; Pa, Paraguai; Rb, Ribeira; DF, Dom Feliciano; Te, Área Tebicuari river. 3. Rochas granitóides juvenis de arcos magmáticos intra-oceanicos: I, Pensamiento; II, Goiás; III, São Gabriel. 4. Aulacógeno Espinhaço entre o cráton São Francisco. 5. Cinturões móveis Rondoniano – San Ignacio. 6. Complexo Máfico-ultramáfico entre o Massiço Central de Goiás: do norte a sul, Cana Brava, Niquelandia e Barro Alto. 7. Cinturão orogênico Sunsás, incluindo a Formação Aguapeí formation (ag). 8. Cobertura Fanerozóica. 9. Afloramentos de granitóides neoproterozóicos do Orógeno Pampeano: TB, lineamento Transbrasiliano; AB, limites da influência tectônica do cinturão Andeano. 24
- Figura 06- Estrutura tectônica esquemática do domínio Brasiliano/ Pan-Africano do nordeste do Brasil e Oeste Africano central em torno do Gulf of Guiné (Segundo Kroner & Cordani, 2003). 1. Domínios Cratônicos. 2. Rochas Neoproterozóicas da Bacia do Volta. 3. Cinturões dobrados marginais de idade Neoproterozóica: Ph, Farusiano, com corpos máficos-ultramáficos; Se, Sergipano, Ou, Oubanguides. 4. Reativação Eburneana de alto grau de rochas do embasamento dentro do cinturão Farusiano. 5. Ortognaisses e 25

	rochas relacionadas de arcos magmático graníticos entre o cinturão Farusiano. 6. Embasamento polimetamórfico reativado do domínio Borborema / Trans-Sahara, intrudido pelos granitóides Brasileiro / Pan-Africano. 7. Cinturão orogênico Cariris Velhos. 8. Rochas cobertas pelos sedimentos Fanerozóicos.	
Figura 07-	Reconstrução hipotética por volta de 600–580 Ma do supercontinente Gondwana (Cordani <i>et al.</i> 2003). Áreas delimitadas correspondem as Figs. 05 e 06.	26
Figura 08-	Mapa geológico simplificado do Cinturão Araguaia (Alvarenga <i>et al.</i> , 2000).	34
Figura 09-	Coluna estratigráfica do Cinturão Araguaia, com base em Alvarenga <i>et al.</i> (2000).	35
Figura 10-	Britador de Mandíbulas – triturador de amostras.	41
Figura 11-	Visão geral do Elutriador utilizado no processo de separação do material por densidade.	42
Figura 12-	Separador Magnético – <i>Frantz</i> .	43
Figura 13-	“Tambor” contendo os filamentos de rênio com os cristais de zircão. Parte removível do espectrômetro.	44
Figura 14-	Aspecto do Espectrômetro de Massa Finningan MAT 262 do Pará-Iso.	48
Figura 15-	Histograma de frequência mostrando a distribuição das idades Pb-Pb em zircão dos quartzitos da Formação Morro do Campo (CA). A- Mostrando as idades obtidas do quartzito da região de Xambioá (TO); B- Mostrando as idades obtidas do quartzito da região de Paraíso do Tocantins (TO); C- Mostrando conjuntamente a distribuição das idades obtidas nas duas amostras de quartzito.	57
Figura 16-	Mapa mostrando os intervalos de idades modelo Sm-Nd e o posicionamento geográfico aproximado das amostras datadas. 1- Sedimentos Fanerozóicos, 2- Granito Neoproterozóico, 3- Grupo Estrondo, 4-Grupo Tocantins e 5- Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico; Xb- Xambioá, Ag- Araguaína, Rd- Redenção, C.A- Conceição do Araguaia, Pq- Pequizeiro, Gr- Guaraí, P.T- Paraíso do Tocantins e Pi- Pium.	62
Figura 17-	Histograma de frequência das idades modelo Sm-Nd em rocha total obtidas tanto da porção norte como das porções central e sul das rochas metassedimentares pertencentes ao Cinturão Araguaia.	63
Figura 18-	Diagrama de evolução de Nd das amostras datadas do Cinturão Araguaia. A - Comparação dos resultados das amostras datadas com os campos de idades modelo existentes do Cráton Amazônico, do embasamento paleoproterozóico Central do Ceará e dos Batólitos de Santa Quitéria; B- Comparação dos resultados das amostras datadas com os campos de idades modelo existentes do Cráton Amazônico, da Suíte paleoproterozóica do Maciço de Goiás e do Arco Magmático de Goiás.	73

## TABELAS

Tabela 01-	Ajustes dos parâmetros utilizados no separador magnético FRANTZ na separação do zircão.	42
Tabela 02-	Idades obtidas Pb-Pb em zircão obtidas do quartzito da Formação Morro do Campo (amostra BP/08) da Região de Xambioá (TO).	54
Tabela 03-	Idades obtidas Pb-Pb em zircão obtidas do quartzito da Formação Morro do Campo (amostra BP/33) da Região de Paraíso do Tocantins (TO).	56
Tabela 04-	Dados analíticos das amostras datadas pelo método Sm-Nd em rocha total. O $\epsilon_{Nd(t)}$ é calculado levando em consideração uma idade de deposição máxima de $\approx 900$ Ma.	59

## RESUMO

O Cinturão Araguaia é uma importante feição geotectônica da Província Estrutural de Tocantins, desenvolvida durante a amalgamação do supercontinente Gondwana Ocidental no Neoproterozóico. O cinturão está situado na borda leste do Cráton Amazônico e limita dois segmentos crustais distintos: a leste ocorrem terrenos afetados pelos eventos termo-tectônicos decorrentes da amalgamação do Gondwana (ciclo PanAfricano ou Brasileiro) e, a oeste, terrenos que não mostram evidências de atuação destes eventos. Modelos evolutivos propostos para o Cinturão Araguaia, em geral, sugerem que ele se instalou em uma bacia formada pelo rifteamento restrito (sem formação expressiva de crosta oceânica) da crosta continental arqueana, seguido pela inversão tectônica da bacia acompanhada de transporte de massa, de SE para NW, do material supracrustal. No entanto, estudos geocronológicos revelaram que as rochas do Cinturão Araguaia repousam sobre um embasamento de idade arqueana ao norte, e de idade paleoproterozóica ao sul. Adicionalmente, eles revelaram a presença de basaltos com estrutura almofadada, situados na porção mais oeste do Cinturão Araguaia, com cristais de zircão (herdados ?) de 2.05 Ga. Estes dados sugerem que a contribuição de material crustal paleoproterozóico pode ter sido importante e que as rochas metassedimentares do cinturão podem ter tido áreas fontes de idades distintas. A definição desta questão é fundamental para a reconstrução da evolução paleogeográfica do Cinturão Araguaia e do continente Gondwana Oeste. Em função disso, neste trabalho foram determinadas idades de cristais detríticos de zircão de quartzitos e idades-modelo Sm-Nd de rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia, com o objetivo de identificar as idades das possíveis áreas fontes dessas rochas, e contribuir para o entendimento da história evolutiva deste cinturão no contexto da amalgamação do Gondwana.

Cristais detríticos de zircão extraídos de duas amostras de quartzitos da Formação Morro do Campo foram datados pelo método de evaporação de Pb em monocristais zircão (Pb-Pb em zircão). A amostragem foi realizada tanto na porção norte, região de Xambioá (TO), como no segmento sul, região de Paraíso Tocantins (TO), do Cinturão Araguaia. As idades Pb-Pb em zircão dos cristais detríticos da amostra de quartzito de Xambioá mostram uma grande contribuição de terrenos arqueanos (3,0-2,65 Ga). Por outro lado, as idades de zircão detrítico do quartzito amostrado em Paraíso Tocantins, revelam a grande contribuição de terrenos meso-neoproterozóicos (1,25-0,85 Ga) e, secundariamente, de terrenos paleoproterozóicos (1,7-1.85 Ga). Esses resultados atestam a existência de áreas fontes distintas nos diferentes segmentos do

Cinturão Araguaia. A grande concentração de idades Pb-Pb em zircão entre 0,85 e 1,0 Ga obtidas no quartzito de Paraíso do Tocantins, pode ser considerada como indicativo do limite superior da idade de sedimentação das rochas metassedimentares.

Idades modelo Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) de diferentes litotipos amostrados, em seções transversais ao longo do Cinturão Araguaia apresentam uma distribuição bimodal com maior frequência de idade entre 1,4 e 2,1 Ga, com moda entre 1,6 e 1,7 Ga. O outro intervalo de idade, bem menos freqüente, situa-se entre 2,4 e 2,7 Ga. As  $T_{DM}$  obtidas sugerem que as rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia podem resultar de mistura de fontes de idade paleoproterozóica com fontes mais jovens, provavelmente meso-neoproterozóicas. Alternativamente, essa mistura pode ter envolvido também fontes arqueanas, porém de modo restrito.

Os dados isotópicos aqui apresentados sugerem que as rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia são provenientes de segmentos crustais situados à leste do cinturão. Os sedimentos, depositados em bacias oceânicas associadas a estes segmentos, foram transportados para a margem leste do Cráton Amazônico, durante a tectônica que estruturou o Cinturão Araguaia, resultante da amalgamação do supercontinente Gondwana Ocidental. A ocorrência de cristais detríticos de zircão de idade arqueana no quartzito de Xambioá, não implica necessariamente em uma fonte situada no Cráton Amazônico, uma vez que rochas arqueanas estão presentes nas possíveis áreas fontes localizadas a leste do cinturão. Ademais, estes cristais arqueanos podem ter sido reciclados por processos sedimentares e incorporados em terrenos mais novos.

Os principais segmentos crustais candidatos à área fonte para as rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia seriam o Cráton São Francisco, o Maciço de Goiás e os terrenos do Arco Magmático de Goiás. Estas áreas fontes situam-se a leste deste cinturão, e reúnem rochas magmáticas com idades compatíveis àquelas encontradas nos cristais detríticos de zircão. Além disso, a mistura de rochas provenientes destes diferentes segmentos crustais pode resultar no intervalo de idades  $T_{DM}$  obtidas neste trabalho. A colisão do Cráton Paraná, hoje encoberto pela Bacia do Paraná, com o Cráton São Francisco, o Maciço de Goiás, e os diferentes terrenos do Arco Magmático de Goiás, resultou na estruturação do Cinturão Brasília e na formação de um grande bloco crustal. A colisão oblíqua deste bloco com o Cráton Amazônico, cerca de 50 a 100 Ma depois de sua formação, teria causado o transporte de massa de SE para NW, o alçamento dos diferentes conjuntos litológicos sobre a borda leste deste cráton, e resultado na estruturação do Cinturão Araguaia.

## ABSTRACT

The Araguaia belt is an important geotectonic unit of the Tocantins Structural Province, developed during the amalgamation of the West Gondwana Supercontinent during the Neoproterozoic. This belt is located on the border of the Amazon Craton and divides two different crustal segments: to the east there are terrains affected by thermo-tectonic events related to the Gondwana amalgamation. In the west side, terrains not affected by these PanAfrican/Brasiliano events occur. Generally, it has been suggested that the Araguaia belt, was installed in a continental rift basin, developed on Archean crust, without formation of expressive oceanic crust. Afterwards, tectonic inversion took place with mass transportation toward NW forming this belt. However, geochronological studies have shown that the Araguaia belt lies over Archean basement in the north and Paleoproterozoic rocks in the south. In addition, pillow basalts, located in the western region of the Araguaia belt, presented inherited (?) zircon crystals with ages around 2.05 Ga. These data suggest that the contribution of Paleoproterozoic crustal material may have been an important source for the metasedimentary rocks of the Araguaia belt, too. The answer of this question is fundamental for reconstruction of the paleogeographic evolution of the Araguaia belt in the context of the West Gondwana evolution. In this dissertation, single zircon Pb-evaporation ages in quartzites and Sm-Nd model ages in metasedimentary rocks of the Araguaia belt were determined, in order to identify the ages of the possible sources of these rocks and to contribute to understanding the paleogeographic evolution of this belt and West Gondwana.

Detritic zircon crystals of two quartzite samples of the Morro do Campo Formation were dated by the single zircon Pb-evaporation technique. The sampling was carried out in the northern segment (Xambioá region), and in the southern segment (Paraíso do Tocantins region) of the Araguaia belt, both in the state of Tocantins. The zircon ages of the quartzite from Xambioá range from 3.0 to 2.65 Ga. On the other hand, a main contribution of Meso-Neoproterozoic terrains (1.25 – 0.85 Ga), with minor of Paleoproterozoic sources (1.75 – 1.85 Ga), is shown by detritic zircons of the southern segment of the belt. These data indicate the contribution of source areas with distinct ages for the metasedimentary rocks of the Araguaia belt.

Sm-N model ages (TDM) of the metasedimentary rocks sampled along the Araguaia belt presented a bimodal distribution, with ages showing a major frequency between 1.4 and 2.1 Ga

and a minor frequency between 2.4 and 2.7 Ga. These TDM ages suggest that the metasedimentary rocks of the Araguaia belt may result from Paleoproterozoic terrains mixed with younger sources, probably, of Meso- Neoproterozoic ages. Alternatively, this mixing may have had a minor contribution from Archean crust.

As a result of these isotopic data, it is suggested that the sources of the metasedimentary rocks of the Araguaia belt are located to the east of the belt. The sediments were deposited in oceanic basins along these segments, and were thrust over the eastern margin of the Amazon Craton, due to the amalgamation of the West Gondwana, resulting in the formation of the Araguaia belt. The presence of detritic zircon of Archean age in the quartzite from Xambioá does not necessarily imply an Archean source located in the Amazon Craton, since Archean rocks are also present in the possible source areas situated to the east of the Araguaia belt. Moreover, these detritic zircon crystals may have been recycled during sedimentary processes and incorporated in rock units of younger terrains.

The main candidates for crustal sources of the metasedimentary rocks of the Araguaia belt are the rock units of the São Francisco Craton, the Goiás Massif and the Goiás Magmatic Arc. These source areas are located to the east of the Araguaia belt and have magmatic rocks with ages similar to those determined in the detritic zircon crystals. In addition, the mixing of rocks from these different terrains may result in the range of the observed TDM ages of the metasedimentary rocks.

The amalgamation of the Paraná Craton, presently under the Paraná sedimentary basin, with the São Francisco Craton, the Goiás Massif and the terrains of the Goiás Magmatic Arc, resulted in the formation of the Brasília belt and in a huge crustal block. The oblique collision of this block with the Amazon Craton, 50 to 100 Ma after the formation of this block, may have led to the SE to NW tectonic transport that thrust different rock units over the eastern margin of this craton, resulting in the formation of the Araguaia belt.

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 APRESENTAÇÃO

O Cinturão Araguaia (CA) é uma importante feição geotectônica pertencente à Província Estrutural de Tocantins. Fez parte de repetidos eventos orogênicos que levou a uma grande colagem orogênica, edificando o supercontinente Gondwana ao final do Neoproterozóico (UNRUG, 1996).

O Cinturão Araguaia compreende um conjunto de rochas pelíticas e psamíticas metamorfisadas, com menores contribuições de rochas carbonáticas, rochas máficas e ultramáficas e corpos graníticos, que afloram ao longo de aproximadamente 1200 km, seguindo a direção norte - sul, com uma largura de 150 km.

Segundo Abreu (1978), o Cinturão Araguaia evoluiu segundo uma regeneração implantada na parte marginal do Cráton Amazônico, propiciando o desenvolvimento da bacia de deposição, que foi seguida de compressão no Neoproterozóico.

Atualmente, a interpretação aceita para a evolução do Cinturão Araguaia é de um simples sistema de distensão no Mesoproterozóico, seguido de compressão no Neoproterozóico (ALVARENGA *et al.*, 2000). A sedimentação proveniente da regeneração da porção marginal do Cráton Amazônico (ABREU 1978) sugere que o mesmo teria se instalado sobre um único terreno arqueano.

Entretanto, com o desenvolvimento continuado de estudos geoquímicos, geológicos, geocronológicos, etc, diversas outras questões foram levantadas. Uma delas por Arcanjo & Moura (2000) com base em datações realizadas no embasamento do Cinturão Araguaia, situado na porção meridional do mesmo, na região de Paraíso Tocantins (TO), em gnaisses granodioríticos, calciossilicáticos e sieníticos. Este segmento possui idade paleoproterozóica (2,0 – 2,1 Ga), o que mostra que as seqüências metassedimentares agrupadas no Supergrupo Baixo Araguaia (ABREU, 1978; HASUI *et al.*, 1984a) estão assentadas sobre dois terrenos de idades distintas: um no segmento setentrional de idade arqueana e outro no segmento meridional de idade paleoproterozóica, e não sobre um único substrato arqueano.

No segmento setentrional ocorrem ortognaisses que revelaram, segundo Moura & Gaudette (1993b), idades tanto do Arqueano (2,85 Ga) como do Proterozóico Inferior (1,85 Ga), sendo as mais velhas agrupadas no Complexo Colméia e as mais novas denominadas de Gnaiss Cantão.

Recentemente, um outro aspecto complicador para o entendimento da evolução do Cinturão Araguaia foi levantado por Gorayeb *et al.* (2002), que dataram basaltos com estrutura almofadada na sua porção norte, região de Xambioá (TO), que estão associados às seqüências supracrustais de idades neoproterozóicas. Eles obtiveram idades Pb-Pb em zircão por volta de 2.0 Ga, o que fez surgir a hipótese dos basaltos representarem corpos alóctones, tectonicamente transportados de terrenos paleoproterozóicos situados a leste, durante a tectônica que originou o cinturão. Uma outra hipótese considerada ainda por Gorayeb *et al.* (2002), para as idades obtidas nos basaltos com estrutura almofadada, seria de que estas idades representariam zircões herdados nos mesmos, que de qualquer forma isso exigiria uma fonte de idade paleoproterozóica próxima.

Como observado nos fatos acima reportados, apesar do avanço alcançado no conhecimento geológico e evolutivo do CA, muitas questões importantes ainda precisam ser melhor esclarecidas, como: a origem dos sedimentos das rochas metassedimentares do Supergrupo Baixo Araguaia, quais os terrenos que contribuíram para a formação e estruturação do Cinturão Araguaia e se o Cinturão Araguaia é constituído pela incorporação de diferentes terrenos.

A compreensão da idade e origem desse aporte sedimentar que constitui as seqüências supracrustais é importante para compreender melhor a evolução neoproterozóica do Cinturão Araguaia. Com o intuito de contribuir nesta discussão, nessa Dissertação de Mestrado realizou-se um estudo de proveniência em rochas metassedimentares pertencentes ao Supergrupo Baixo-Araguaia, buscando identificar os possíveis terrenos que serviram como fontes de sedimentos para esta unidade principal do CA, bem como alinhar algumas idéias sobre a significância tectônica ocorrida na área.

## 1.2 OBJETIVO

O objetivo deste trabalho é a obtenção de dados geocronológicos em rochas metassedimentares do Supergrupo Baixo-Araguaia do Cinturão Araguaia, contribuindo dessa forma para a identificação da proveniência dos sedimentos que deram origem a estas rochas metassedimentares e contribuir para o entendimento da paleogeografia dessa região no Neoproterozóico.

Com essa finalidade foram realizados estudos isotópicos empregando como ferramentas o método Sm-Nd em rocha total e o método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb

em zircão) nas rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia, com o intuito de determinar os diferentes terrenos que serviram como fontes de sedimentos.

Vale ressaltar, que os recursos do método Sm-Nd em rochas metassedimentares possibilitam uma avaliação das idades-modelo das rochas estudadas e dão somente uma idéia sobre as características composicionais das áreas-fonte dos sedimentos, através da avaliação dos valores de  $\epsilon_{Nd}$  fornecidos pelos mesmos.

Já a datação de monocristais detriticos de zircão refletem diretamente a distribuição das idades das rochas contendo zircão nas áreas-fontes, permitindo a identificação precisa de sua proveniência através da comparação direta da idade do zircão detritico com aquelas das possíveis áreas-fontes.

### 1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E ACESSO

O estudo foi desenvolvido na porção central do Brasil, sudeste do Estado do Pará e noroeste do Estado de Tocantins. Este estudo ocorreu basicamente por caminhamentos geralmente transversais à faixa de dobramentos Araguaia, ao longo de três perfis realizados em áreas distintas da região: porção norte, central e sul (Figura 01).

As áreas visitadas abrangem as cidades de Piçarra (PA), São Geraldo do Araguaia (PA), Xambioá (TO), Araganã (TO) e Araguaína (TO), na porção norte; Conceição do Araguaia (PA), Couto Magalhães (TO), Pequizeiro (TO), Colméia (TO) e Guaraí (TO), na porção central, na qual fizeram parte ainda as cidades de Bernardo Sayão (TO), Colinas do Tocantins (TO), Araguacema (TO) e Dois Irmãos (TO); e na porção sul, Abreulândia (TO), Divinópolis (TO), Monte Santo (TO), Paraíso do Tocantins (TO), Pug-Mil (TO), Pium (TO), Cristalândia (TO) e Nova Rosalândia (TO).

As cidades paraenses São Geraldo do Araguaia, a norte, e Redenção, na porção centro-sul, são pontos de acesso à área, pela rodovia PA-150, que pode ainda ser feita pela rodovia BR-153 (Belém-Brasília). Estas rodovias servem como principais acessos a outras rodovias e estradas que ligam as outras cidades e que transversalmente demandam os rios Araguaia e Tocantins, constituindo, juntamente com seus afluentes, o sistema viário fundamental da região.



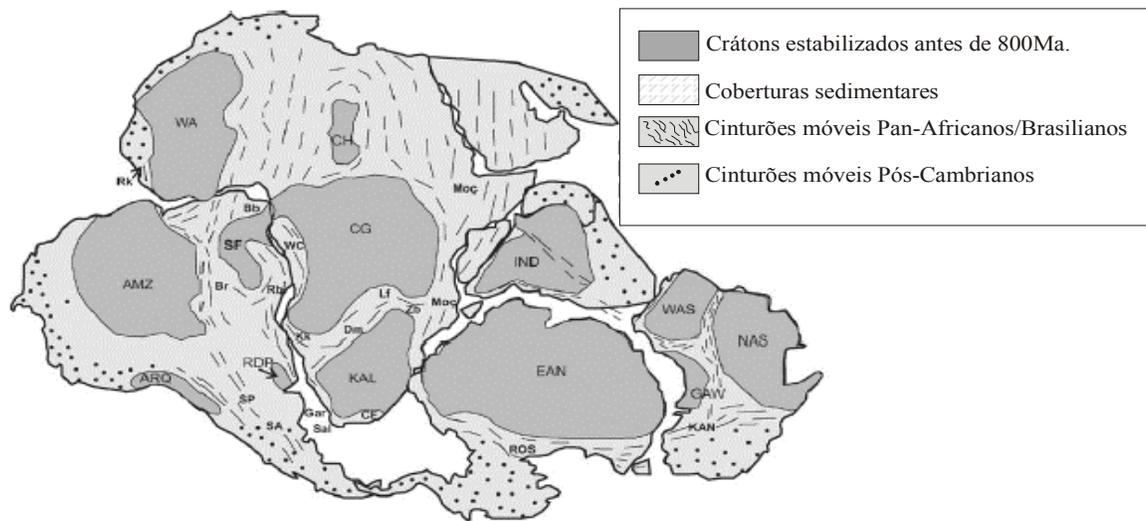
## 2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO DO CINTURÃO ARAGUAIA

O Cinturão Araguaia faz parte de um supercontinente Neoproterozóico, o Gondwana Ocidental (Figura 02). É considerado, junto com a Província Borborema, como uma extensão, no continente sul-americano, dos cinturões Rokelides-Bassarides a oeste, e Dahomeides (parte do megacinturão Trans-Saara) a leste, do Cráton Oeste-Africano na África (BRITO NEVES *et al.* 2001).

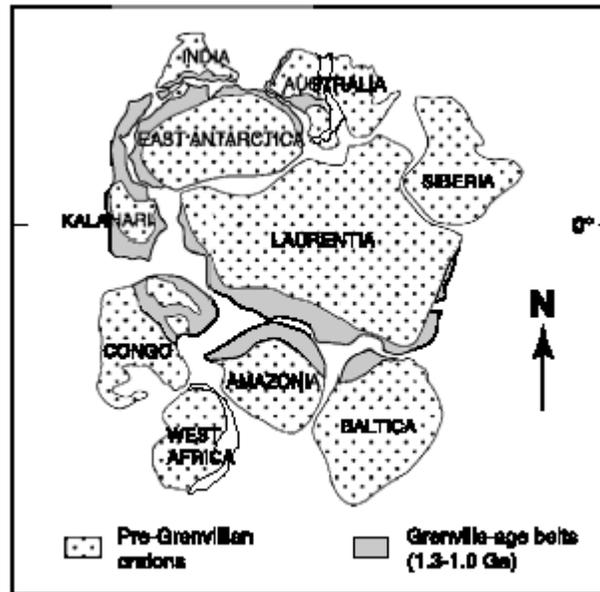
Segundo Alvarenga *et. al* (2000), o Cinturão Araguaia configurou-se segundo um simples processo de rifteamento que se iniciou em torno de 1,1 Ga, como indicado pela idade dos gnaisses sieníticos da Suíte Monte Santo, propiciando a formação da Bacia Araguaia, seguido de um processo colisional no Neoproterozóico (Ciclo Brasileiro), durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana. O supercontinente Gondwana Ocidental foi formado pela agregação de blocos continentais Arqueano-Paleoproterozóicos ao longo de cinturões móveis Neoproterozóicos (UNRUG, 1996).

O Cinturão Araguaia é uma importante feição neoproterozóica pertencente à Província Estrutural de Tocantins, resultado da interação de três blocos paleocontinentais maiores: os Crátons Amazônico, São Francisco e Paraná (STRIEDER & SUITA, 1999; PIMENTEL *et al.*, 2000), contendo além do Cinturão Araguaia, os cinturões Paraguai e Brasília como suas principais ramificações.

Antes da formação do supercontinente Gondwana Ocidental, os fragmentos cratônicos pertencentes a Plataforma Sul-Americana (Crátons Amazônicos, São Francisco e Paraná) e Africana (Cráton Oeste Africano, por exemplo) são remanescentes de uma ampla, discutida e controversa configuração paleogeográfica que vem desde a concepção ( $\approx 1400$  Ma) e fissão ( $\approx 1000$  Ma) do supercontinente Rodínia (HOFFMAN, 1991) (Figura 03). Em diversas reconstruções idealizadas, no decorrer dos anos, Rodínia é representada como uma assembléia contendo todos os crátons Meso-Neoproterozóicos conectados por uma faixa de cinturões orogênicos de idade Grenvilliana (Figura 03).



**Figura 02-** Paleocontinente Gondwana com os blocos cratônicos e cinturões móveis Brasiliano-Pan-Africanos segundo Schmitt *et. al* (2004). Crátons: RDP, Rio de La Plata; AMZ, Amazonas; ARQ, Arequipa; WA, Oeste Africano; CH, Chad; SF, São Francisco; CG, Congo; KAL, Kalahari; EAN, Leste da Antartica; IND, Indiano; WAS, Oeste Australiano; NAS, Norte Australiano; GAW, Gawler. Cinturões móveis: Moç, Moçambique; Zb, Zambezi; Lf, Lufilian; ROS, Ross; Kan, Kanmatoo; CF, Cape Fold; Sal, Saldania; Gar, Gariep; Dm, Damara; Kk, Kaoko; SP, Sierra Pampeanas; SA, Sierra Australes.



**Figura 03-** Reconstrução paleogeográfica de Rodínia segundo Hoffman (1991). Note os cinturões móveis Grenville–Kibaran, interpretados como resultados da colisão de blocos continentais Arqueanos e Palaeoproterozóicos com Laurentia.

Recentemente, Cordani *et al.* (2003) reavaliaram presentes informações geológicas, geocronológicas e principalmente paleomagnéticas disponíveis dos diversos fragmentos continentais remanescentes de Rodínia da África e América do Sul e propuseram a reconstrução paleogeográfica hipotética de 1100-1080 Ma, mostrada na figura 04.

Na concepção de Rodínia segundo Cordani *et al.* (2003), o Cráton Amazônico seria circundado a norte pelos fragmentos cratônicos Rio Apa (RA), Pampia (PA) e por Laurentia (L), a nordeste por Báltica e a sul-sudeste pelo Cráton Oeste Africano. A área cratônica Borborema – Trans-Sahara - Congo – São Francisco, e os blocos Paraná, Central de Goiás, Kalahari, Rio de la Plata e Luís Alves estão posicionados a oeste de Rodínia e não fariam parte do mesmo.

Como mostra a Figura 04, um amplo oceano designado de Brasiliano separava Rodínia dos

demais terrenos que hoje constituem a América do Sul e crátons da África. O fechamento deste oceano é registrado pelo *input* contínuo de material juvenil ao longo do arco magmático intra-oceânico Goiás entre 940 e 630 Ma como atestado por dados isotópicos Sm-Nd (PIMENTEL *et al.* 1999). A colisão final é registrada por idades U-Pb (SHRIMP e TIMS) de ca. 630-550 Ma ao longo dos cinturões móveis Pampeano-Paraguai-Araguaia-Farusiano (Figuras 05 e 06; PIMENTEL *et al.* 2000; e JAHN *et al.* 2001).

Diques máficos de 1.1 – 0.9 Ga posicionados ao longo das bordas dos blocos Congo – São Francisco, podem ter sido o primeiro registro de tentativa de fissão dessa grande massa continental (MACHADO *et al.* 1989; D'AGRELLA-FILHO *et al.* 1990, 1996; RENNE *et al.* 1990 *apud* CORDANI *et al.* 2003).

O fechamento do Oceano Adamastor entre os crátons Rio de la Plata – Paraná e Kalahari ocorreu através de diversas acreções. O Complexo Embu, no interior do Cinturão Ribeira (CORDANI *et al.* 2002), e os granitóides de 900-750 Ma no sul do Brasil (HARTMANN *et al.* 2000) provavelmente são as primeiras evidências deste colapso (CORDANI *et al.* 2003). Segundo ainda estes autores, um arco magmático intra-oceânico de 750 Ma é reconhecido no sul do Terreno Luís Alves (BABINSKI *et al.* 1996).

A oeste do Complexo Central de Goiás, idades de rochas metamórficas de aproximadamente 760 Ma indicam provavelmente o início do episódio colisional entre este fragmento continental compreendendo esta grande massa cratônica Borborema–Trans-Sahara- Congo-São Francisco e os blocos Paraná, Central de Goiás, Kalahari, Rio de la Plata e Luís Alves com a assembléia remanescente de Rodínia, na qual o Oceano Brasileiro estava sendo fechado (PIMENTEL *et al.*, 2000). Diversas idades radiométricas de rochas graníticas sincolisionais entre 800 e 580 Ma são registradas dentro dos cinturões Neoproterozóicos da América do sul (CORDANI *et al.* 2000).

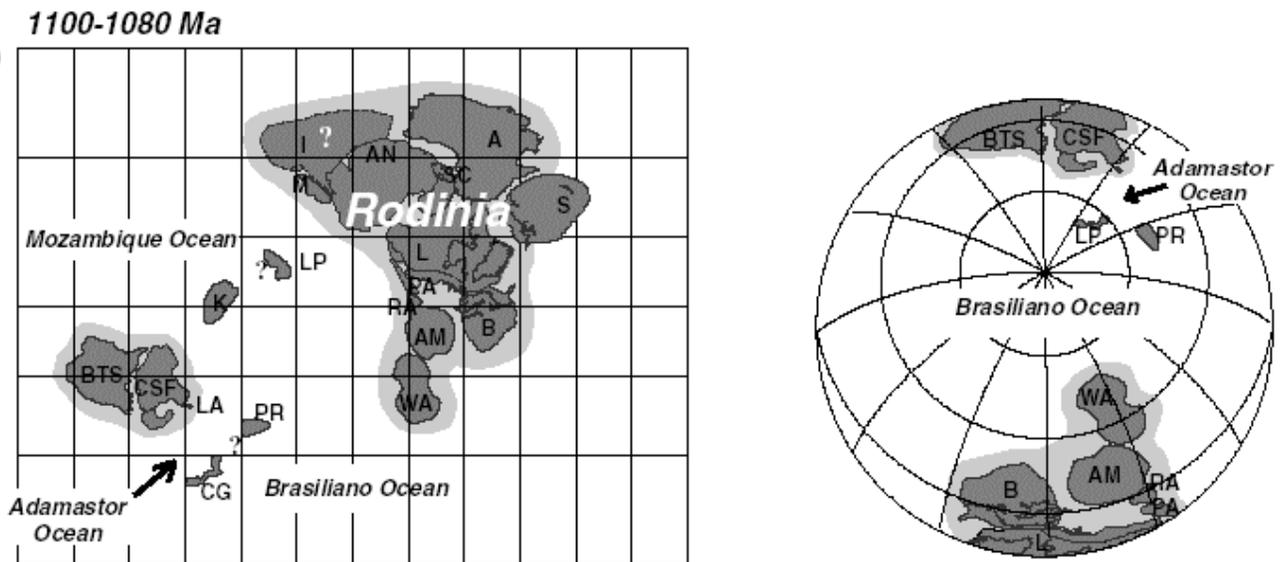
---

D'AGRELLA-FILHO, M.S.; FEYBESSE, J.L.; PRIAN, J.P.; DUPUIS, D.; N'DONG, J.E. Palaeomagnetism of Precambrian rocks from Gabon, Congo craton, Africa. *J. Afr. Earth Sci.*, n.22, p. 65–80. 1996.

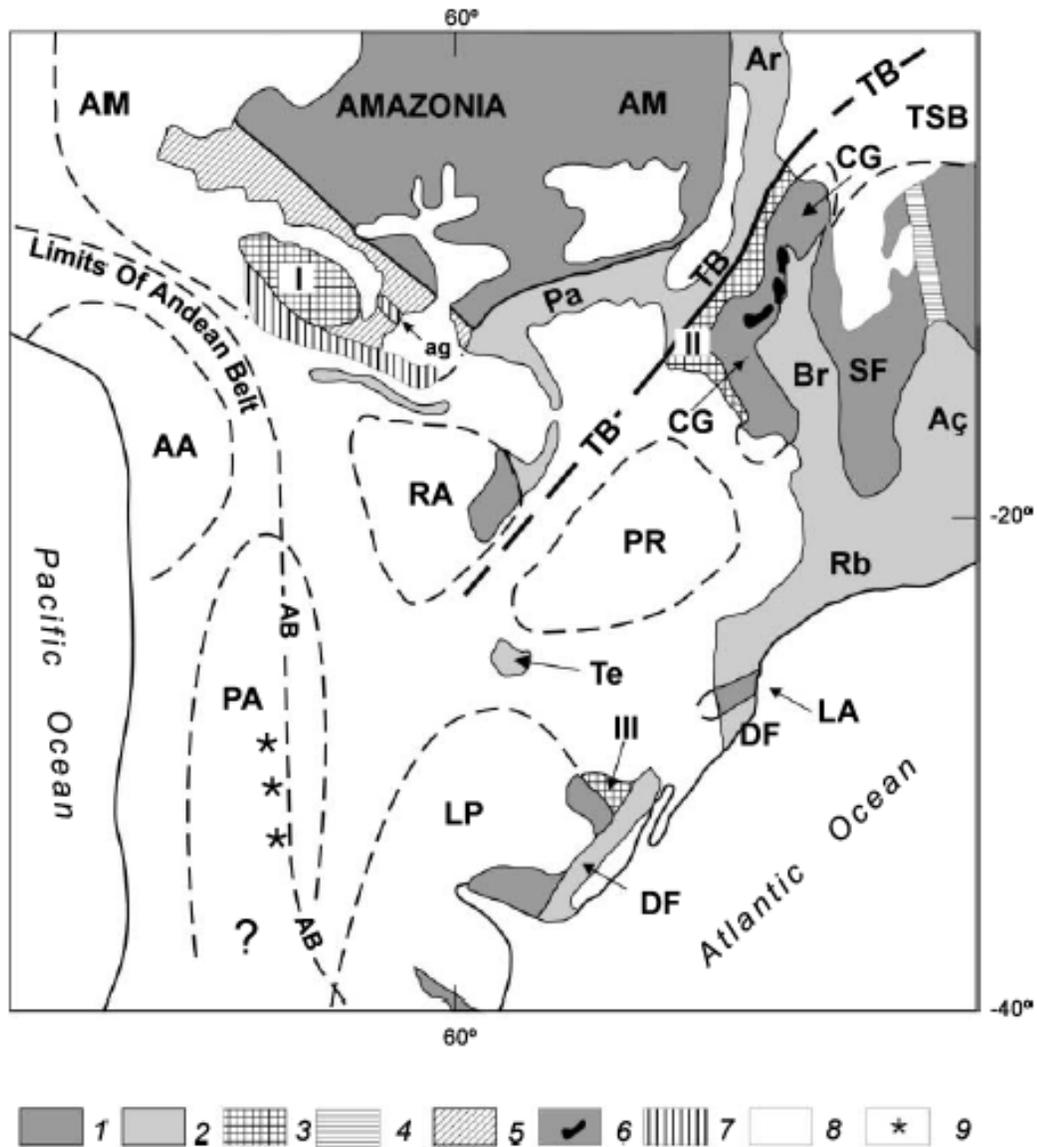
D'AGRELLA-FILHO, M.S., PACCA, I.G., RENNE, P.R., ONSTOTT, T.C. AND TEIXEIRA, W. Paleomagnetism of Middle Proterozoic (1.01–1.08Ga) mafic dykes in southeastern Bahia State-São Francisco Craton, Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.*, n.101, p.332–348. 1990.

MACHADO, N., SCHRANK, A., ABREU, F.R., KNAUER, L.G.; ABREU, P.A.A. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. Anais do 5º Simpósio Geol. *Núcleo de Minas Gerais e Núcleo Brasília. da SBG*, pp. 171–174. 1989.

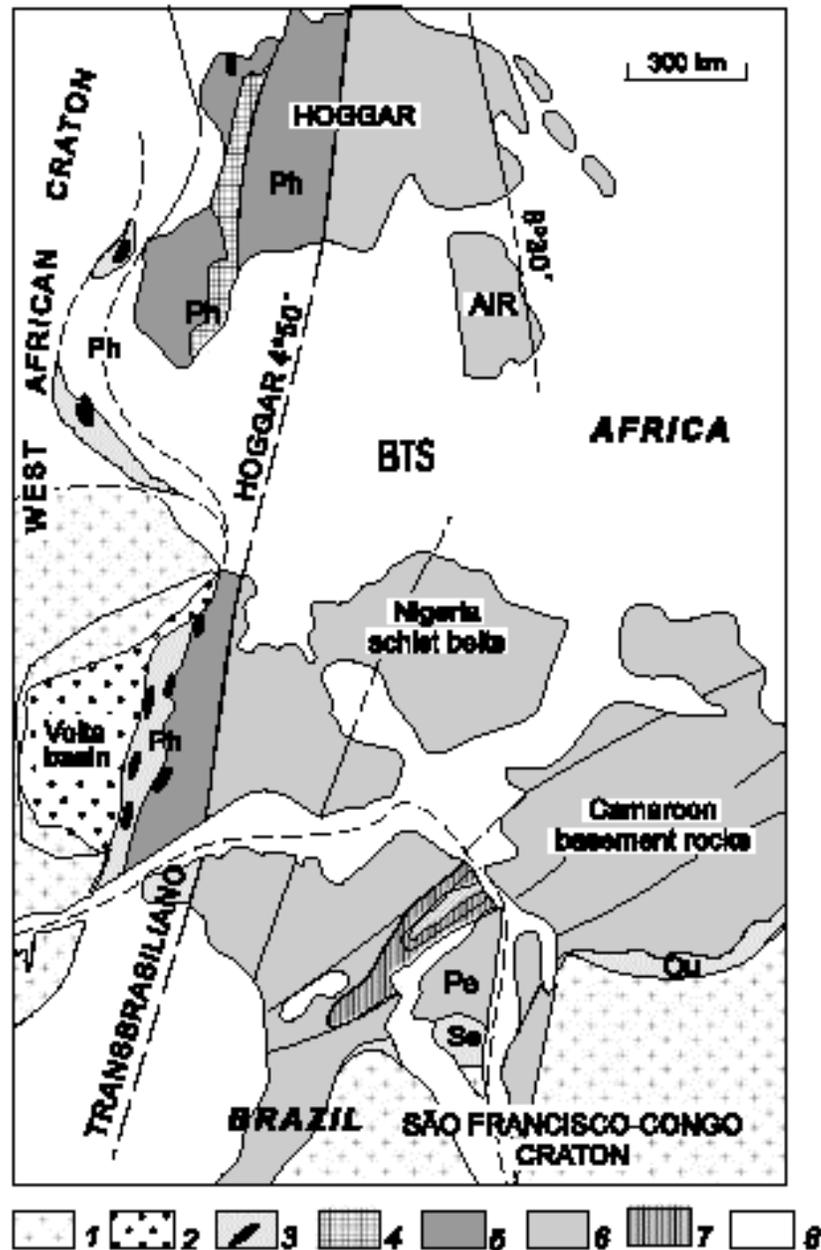
RENNE, P.R.; ONSTOTT, T.C.; D'AGRELLA-FILHO, M.S.; PACCA, I.G.; TEIXEIRA, W. <sup>40</sup>Ar / <sup>39</sup>Ar dating of 1.0–1.1 Ga magnetizations from the São Francisco and Kalahari Cratons: tectonic implications for Pan-African and Brasileiro mobile belts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, n. 101, p. 349–366. 1990.



**Figura 04-** Reconstrução Hipotética de 1100–1080 Ma (CORDANI *et al.* 2003). AM, Amazonia; CSF, Congo-São Francisco; RA, Rio Apa; PR, Paraná; LA, Luis Alves; AA, Arequipa / Antofalla; PA, Pampia; LP, Rio de la Plata; CG, Central de Goiás; BTS, Borborema-Trans-Sahara; B, Báltica; L, Laurentia; K, Kalahari; WA, Oeste Africano.

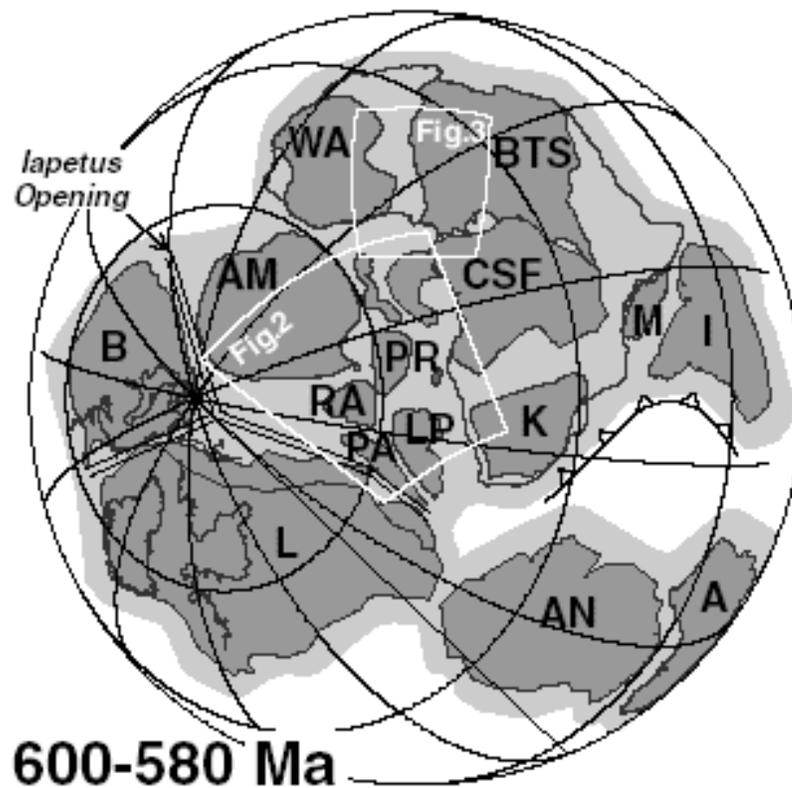


**Figura 05-** Estrutura tectônica Pré-cambriana da América do Sul Central (segundo KRONER & CORDANI, 2003). 1. Massas cratônicas e fragmentos; Linhas tracejadas indicam posições inferidas dos maiores fragmentos cratônicos sob coberturas Fanerozóicas: AM, Amazonia; SF, São Francisco; RA, Rio Apa; PR, Paraná; LA, Luis Alves; AA, Arequipa / Antofalla; PA, Pampia; LP, Rio de la Plata; CG, Central de Goiás; BTS, Borborema–Trans-Sahara. 2. Cinturões móveis Neoproterozóicos: Ar, Araguaia; Br, Brasília; Aç, Araçuaí ; Pa, Paraguai; Rb, Ribeira; DF, Dom Feliciano; Te, Área Tebicuari river. 3. Rochas granitóides juvenis de arcos magmáticos intra-oceanicos: I, Pensamiento; II, Goiás; III, São Gabriel. 4. Aulacógeno Espinhaço entre o cráton São Francisco. 5. Cinturões móveis Rondoniano – San Ignácio. 6. Complexo Máfico-ultramáfico entre o Maciço Central de Goiás: do norte a sul, Cana Brava, Niquelandia e Barro Alto. 7. Cinturão orogênico Sunsás, incluindo a Formação Aguapeí formation (ag). 8. Cobertura Fanerozóica. 9. Afloramentos de granitóides neoproterozóicos do Orógeno Pampeano: TB, lineamento Transbrasiliano; AB, limites da influência tectônica do cinturão Andeano.



**Figura 06-** Estrutura tectônica esquemática do domínio Brasiliano/ Pan-Africano do nordeste do Brasil e Oeste Africano central em torno do Gulf of Guiné (Segundo KRONER & CORDANI, 2003). 1. Domínios cratônicos. 2. Rochas Neoproterozóicas da Bacia do Volta. 3. Cinturões dobrados marginais de idade neoproterozóica: Ph, Farusiano, com corpos máficos-ultramáficos; Se, Sergipano, Ou, Oubanguides. 4. Reativação Eburneana de alto grau de rochas do embasamento dentro do cinturão Farusiano. 5. Ortognaisses e rochas relacionadas de arcos magmático graníticos entre o cinturão Farusiano. 6. Embasamento polimetamórfico reativado do domínio Borborema / Trans-Sahara, intrudido pelos granitóides Brasiliano / Pan-Africano. 7. Cinturão orogênico Cariris Velhos. 8. Rochas cobertas pelos sedimentos Fanerozóicos.

Segundo Cordani *et al.* (2003), por volta de 580 Ma grande parte dos remanescentes de Gondwana já estavam aglomerados (Figura 07), porém colisões Cambrianas são registradas ao longo dos maiores fragmentos na borda dos crátons proto-Gondwana (e.g. RAPELA *et al.* 1998; MEERT 2003). Portanto, a assembléia final do supercontinente Gondwana só foi concretizada logo após a abertura do Oceano Itapetus por volta de 570 Ma (MCCAUSLAND & HODYCH 1998; CAWOOD *et al.* 2001).



**Figura 07-** Reconstrução hipotética por volta de 600–580 Ma do supercontinente Gondwana (CORDANI *et al.* 2003). Áreas delimitadas correspondem as Figs. 05 e 06.

No mesmo período, Brito Neves (2003) vem de forma enfática contestar diversas reconstituições de Rodínia publicadas na última década. Segundo este autor, estas reconstituições apresentam uma série de problemas de fundamentos conceituais (de supercontinente, de fusão/aglutinação, fissão/dispersão, tipologias e natureza da crosta continental, processos de ativação e de regeneração) e geológicos reais.

Segundo Brito Neves (2003), a aglutinação supercontinental parece ter sido fato comum e

repetida na história pós-Arqueana do planeta, mas deve ser enxergada de forma pragmática, tendo o conhecimento geológico básico sempre em evidência e sem radicalismo.

Com esta finalidade, Brito Neves (2003) cita o exemplo do Supercontinente Afeusia (consignação de RAST, 1997), entre Eurásia, África e Índia, onde se reconhece uma massa supercontinental aglutinada, com forma irregular e com muitos ambientes tectônicos distintos ainda em ação, interna e externamente ao contexto do amplo segmento crustal. Fato que mostra uma massa supercontinental longe de ser uma peça monolítica e próxima de formas geométricas ortodoxas, que certamente está em plenas condições (geológico-geotectônicas) transientes para cenários subseqüentes (ou seja, absolutamente não estática). Exemplo que se contrapõe frontalmente à sofreguidão na busca irrefletida de instâncias delongadas (com início e final bem demarcados) de grandes segmentos crustais supercontinentais, monolíticas, homogêneas e até mesmo com formas geométricas bem delineadas.

Outra observação feita foi sobre o supercontinente mais próximo dos nossos meios de análise, o Pangea, onde a singularidade foi restrita no tempo ( $230 \pm 5$  Ma, VEEVERS, 1989) e a forma foi bastante irregular, longe dos padrões geométricos; e ainda, que o mesmo coexistiu com processos orogênicos diversos nas zonas mais internas (mares interiores, e.g. Tethys) e nas porções mais periféricas (início da trama acrescionária circumpacífica).

Outro aspecto problemático importante, levantado por este autor, foi o fato de que a grande maioria das reconstituições já publicadas aparece apenas os grandes blocos cratônicos como Amazônico, S. Francisco-Congo e o Rio de La Plata, muito longe da realidade geológica, haja vista que o número de blocos gerados na fissão/dispersão de Rodínia foi muito grande e diverso, em dimensões, forma, natureza crustal e comportamentos tectônico e reológico nos processos posteriores de aglutinação de Gondwana, ao longo do Neoproterozóico.

Portanto, segundo Brito Neves (2003), a singularidade de Rodínia como supercontinente, se houve, foi episódica; e com certa segurança, a luz dos melhores dados geológicos e geocronológicos da América do Sul e África computados e bem documentados, os processos de fusão e fissão de Rodínia, Gondwana e Pangea foram delongados, diacrônicos, e que por determinados intervalos de tempo, foram processos concorrentes no tempo, em porções diferentes da grande massa continental.

### 3 GEOLOGIA DO CINTURÃO ARAGUAIA

O Cinturão Araguaia (HASUI et al., 1980) está assentado sobre a borda oriental do Cráton Amazônico, sudeste do Estado do Pará e oeste do estado de Tocantins, alongada na direção norte-sul, com mais de 1200 km de extensão e 150 km de largura, truncando as feições estruturais do embasamento – orientadas na direção WNW – ESSE (Figura 08).

Grande parte da borda leste do CA é encoberta pelos sedimentos do Paleozóico Superior ao Cretáceo pertencentes à Bacia do Parnaíba, enquanto suas porções norte e sul são recobertos por sedimentos do Cenozóico e a sudeste faz limite com o Maciço de Goiás (ALMEIDA *et al.*, 1976). Sua borda oeste pode ser traçada pela falha de Tucuruí e pelo limite das zonas dobradas e não dobradas da Formação Couto Magalhães.

O Cinturão Araguaia é constituído por uma sucessão metassedimentar enfeixada no Supergrupo Baixo Araguaia, subdividida nos grupos Estrondo e Tocantins. Esta sucessão metassedimentar varia de oeste para leste, desde rochas de baixo grau metamórfico até rochas de médio grau e é entremeada por rochas vulcânicas máficas a ultramáficas em forma de *sills* e de diques. Na figura 09 é mostrada a coluna estratigráfica do Cinturão Araguaia, com base em Alvarenga *et al.* (2000).

Segundo Arcanjo & Moura (2000), o embasamento deste cinturão está dividido em dois segmentos de idades distintas situados nas porções setentrional e meridional do Cinturão Araguaia. No segmento setentrional, considerado o terreno mais antigo do cinturão, alojado no interior de estruturas dômicas, foram agrupadas duas unidades litoestratigráficas distintas, o Complexo Colméia e o Gnaisse Cantão.

O Complexo Colméia reúne ortognaisses de idade arqueana (2,85 Ga – Pb-Pb em zircão) (DALL'AGNOL *et al.* 1988; MOURA & GAUDETTE, 1999) e é constituído predominantemente por gnaisses trondhjemíticos e, secundariamente, por gnaisses tonalíticos e granodioríticos (TTG), além de raros anfíbolitos.

O Gnaisse Cantão é representado por ortognaisses graníticos que intrudem o Complexo Colméia, sendo seu protólito formado no Paleoproterozóico (1,85 Ga – Pb-Pb em zircão) (MOURA & GAUDETTE, 1999).

Dentro deste contexto, TTGs arqueanos (2,9 – 2,87 Ga) intrudidos por corpos graníticos paleoproterozóicos (1,88 Ga) foram bem descritos na porção sudeste (SE) do Cráton Amazônico

adjacente (MACAMBIRA & LAFON, 1995). Portanto, sugerindo que esta porção do Cinturão Araguaia seria uma extensão do Cráton Amazônico.

No segmento meridional do Cinturão Araguaia, mais precisamente nos arredores de Paraíso Tocantins (TO), as rochas do embasamento não estão condicionadas a estruturas dômicas e foram agrupadas no Complexo Rio dos Mangues. Unidade constituída por gnaisses tonalíticos, graníticos e calciossilicáticos, que possuem idades Pb-Pb em zircão essencialmente paleoproterozóicas (entre 2,0 e 2,1 Ga) (ARCANJO & MOURA, 2000).

Dentro das seqüências gnáissicas do Complexo Rio dos Mangues, na porção centro-oeste, ocorre um corpo alojado em forma de batólito, representado por microclina granitos e leucogranitos potássicos, denominado de Granito Serrote (GORAYEB, 1996), que apresenta uma idade paleoproterozóica de 1,86 Ga (SOUZA & MOURA, 1995).

De acordo com Souza (1996 *apud* ARCANJO & MOURA, 2000), gnaisses alcalinos de idades mesoproterozóicas (1,01 Ga – idade obtida do Gnaiss Serra da Estrela), representados pelos corpos de nefelina-sienito-gnaisses de Serra da estrela e de Monte Santo, reunidos na Suíte Monte Santo (HASUI *et al.*, 1984b), ocorrem ao longo da porção sul do Cinturão Araguaia. O Gnaiss Serra da Estrela intrude o Complexo Rio dos Mangues e o Monte Santo aflora entre as rochas metassedimentares do Supergrupo Baixo Araguaia. Este magmatismo alcalino, segundo Alvarenga *et al.* (2000), é associado ao rifte crustal que ofereceu condições para o pós-estabelecimento de um embaciamento, que neste caso, recebeu os sedimentos do Supergrupo Baixo Araguaia, sendo posteriormente deformados e metamorfisados durante o Neoproterozóico.

Na porção sul do Cinturão Araguaia, também há a ocorrência de rochas metavulcano-sedimentares metamorfisadas na fácies xisto-verde (BARREIRA & DARDENE, 1981), formalmente reunidas no Grupo Rio do Coco (COSTA *et al.* 1983), com uma idade Pb-Pb em zircão obtida em mebasitos de  $2618 \pm 14$  Ma (ARCANJO *et al.* 2000). Unidade considerada como um pequeno pedaço do Máfico de Goiás, situado a leste do Lineamento Transbrasiliano.

O Supergrupo Baixo Araguaia, principal unidade do Cinturão Araguaia foi dividido em dois grupos: o Grupo Estrondo na base e Grupo Tocantins no topo.

---

HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S.; LEMOS, R.L.; GAMA JR. T.; BEMERGUY, R.L. Geologia do Pré-Cambriano da Região de Paraíso do Norte de Goiás – GO. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais..., 2220-2233. 1984b.

SOUZA, S.H.P. DE. Geologia e Geocronologia da Região Sul de Paraíso Tocantins. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém, Dissertação de Mestrado, 127p. 1996.

O Grupo Estrondo ocorre na parte leste do cinturão, compreendendo as formações Morro do Campo (base), Xambioá (intermediário) e Canto da Vazante (Topo), sendo a unidade afetada por metamorfismo de mais alto grau – fácies xisto verde alto a anfibólio médio (DALL'AGNOL *et al.*, 1988).

A Formação Morro do Campo é constituída por ortoquartzitos, metaconglomerados, muscovita-quartzo xistos, biotita-quartzo xistos, mica-xistos grafitosos e xistos com granada, estaurolita, fibrolita e cianita, aflorantes principalmente nos arredores das cidades de Araguaã e Xambioá, ambas no estado do Tocantins, ao redor das estruturas dômicas do Xambioá e do Lontra.

Segundo Abreu (1978), os quartzitos da Formação Morro do Campo são principalmente quartzitos puros e muscovita quartzitos. Localmente, ocorrem sericita-quartzitos e magnetita quartzitos, podendo ocorrer níveis conglomeráticos oligomíticos associados. Manifestam-se intercalados normalmente níveis de biotita-xistos, quartzo-mica-xistos e de xistos grafitosos, variando em espessura desde alguns centímetros até dezenas de metros.

A passagem entre os vários níveis citados acima se dá de maneira transicional, sendo que a alternância de micaxistos e quartzitos mostra, de acordo com Abreu (1978), uma pulsação na sedimentação psamitos e pelitos.

A Formação Xambioá repousa concordantemente sobre a Formação Morro do Campo e é constituída por espessos pacotes representados por muscovita-biotita xistos e calco-muscovita-biotita xistos. Podem ocorrer ainda em locais restritos, mármore, xistos ricos em estaurolita, cianita, fibrolita, além de xistos granatíferos, grafitosos e biotita-xistos feldspáticos e frequentes corpos de anfibólio-xistos e lentes de anfibólitos.

Ainda de acordo com Abreu (1978), a Formação Xambioá é recoberta a leste e norte pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Sua passagem para a Formação Pequizeiro, pertencente ao Grupo Tocantins, não mostra quebra de estilo estrutural e nem mudança brusca na gradação metamórfica. Embora se possa suspeitar de uma discordância, traduzida no contraste litológico, ela é de difícil caracterização em virtude desta superfície estar completamente obliterada pelos eventos de cristalização e deformação.

A Formação Canto da Vazante é constituída por xistos feldspáticos, com quantidades variadas de biotita e granada. Unidade que ocorre no extremo leste da cidade de Colméia, ao longo de uma faixa irregular, aproximadamente N-S, sustentando a Serra do Estrondo. Talco

xistos intercalados nestas rochas mostram que o magmatismo básico-ultrabásico ocorreu tanto na porção ocidental quanto no extremo leste do Supergrupo Baixo Araguaia (COSTA, 1980).

O Grupo Tocantins acamado no lado oeste do Cinturão Araguaia é a unidade de maior extensão areal. É composto pelas formações Pequizeiro (base) e Couto Magalhães (topo) (GORAYEB, 1981).

A Formação Pequizeiro é constituída essencialmente de clorita xistos, caracterizados por bandas alternadas mais quartzosas e mais cloríticas, geralmente verde a cinza esverdeado. Clorita xisto e quartzo-clorita xisto aparecem associados. Também são reconhecidos corpos de metabasitos e metaultrabasitos, serpentinitos, talco xistos e talco-actinolita xistos.

A crenulação da xistosidade da Formação Pequizeiro é uma feição característica e em seus planos a biotita e a clorita aparecem orientadas segundo a direção NW-SE.

A Formação Couto Magalhães, aflorante na parte ocidental do CA nas vizinhanças da cidade de Couto Magalhães, se associa a numerosos corpos de rochas máficas e ultramáficas, introduzidas antes do metamorfismo regional que afetou o conjunto. Ela é composta de uma seqüência predominantemente de filitos e ardósias, com intercalações subordinadas de quartzitos, silexitos, metassiltitos, metagrauvas e mármores, além de silexitos hematíticos e corpos ultramáficos serpentinizados encaixados em filitos.

O metamorfismo registrado na Formação Couto Magalhães, na sua porção mais a oeste, vai de incipiente a nulo e sua passagem para a Formação Pequizeiro se dá de maneira gradual.

As rochas máficas e ultramáficas, como citado anteriormente, representadas predominantemente por serpentinitos, metabasaltos e, subordinadamente, por talco xistos e clorita xisto, são associadas tanto com as rochas supracrustais quanto com as do embasamento.

Este magmatismo máfico ocorre com maior expressão na parte oeste do CA, nos domínios do Grupo Tocantins (ALVARENGA *et al.*, 2000), e é representado por extensas coberturas lateríticas ferruginosas, bem identificadas em fotos aéreas, em forma de clareiras, que se desenvolvem sobre este magmatismo (GORAYEB, 1989; KOTSCHOUBEY *et al.* 1996; GORAYEB *et al.*, 2004).

*Pillows* basaltos da porção norte do CA, região de Xambioá (TO), foram datados por Gorayeb *et al.* (2002), pelo método Pb-Pb em zircão. As idades obtidas foram essencialmente paleoproterozóicas, por volta de 2.0 Ga, e foram interpretadas como idades mínimas de cristalização. Segundo estes autores, os *pillows* basaltos representariam corpos alóctones, tectonicamente transportados, de terrenos paleoproterozóicos situados a leste, durante a tectônica

neoproterozóica que originou o CA. Hipótese esta que vai de encontro a Kotschoubey *et al.* (1996) e Alvarenga *et al.* (2000), que sugeriram que estes corpos representam restos de crosta oceânica da fase rift da evolução do CA.

Gorayeb *et al.* (2004) reuniram os plútons gabróides, em forma de diques e *sills*, e os anfíbolitos, que ocorrem na região Xambioá-Araguanã (TO), na Suíte Intrusiva Xambica, baseados em estudos cartográficos, petrográficos e geoquímicos. Datações realizadas ainda por estes autores, pelo método Pb-Pb em zircão em um metagabro, indicaram que a Suíte Intrusiva Xambica possui idade mínima de  $817 \pm 5$  Ma, que segundo os mesmos sugere que esta suíte se alojou na seqüência sedimentar que originou o Grupo Estrondo, precedendo o metamorfismo e o tectonismo principal da evolução do CA no Neoproterozóico, datado em aproximadamente 550 Ma.

Corpos graníticos, associados com rochas de mais alto grau metamórfico do Grupo Estrondo, ocorrem ao longo do Cinturão Araguaia (Figura 08). Eles foram considerados como produtos de fusão parcial de seqüências supracrustais durante o pico do metamorfismo (DALL'AGNOL *et al.*, 1988; ABREU *et al.*, 1994). Uma idade média Pb-Pb em zircão de  $554 \pm 4$  Ma obtida do Granito Santa Luzia (MOURA & SOUZA, 2002), situado na porção centro-sul do Cinturão Araguaia, bem como uma idade média Pb-Pb em zircão de  $549 \pm 5$  Ma obtida no Granito Ramal do Lontra (ALVES, 2005), situado na porção norte do Cinturão Araguaia, indicam provavelmente a idade de intrusão destes corpos graníticos.

Segundo Alvarenga *et al.* (2000), a idade de intrusão destes corpos graníticos, provavelmente data o pico do metamorfismo e define a idade do evento metamórfico ocorrido no Cinturão Araguaia. Idades Rb-Sr anteriores, obtidas em rochas metassedimentares do Supergrupo Baixo Araguaia (HASUI *et al.*, 1980), entre 1.0 Ga e 500 Ma, não são idades isocrônicas verdadeiras, e provavelmente refletem o desequilíbrio do sistema Rb-Sr nestas rochas metassedimentares.

Idades K-Ar entre 560 e 520 Ma obtidas em biotita, muscovita e hornblenda de xistos e anfíbolitos do Grupo Estrondo registram as idades de resfriamento (MACAMBIRA, 1983). A impressão deste evento metamórfico está registrada nas rochas do embasamento do Cinturão Araguaia pelas idades K-Ar por volta de 530 Ma, obtidas em biotita e muscovita dos gnaisses arqueanos do embasamento (MACAMBIRA, 1983); e por idades Rb-Sr em minerais obtidas nos plútons graníticos: 500 - 470 Ma para o Gnaiss Cantão (LAFON *et al.*, 1990) e  $536 \pm 37$  Ma para

o Granito Serrote (SOUZA & MOURA, 1995). Todas estas idades relacionam o metamorfismo do Cinturão Araguaia com o evento Termo-tectônico Brasileiro.





#### 4 EMPREGO DA DATAÇÃO DE ZIRCÃO E DE IDADE MODELO Sm-Nd EM ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR

Diversos estudos de proveniência desenvolvidos em bacias sedimentares vêm sendo realizados nos últimos anos, o que tem contribuído significativamente para o entendimento da história evolutiva de províncias geológicas espalhadas pelo mundo.

Análise de minerais pesados é um método mineralógico clássico mais utilizado em estudos de proveniência, devido ao fato de muitos minerais pesados serem diagnósticos de rochas fontes particulares, especialmente se informações geoquímicas sobre espécies individuais são disponíveis (HALLSWORTH *et. al.*, 2000).

A partir da década de 60, segundo Goldstein *et al.* (1997), os primeiros estudos de proveniência utilizando o método U-Pb em zircão foram desenvolvidos (LEDENT *et al.*, 1964; TATSUMOTO & PATTERSON, 1964), utilizando grandes concentrações de amostras que possuíam provavelmente misturas de grãos que tinham idades diferentes.

Segundo Hallsworth *et al.* (2000) e Cawood & Nemchin (2000), a datação U-Pb em monocristais detríticos de zircão em rochas sedimentares tem se revelado uma importante ferramenta para estudos de proveniência, pois ela reflete diretamente a distribuição das idades das rochas contendo zircão, nas áreas fontes, assim como, as dos eventos metamórficos ou magmáticos relacionados com os mesmos. Dessa forma, a datação de monocristais detríticos de zircão permite a identificação precisa de sua proveniência através da comparação direta da idade do zircão detrítico com aquelas das possíveis áreas fontes.

Atualmente, além dos métodos de datação U-Pb convencional, Sonda Iônica de Alta Resolução (SHRIMP) e com ablação a “Laser” (Laser Ablation) (CAWOOD & NEMCHIN, 2000; DANTAS *et al.*, 2001; VALERIANO *et al.*, 2004; e etc), em monocristais detríticos de zircão, que fornecem maior precisão analítica, o método realizado por evaporação de Pb em zircão está sendo utilizado em estudos de proveniência sedimentar (PINHEIRO, 2003).

Cawood & Nemchin (2000) dataram 588 cristais detríticos de zircão de arenitos do Triássico Superior, Permiano e Paleozóico Superior da Bacia Perth, Oeste da Austrália, utilizando o método U-Pb SHRIMP. As idades obtidas destas amostras foram tratadas estatisticamente e indicaram que seus detritos derivaram de múltiplas fontes, com idades que vai do Arqueano ao Paleozóico Inferior. Ainda, segundo estes autores, os diferentes espectros de idade obtidos entre

as amostras datadas sugerem que os detritos retrabalhados são de origem extra-bacinal e não de origem intra-bacinal.

Dantas *et al.* (2001), em estudos de proveniência realizados em seqüências metavulcano-sedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, utilizaram-se além do método Sm-Nd em rocha total, do método U-Pb (Convencional) em monocristais de zircão. As idades U-Pb geradas pelas rochas metavulcano-sedimentares datadas apontaram heranças de diferentes fontes: 700, 800, 1400, 2200 e 2400 Ma, refletindo, segundo estes autores, derivação tanto de rochas de embasamento mais antigo quanto do próprio arco magmático.

Pinheiro (2003) em estudos de proveniência em arenitos das formações Igarapé de Areia e Viseu, consideradas coberturas do cráton São Luís, no nordeste do Pará, datou os monocristais detriticos de zircão utilizando o método por evaporação de Pb em zircão. As idades geradas por estes arenitos indicaram rochas fontes neoproterozóicas ( $\approx 650$  Ma) e, secundariamente, paleoproterozóicas ( $\approx 2100$  Ma) de sedimentos para a Formação Igarapé de Areia e rochas fontes essencialmente paleoproterozóicas ( $\approx 2100$  Ma), para a Formação Viseu.

Valeriano *et al.* (2004), em datações realizadas em zircões detriticos das unidades metassedimentares da margem passiva do Cráton São Francisco dos principais domínios tectônicos do Cinturão Brasília (porção sul), utilizaram-se do método de ablação a “Laser” (Laser Ablation). Nestas datações, as idades obtidas indicaram proveniências de fontes de idades Arqueano-Paleoproterozóicas e Paleoproterozóicas (atribuídas ao evento Transamazônico). Além disso, foi constatada a proveniência de fontes com idades entre 1,6 e 1,2 Ga, revelando uma variedade inesperada de fontes Mesoproterozóicos indetectadas no Cráton São Francisco, e com idades entre 0,9 e 1,0 Ga relacionado ao evento rifte, que individualizou o paleo-continente São Francisco.

Em meados da década de 80, estudos de proveniência utilizando o método geocronológico Sm-Nd em rocha total começaram a ser realizados (COMPSTON *et al.*, 1984; FROST & WINSTON, 1987; GOLDSTEIN & JACOBSEN, 1988; GHOSH & LAMBERT, 1989), o que foi de extrema relevância para o desenvolvimento deste tipo de investigação, já que os dados isotópicos obtidos por estes métodos identificam grandes eventos de formação da crosta.

A geoquímica isotópica Sm-Nd possui como uma de suas características o fato das razões isotópicas não apresentarem fracionamento durante os processos de intemperismo, erosão, transporte, deposição e diagênese. Fato este, que permite sua utilização em estudos de

proveniência. No entanto, deve-se considerar que a razão isotópica determinada para os sedimentos drenados de uma bacia representa mistura de razões isotópicas de todas as unidades geológicas que compõem a mesma.

Os estudos desenvolvidos utilizando idades modelo Sm-Nd possibilitam, portanto, fazer apenas uma avaliação das idades modelo dos litotipos estudados, apontando as diferentes assinaturas isotópicas ocorridas na região em estudo, e dando somente uma idéia das características composicionais dos terrenos que serviram como fontes de sedimentos, através da análise do parâmetro  $\epsilon_{Nd}$ .

Na Austrália Central, por exemplo, Zhao *et al.* (1992) dataram rochas metassedimentares pertencentes à Bacia de Amadeus, situada entre dois blocos proterozóicos do embasamento de idades distintas, blocos Arunta ( $T_{DM} = 2.0$  a  $2.2$  Ga, idade U-Pb em zircão =  $1.5 - 1.9$  Ga) e Musgrave ( $T_{DM} = 1.7$  a  $1.9$  Ga, idade U-Pb em zircão =  $1.0 - 1.7$  Ga). Utilizando o método Sm-Nd e também o método U-Pb em zircão, eles chegaram à conclusão de que os sedimentos derivaram destes dois blocos e/ou seus equivalentes.

Pimentel *et al.* (1999) estudando a porção central da Faixa Brasília (Goiás), que é caracterizada pela exposição de terrenos de alto grau metamórfico, constituindo o chamado Complexo Anápolis-Itauçu, exposto em meio a rochas metassedimentares do Grupo Araxá, utilizaram o método Sm-Nd para investigar a origem dos metassedimentos do Grupo Araxá. As análises feitas nas rochas metassedimentares apontaram uma ampla faixa de valores que, colocados em um histograma, parecem constituir uma distribuição bimodal, com idades  $T_{DM}$  entre  $1.1$  e  $1.3$  Ga e outro entre  $1.9$  e  $2.3$  Ga, chegando-se à conclusão que estas rochas metassedimentares sofreram a influência de pelo menos duas fontes principais para a origem dos sedimentos, terrenos paleoproterozóicos e provavelmente neoproterozóicos.

Cingolani *et al.* (2003) estudando rochas siliciclásticas ordovicianas no bloco San Rafael, extensão sul do fragmento crustal Precordilheira (Argentina), combinaram análises petrográficas, geoquímicas e isotópicas de Nd para revelar a natureza das regiões fontes e posicionamento tectônico da bacia sedimentar. As análises isotópicas de Nd feitas nestas rochas sedimentares forneceram idades modelo  $T_{DM}$  entre  $1.4$  e  $1.5$  Ga, levantando a possibilidade de rochas expostas na área de Ponon Trehue serem as fontes destes sedimentos. Estas idades não foram tratadas estatisticamente devido aos poucos dados obtidos e foram comparados diretamente com as idades existentes nas áreas adjacentes.

## 5 MÉTODOS E ATIVIDADES DO TRABALHO

As atividades que levaram à realização da presente dissertação envolveram basicamente trabalhos de escritório, campo e laboratório, como enumerado a seguir:

### 5.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Para a execução deste trabalho foi realizada uma ampla pesquisa bibliográfica envolvendo principalmente trabalhos versando sobre a geologia relacionados à história evolutiva do Cinturão Araguaia, assim como pesquisas em trabalhos específicos envolvendo estudos de proveniência sedimentar realizados na plataforma Sul-Americana (PIMENTEL *et al.*, 1999; VALERIANO *et al.*, 2004; PINHEIRO, 2003; e etc) e em terrenos sedimentares localizados em outras partes do mundo (ZHAO *et al.*, 1992; GOLDSTEIN *et al.*, 1997; HALLSWORTH *et al.*, 2000; e etc), que utilizaram métodos geocronológicos.

### 5.2 ETAPAS DE CAMPO

Constaram principalmente de três (3) levantamentos de seções geológico-estruturais por caminhamentos geralmente transversais à orientação do Cinturão Araguaia. Os perfis realizados foram feitos ao longo das principais estradas que ligam as cidades de Piçarra - Araguaína, Redenção - Guaraí e Paraíso Tocantins - Pium. Ao todo foram descritos e coletados amostras de 46 afloramentos em cortes de estradas, drenagens e exposições naturais. Todos os pontos amostrados foram identificados geograficamente com o uso do GPS (Sistema de Posicionamento Global), os quais encontram-se tabelados no anexo 01 e representados em mapa no anexo 02.

### 5.3 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

#### 5.3.1 Tratamento das Amostras

No decorrer desta investigação, foram feitas análises isotópicas utilizando os métodos de evaporação de Pb em monocristais detríticos de zircão e Sm-Nd em rocha total (idades modelo). Estas análises foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará – **Pará-Iso**.

Para a execução do método Pb-Pb em zircão foram coletadas no campo duas amostras de quartzitos da Formação Morro do Campo, uma nas proximidades da cidade de Xambioá (TO) (amostra BP/08) e outra próxima à cidade de Paraíso do Tocantins (TO) (amostra BP/33), cada

qual pesando em média 40 Kg (Anexo 02). As duas foram fragmentadas no local de coleta usando ferramentas apropriadas como marreta, martelo e talhadeira.

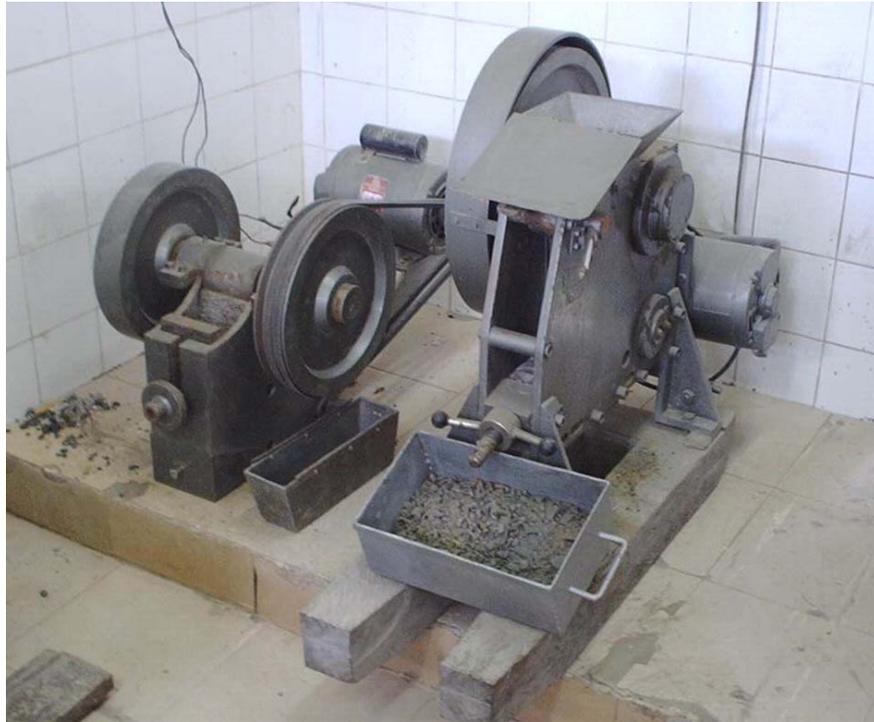
Para a determinação de idades modelo Sm-Nd, foram coletadas 44 amostras de vários litotipos como ardósias, filitos e xistos de composição variada, pesando cada uma em média 2 Kg. As amostras também foram fragmentadas no local onde cada uma foi coletada, com a finalidade de diminuir o risco de contaminação. Tanto rochas frescas como alteradas, por efeito do intemperismo, foram coletadas, já que as primeiras são raramente encontradas preservadas em campo. Fato que levou a opção pela coleta de rochas intemperizadas, tendo como critério as que tivessem com foliação metamórfica preservada (Anexo 01).

As descrições petrográficas (mineralogia, aspectos texturais e estruturais) foram feitas em todas as amostras lamináveis (rochas frescas), a fim de se obter uma melhor classificação para cada tipo de rocha estudada (Anexo 03).

O procedimento inicial de preparação das amostras é semelhante para as duas metodologias, sendo que no momento da pulverização, as amostras selecionadas para o método Pb-Pb em zircão foram pulverizadas no moinho de rolo e as amostras para Sm-Nd em rocha total no “Shatter Box”.

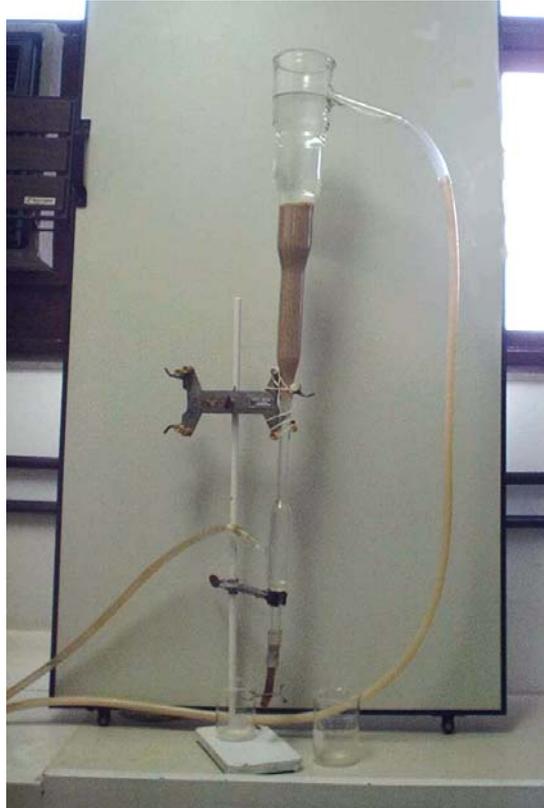
Todas as amostras foram tratadas na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do Centro de Geociências (CG) da Universidade Federal do Pará (UFPA).

As amostras para o método Pb-Pb em zircão foram moídas em britador de mandíbulas (Figura 10), reduzindo-se o tamanho de seus fragmentos. Em seguida foram pulverizadas em moinho de rolo e, depois, deslamadas para eliminar a fração argilosa. Posteriormente, o material foi colocado em bandejas de alumínio para secar completamente, por aproximadamente 24 horas na estufa a 100° C. Depois de seco e frio, o material foi, em seguida, peneirado utilizando apenas as peneiras de 250 e 75µm.



**Figura 10-** Britador de Mandíbulas – triturador de amostras

As frações que ficaram retidas na peneira de 75  $\mu\text{m}$  foram submetidas a uma separação densimétrica através de elutriação em água (Figura 11) para a pré-concentração dos minerais pesados. O material elutriado foi colocado em um becker e levado a uma estufa, por aproximadamente 24 horas, para ser completamente seca.



**Figura 11-** Visão geral do Elutriador utilizado no processo de separação do material por densidade.

Depois de seco, levou-se o material para o separador magnético FRANTZ (Figura 12), para separar os minerais magnéticos dos paramagnéticos, sendo passado repetidas vezes no separador nas seguintes condições citadas na Tabela 01.

**Tabela 01-** Ajustes dos parâmetros utilizados no separador magnético FRANTZ na separação do zircão.

CORRENTE (A)	INCLINAÇÃO LONGITUDINAL	INCLINAÇÃO LATERAL
0,5	25°	20°
1,0	25°	20°
1,5	25°	20°
1,5	25°	15°
1,5	25°	10°



**Figura 12-** Separador Magnético - *Frantz*

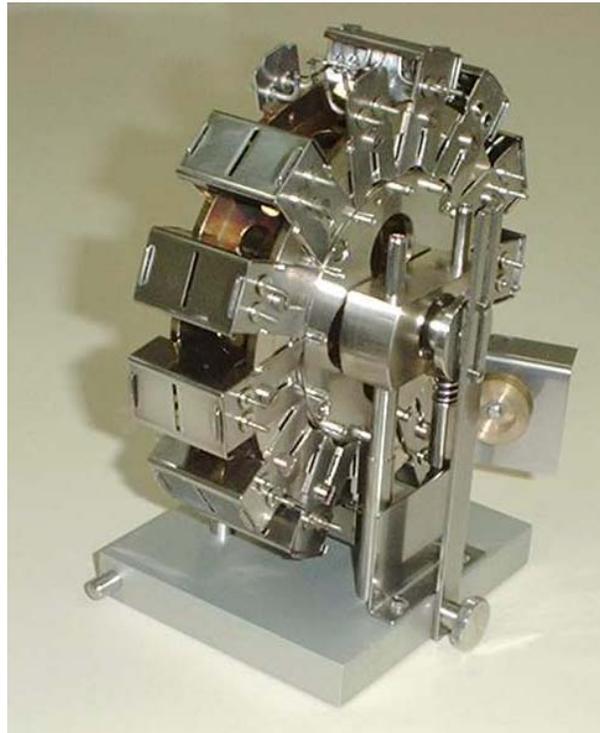
A fração não magnética obtida na última repassagem pelo separador magnético (1,5A de Corrente; 25° de Inclinação Longitudinal; 10° de Inclinação Lateral), que interessa para o estudo, é colocada em solução em HNO<sub>3</sub> (50%) e aquecida (80-100° C) por uma hora, visando a eliminação dos sulfetos e películas de óxido-hidróxido de ferro que estivessem aderidas aos minerais.

Logo após a lavagem, os materiais foram secos e, em seguida, submetidos ao tratamento com bromofórmio (líquido de densidade 2,8-2,9 g/cm<sup>3</sup>), onde são separados os minerais mais densos que o líquido. Os minerais mais densos (pesados), entre eles o zircão, são coletados e lavados com álcool para eliminar o bromofórmio e colocados para secar. Vale ressaltar, que o manuseio tanto do bromofórmio como do ácido nítrico (HNO<sub>3</sub> (50%)) é feito em capelas apropriadas para a exaustão dos gases desprendidos nestas operações.

Na fase seguinte, os minerais pesados, separados no bromofórmio, foram levados à lupa (binocular), onde foram identificados e separados aleatoriamente os cristais de zircão, que foram, posteriormente, colocados em uma lâmina, com óleo de imersão para serem fotomicrografados.

Nesse processo, utilizou-se um capturador de imagens acoplado a um microscópio petrográfico, a fim de registrar com exatidão, as feições dos grãos a serem analisados.

Os zircões separados para análise geocronológica, foram colocados em um arranjo duplo de filamentos de rênio (Re), um de evaporação, na forma de canoa, onde o zircão é aprisionado, e outro de ionização, posicionado defronte do primeiro, onde o chumbo evaporado do zircão é depositado. Estes filamentos são montados em um “tambor ou carrossel” (parte removível da fonte do espectrômetro) (Figura 13), para posterior leitura das composições isotópicas de Pb.



**Figura 13-** “Tambor” contendo os filamentos de rênio com os cristais de zircão. Parte removível do espectrômetro.

Para o método Sm-Nd em rocha total, as amostras coletadas também foram preparadas na Oficina de Preparação de Amostras (OPA/CG/UFGA), sendo que o primeiro passo realizado foi a redução de seus fragmentos, moendo as amostras no britador de mandíbulas (Figura 10). Sendo, logo após, pulverizadas utilizando o “Shatter Box”.

As amostras pulverizadas foram quarteadas em duas subfrações das quais uma fração de cada amostra foi guardada em sacos plásticos para eventual utilização futura. Os restantes das amostras quarteadas sofreram uma nova pulverização, mais intensa, no grau de ágata. Em

seguida, as amostras resultantes foram quarteadas novamente e uma parte delas levadas ao “Spex Mix”, para uma nova pulverização de 15 minutos de duração e para garantir a homogeneização das amostras.

Na fase seguinte, foram feitos os tratamentos químicos em cada amostra, que seguiram a técnica utilizada por Oliveira & Moura (1995).

Na abertura ou dissolução das amostras, inicialmente, pesou-se aproximadamente 100 mg de cada amostra para 100 mg de traçador misto (“Spike” - $^{149}\text{Sm}$  e  $^{150}\text{Nd}$ ) feita com  $\text{HNO}_3$  (13N) + HF (48%) em container fechado (bombas tipo “PARR”) por 2 dias consecutivos utilizando o micro-ondas, cada dia por volta de 36 minutos. Em seguida foi adicionado  $\text{HNO}_3$  (13N) + HF (48%) e colocado na chapa a  $100^\circ\text{C}$  para evaporar, sendo depois realizadas mais duas etapas de evaporação com HCl (6.2N) e HCl (2N). Os resíduos foram solubilizados com HCl (2N) e as soluções submetidas à separação por cromatografia de resina de troca iônica Dowex AG 1x8 (200-400 mesh), condicionada com HCl (2N).

As terras raras foram coletadas com  $\text{HNO}_3$  (3N). Seus resíduos solubilizados com  $\text{HNO}_3$  (7N) + metanol (40- 60%) e submetidos à separação por cromatografia de resina de troca iônica Dowex AG 1x4 (200-400 mesh), condicionada com  $\text{HNO}_3$  (7N) + metanol. O Sm e o Nd foram coletados com  $\text{HNO}_3$  (7N) + Metanol e misturados com  $\text{HNO}_3$  (13N).

Os concentrados finais foram depositados em filamentos duplos de Ta para análise isotópica. As idades-modelo  $T_{\text{DM}}$  foram calculadas segundo o modelo de De Paolo (1981).

### 5.3.2 Método de Evaporação de Pb em Zircão

#### 5.3.2.1 Princípios do Método Pb-Pb em Zircão

A datação por evaporação de Pb em zircão foi elaborada por Kober (1986, 1987), tendo como base as razões radiogênicas  $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$  (corrigidas do Pb comum –  $^{204}\text{Pb}$ ), liberadas durante o aquecimento gradativo de um monocristal de zircão.

A liberação de  $\text{Pb}^*$  ocorre a partir de diferentes domínios do cristal, controlada pela “energia de ativação”, isto é, a partir da temperatura imposta (Kober 1986, 1987).

De acordo com Ansdell & Kiser (1993) e Chappman & Roddick (1994), a liberação de  $\text{Pb}^*$  deve-se à decomposição termal de zircão ( $\text{ZrSiO}_4$ ) que libera a sílica ( $\text{SiO}_2$ ) para formar um óxido de zircônio ( $\text{ZrO}_2$ , badeleíta). A reação zircão – badeleíta ocorre, no caso de um cristal

perfeito (na forma, sem fissuras, zoneamentos, inclusões e etc), da sua borda (baixas temperaturas) para o seu núcleo cristalino (altas temperaturas).

No entanto, normalmente os zircões possuem regiões metamórficas, fissuras, inclusões, núcleos descentrados e irregulares, o que faz com que a reação acima ocorra inicialmente a partir das bordas e fissuras do cristal com baixas temperaturas. Com o aumento de temperatura, esta tende a dominar todo o grão (CHAPPMAN & RODDICK, 1994). Em zircões metamórficos, o Pb\* e a SiO<sub>2</sub> são rapidamente consumidos, ocorrendo a transformação total do cristal em badeleíta.

Segundo Kober (1986, 1987), durante a análise de Pb por etapas de aquecimento são obtidas idades <sup>207</sup>Pb\*/<sup>206</sup>Pb\* a partir de diferentes domínios. As etapas iniciais (baixas temperaturas) definem uma idade mais baixa, relativa à borda do zircão, e as etapas finais (altas temperaturas), idades mais elevadas, relacionadas ao núcleo cristalino do mesmo. Entre essas etapas pode ocorrer idades misturadas, com variações de idades inter-etapas.

Assim, ainda segundo Kober (1986, 1987), as idades <sup>207</sup>Pb\*/<sup>206</sup>Pb\* definidas em temperaturas mais elevadas seriam consideradas para definir a idade de cristalização do zircão e as idades de temperaturas baixas e intermedárias representariam domínios perturbados do zircão, que podem ou não ter significado geológico.

Entretanto, de acordo com Stacey & Kramers (1975), independentemente do conteúdo de Pb comum (<sup>204</sup>Pb) existente no cristal de zircão, é necessário fazer correções nas razões obtidas deste zircão, utilizando-se a composição de Pb comum determinada de acordo com a curva de duplo estágio definida por estes mesmos autores. Segundo Gaudette *et al.* (1998), a equação de <sup>204</sup>Pb, para a correção do pb comum utilizando o <sup>204</sup>Pb é a expressa abaixo:

$$({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})_r = ({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})_m + \left\{ ({}^{204}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})_m \cdot \left[ \frac{({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})_m - ({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})_i}{({}^{204}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})_i - ({}^{204}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})_m} \right] \right\}$$

onde os termos subscritos significam: r = radiogênico, i = inicial e m = medido.

O método de datação por evaporação de Pb em zircão analisa quatro (4) isótopos de Pb (204, 206, 207 e 208), gerando as seguintes razões isotópicas <sup>204</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb e <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb. As idades obtidas por este método são aparentes e devem ser interpretadas como idades mínimas dos cristais de zircão analisados (Kober, 1986 e 1987). Todavia, Ansdell & Kiser (1991) e Kroner *et al.* (1994) demonstraram que em zircões de rochas magmáticas, a idade <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb se superpõe,

no limite do erro analítico, com a idade obtida pelos métodos U-Pb convencional e SHRIMP, quando vários grãos fornecerem idades semelhantes.

Em rochas sedimentares, as idades Pb-Pb, U-Pb convencional e SHRIMP obtidas em zircões detríticos dificilmente serão conclusivas, pois não existem garantias que os cristais analisados pertençam à mesma rocha fonte. Então, a idade Pb-Pb em zircão detrítico deve ser interpretada como idade mínima e as considerações nela baseadas não devem ultrapassar os limites traçados pela consistência estatística do conjunto de dados (PINHEIRO, 2003).

#### 5.3.2.2 Análises do Método de Evaporação de Pb e Zircão no Espectrômetro de Massa

As análises de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão) são realizadas no espectrômetro de massa de termo-ionização FINNIGAN MAT 262 do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará - Pará-Iso (Figura 14), que utiliza um arranjo duplo de filamentos de rênio (Re), um de evaporação, na forma de canoa, onde o zircão é aprisionado, e outro de ionização, posicionado defronte do primeiro, onde o chumbo evaporado do zircão é depositado.

O filamento de evaporação é aquecido a uma temperatura pré-estabelecida durante 5 minutos, quando o chumbo presente no interior do zircão é evaporado e depositado no filamento de ionização, que é mantido em temperatura ambiente. Em seguida, o filamento de evaporação é desligado e o filamento de ionização aquecido a uma temperatura em torno de 1050°C, quando o chumbo ali depositado é ionizado e tem a sua composição isotópica determinada.

Depois de determinada a composição isotópica, a corrente elétrica que aquece o filamento de evaporação é elevada a aproximadamente 1.2 – 1.5 A e a do filamento de ionização a 3.8 – 4.5 A, simultaneamente, aumentando a temperatura ambiente por volta de 1600 a 1800° C. Este procedimento é feito para eliminar totalmente o chumbo ali depositado visando a sua preparação para uma nova etapa de aquecimento do filamento de evaporação, que é realizada a uma temperatura superior à empregada na etapa anterior.

Normalmente são realizadas três etapas de aquecimento (ou evaporação). A primeira, a 1450°C, a segunda a 1500°C e a terceira, a 1550°C. A composição isotópica do chumbo é determinada por um contador de íons, em modo dinâmico, segundo uma varredura na seguinte seqüência de massa: 206, 207, 208, 206, 207 e 204.

São realizadas cinco varreduras definindo um bloco de dados com nove razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Normalmente, são obtidos cinco blocos de dados para cada etapa de evaporação para se determinar a idade média aparente  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  dessa etapa com precisão. Entretanto, para este estudo, foram obtidos apenas dois blocos de leituras, já que em estudos de proveniência a precisão analítica é de importância secundária.

Em alguns casos, a intensidade de emissão pode ser alta o suficiente para se determinar a composição isotópica do chumbo em modo estático, com coleta simultânea de dados. As massas 206, 207 e 208 são medidas em diferentes janelas de Faraday e a massa 204 no contador de íons. Neste caso são realizadas 10 leituras das massas fornecendo 10 razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  que definem um bloco de dados.

Em ambos os casos as idades aparentes  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtidas nas diferentes etapas são corrigidas para chumbo de contaminação utilizando o modelo de evolução do chumbo de Stacey e Krammers (1975). As idades de cada cristal de zircão obtidas nas diferentes etapas de evaporação são tabeladas, e aquela idade obtida na etapa de mais alta temperatura é interpretada como a idade mínima deste cristal.



**Figura 14-** Aspecto do Espectrômetro de Massa Finnigan MAT 262 do Pará-Iso.

### 5.3.3 Método Sm-Nd em Rocha Total

#### 5.3.3.1 Princípios do Método Sm-Nd

##### a) Evolução do Nd na Terra e Idades modelos

O método radiométrico Sm-Nd baseia-se na desintegração do  $^{147}\text{Sm}$  para o  $^{143}\text{Nd}$ , através de uma emissão espontânea de partículas  $\alpha$  (equivalente à massa do elemento Hélio), segundo a meia-vida representada pela constante de desintegração  $\lambda_{\text{Sm}}$ :



Os elementos Sm e Nd, pertencentes do grupo dos Elementos Terras Raras (ETR) ou Lantanídeos, possuem sete isótopos cada um. O Sm tem os isótopos 144, 147, 148, 149, 150, 152 e 154 e o Nd os isótopos 142, 143, 144, 145, 146, 148 e 150.

O método Sm-Nd permite datar, para qualquer rocha, a época em que seu magma pai (protólito crustal) diferenciou-se do manto superior, independentemente dos processos geológicos que ela tenha sofrido. Uma vez que a razão Sm/Nd somente se modifica significativamente durante uma eventual diferenciação manto-crosta (DE PAOLO, 1981 e 1988).

O sistema Sm-Nd, quando aplicado em rocha total, é considerado como geralmente resistente aos efeitos de intemperismo, erosão, transporte, diagênese e metamorfismo, o que possibilita ter uma idéia do tempo de residência crustal dos protólitos ígneos que serviram como fontes de sedimentos, no caso das rochas sedimentares, mesmo quando as rochas sofreram um evento termo-tectônico posterior.

De acordo com Nisbet (1987), o cálculo de idades modelos (Sm-Nd em rocha total) é possível conhecendo-se as razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  atuais das amostras de rochas terrestres e comparando-as com modelos de evolução isotópica de Nd existentes de possíveis reservatórios mantélicos fontes dos quais as mesmas derivaram.

Atualmente, apesar de existirem vários “tipos de manto” com características geoquímicas distintas, que corroboram com a criação de modelos de evolução isotópica de Nd, empregam-se dois modelos de evolução para o manto superior: um baseado na evolução do manto a partir de um reservatório de composição condritica uniforme (“*Chondritic Uniform Reservoir*” - CHUR) e outra evolução a partir de um Manto Empobrecido (*Depleted Mantle* - DM) (ROLLINSON, 1994; DE PAOLO 1981, 1988).

O modelo CHUR assume que o Nd no manto evoluiu a partir de um reservatório uniforme, cuja razão Sm/Nd é igual a dos meteoritos condríticos.

O modelo do Manto Empobrecido (*Depleted Mantle* – DM) foi proposto para explicar as diferentes assinaturas isotópicas encontradas nos basaltos de ilhas oceânicas e de assoalho oceânico (MORB). Esse modelo considera que o manto superior, que deu origem aos basaltos tipo MORB, foi progressivamente empobrecido em Nd ao longo dos tempos geológicos, evoluindo assim com uma razão Sm/Nd maior que a do reservatório mantélico tipo CHUR. O empobrecimento em Nd seria uma consequência da extração do material crustal.

Segundo Faure (1986), a idade modelo de uma rocha é obtida pela determinação do momento, no tempo geológico, no qual as razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  da rocha e do CHUR são as mesmas. Geologicamente, isto significaria o momento no qual o Nd desta rocha se separou do reservatório condrítico, determinando assim o tempo de residência crustal.

O cálculo da idade modelo  $T_{\text{CHUR}}$  ou  $T_{\text{DM}}$  é realizado através da seguinte fórmula:

$$T_{(x)} = (1/\lambda) \ln \{1 + [({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_x] / [({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_x]\}.$$

Sendo que x corresponde ao CHUR ou ao DM.

No laboratório Pará-Iso/UFPA, para o cálculo das razões isotópicas, que influenciam na determinação das idades  $T_{\text{CHUR}}$  e  $T_{\text{DM}}$  de uma rocha, atribui-se valores para  $({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,512638$ , relativo a uma razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,7219, e para  $({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,1967$ , de acordo com Faure (1986) e Rollison (1994).

A aplicação desta equação acima citada atribui uma evolução linear da razão isotópica  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  no manto superior. No entanto, existem várias outras propostas para determinar a evolução de uma fonte de manto empobrecido ao longo dos tempos, sendo a mais utilizada a de De Paolo (1988) que mostra uma evolução isotópica da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ligeiramente parabólica para o manto superior fracionado, cuja curva pode ser descrita pela equação:

$$\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 0,25T^2 - 3T + 8,5$$

Onde T corresponde à idade modelo  $T_{\text{DM}}$  e  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  representa a diferença da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  da amostra em relação ao CHUR, no tempo T.

A idade modelo  $T_{DM}$  obtida, segundo De Paolo (1988), é o ponto de intersecção desta curva, representada pela equação acima, com uma curva definida pela evolução isotópica de Nd em rochas crustais, cuja equação pode ser descrita assim:

$$\epsilon_{Nd}(T) = \epsilon_{Nd}(0) - 25,09 \cdot f_{(Sm/Nd)} \cdot T$$

Portanto, ainda de acordo com este autor, se igualarmos estas duas equações citadas acima de  $\epsilon_{Nd}(T)$ , obteremos assim, uma expressão matemática do segundo grau em T (T é dado em Ga), onde:

$$\epsilon_{Nd}(0) = \left\{ \left[ \left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)^{(0)}_{\text{am}} - \left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)^{(0)}_{\text{CHUR}} \right] / \left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)^{(0)}_{\text{CHUR}} \right\} \times 10^4$$

e

$$f_{(Sm/Nd)} = \left[ \left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{am}} - \left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}} \right] / \left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}$$

Sendo:  $\epsilon_{Nd}(0)$  - a diferença da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  da amostra em relação ao CHUR, no tempo zero (0);  $f_{(Sm/Nd)}$  - o fator de fracionamento do Sm da amostra em relação ao do CHUR; e am- a razão isotópica medida para a amostra.

Vale ressaltar, que o parâmetro  $\epsilon_{Nd(t)}$  consiste basicamente na comparação das razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  das amostras estudadas com o valor do CHUR em um tempo “t”, que seria representativo da terra global, segundo a seguinte expressão:

$$\epsilon_{Nd} = \left[ \left[ \left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{amostra}} / \left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}} \right] - 1 \right] \times 10^4$$

Portanto, um valor  $\epsilon_{Nd}$  positivo indica que as rochas foram derivadas do manto superior com razão Sm/Nd maior que o reservatório condrítico, enquanto que um valor negativo de  $\epsilon_{Nd}$  indica que as rochas foram derivadas de uma fonte com uma razão Sm/Nd menor, ou seja, que tais rochas são derivadas da crosta continental, ou assimilaram, rochas crustais mais antigas.

### 5.3.3.2- Análises do Método Sm-Nd no Espectrômetro de Massa:

Após a separação química dos elementos Sm e Nd, os mesmos são depositados em filamentos de Tântalo (Ta), para análise isotópica.

As análises também são realizadas no Laboratório Pará-Iso no espectrômetro de massa de termo-ionização FINNIGAN MAT 262 (Figura 14), equipado com um sistema de multicoleção, que inclui sete coletores de Faraday e dotado de um tambor para treze amostras. A corrente elétrica que aquece o filamento de Tântalo (Ta) (evaporação), onde estão depositadas as amostras de Sm e Nd, é em torno de 1,4 A e a do filamento de Rênio (Re) (ionização) entre 4,1 a 4,2 A.

A composição isotópica do Nd é determinada com a análise de dez blocos sucessivos, onde são feitos, em cada bloco, dez medidas das massas 142, 143, 144, 145, 146, 147 e 150 em modo estático, o que permite a obtenção das razões  $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . A análise isotópica do Nd para cada amostra tem duração de cerca de 45 minutos.

A determinação da composição isotópica do elemento Sm é feita com análise dos isótopos  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{149}\text{Sm}$ ,  $^{152}\text{Sm}$  e  $^{155}\text{Gd}$  com dez medidas para cada bloco. Sete blocos de leituras são realizados para a obtenção das quatro razões:  $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ ,  $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ ,  $^{154}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$  e  $^{155}\text{Gd}/^{147}\text{Sm}$ . A razão  $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$  é utilizada para o cálculo da concentração de Sm por diluição isotópica; a razão  $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$  serve de referência e corrige o fracionamento; a razão  $^{154}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$  serve como controle de um possível fracionamento da amostra durante a análise isotópica; e a razão  $^{155}\text{Gd}/^{147}\text{Sm}$  corrige a interferência do Gadolínio (Gd).

O tratamento matemático e estatístico dos dados isotópicos foi realizado em um programa de software desenvolvido no Laboratório Pará-Iso/UFPA chamado “Finres II”, onde os resultados “brutos”, não numéricos, apenas corrigidos da interferência de Sm e Gd, arquivados no computador do espectrômetro, são convertidos em valores numéricos e sendo, posteriormente, efetuadas as correções de fracionamento, a partir de uma razão de referência  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$  e  $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 1,7830$ , e de traçador em cada leitura. Em seguida, é efetuado um teste estatístico de Dixon por bloco, para a eliminação de valores aberrantes.

Os valores finais das razões isotópicas e dos respectivos desvios são calculados a partir da média ponderada de todos os blocos de leitura obtidos na análise, eliminando-se os blocos que se afastam a mais de  $2,5\sigma$  da média.

Os cálculos da razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e da concentração de Sm e Nd, a partir dos resultados analíticos, foram obtidos por meio de diluição isotópica, utilizando também um programa de software disponibilizado ao Laboratório Pará-Iso/UFPA chamado de FORMUL, e, posteriormente, calculados em fórmulas matemáticas pré-estabelecidas.

## 6 RESULTADOS

### 6.1 MÉTODO ANALÍTICO DE EVAPORAÇÃO DE Pb (Pb-Pb EM ZIRCÃO)

Para a utilização deste método geocronológico foram coletadas duas amostras de quartzitos pertencentes à Formação Morro do Campo, subunidade do Supergrupo Baixo Araguaia. Uma amostra foi coletada na porção setentrional do CA, nas proximidades da cidade de Xambioá (TO) (amostra BP/08) e outra na porção meridional, próximo à cidade de Paraíso do Tocantins (TO) (amostra BP/33). Os pontos geográficos das amostras coletadas estão mostrados no mapa de amostragem (Anexo 02).

Ao todo sessenta e nove (69) cristais detríticos de zircão do quartzito coletado em Xambioá (TO), amostra BP/08, foram analisados, mas apenas cinquenta e três (53) cristais emitiram sinais de Pb adequados (sinais fortes e estáveis) para análise isotópica. Os resultados analíticos completos estão tabelados no Anexo 04, enquanto que na tabela 02 são mostrados apenas os dados utilizados na determinação das idades dos cristais detríticos de zircão.

A maioria dos cristais de zircão analisados apresentou-se arredondada a sub-arredondada, incolor e/ou com tonalidade amarelada. Também foram encontrados muitos cristais metamíticos, alguns cristais sub-prismáticos, curtos ou alongados e com algumas inclusões fluidas (Anexo 05).

Nas análises isotópicas de Pb-Pb em zircão, em quase todos os cristais obtiveram-se idades nas etapas de 1450°C e de 1500°C, tomando-se a média de idades dos dois primeiros blocos de leitura de cada etapa efetuada, já que para este estudo a precisão analítica é de importância secundária e o método fornece apenas a idade mínima destes zircões. Em alguns casos obtiveram-se idades apenas nas etapas de 1450°C e outras apenas nas etapas de 1500°C. Somente as idades obtidas na etapa de maior temperatura (1500°C) foram consideradas para a interpretação da idade mínima dos cristais detríticos de zircão analisados (Tabela 02).

As idades fornecidas pelos cristais de zircão do quartzito da Formação Morro do Campo da região de Xambioá, mostram uma grande contribuição de sedimentos de terrenos Meso/Neoarqueanos e outras menos frequentes de terrenos Paleoproterozóicos e Mesoproterozóicos. A idade mais jovem obtida foi  $1416 \pm 14$  Ma e a mais velha foi  $3087 \pm 17$  Ma (Tabela 04). As idades obtidas foram postas em um histograma de frequência vs idades, onde são mostrados de maneira mais objetiva os intervalos de idades dos cristais de zircão e,

possivelmente, de áreas fontes de sedimentos para esta unidade situada na porção norte do Cinturão Araguaia (Figura 15a).

**Tabela 02** - Idades Pb-Pb em zircão obtidas do quartzito da Formação Morro do Campo (amostra BP/08) da Região de Xambioá (TO).

Zircão	Temp.	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_r$	2 $\sigma$	Idade	2 $\sigma$
BP08/01	1500	0,000159	0,18687	37	2715	3
BP08/02	1500	0,000078	0,19881	4	2817	3
BP08/04	1500	0,000186	0,18224	49	2674	4
BP08/05	1500	0,000014	0,2044	53	2862	4
BP08/07	1500	0,000065	0,18951	56	2738	5
BP08/08	1500	0,000558	0,08986	278	1423	59
BP08/10	1500	0,000024	0,20022	44	2828	4
BP08/11	1500	0,000018	0,12875	31	2081	4
BP08/12	1500	0,000026	0,12984	71	2096	10
BP08/14	1500	0,000094	0,2079	42	2890	3
BP08/15	1500	0,000189	0,18108	202	2663	18
BP08/16	1500	0,00005	0,21159	226	2918	17
BP08/18	1500	0,000021	0,20269	92	2848	7
BP08/19	1500	0,00036	0,19226	62	2762	5
BP08/23	1500	0,000055	0,23511	254	3087	17
BP08/25	1500	0,00036	0,21138	174	2917	13
BP08/29	1500	0,000017	0,20506	52	2867	4
BP08/31	1500	0,000644	0,08952	67	1416	14
BP08/32	1500	0,00008	0,11369	91	1859	14
BP08/33	1500	0,000362	0,20124	211	2837	17
BP08/34	1500	0,000198	0,18985	89	2741	8
BP08/35	1500	0,000192	0,21854	69	2970	5
BP08/36	1500	0,000036	0,21308	38	2929	3
BP08/37	1500	0,000157	0,14737	37	2316	4
BP08/38	1500	0,000323	0,2125	66	2925	5
BP08/39	1500	0,000051	0,21654	278	2955	21
BP08/40	1500	0,000795	0,20638	21	2878	17
BP08/41	1500	0,000364	0,20262	204	2848	16
BP08/42	1500	0,000074	0,12352	165	2008	24
BP08/43	1500	0,000335	0,19458	6	2782	5
BP08/44	1500	0,000278	0,19175	94	2758	8
BP08/45	1500	0,00029	0,18955	216	2739	19
BP08/46	1500	0,000072	0,20402	106	2859	8
BP08/47	1500	0,000085	0,20153	73	2839	6
BP08/48	1500	0,000122	0,189	61	2734	5
BP08/50	1500	0,000013	0,2037	51	2856	4
BP08/53	1500	0,000104	0,16293	96	2487	10
BP08/56	1500	0,000804	0,19388	553	2776	47
BP08/57	1500	0,000134	0,20042	164	2830	13
BP08/60	1500	0,000118	0,15327	81	2383	9
BP08/62	1500	0,001515	0,17981	778	2651	72
BP08/63	1500	0,000219	0,18037	114	2657	10
BP08/64	1500	0,000026	0,20121	96	2836	8
BP08/65	1500	0,000048	0,18737	45	2720	4
BP08/66	1500	0,00008	0,19911	235	2819	19
BP08/67	1500	0,000088	0,20447	151	2863	12
BP08/68	1500	0,000069	0,20283	13	2849	10

No quartzito da Formação Morro do Campo coletado na porção sul do CA, nas proximidades da cidade de Paraíso Tocantins (TO), amostra BP/33, foram analisados sessenta e um (61) cristais de zircão, mas apenas cinquenta e um (51) cristais emitiram sinais de Pb adequados (sinais fortes e estáveis) para análise isotópica. Os resultados analíticos completos também estão tabelados em anexo (Anexo 06), enquanto que na tabela 03 são mostrados apenas os dados utilizados na determinação das idades dos cristais detríticos de zircão.

Os cristais detríticos de zircão selecionados aleatoriamente do quartzito de Paraíso do Tocantins (TO) apresentaram-se, em sua grande maioria, sub-arredondados e arredondados, com apenas alguns cristais prismáticos e fragmentados (Anexo 07).

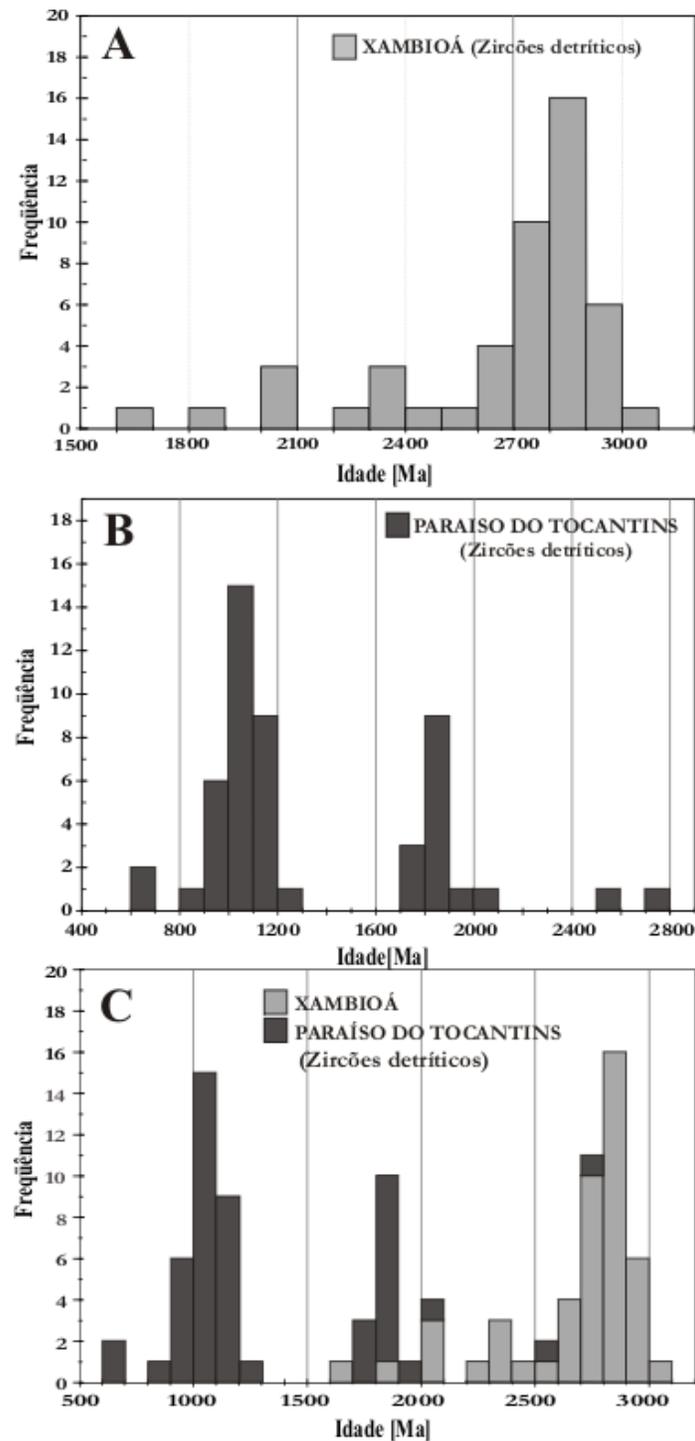
As idades obtidas nas análises isotópicas Pb-Pb em zircão, como se observa na tabela 03, apontaram uma grande contribuição de fontes mesoproterozóicas, uma menor, mas significativa contribuição de fontes paleoproterozóicas e pequena contribuição de fontes neoproterozóicas e arqueanas para o aporte sedimentar deste quartzito. A idade mais jovem obtida foi  $697 \pm 28$  Ma e a mais velha foi  $2796 \pm 08$  Ma. As idades obtidas também foram postas em um histograma de frequência vs idades, onde são mostrados de maneira mais objetiva os intervalos de idades dos cristais de zircão e, possivelmente, de áreas fontes de sedimentos para esta unidade situada na porção sul do Cinturão Araguaia (Figura 15b).

Os resultados Pb-Pb em zircão obtidos nas duas amostras de quartzito da Formação Morro do Campo também foram postos conjuntamente em um histograma de frequência, como forma de comparação entre as distribuições das idades obtidas das duas amostras (Figura 15c).

**Tabela 03** - Idades Pb-Pb em zircão obtidas do quartzito da Formação Morro do Campo (amostra BP/33) da Região de Paraíso do Tocantins (TO).

Zircão	Temp.	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	Idade	$2\sigma$
BP33/01	1500	0,000217	0,07474	4	<b>1062</b>	<b>11</b>
BP33/03	1500	0,000475	0,11111	57	<b>1818</b>	<b>9</b>
BP33/04	1500	0,000082	0,07318	124	<b>1019</b>	<b>34</b>
BP33/05	1500	0,00018	0,07847	233	<b>1159</b>	<b>59</b>
BP33/06	1500	0,000124	0,10893	3	<b>1782</b>	<b>5</b>
BP33/07	1500	0	0,07614	192	<b>1099</b>	<b>51</b>
BP33/08	1500	0,000113	0,0757	85	<b>1087</b>	<b>23</b>
BP33/09	1500	0,00009	0,11185	168	<b>1830</b>	<b>27</b>
BP33/10	1500	0,000063	0,07433	72	<b>1051</b>	<b>19</b>
BP33/12	1500	0,000242	0,06808	186	<b>871</b>	<b>56</b>
BP33/13	1500	0,000004	0,07585	18	<b>1091</b>	<b>5</b>
BP33/15	1500	0,000091	0,0765	65	<b>1108</b>	<b>17</b>
BP33/16	1500	0,000192	0,07564	135	<b>1086</b>	<b>36</b>
BP33/17	1500	0,000346	0,07182	39	<b>981</b>	<b>11</b>
BP33/18	1500	0,000026	0,07607	8	<b>1097</b>	<b>21</b>
BP33/19	1500	0	0,07812		<b>1150</b>	<b>32</b>
BP33/20	1500	0,000344	0,0768	44	<b>1116</b>	<b>11</b>
BP33/22	1500	0,000159	0,06266	83	<b>697</b>	<b>28</b>
BP33/23	1500	0,000247	0,07615	44	<b>1099</b>	<b>12</b>
BP33/24	1500	0,000015	0,07721	45	<b>1127</b>	<b>12</b>
BP33/25	1500	0,000191	0,19632	95	<b>2796</b>	<b>8</b>
BP33/26	1500	0,000136	0,07514	49	<b>1073</b>	<b>13</b>
BP33/27	1500	0,00005	0,07281	44	<b>1009</b>	<b>12</b>
BP33/28	1500	0,000049	0,12622	52	<b>2046</b>	<b>7</b>
BP33/30	1500	0,000536	0,07142	75	<b>970</b>	<b>21</b>
BP33/34	1500	0,000139	0,07179	16	<b>980</b>	<b>5</b>
BP33/35	1500	0,000198	0,12247	146	<b>1993</b>	<b>21</b>
BP33/36	1500	0,000095	0,07246	55	<b>999</b>	<b>15</b>
BP33/37	1500	0,000059	0,0774	129	<b>1132</b>	<b>33</b>
BP33/38	1500	0,00014	0,07491	34	<b>1066</b>	<b>9</b>
BP33/39	1500	0,000065	0,07302	17	<b>1015</b>	<b>5</b>
BP33/40	1500	0,000016	0,16897	86	<b>2548</b>	<b>8</b>
BP33/41	1500	0,000249	0,10919	36	<b>1786</b>	<b>6</b>
BP33/43	1500	0,000044	0,11231	102	<b>1837</b>	<b>16</b>
BP33/44	1500	0,000128	0,1145	38	<b>1872</b>	<b>6</b>
BP33/45	1500	0	0,08029	174	<b>1204</b>	<b>43</b>
BP33/46	1500	0,000058	0,11376	46	<b>1861</b>	<b>7</b>
BP33/47	1500	0,000062	0,07061	16	<b>946</b>	<b>5</b>
BP33/49	1500	0,000975	0,06123	123	<b>647</b>	<b>43</b>
BP33/50	1500	0,00019	0,07476	106	<b>1062</b>	<b>29</b>
BP33/51	1500	0,000232	0,07496	15	<b>1068</b>	<b>40</b>
BP33/53	1500	0,000062	0,07225	33	<b>993</b>	<b>9</b>
BP33/54	1500	0,000021	0,11171	229	<b>1828</b>	<b>37</b>
BP33/55	1550	0,000044	0,11425	103	<b>1869</b>	<b>16</b>
BP33/56	1500	0,000080	0,11289	61	<b>1847</b>	<b>10</b>
BP33/57	1500	0,000071	0,10582	99	<b>1729</b>	<b>17</b>
BP33/59	1500	0,000079	0,07688	27	<b>1118</b>	<b>7</b>
BP33/60	1500	0,000400	0,07685	67	1118	17
	1550	0,000378	0,07634	43	1104	11
média =					<b>1111</b>	<b>14</b>
BP33/61	1500	0,000119	0,11289	39	1847	6
	1550	0,000635	0,11534	207	1885	32
média =					<b>1866</b>	<b>19</b>





**Figura 15-** Histograma de frequência mostrando a distribuição das idades Pb-Pb em zircão dos quartzitos da Formação Morro do Campo (CA). A- Mostrando as idades obtidas do quartzito da região de Xambioá (TO); B- Mostrando as idades obtidas do quartzito da região de Paraíso do Tocantins (TO); C- Mostrando conjuntamente a distribuição das idades obtidas nas duas amostras de quartzito.

## 6.2 MÉTODO Sm-Nd EM ROCHA TOTAL (IDADE MODELO)

Com a finalidade também de identificar os possíveis candidatos à fonte de sedimentos para as rochas metassedimentares constituintes do Cinturão Araguaia, composições isotópicas de Sm-Nd foram determinadas em amostras de litotipos dos grupos Estrondo e Tocantins. As coordenadas geográficas de cada amostra coletada e analisada estão tabelados no Anexo 01.

Ao todo foram datadas 44 amostras, sendo 20 amostras do Grupo Tocantins, representadas por filitos, magnetita filitos, ardósias, mica xistos intemperizados, clorita-biotita-quartzo xisto e metassiltitos, e 24 amostras do Grupo Estrondo, representadas por biotita xistos, quartzo-biotita xistos, estauroлита-granada-muscovita xisto, granada-quartzo-bitotita xistos, cianita-quartzo-biotita xisto, grafita xistos, granada-mica xistos e quartzo-biotita-muscovita xistos. As amostras foram coletadas em uma extensão que vai desde Xambioá (TO) até Paraíso Tocantins (TO) (Anexo 02). Entre as amostras analisadas do Grupo Tocantins, três são amostras pertencentes à Formação Couto Magalhães obtidas em dois testemunhos de sondagem feitos pela Mineração Genipapo – WMC, na região de São Martim (Pa), próximo ao município de Redenção (Pa), sendo duas (2) amostras do furo SMD-03, uma localizada a 155,95m e a outra a 275,90m de profundidade, e uma amostra do furo SMD-08 localizada a 530,90m de profundidade. Os resultados analíticos das amostras datadas pelo método Sm-Nd encontram-se na Tabela 04 e distribuídos no mapa (Figura 16).

Levando-se em consideração que a razão Sm/Nd é raramente afetada por processos de anatexia, fracionamento, metamorfismo e/ou intemperismo, neste trabalho as idades modelo Sm/Nd foram calculadas segundo o modelo de manto empobrecido de DePaolo (1988) em estágio único, pelo fato da maioria dos parâmetros como o fator de fracionamento  $f_{(Sm/Nd)}$ , que representa a diferença entre as razões  $^{147}Sm/^{144}Nd$  da amostra e do CHUR dividida pela razão  $^{147}Sm/^{144}Nd$  do CHUR (DePaolo & Wasserburg, 1976) e as razões  $^{147}Sm/^{144}Nd$ , encontrarem-se em torno do intervalo de valores considerados normais para as rochas analisadas. Esses intervalos de  $f_{(Sm/Nd)}$  e  $^{147}Sm/^{144}Nd$  são, respectivamente, -0,60 a -0,35 e 0,09 a 0,125 (Sato & Siga Jr., 2000). Exceto em uma amostra de filito intemperizado (amostra BP-20), uma amostra de granada-mica xisto intemperizado (amostra BP-28) e em uma amostra de mica-xisto intemperizado (amostra BP-35), cujos resultados analíticos ficaram muito fora do considerado normal, ficando excluídos da interpretação dos resultados (Tabela 04 e Figura 16).

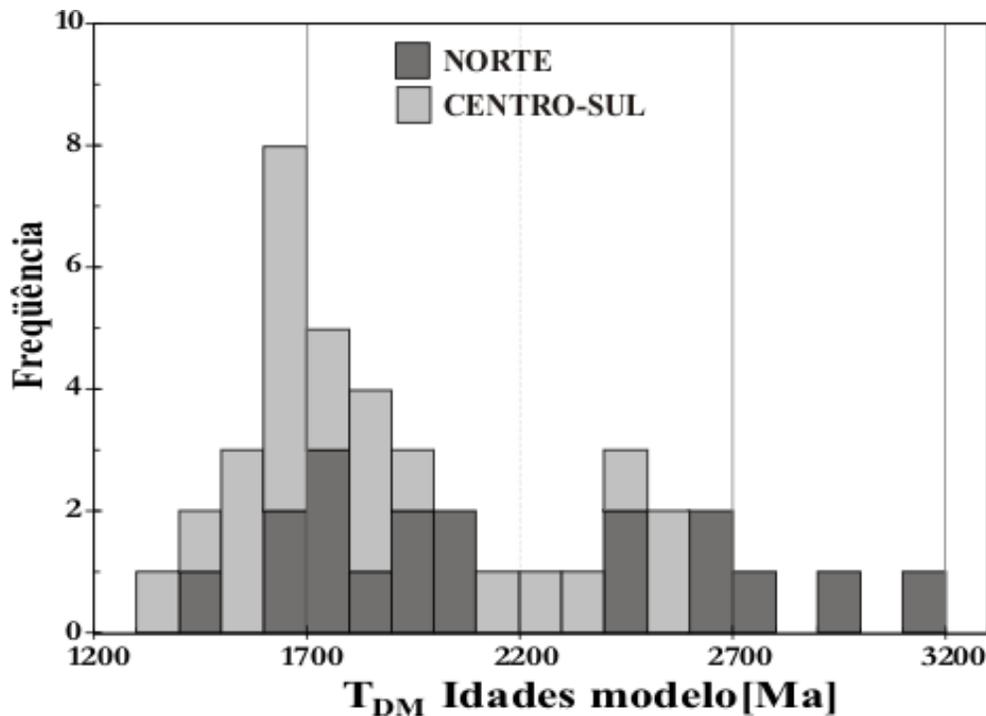








Como se observa no histograma de frequência das idades modelo Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) obtidas dos diferentes litotipos amostrados, em seções transversais, ao longo do Cinturão Araguaia, as idades modelo apresentam uma distribuição bimodal com maior frequência de idade entre 1,4 e 2,1 Ga (63,63% das amostras), com moda entre 1,6 e 1,7 Ga. O outro intervalo de idade, bem menos freqüente, situa-se entre 2,4 e 2,7 Ga (13,63% das amostras) (Figura 17). Esses dados sugerem que as rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia podem ser resultado de mistura de fontes de idade paleoproterozóica com fontes mais jovens, provavelmente, meso-neoproterozóica. Alternativamente, essa mistura pode ter envolvido também fontes arqueanas, porém de modo restrito.



**Figura 17-** Histograma de frequência das idades modelo Sm-Nd em rocha total obtidas tanto da porção norte como das porções central e sul das rochas metassedimentares pertencentes ao Cinturão Araguaia.

Os valores de  $\epsilon_{Nd_t}$  calculados a 900 Ma, para estas rochas metassedimentares, foram predominantemente negativos, entre -3,15 e -23,82. Considerando uma idade máxima estimada de  $\approx 900$  Ma para a deposição destes sedimentos, baseada na idade obtida em monocristais de zircão de rochas máficas encaixadas nas rochas metassedimentares ( $817 \pm 05$  Ma – Gorayeb *et al.* 2004), ditas contemporâneas à sedimentação, na grande concentração de idades Pb-Pb em zircão mínimas obtidas entre 0,85 – 1,0 Ga nos quartzitos da Formação Morro do Campo,

coletado na região de Paraíso Tocantins (TO) (Figura 15b), e na presença de zircões de rochas alcalinas, que apresentaram idades de 1,0 Ga (SOUZA, 1996).

## 7 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Atualmente, a interpretação aceita para a natureza dos sedimentos que deram origem as rochas supracrustais do Cinturão Araguaia (CA) foi formulada por Abreu (1978), o qual defende que a sedimentação das rochas metassedimentares deste cinturão adveio em consequência da regeneração implantada na porção marginal do Cráton Amazônico. Modelos evolutivos propostos para o Cinturão Araguaia, em geral, sugerem que ele se instalou em uma bacia formada pelo rifteamento restrito (sem formação expressiva de crosta oceânica) da crosta continental arqueana, seguido pela inversão tectônica da bacia, acompanhada de transporte de massa, de SE para NW, do material supracrustal (Alvarenga *et al.*, 2000). No entanto, estudos geocronológicos revelaram que as rochas do Cinturão Araguaia repousam sobre um embasamento de idade arqueana ao norte, e de idade paleoproterozóica ao sul (ARCANJO & MOURA, 2000). Adicionalmente, Gorayeb *et al.* (2002) revelaram a presença de basaltos com estrutura almofadada, situados na porção mais oeste do Cinturão Araguaia, com cristais de zircão (herdados ?) de 2.05 Ga. Estes dados sugerem que a contribuição de material crustal paleoproterozóico pode ter sido importante e que as rochas metassedimentares do cinturão podem ter tido áreas fontes de idades distintas.

Os dados obtidos pelo método de evaporação de Pb em zircão nos quartzitos da Formação Morro do Campo do CA, coletados na porção norte e sul da região (Figuras 15a e 15b), indicam que estas duas porções tiveram histórias de proveniência distintas.

As idades Pb-Pb em zircão obtidas no quartzito da Formação Morro do Campo, coletado na porção norte do CA, região de Xambioá (TO) (amostra BP/08), indicam a presença de pelo menos seis populações distintas de zircão. Uma população predominante meso-neoarqueana com moda de idade entre 2,8 – 2,9 Ga, outras 3 populações menos freqüentes de zircões paleoproterozóicos (ca. 1,90 -1,85 Ga; 2,1 – 2,0 Ga; e 2,4 – 2,3 Ga) e uma população de idade mesoproterozóica (ca. 1,45 – 1,40 Ga).

A princípio, aproximadamente 82,6% dos cristais datados são provenientes da erosão de terrenos de idades meso-neoarqueanos (3,0 – 2,65 Ga) e os 17,4 % restantes de terrenos paleoproterozóicos e mesoproterozóicos (Figura 15a).

Já os resultados isotópicos obtidos no quartzito (amostra 04/BP17) da Formação Morro do Campo, coletado na porção sul do CA, região de Paraíso Tocantins (TO) (Figura 15b), mostram uma distribuição bimodal para este litotipo, com modas entre 850 – 1250, mais freqüente, e

1700– 1850 Ma, menos freqüente. Esses dados sugerem uma grande contribuição de terrenos de idades entre o Meso e o Neoproterozóico e uma menor contribuição de terrenos paleoproterozóicos. Idades isoladas encontradas nesta amostra entre 600-700, 1950-2050, 2550-2600 e 2750-2800 Ma sugerem que terrenos com essas faixas de idades podem ter também contribuído para a formação deste quartzito ou foram provenientes do retrabalhamento de terrenos mais jovens que possuem cristais de zircão detríticos herdados de terrenos mais antigos.

Os dados obtidos no quartzito da porção sul do CA mostram que 64% dos cristais analisados apresentaram idades meso-neoproterozóicas, evidenciando uma importante contribuição de sedimentos de terrenos que se formaram nesta faixa de idade.

A análise conjunta dos dados obtidos destes dois quartzitos da Formação Morro do Campo mostra diferentes espectros de idade Pb-Pb em zircão, indicando que os sedimentos que originaram os quartzitos do CA têm fontes distintas (Figura 15c). Esta constatação sugere que o CA possui uma evolução geológica complexa, já que os diferentes padrões de idades Pb-Pb em zircão apresentados nestes quartzitos do CA, indicam que a bacia deposicional que originou o CA não teria sido um simples sistema de rifte, como sugere a evolução estrutural proposta por Alvarenga *et al.* (2000).

É importante ressaltar que, apesar destes quartzitos da Formação Morro do Campo apresentarem diferentes padrões de idades Pb-Pb em zircão, de forma alguma alude a um diacronismo, já que a heterogeneidade de idades pode ser interpretada como uma questão de caráter genuinamente geográfico e de simples disponibilidade de sedimentos na área fonte.

A forma dos zircões analisados destes quartzitos estudados das porções norte e sul, como mencionado anteriormente, levanta a possibilidade de alguns sedimentos das rochas metassedimentares do CA serem componentes de detritos de natureza multiciclo sedimentar, como é o caso de alguns zircões arredondados encontrados nas duas amostras, principalmente os cristais da amostra coletada na região de Xambioá (TO). O grau de arredondamento de detritos sedimentares pode ser utilizado como um indicativo de extensivo transporte e/ou retrabalhamento, bem como indício de um intenso processo litorâneo, enquanto que cristais prismáticos são indícios de sedimentação local (CAWOOD & NEMCHIN, 2000), mas com possibilidade também destes grãos terem sido transportados protegidos em litoclastos ou seixos e liberados depois em outro ciclo sedimentar.

De acordo com a configuração demonstrada na figura 07, durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana Oeste (UNRUG, 1996), e analisando apenas as idades Pb-Pb em zircão do quartzito coletado na porção norte do CA, observa-se que as idades Pb-Pb em zircão são compatíveis com às dos terrenos pertencentes ao Cráton Amazônico como na Província Mineral dos Carajás com idades 3,04 – 2,8 Ga (ex. granodiorito Rio Maria e etc), além de terrenos paleoproterozóicos, como as faixas Maroni-Itacaiúnas ( $\approx 2,15$  Ga), Ventuari-Tapajós ( $\approx 2,0$  Ga) e Rio Negro-Jurema ( $\approx 1,8$  Ga). Este fato indicaria, a princípio, o Cráton Amazônico como principal candidato à fonte de sedimentos, confirmando em primeira vista a tese defendida por Abreu (1978), que advoga que a sedimentação das rochas metassedimentares deste cinturão adveio em consequência da regeneração implantada na porção marginal do Cráton Amazônico.

No entanto, apesar das idades Pb-Pb em zircão do quartzito coletado na região de Xambioá serem compatíveis com as idades dos terrenos pertencentes ao Cráton Amazônico, na Plataforma Sul-Americana, segundo Brito Neves (1999), terrenos mesoarqueanos (3,2 – 2,8 Ga), que possuem expressão territorial ainda local, têm sido registrados em várias partes do continente, especialmente em terrenos de crátons (Amazônico e São Francisco, sobretudo) e “maciços” (Goiás, S. José do Campestre, Caldas Brandão etc.), com perspectiva de se tornarem mais numerosos com o desenvolvimento continuado da pesquisa geocronológica.

Os terrenos neoarqueanos também identificados no Continente Sul-Americano (2,8 – 2,5 Ga) são representados por alguns núcleos microcontinentais neoarqueanos considerados como termos finais resultantes de uma longa história de docagem de terrenos de alto e baixo grau, que remonta a 3,5 Ga (Paleoarqueano) pelo menos. Esses terrenos neoarqueanos aparecem mais ou menos poupados de retrabalhamento pelos processos orogênicos subsequentes e como figurantes expressivos locais (*seed nuclei*) dentro da trama da ampla colagem que veio a acontecer na parte média do Paleoproterozóico (BRITO NEVES, 1999).

Já os terrenos paleoproterozóicos, ainda segundo Brito Neves (1999), representariam uma colagem orogênica, no sentido de ser o resultado de atividade somatória de grande número de limites convergentes de placas no espaço e no tempo, que originaram provavelmente à formação de uma grande massa continental coesa, dispersa hoje entre a América do Sul e África, pelo menos.

Os terrenos mesoproterozóicos fazem parte de uma história evolutiva bastante controversa e problemática em todo o Continente Sul-Americano. Sua documentação geocronológica é muito

pobre em todo o continente e seus protólitos pertencem apenas a algumas orogenias da metade superior desta Era, que são aquelas postadas em frações litosféricas de comportamento cratônico no Brasileiro (ao longo do Neoproterozóico) como as faixas San Ignácio/Guaporé e Sunsás/Aguapeí, sudoeste do Cráton Amazônico, na fronteira Brasil – Bolívia.

A importância dessas orogenias Mesoproterozóicas remonta em pelo menos dois estágios: 1,45 a 1,3 Ga e ca. 1,0/0,96 Ga (períodos Ectasiano e Toniano), que fecharam sítios oceânicos e afins (de idade mesoproterozóica) e outros domínios *Tafrogenéticos Ectasianos* (BRITO NEVES, 1999). O que vem demonstrando progressivamente, que estas orogenias consorciadas formaram subseqüentes amplas colagens de massas continentais, que podem ter dado origem à concepção do supercontinente Rodínia de Hoffman (1991).

Brito Neves *et al.* (1995b *apud* BRITO NEVES, 1999) identificaram na estrutura da Província Borborema a orogenia Cariris Velhos de idade Mesoproterozóica (ca. 1000 Ma), sendo esta a primeira fora de uma área que não exibiu comportamento de Cráton Brasileiro. Na reconstituição do supercontinente Rodínia do final do Mesoproterozóico (HOFFMAN, 1991), o Cinturão Cariris Velhos tem sua continuidade preconizada na faixa de Namaqua Oriental (sudoeste da África), com a qual guarda várias identidades litológicas, estruturais e algumas cronológicas.

Portanto, de acordo com estas considerações acima e diante dos resultados Pb-Pb em zircão obtidos no quartzito coletado na região de Xambioá, levanta-se também a possibilidade do Cráton São Francisco, situado a aproximadamente 700 km a leste do CA, como provável fonte de sedimentos para sua porção norte, já que na porção norte do Cráton São Francisco também existem terrenos arqueanos, como os blocos Gavião e Serrinha de idades entre 3,4 e 2,6 Ga e o Bloco Jequié de idades entre 2,8 e 2,5 Ga. Estes blocos constituem, juntamente com o Cinturão Itabuna-Salvador-Curuçá, terrenos preservados participantes de uma história acrescionária de orógenos paleoproterozóicos ocorridos na região por volta de 2,0 Ga. Considerando o grau de arredondamento dos grãos de zircão apresentados e analisados deste quartzito, que podem estar indicando que os mesmos foram muito transportados.

A possibilidade de o Cráton São Francisco ter servido como fonte de sedimentos, principalmente aos de natureza multiciclo sedimentar, para a Bacia Araguaia, é sustentada pela presença de uma feição morfotectônica, situada na porção norte deste cráton, denominado de Aulacógeno do Paramirim, cujas duas principais fases rifte de subsidência, ocorridas a 1,75 e 1,0 Ga (SCHOBENHAUS, 1996; DANDERFER F<sup>o</sup>, 2000 *apud* ALKMIM, 2004), resultaram na deposição dos supergrupos Espinhaço e São Francisco, que experimentaram uma intensa inversão tectônica no Neoproterozóico, da qual apenas uma pequena porção do seu setor central foi poupada. Esta inversão do Aulacógeno Paramirim foi ocasionada durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana (ALKMIM, 2004), a qual pode ter provocado o soerguimento e a intensa erosão dos seus constituintes no setor oeste do Cráton São Francisco durante a colisão entre este cráton com o Cráton Amazônico.

Aventa-se também a possibilidade de que terrenos da Província Borborema, situado mais a norte, a aproximadamente 400 km desta porção norte do Cinturão Araguaia, tenham tido sua parcela de contribuição, já que na porção mais a norte, ao norte do Lineamento Patos (Patos/Garoua), inclui além de ortognaisses paleoproterozóicos (2,35; 2,15; 2,0 Ga), com um complexo quadro lito-estrutural (Transamazônico - Eburniano), alguns prévios núcleos arqueanos (3,45; 2,8/2,6 Ga) (BRITO NEVES *et al.*, 2001).

Outra possibilidade também seriam terrenos de idades meso-neoarqueanas, paleoproterozóicas, mesoproterozóicas e neoproterozóicas (?) situados a leste do CA, encobertos hoje pela Bacia do Parnaíba, tenham servido como fonte de sedimentos para as rochas metassedimentares da porção norte do CA.

---

DANDERFER F<sup>o</sup> A. Geologia Sedimentar e Evolução Tectônica do Espinhaço Setentrional, Estado da Bahia, Brasília, *Inst. Geoc., UNB*, Tese de Doutorado, 494f. 2000.

SCHOBENHAUS, C. As Tafrogêneses Superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: Revisão e Novas Propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 4, p. 265-279. 1996.

Outras possíveis fontes a princípio, mas um pouco mais restrito, seriam os escudos Man e Reguibat pertencentes ao Cráton Oeste-Africano, considerando a possível correlação geológica entre esta parte do continente africano com a Plataforma Sul-Americana, já que a porção sul deste cráton está praticamente circundada pelos cinturões Rokelides-Bassarides a oeste, e Dahomeides a leste, que teriam continuidade no continente sul-americano representada, respectivamente, pelo Cinturão Araguaia e pela Província Borborema. Estes escudos possuem terrenos de idades Meso a Neoarqueano, como o da porção oeste do Escudo Reguibat (região de Zouerate) com idades de 3,0 – 2,5 Ga (Supergrupo Amsaga) e da orogenia Liberiana (região de Guiné) no Escudo Man com idades por volta de 2,8 Ga, assim como terrenos paleoproterozóicos (TROMPETE, 1994).

Em relação às idades Pb-Pb em zircão obtidas no quartzito da Formação Morro do Campo coletado na porção sul do CA, região de Paraíso Tocantins, constata-se uma grande contribuição de terrenos meso-eoneoproterozóico (0,85 – 1,25 Ga) e paleoproterozóicos (1,7 – 1,85 Ga) (Figura 15b).

Como mencionado anteriormente, terrenos de idades em torno de 1,0 – 1,25 Ga são de difícil identificação no continente sul-americano, sendo somente detectados em algumas porções do Cráton Amazônico (porção sudoeste) e Província Borborema (porção sul). No entanto, os dados obtidos neste estudo evidenciam a possibilidade da existência de importantes terrenos mesoproterozóicos ainda não identificados no continente sul-americano próximos à porção sul do CA. Uma possibilidade para esta hipótese, seria a existência destes terrenos de idades mesoproterozóicas não identificados ainda tanto geológico como geocronologicamente no Cráton São Francisco, devido sua grande proximidade com esta porção sul do CA. Valeriano *et al.* (2004), sugere a possibilidade de que a localização de alguns destes importantes terrenos estarem de baixo do Grupo Bambuí, que cobre quase toda a porção sul do Cráton São Francisco. Esta hipótese se baseia em estudos realizados por Braun *et al.* (1993) e Teixeira *et al.* (1993) que reconheceram por métodos sísmicos que, a ocorrência de magmatismo anorogênico Mesoproterozóico é compatível com estruturas riftes pré-Bambuí. Segundo ainda Valeriano *et al.* (2004), também há a possibilidade destes terrenos mesoproterozóicos estarem localizados na margem oeste do Cráton São Francisco, envolvidos hoje por alóctones externo e interno, implicando, conseqüentemente, que o lócus do break-up continental Neoproterozóico ocorreu preferencialmente ao longo de sistemas rifte Mesoproterozóico.

Então, baseado nessas considerações acima, aventa-se a possibilidade do Cráton São Francisco situado a leste do CA, como principal candidato à fonte de sedimentos para este quartzito da Formação Morro do Campo da região de Paraíso Tocantins, além da possibilidade de faixas arqueanas, paleoproterozóicas e meso/eo-neoproterozóicas encobertas hoje pelas seqüências da Bacia do Parnaíba.

Outra possibilidade também para fonte de sedimentos para esta porção sul do CA seria o Maciço Mediano de Goiás, que é constituído por terrenos granito-greenstone arqueanos da região de Crixás-Goiás, terrenos granito-gnáissicos e seqüências vulcano-sedimentares paleoproterozóicas da região de Almas-Natividade-Cavalcante, grandes complexos máficos-ultramáficos compostos de intrusões acamadadas mesoproterozóicas e neoproterozóicas e seqüências vulcano-sedimentares associadas (complexos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava e Palmeirópolis), bem como pelo Complexo Granulítico de Anápolis-Itauçu e uma extensa área de terrenos ortognáissicos e vulcano-sedimentares neoproterozóicos juvenis (Arco Magmático de Goiás) (PIMENTEL *et al.*, 2004).

O Arco Magmático de Goiás que possui ortognaisses cálcicos a cálcico-alcalinos de idades entre 0,90 – 0,60 Ga poderia ser um dos principais candidatos à fonte de sedimentos para este quartzito da porção sul do CA. A tectônica sofrida por esta região, durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana Oeste, poderia ter soerguido e provocado um intenso processo erosivo de suas rochas constituintes, ocasionando a deposição de seus fragmentos nesta porção do CA.

Com os resultados obtidos das determinações isotópicas de Sm-Nd em 44 amostras de rochas metassedimentares analisadas do Cinturão Araguaia, dentre as quais ardósias, filitos, cloritabotita xistos, pertencentes ao Grupo Tocantins, biotita xistos, quartzo-biotita xistos e grafita - xistos, pertencentes ao Grupo Estrondo, que revelaram um amplo espectro de idades modelo, observa-se que a contribuição mais significativa é fruto ou da mistura de fontes de idade paleoproterozóica com fontes mais jovens, provavelmente, meso-neoproterozóicas ou, alternativamente, mistura com contribuição de fontes arqueanas, porém de modo restrito (Figura 18 e Tabela 04).

A distribuição das idades modelo Sm-Nd obtidas das supracrustais do Cinturão Araguaia, como se observa em dois diagramas de evolução do Nd, onde no primeiro diagrama são plotados, além dos resultados das amostras analisadas, os campos do embasamento arqueano do

Cráton Amazônico (SATO & TASSINARI, 1997), do embasamento paleoproterozóico do terreno Central de Ceará (FETTER *et al.*, 2003) e do Batólito de Santa Quitéria (FETTER *et al.*, 2003) e no segundo, os campos do embasamento do Cráton Amazônico (SATO & TASSINARI, 1997), do terreno paleoproterozóico do Maciço de Goiás e do Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.* 1999) (Figura 18), observa-se que o Cráton Amazônico não serviu como fonte de sedimentos para este cinturão, hipótese levantada pelos dados Pb-Pb em zircão da amostra de quartzito da Formação Morro do Campo coletada na região de Xambioá, já que o mesmo é constituído por extensos terrenos arqueanos.



Estas idades modelo Sm-Nd em rocha total obtidas nestas rochas metassedimentares, como se pode observar nas figuras 16 e 17, apesar de se apresentarem em diferentes espectros de idade ao longo das áreas estudadas, mostram que as supracrustais pertencentes ao CA possuem assinaturas isotópicas semelhantes, apresentando um aparente decréscimo das idades modelo no sentido norte – sul. Este decréscimo das idades modelo Sm-Nd para sul, pode sugerir uma maior contribuição de terrenos mais jovens (mesoproterozóicos e/ou neoproterozóicos) para esta porção do CA.

A presença marcante de rochas metassedimentares com idades modelo Sm-Nd em rocha total paleoproterozóicas sugere que os sedimentos constituintes das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia seriam provenientes de segmentos crustais situados a leste do mesmo, depositados provavelmente em bacias oceânicas associadas a estes segmentos, que foram em seguida tectonicamente transportados sobre a margem leste do Cráton Amazônico durante a tectônica que estruturou o Cinturão Araguaia, resultante da amalgamação do Supercontinente Gondwana Oeste. A zona de deslocamento entre as rochas metassedimentares do CA e o Cráton Amazônico seria, pelo menos uma parte dela, a Falha de Empurrão de Tucuruí, que bordeja quase toda a porção oeste do CA, a qual, segundo Trouw *et al.* (1976 *apud* ABREU, 1978), fora responsável pelo transporte tectônico do Grupo Tocantins sobre o Cráton Amazônico.

A ocorrência de cristais detríticos de zircão de idade arqueana observada no quartzito de Xambioá não implica necessariamente em uma fonte situada no Cráton Amazônico, uma vez que rochas arqueanas estão presentes nas possíveis áreas fontes localizadas a leste do cinturão. Ademais, estes cristais arqueanos podem ter sido reciclados por processos sedimentares e incorporados em terrenos mais novos.

Esta hipótese acima mencionada poderia explicar a presença de *pillows* basaltos com zircões de idades Pb-Pb em torno de 2,0 Ga, localizados aparentemente sobre as rochas supracrustais neoproterozóicas do CA, os quais foram interpretados como sendo corpos alóctones, tectonicamente transportados de terrenos paleoproterozóicos situados a leste, durante a tectônica que originou o CA (GORAYEB *et al.* 2002).

As idades Pb-Pb em zircão entre 0,85 e 1,0 Ga obtidas do quartzito da Formação Morro do Campo coletado na região de Paraíso Tocantins fornecem o limite superior para a idade de sedimentação destas rochas metassedimentares do CA. Limite compatível com idades Pb-Pb em zircão em torno de 0,81 Ga obtidas em rochas máficas, situadas na porção norte do CA, encaixadas nas rochas metassedimentares, que foram interpretadas como contemporâneas à sedimentação (GORAYEB *et al.*, 2004).

O limite inferior para idade de sedimentação do CA seria mais jovem que a idade Pb-Pb em zircão obtida no quartzito da porção sul do CA de  $647 \pm 43$  Ma e mais antiga que a idade Pb-Pb em zircão em torno de 550 Ma obtida nos plútons graníticos sin-colisionais como o Granito Ramal do Lontra (ALVES, 2005), localizado na porção norte, e o Granito Santa Luzia (MOURA & SOUZA, 2002), localizado na porção sul do CA. As idades em torno de 550 Ma obtidas nestes granitos sin-colisionais representaram o pico do metamorfismo ocorrido na região e, conseqüentemente, relacionam o CA ao evento Termo-Tectônico Brasileiro (ALVARENGA *et al.*, 2000).

De acordo com Valeriano *et al.* (2004), a estruturação geotectônica do CA e do Cinturão Paraguai apenas ocorreu depois de 50 a 100 Ma depois da estruturação do Cinturão Brasília, que foi consequência da colisão entre o Bloco Paraná, o Maciço Mediano de Goiás e os terrenos do Arco Magmático de Goiás com o Cráton São Francisco.

Análises estruturais de elementos planares e lineares realizadas no CA sugeriram transporte tectônico em direção a NW (COSTA *et al.*, 1988; ABREU *et al.*, 1994), indicando uma colisão oblíqua entre esta grande massa continental constituída pelo menos pelos crátons São Francisco e Paraná e o Maciço de Goiás com o Cráton Amazônico.

Portanto, levando as considerações acima citadas, aventa-se a possibilidade dos crátons São Francisco, Paraná, o Maciço de Goiás e os terrenos do Arco Magmático de Goiás serem as principais fontes destes sedimentos. Estas áreas fontes situam-se a leste do Cinturão Araguaia, e reúnem rochas magmáticas com idades compatíveis àquelas encontradas nos cristais detríticos de zircão.

Não descartando, no entanto, a possibilidade do embasamento arqueano do Ceará Central, na Província Borborema, os Batólitos de Santa Quitéria (FETTER *et al.* 2003), assim como o Cráton Oeste-Africano e a Faixa Gurupi serem a princípio candidatos a fontes de sedimentos para a porção norte do Cinturão Araguaia, devido possuírem terrenos nestas faixas de idades

apresentadas neste estudo, porém de forma muito restrita, uma vez que o transporte de massa que ocasionou na estruturação do Cinturão Araguaia foi no sentido de SE para NW.

É importante ressaltar que, apesar da presença de idades modelo arqueanas obtidas em algumas rochas metassedimentares do CA não descartar a possibilidade de contribuições de rochas arqueanas como fonte de sedimentos, de forma alguma isto é indício de que os sedimentos provieram diretamente de fontes arqueanas. Estes sedimentos poderiam ter sido originados de rochas metamórficas ou ígneas mais jovens provenientes do retrabalhamento crustal de tratos mais antigos. Este tipo de retrabalhamento é registrado no Cráton São Francisco, onde os blocos Gavião e Serrinha de idades entre 3,4 e 2,6 Ga e o Bloco Jequié de idades entre 2,8 e 2,5 Ga, constituem, juntamente com o Cinturão Itabuna-Salvador-Curuçá, na porção norte, e o Cinturão Mineiro, na porção sul, terrenos preservados participantes de uma história acrescionária de orógenos paleoproterozóicos ocorridos na região por volta 2,0 Ga (ALKMIM, 2004).

## 8 CONCLUSÕES

Os principais resultados e conclusões obtidos neste estudo são sumarizados a seguir:

a) As idades Pb-Pb em zircão detrítico de quartzito da Formação Morro de Campo, coletado na região de Xambioá, porção norte do CA, mostra uma grande contribuição de terrenos arqueanos (2,65-3,0 Ga), que sugeriu, em primeira instância, o Cráton Amazônico como sua principal fonte; enquanto que os resultados da amostra de quartzito da Formação Morro do Campo, coletada na porção sul, região de Paraíso Tocantins, mostra uma grande contribuição de terrenos meso-neoproterozóicos de difícil detecção na Plataforma Sul-Americana, demonstrando, que estas duas rochas tiveram proveniências diferentes e, conseqüentemente, que a bacia deposicional que originou o CA não pode ter sido um simples sistema de rifte, como sugere a evolução estrutural proposta por Alvarenga *et al.* (2000);

b) A análise conjunta dos dados Pb-Pb em zircão das amostras analisadas, da porção norte e sul do CA, indica que os sedimentos constituintes das rochas metassedimentares pertencentes a este cinturão possuem natureza multi-fontes;

c) A forma arredondada da maioria dos zircões datados dos dois quartzitos, principalmente, o quartzito coletado na região de Xambioá (TO), porção norte do CA, indica que uma grande parte destes fragmentos detríticos é de natureza multiciclo sedimentar, o que sugere uma possível participação de rochas ígneas ou metamórficas, provenientes do retrabalhamento imposto por eventos anteriores em terrenos mais antigos, como fontes de sedimentos para as rochas metassedimentares do CA;

d) Idades Pb-Pb em torno de 1,0 – 1,25 Ga obtidas em zircão do quartzito da Formação Morro do Campo, coletado na região de Paraíso Tocantins (TO), porção sul do CA, evidenciam a possibilidade da existência de importantes terrenos mesoproterozóicos ainda não identificados no continente sul-americano próximos à porção sul do CA. Uma possibilidade para esta hipótese seria a existência destes terrenos de idades mesoproterozóicas não identificados ainda tanto geológico como geocronologicamente no Cráton São Francisco, devido sua grande proximidade com esta porção sul do CA. Hipótese também aventada por Valeriano *et al.* (2004), que sugerem a possibilidade da existência de terrenos mesoproterozóicos de baixo do Grupo Bambuí, que cobre quase toda a porção sul do Cráton São Francisco, bem como, de poderem estar localizados na margem oeste do Cráton São Francisco, envolvidos hoje por alóctones externo e interno, implicando, conseqüentemente, que o lócus do break-up continental Neoproterozóico ocorreu

preferencialmente ao longo de sistemas rifte Mesoproterozóico.

e) Os resultados obtidos das determinações isotópicas de Sm-Nd em 44 amostras de rochas metassedimentares analisadas do Cinturão Araguaia indicam que a contribuição mais significativa é fruto ou da mistura de fontes de idade paleoproterozóica com fontes mais jovens, provavelmente, meso-neoproterozóica ou, alternativamente, mistura com a participação de fontes de idade arqueana, porém de modo restrito. Fato este que torna pelo menos discutível a idéia da fonte sedimentar destas supracrustais se situar na margem leste do Cráton Amazônico defendida por Abreu (1978) e, também, a modelo evolutivo advogado por Alvarenga *et al.* (2000) para a estruturação do Cinturão Araguaia;

f) A presença marcante de rochas metassedimentares com idades modelo Sm-Nd paleoproterozóicas (idade em torno de 1,4 e 2,1 Ga) sugere que os sedimentos constituintes das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia são provenientes de segmentos crustais situados a leste do mesmo, depositados provavelmente em bacias oceânicas associadas a estes segmentos, que foram em seguida tectonicamente transportados sobre a margem leste do Cráton Amazônico durante a tectônica que estruturou o Cinturão Araguaia, resultante da amalgamação do Supercontinente Gondwana Oeste. A zona de deslocamento entre as rochas metassedimentares do CA e o Cráton Amazônico seria, pelo menos uma parte dela, a Falha de Empurrão de Tucuruí, que bordeja quase toda a porção oeste do CA, a qual, segundo Trow *et al.* (1976 *apud* ABREU, 1978), fora responsável pelo transporte tectônico do Grupo Tocantins sobre o Cráton Amazônico.

g) A concentração de idades Pb-Pb em zircão entre 0,85 e 1,0 Ga obtidas do quartzito da Formação Morro do Campo coletado na região de Paraíso Tocantins, sugere que o limite superior para a idade de sedimentação destas rochas metassedimentares do CA seja entre este intervalo de idade. Limite compatível com idades Pb-Pb em zircão em torno de 0,81 Ga obtidas em rochas gabróicas, situadas na porção norte do CA, aparentemente alojadas nas rochas metassedimentares e consideradas contemporâneas à sedimentação (GORAYEB *et al.* 2004).

h) O limite inferior para idade de sedimentação do CA seria a menor idade Pb-Pb em zircão obtida no quartzito da porção sul do CA de  $647 \pm 43$  Ma e a idade Pb-Pb em zircão em torno de 550 Ma obtida nos plútons graníticos sin-colisionais como o Granito Ramal do Lontra (ALVES, 2005), localizado na porção norte, e o Granito Santa Luzia (MOURA & SOUZA, 2002), localizados na porção sul do CA. As idades em torno de 550 Ma obtidas nestes granitos sin-colisionais representaram o pico do metamorfismo ocorrido na região e, conseqüentemente, relacionam o CA ao evento Termo-Tectônico Brasileiro (ALVARENGA *et al.*, 2000).

i) Os principais candidatos a fontes de sedimentos para as supracrustais do CA seriam o Cráton São Francisco, Maciço de Goiás e os terrenos do Arco Magmático de Goiás, situados a leste deste cinturão, que possuem terrenos com idades compatíveis com as idades obtidas neste estudo, principalmente as idades modelo Sm-Nd em rocha total, bem como o Cráton Paraná, hoje encoberto pela Bacia do Paraná, devido a sua participação na configuração do Cinturão Brasília entre 100-50 anos antes da estruturação do CA (VALERIANO *et al.* 2004), constituindo provavelmente um grande bloco continental que veio a colidir obliquamente com o Cráton Amazônico, resultando na estruturação do CA. Não se descarta, entretanto, a possibilidade da Província Borborema (Bloco de Santa Quitéria e o embasamento Central de Ceará), que possuem terrenos com idades também semelhantes a estas idades obtidas neste estudo, como fontes de sedimentos na porção norte do Cinturão Araguaia. Aventa-se também a possibilidade destes terrenos estarem encobertos hoje pela Bacia do Parnaíba a leste, bem como o Cráton Oeste Africano e a Faixa Gurupi.

## REFERÊNCIAS

- ABREU, F.A.M. *Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguai*. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém, 1978. 90f. (Dissertação de Mestrado).
- ABREU, F.A.M.; GORAYEB, P.S.S.; HASUI, Y. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. *Actas*. Belém: SBG, 1994. p.1-4.
- ALKMIN, F. F. O que faz de um Cráton um Cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de (Comp.). *Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da Obra* São Paulo: Editora Beca. 2004. p. 17-35.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B.B. The Upper Precambrian of South América. *Boletim do Instituto de Geociências*, Universidade de São Paulo, n.7, p.45-80. 1976.
- ALVARENGA, C.J.S.; MOURA, C.A.V; GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M. Paraguai and Araguaia belts. . In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ-FILHO, A., CAMPOS, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p 183-193.
- ALVES, C.L. *Petrografia, geoquímica e geocronologia do Granito Ramal do Lontra e sua relação com a tectônica e metamorfismo do Cinturão Araguaia, Xambioá (TO)*. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém, 2005. 120f. (Dissertação de Mestrado).
- ANSDELL K. M. ; KYSER T. K. Plutonism, deformation, and metamorphism in the proterozoic flin flon greenstone belt, Canada: Limits on timing provided by the single-zircon Pb-evaporation technique. *Geology*, n.19, p.518-521. 1991.
- ANSDELL, K. M.; KYSER, T. K. Textural and chemical changes undergone by zircon during the Ob-evaporation technique. *Am. Mineral.*, n.78, p.1663-1673. 1993.

ARCANJO, S.H.S.; MOURA, C.A.V.; ABREU, F.A.M.; GORAYEB, P.S.S. Rio do Coco Group: a 2.6 exotic terrain in the paleoproterozoic Tocantins Shear Belt, Central Brazil. *In: CONGRESSO INTERNACIONAL DE GEOLOGIA*, 31., Rio de Janeiro: SBG, 2000. (In Press).

ARCANJO, S.H.S. ; MOURA, C.A.V. Geocronologia Pb-Pb em Zircão (Método de Evaporação de Pb) das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia – região de Paraíso do Tocantins (To). *Revista Brasileira de Geociências*, v.30, n.4, p. 665-670. 2000.

BABINSKI, M.; CHEMALE, F. Jr; HARTMANN, L.A.; VAN SCHMUS, W.R.; Silva, L.C. Juvenile accretion at 750–700 Ma in Southern Brazil. *Geology*, n.24, p. 439–442. 1996.

BARREIRA, C.F. ; DARDENNE, M.A. Seqüência vulcano-sedimentare do Rio de Coco. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, Goiânia, 1981. *Atas*, Goiânia: SBG, 1981. p.241-264.

BRAUN, O.P.; MARTINS, M.; OLIVEIRA, W.J. Continuidade das seqüências rifteanas sob a Bacia do São Francisco constatada por levantamentos geofísicos em Minas Gerais. *In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO*, 2., Salvador. *Anais...* Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1993. p. 164–166.

BRITO NEVES, B. B. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário Andino. *Revista Brasileira de Geociências*, v.29, n.3, p.379-392. 1999.

BRITO NEVES, B. B. A saga dos descendentes de rodínia na construção de Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, v.33 (1- Suplemento), p. 77-88. 2003.

BRITO NEVES, B. B.; SCHMUS, W. R. V.; FETTER, A. H. Noroeste da África – Nordeste do Brasil (Província Borborema): ensaio comparativo e problemas de correlação. *Revista do Instituto de Geociências – USP*. São Paulo: Geo. USP. Ser. Cient., v. 1, p. 59-78. 2001.

CAWOOD, P. A. ; NEMCHIN, A. A. Provenance record of a rift basin: U/Pb ages of detrital zircons from the Perth Basin, Western Australia. *Sedimentary Geology*, n.134, p.209-234. 2000.

CAWOOD, P.A.; MCCAUSLAND, P.J.A.; DUNNING, G.R. Opening Iapetus: constraints from the Laurentian margin in Newfoundland. *GSA Bull.*, n.113, p.443–453. 2001.

CHAPPMAN, H. J. ; RODDICK, J. C. Kinetics of release during the zircon evaporation technique. *Earth and Planet. Sci. Lettsn.* N.121, p. 601-611. 1994.

CINGOLANI, A. C.; MANASSERO, M.; ABRE, P. Composition, provenance, and tectonic setting of ordovician siliciclastic rocks in the San Rafael block: Southern extension of the precordillera crustal fragment, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, n.16, p.91-106. 2003.

COMPSTON, W.; WILLIAN, I. S.; MEYER, C. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. Proceedings of the 14 th Lunar Science Conference, *J. Geophys. Res.* n. 89- B, p.525-534. 1984.

CORDANI, U.G.; COUTINHO, J.M.V.; NUTMAN, A.P. Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex São Paulo. Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, n.14, p.903–910. 2002.

CORDANI, U. G.; D'AGRELLA-FILHO, M. S.; BRITO-NEVES, B. B.; TRINDADE, R. I. F. Tearing up rodinia: the neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, n.15, p.350-359. 2003.

CORDANI, U.G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; BASEI, M.A.S. Crustal evolution of the South American platform. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ-FILHO, A., CAMPOS, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 19–40.

COSTA, J.B.S. Estratigrafia da região de Colméia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. *Anais...* Camboriú:SBG, 1980. v.2, p. 720-728.

COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S.; BEMERGURY, R.L.; GAMA JR., T.; KOTSCHOUBEY, B.; LEMOS, R.L. *Projeto Paraíso do Norte. Relatório Final. DNPM/UFPA*, Belém, 1983. 125p.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; GORAYEB, P. S. S. Relações estruturais entre a Faixa Araguaia e o Maciço Goiano na região de Paraíso do Norte – Gurupi, GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Camboriú, 1988. *Anais...* Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988. v.2, p. 720-728.

CRUZ, E.L.C.C. *A Gênese e o contexto tectônico da Mina Córrego Poiol, terreno Almas-Conceição: um depósito de ouro hospedado em anfobolito do embasamento da faixa de dobramento Brasília*. Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. Brasília, 2001. 298f. (Tese de Doutorado).

DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P.; MACAMBIRA, J.B.; KOTSCHOUBEY, B.; GORAYEB, P.S.S.; SANTOS, M.D. Geologia da Folha SC-22. Tocantins. In: *Projeto RADAM BRASIL*. DNPM, Rio de Janeiro. 1988. v.22, p. 21-196.

DANTAS, E. L.; JOST, H.; FUCK, R. A.; BROD, J. A.; PIMENTEL, M. M.; MENESES, P. R., Proveniência e idade deposicional de seqüências metavulcanosedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocristal de zircão. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n.3, p.329-334. 2001.

DEPAOLO, D.J. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*. v.86 n.B11, p.10470-10488. 1981.

DEPAOLO, D.J. *Neodymium isotope geochemistry* - in introduction. Springer-Verlag. 1988.

DEPAOLO, D.J. ; WASSERBURG, G.J. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Letters*, n.3, p.249-252. 1976.

FAURE, G. *Principles of isotope geology*. 2.ed. New York. John Wiley & Sons. 1986. 512p.

FETTER, A. H.; SANTOS, T. J. S.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; BRITO NEVES, B. B.; ARTHAUD, M. H., NETO, J. A. N.; Wernick E. Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of west Gondwana. *Gondwana Research*, v.6, n.2, p. 265-273. 2003.

FROST, C. D. ; WINSTON, D. Nd isotope systematics of coarse- and fine-grained sediments: Examples from the Middle Proterozoic Belt-Purcell Supergroup. *J. Geol.* n. 95, p. 309-327. 1987.

GAUDETTE, H. E.; LAFON, J. M.; MOURA, C. A. V.; SCHELLER, T. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.11 n.4, p. 351-363. 1998.

GHOSH, D. K. ; LAMBERT, R. S. J. Nd-Sr isotopic study of Proterozoic to Triassic sediments from southern British Columbia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, n. 94, p.29-44. 1989.

GOLDSTEIN, S. L. ; JACOBSEN, S. B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, n. 87, p.249-265. 1988.

GOLDSTEIN, S. L.; ARNDT, N. T.; STALLARD, R. F. The history of a continent from U-Pb ages of zircons from Orinoco River sand and Sm-Nd isotopes in Orinoco basin river sediments. *Chemical Geology*, n. 139, p.271-286. 1997.

GORAYEB, P.S.S. *Evolução geológica da região de Araguacema – Pequizeiro – Goiás*. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém, 1981. 100f. (Dissertação de Mestrado).

GORAYEB, P.S.S. Corpos serpentínicos da Faixa Araguaia na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Revista Brasileira de Geociências*, n. 19, p. 51-62. 1989.

GORAYEB, P.S.S. *Petrologia e evolução estrutural das rochas de alto grau de Porto nacional – TO*. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém, 1996. 258f. (Tese de Doutorado).

GORAYEB, P.S.S.; MOURA, C.A.V.; CALADO, W.M.; KOTSCHOUBEY, B. Idades Paleoproterozóicas e Zircão dos Pillows Basaltos da Serra do Tapa (Cinturão Araguaia) – Município de Sapucaia – PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 2002. 1CD-ROM (Sessão Temática).

GORAYEB, P.S.S.; MOURA, C.A.V.; CALADO, W.M. 2004. Suíte Intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico Neoproterozóico Pré-tectônico no Cinturão Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA – EXPOGEO, 42., 2004, Araxá-MG. *Exposição Brasileira de Geologia. Recursos Minerais e Desenvolvimento Socioeconômico*: resumos expandidos. Município de Araxá (MG). 1 CD-ROM, (Sessão Temática).

HALLSWORTH, C. R.; MORTON, A. C.; CLAOUÉ-LONG, J.; FANNING, C. M. Carboniferous sand provenance in the Pennine Basin, UK: constraints from heavy mineral and detrital zircon age data. *Sedimentary Geology*, n. 137, p.147-185. 2000.

HARTMANN, L.A.; LEITE, J.A.D.; DA SILVA, L.C.; REMUS, M.V.D.; MCNAUGHTON, N.J.; GROVES, D.I.; FLETCHER, I.R.; SANTOS, J.O.S.; VASCONCELLOS, M.A.Z. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Aus. J. Earth Sci.*, n. 47, p. 829-844. 2000.

HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. Província Tocantins. Setor Setentrional. In: ALMEIDA, F.F.A de; HASUI, Y., *O Precambriano no Brasil*. São Paulo: Edgard Blücher, 1984a. p. 137-204.

HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S.; LEMOS, R.L.; GAMA JR. T.; BEMERGUY, E.L. Geologia do Pré-Cambriano da região de Paraíso do Norte de Goiás – GO. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33., 1984, Rio de Janeiro. *Anais...*, Rio de Janeiro, 1984b. p. 2220-2230.

HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA, JR., O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M.; KAWASHITA, K. Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, *Anais...*, 1980. v. 5., p.2659-2667.

HOFFMAN, P.F. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland insideout? *Science*, n. 252, 1409-1412. 1991.

JAHN, B.; CABY, R.; MONIE, P. The oldest UHP eclogites of the World: age of UHP metamorphism, nature of protoliths and tectonic implications. *Chem. Geol.*, 178 (1-4), 143-158.

KOBER, B., 1986. Whole grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age investigations on single zircons using a double filament source. *Contrib. Mineral. Petrol.* n. 93, p.482-490. 2001.

KOBER, B. Single grain evaporation combined with Pb + emitter bedding for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contrib. Miner. Petrol.*: 96, p.63-71. 1987.

KOTSCHOUBEY, B.; HIERONIMUS, B.; RODRIGUES, O.B.; AMARAL, R.T. Basaltos e serpentinitos da área da Serra do Tapa (PA). Prováveis testemunhos de um complexo ofiolítico pouco evoluído e desmembrado. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador, *Actas*. Salvador, SBG 1996. v.6, p. 25-28.

KRÖNER, A.; JAECKEL, P.; WILLIAMS, I. S. Pb-loss patterns in zircons from a high-grade metamorphic terrain as revealed by different dating methods: U-Pb and Pb-Pb ages for igneous and metamorphic zircons from northern Sri Lanka. *Precambrian Research*, n. 66, p. 151-181. 1994.

KRONER, A. ; CORDANI, U. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics*, n. 375, p. 325– 352. 2003.

LAFON, J.M.; MACAMBIRA, J.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; MOURA, C.A.V.; GAUDETTE, H.E.; SOUZA, A.C.C. A Faixa de Dobramentos Araguaia (TO): novos dados geocronológicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Sociedade Brasileira de Geologia, 34., 1990, Natal. *Anais...* Natal: SBG, 1990. v.5, p. 2550-2563.

LEDENT, D.; PATTERSON, C.; TILTON, G.R. Ages of zircon and feldspar concentrates from Northern American beach sand. *Journal of Geology*, n. 72, p. 112-122. 1964

MACAMBIRA, J.B. Geologia e Ocorrências Minerais do Braquianticlinal do Lontra (Go). Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém, 1983. 108f. (Dissertação de Mestrado).

MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, n. 7, p.253-288. 1995.

MCCAUSLAND, P. J. A.; HODYCH, J. P. Paleomagnetism of the 550 Ma Skinner Cove volcanics of western Newfoundland and the opening of the Iapetus Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, n. 163, p. 15-29. 1998.

MEERT, J.G. A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana. *Tectonophysics*, n. 362, p. 1-40. 2003.

MOURA, C.A.V. ; GAUDETTE, H.E. Evidence of Brasiliano/Pan-African deformation in the Araguaia Belt: Implication for Gondwana Evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, n. 23, p. 177-123. 1993a.

MOURA, C.A.V. ; GAUDETTE, H.E. Zircon ages of the basement orthogneisses of the Araguaia Belt, North-Central Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., 1993, Brasília. *Actas*. Brasília. p. 232-235. 1993b.

MOURA, C.A.V. ; GAUDETTE, H.E. Zircon ages of the basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia belt, Brazil. In: SINHA, A.K (Ed.). *Basement tectonic* 13, Kluwer Academic Plubischers, 1999. p. 155-178.

MOURA, C.A.V. ; SOUZA, C.S. Idades Pb-Pb em zircão por evaporação no granito Santa Luzia: Implicações para a determinação da idade da Granitogênese Brasileira Tardi-Tectônica no Cinturão Araguaia (TO). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., *Anais...*, João Pessoa: SBG, p. 500. 2002.

NISBET, E. G., *The young earth: an introduction to archean geology*. 1987. 402p.

OLIVEIRA, E. C. ; MOURA, C. A.V. Metodologia de separação de Sm e Nd por cromatografia de troca iônica. In: REUNIÃO ANUAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA PARA O PROGRESSO DA CIÊNCIA. 47., 1995, São Luís. *Resumos...* São Luis: SBPC, 1995.

PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; FISCHER, D. P. Estudo isotópico Sm-Nd regional da porção central da Faixa Brasília, Goiás: implicações para idade e origem dos granulitos do complexo Anápolis-Itaçu e rochas metassedimentares do Grupo Araxá. *Revista Brasileira de Geociências*, v.29 , n.2, p. 271-276. 1999.

PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; JOST, H.; FERREIRA-FILHO, C.F.; DE ARAÚJO, S.M. The basement of the Brasília fold belt and the Goiás magmatic arc. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ-FILHO, A., CAMPOS, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31 International Geological Congress, 2000. p. 195-229.

PIMENTEL, M.M.; FERREIRA, F<sup>o</sup>. C. F.; ARMSTRONG, R.A. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd ages of the Niquelândia Layered Complex: Meso- (1.25Ga) and Neoproterozoic (0,79 Ga) extensional events in central Brazil. *Precambrian Resourch*, 2004. (in press).

PINHEIRO, B. L. S. *Estudo de proveniência em arenitos das Formações Igarapé de Areia e Viseu, nordeste do Pará, com base em datações de monocristais de zircão por evaporação de chumbo*. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém, 2003. 52f. (Trabalho de Conclusão de Curso).

RAPELA, C.W.; PANKHURST, R. J.; CASQUET, C.; BALDO, E.; SAAVEDRA, J.; GALINDO, C. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology*, 26, 707–710. 1998.

RAST, N. Mechanism and sequence of assembly and dispersal of supercontinents. *J. Geodynamics*, n. 23, p. 155-172. 1997.

ROLLINSON, H. R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Geochemistry Series, p. 215-265. 1994.

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

SATO, K. ; SIGA JR., O. Evidence of the superproduction of the continental crust during Paleoproterozoic in South American Platform. Implications regarding the interpretative value of the Sm-Nd modes ages. *Revista Brasileira de Geociências*, v.30, n.1, p.126-129. 2000.

SCHMITT, R.; TROUW, R. A.J; SCHMUS, W. R.; PIMENTEL, M. M. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, n.133, p. 29–61. 2004.

SEER, H.J.; BROD, J.A.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; BOAVENTURA, G.R.; DARDENE, M.A. Grupo Araxá em sua área tipo: um Fragmento de Crosta Oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramento Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, v.31, n.3, p. 385-396. 2001.

SEER, H.J.; DARDENE, M.A; PIMENTEL, M.M.; FONSECA, M.A.; MORAES, L.C. O Grupo Ibiá na Sinforma de Araxá: um terreno tectonoestratigráfico ligado à evolução de arcos magmáticos. *Revista Brasileira de Geociências*, v.30, n.4, p. 737-744. 2000.

SOUZA, D.J.L.; MOURA, C.A.V. Estudo geocronológico do Granito Serrote, Paraíso Tocantins (TO). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1995, Niterói. *Actas*, Niterói: SBGq, 1995. 1 CD-ROM.

SOUZA, S. H. P. de. Geologia e Geocronologia da Região de Paraíso Tocantins. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém, 1996. 127f. (Dissertação de Mestrado).

STACEY, J.S. ; KRAMERS, J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model. *Earth Planetary Science Letters*, v.26, n.2, p. 207-221. 1975.

STRIEDER, A.J. ; SUITA, M.T.F. Neoproterozoic geotectonic evolution of Tocantins Structural Province, Central Brazil. *Geodynamics*, n.28, p.267–289. 1999.

TATSUMOTO, M. ; PATTERSON, C. Age studies of zircon and feldspar concentrates from the Franconia sandstone. *Journal of Geology*, n. 72, p. 232-242. 1964.

TEIXEIRA, L.B., MARTINS, M., BRAUN, O.P. Evolução geológica da Bacia do São Francisco com base em sísmica de reflexão e métodos potenciais. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, *Actas*, Salvador: SBG, 1993. p.179–181.

TROMPETE, R. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). *Pan-African-Brasiliano Aggregation of South América and África*. Ed. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield. p. 1-361.

UNRUG, R., 1996. The assembly of Gondwanaland. *Episodes*, n.19, p. 11–20. 1994.

VALERIANO, C. M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C. S.; SEER, H. J.; SIMÕES, L. S. A. U–Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, 130, 27–55. 2004.

VEEVERS, J.J. Middle/late Triassic (230±5 Ma) singularity in stratigraphy and magmatic history of the Pangean heat anomaly. *Geology*, n. 17, p. 784-787. 1989.

ZHAO, J. X.; MCCULLOCH, M.T.; BENNETT, V.C. Sm-Nd and U-Pb zircon isotopic constraints on the provenance of sediments from the Amadeus Basin, central Australia: Evidence for REE fractionation. *Geochimical et Cosmochimica. Acta*, n. 56, p. 921-940. 1992.

**ANEXOS**

## ANEXO 01

- Tabela com informações sobre os litotipos estudados com os seus respectivos posicionamentos geográficos.

Amostra	Litotipo	Unidade Litoestratigráfica	Foliação	Lineação	Posição Geográfica
BB/01	Granada- Quartzo- Biotita Xisto	Grupo Estrondo	18° / 150° Az	13° / 120° Az	787166 E 923570 N
BP/02	Granada- Quartzo- Biotita Xisto	Grupo Estrondo	0° / 270 Az	0° / 126° Az	780033 E 9232271 N
BP/03	Quartzo- Biotita- Muscovita Xisto	Grupo Estrondo	22° / 121° Az	18° / 140° Az	776988 E 9235969 N
BP/04	Biotita- Quartzo Xisto	Grupo Estrondo	17° / 115° Az	13° / 133° Az	765066 E 9254722 N
BP/05	Quartzo- Biotita Xisto	Grupo Estrondo	21° / 138° Az	17° / 145° Az	763867 E 9263065 N
BP/06	Estaurolita- Granada- Muscovita Xisto	Grupo Estrondo	15° / 125° Az	_____	751250 E 9290000 N
BP/07	Biotita- Quartzo Xisto (Massa escura do Carbonato)	Grupo Estrondo	_____	_____	766835 E 9278915 N
BP/08	Muscovita Quartzito	Grupo Estrondo	30° / 225° Az	22° / 262° Az	770000 E 9267500 N
BP/09	Biotita- Quartzo- Muscovita Xisto	Grupo Estrondo	22° / 045° Az	08° / 118° Az	778500 E 9263111N
BP/10	Cianita- Quartzo- Biotita Xisto	Grupo Estrondo	22° / 051° Az	10° / 120° AZ	780392 E 9262574 N
BP/11	Quartzo- Biotita- Muscovita Xisto	Grupo Estrondo	25° / 065° Az	05° / 130° Az	781480 E 9262240 N
BP/12	Quartzo- Biotita- Muscovita Xisto	Grupo Estrondo	_____	_____	782245 E 9277092 N

- Tabela com informações sobre os litotipos estudados com os seus respectivos posicionamentos geográficos.

Amostra	Litotipo	Unidade Litoestratigráfica	Foliação	Lineação	Posição Geográfica
BP/13	Grafita-Xisto com Granada	Grupo Estrondo	25° / 215° Az	_____	767500 E 9297500 N
BP/14	Quartzo-Mica Xisto Intemperizado	Grupo Estrondo	22° / 223° Az	_____	763750 E 9298750 N
BP/15	Mica Xisto Intemperizado	Grupo Estrondo	35° / 010° Az	_____	760000 E 9298750 N
BP/16	Filito Intemperizado	Grupo Tocantins	68° / 070° Az	_____	743750 E 9240000 N
BP/17	Filito Intemperizado	Grupo Tocantins	27° / 020° Az	_____	739753 E 9295000 N
BP/18	Filito Intemperizado	Grupo Tocantins	11° / 098° AZ	_____	739919 E 9291250 N
BP/19	Magnetita Filito Intemperizado	Grupo Tocantins	47° / 060° Az	_____	739982 E 9298750 N
BP/20	Filito Intemperizado	Grupo Tocantins	11° / 052° Az	_____	735000 E 9302500 N
BP/21	Filito Intemperizado	Grupo Tocantins	20° / 118° Az	_____	703840 E 9073606 N
BP/22	Filito Intemperizado	Grupo Tocantins	18° / 127° Az	_____	717275 E 9056164 N
BP/23	Mica Xisto Intemperizado	Grupo Tocantins	15 ° / 305° Az	_____	724860 E 954581 N
BP/24	Mica Xisto Intemperizado	Grupo Estrondo	_____	_____	759376 E 9028034 N
BP/25	Granada Xisto Intemperizado	Grupo Estrondo	23° / 108° Az	_____	750447 E 9028370 N
BP/26	Mica Xisto Intemperizado	Grupo Tocantins	16° / 110 ° Az	_____	738270 E 9041103 N
BP/27	Mica Xisto Intemperizado	Grupo Tocantins	60° / 114° Az	_____	707037 E 8843899 N
BP/28	Granada-Mica Xisto Intemperizado	Grupo Estrondo	06° / 150° Az	_____	711850 E 8829230 N
BP/29	Grafita Xisto	Grupo Estrondo	18° / 340 ° Az	_____	727704 E 8831503 N

- Tabela com informações sobre os litotipos estudados com os seus respectivos posicionamentos geográficos.

Amostra	Litotipo	Unidade Litoestratigráfica	Foliação	Lineação	Posição Geográfica
BP/30	Mica Xisto Intemperizado	Grupo Estrondo	14° / 103° Az	_____	733410 E 8872398 N
BP/31	Mica Xisto Intemperizado	Grupo Estrondo	12° / 116° Az	_____	733706 E 8877222 N
BP/32	Estaurolita-Granada Xisto Intemperizado	Grupo Estrondo	23° / 153° Az	_____	734443 E 8878384 N
BP/33	Muscovita Quartzito	Grupo Estrondo	30° / 068° Az	_____	735350 E 8872865 N
BP/34	Mica Xisto Intemperizado	Grupo Tocantins	29° / 000° Az	_____	719339 E 893838 N
BP/35	Mica Xisto Intemperizado	Grupo Tocantins	64° / 305° Az	_____	704845 E 8903822 N
BP/36	Magnetita Filito Intemperizado	Grupo Tocantins	38° / 127° Az	_____	700464 E 8920905 N
BP/37	Clorita-Biotita-Quartzo Xisto	Grupo Tocantins	_____	_____	708854 E 8948101 N
BB/38	Filito Intemperizado	Grupo Tocantins	80° / 100° Az	_____	705412 E 8977510 N
BP/39	Filito Intemperizado	Grupo Tocantins	45° / 112° Az	_____	677518 E 8986257 N
BP/40	Ardósia Intemperizada	Grupo Tocantins	28° / 040° Az	_____	666247 E 9024644 N
BP/41	Mica Xisto Intemperizado	Grupo Estrondo	70° / 290° Az	_____	766990 E 9061148 N
BP/42	Quartzo-Biotita Xisto	Grupo Estrondo	_____	_____	756314 E 9105003 N
BP/43	Mica Xisto Intemperizado	Grupo Estrondo	26° / 115° Az	_____	740298 E 9105062 N
SMD-03a	Metassiltito	Grupo Tocantins	_____	_____	628599 E 9080999 N
SMD-03b	Metassiltito	Grupo Tocantins	_____	_____	628599 E 9080999 N
SMD-08	Metassiltito	Grupo Tocantins	_____	_____	627248 E 9082200 N



### ANEXO 03

- Descrição petrográfica das rochas metassedimentares lamináveis datadas do Cinturão Araguaia:

#### 1) Amostra BP-01:

Em lâmina delgada a amostra BP-01 apresenta textura granolepidoblástica com matriz granular e possuindo um fenocristal de granada (Imagem 01). Mineralogicamente é constituída por quartzo, biotita, muscovita, epidoto, granada, zircão e minerais opacos (rutilo ?).

O quartzo é o mineral mais abundante da rocha, com percentagem em torno de 45%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação fina a grossa, cristalinidade xenomórfica e, geralmente, sem orientação preferencial. Sua ocorrência normal na rocha define mosaicos granoblásticos indicando textura de equilíbrio com o desenvolvimento de pontos tríplices entre os próprios grãos. Seus contatos com os demais minerais são retilíneos ou irregulares. Possui extinção ondulante e índices de recristalização com formação de subgrãos e novos grãos.

A biotita é o segundo mineral mais abundante, com percentagem em torno de 35%. Apresenta-se como lamelas inequigranulares, de granulação fina a média, com cristalinidade xenomórfica a subidiomórfica e orientação preferencial moderada. Possui forma, geralmente, acicular e junto com a muscovita presente formam faixas lepidoblásticas que definem a clivagem de crenulação. Em algumas porções, aparece com inclusões de quartzo, zircão, muscovita e minerais opacos, todos pertencentes à matriz da rocha.

A muscovita é o terceiro mineral mais abundante, com percentagem em torno de 16%. Normalmente ocorre como cristais inequigranulares, com granulação fina a média, cristalinidade xenomórfica a subidiomórfica e orientação preferencial moderada. Sua forma ora é acicular ora de palhetas orientadas subparalelamente, caracterizando clivagem de crenulação.

Os cristais de epidoto, zircão, opacos e de granada são os minerais acessórios, perfazendo em torno de 4% da amostra. Os minerais opacos e os cristais de epidoto são os mais frequentes, ocorrendo geralmente associados aos minerais de biotita e muscovita. Os cristais de zircão ocorrem tanto incluso na biotita como dispersos na amostra. A granada ocorre como fenocristal,

idiomórfico, com uma forma hexagonal, inclusões de quartzo e não apresentando zonas de pressão, o que pode indicar que é um cristal pós-tectônico.

Baseado na constituição mineralógica apresentada, a amostra BP-01 pode ser classificada como **Granada-Quartzo-Biotita Xisto**.



**Imagem 01-** Fotomicrografia mostrando o aspecto textural da amostra BP-01.

## 2) Amostra BP-02:

Em lâmina delgada a amostra BP-02 apresenta textura grano-lepidoblastica, com presença de porfiroblastos de granada. Mineralogicamente é constituída por quartzo, biotita, muscovita, minerais opacos (rutilo?), epidoto, granada e zircão.

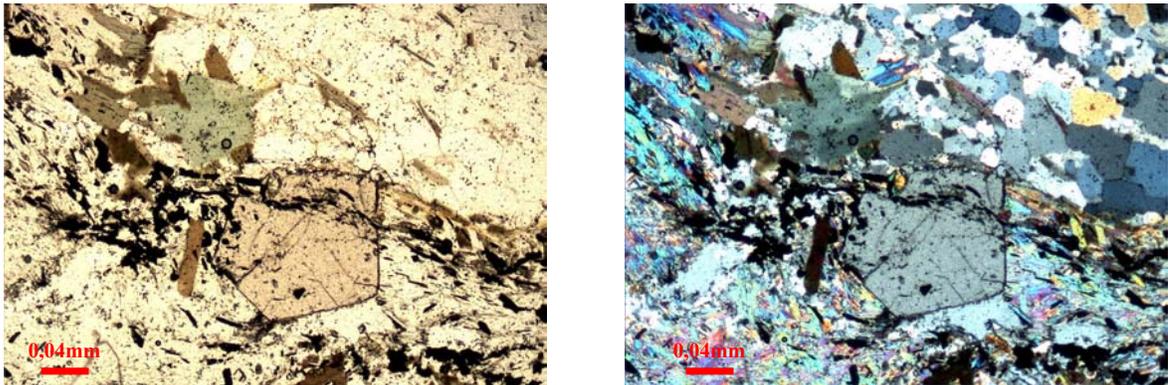
O quartzo é o mineral mais abundante, representando cerca de 45% da rocha. Os cristais são inequigranulares, variando de finos a grossos, xenomórficos a subidiomórficos e sem orientação preferencial. Alguns cristais encontram-se formando pontos tríplices entre si. Com a biotita e a muscovita, os cristais de quartzo apresentam contatos irregulares ou retos. Possui extinção ondulante e índiceos de recristalização com a formação de subgrãos e novos grãos.

A biotita representa 30% do total dos minerais constituintes da rocha. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação fina a média, subidiomórficos a xenomórficos e orientação preferencial suave. Desenvolve, junto com a muscovita, a textura lepidoblástica, dispostas subparalelamente, definindo a clivagem de crenulação. Nos cristais de biotita ocorrem inclusões de epidoto, alguns grãos de zircão e minerais opacos .

A muscovita representa 18% da rocha. Seus cristais são inequigranulares, granulação geral fina, xenomórfica e orientação preferencial suave, a exemplo da biotita. Ocorrem, geralmente, em forma de palhetas. Porém, observam-se alguns grãos aciculares dispersos.

Os cristais de epidoto, granada, zircão e opacos constituem os minerais acessórios, perfazendo 7% da rocha. Os minerais opacos são os mais abundantes, geralmente associados as micas. Os cristais de epidoto e zircão ocorrem como inclusões na biotita ou, localmente, disperso na lâmina. Os grãos de granada ocorrem como fenocristais na rocha, em geral idiomórfico, com uma forma hexagonal, apresentando inclusões de minerais opacos (Imagem 02).

Baseado na constituição mineralógica apresentada, a amostra BP-02 pode ser classificada como **Granada-Quartzo-Biotita Xisto**.



**Imagem 02-** Fotomicrografia tanto na luz paralela como com nicóis cruzados dos grãos de granada presente na amostra BP-02.

### 3) Amostra BP-03:

Em lâmina delgada, a amostra BP-03 apresenta textura granolepidoblástica, com uma matriz quartzítica (Imagem 03). Mineralogicamente é constituída pro quartzo, biotita, muscovita, epidoto, minerais opacos, zircão, titanita e apatita.

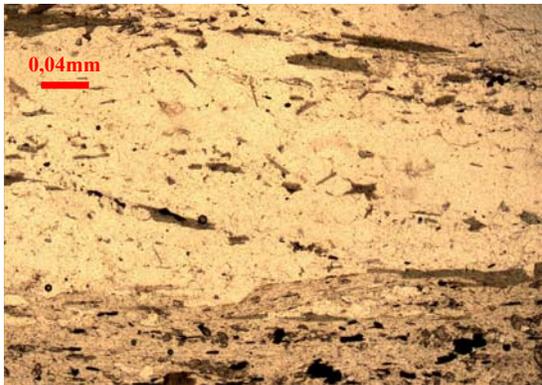
O quartzo é o mineral mais abundante, com percentagem em torno de 45%. Os cristais de quartzo são inequigranulares, com granulação fina e grossa, cristalinidade xenomórfica e sem orientação preferencial. Apresenta textura granoblástica, desenvolvendo contatos retos e/ou irregulares com os minerais micáceos (biotita e muscovita). Próximo às faixas de minerais micáceos, predominam grãos finos com contatos pouco definidos entre si, formando um tipo de massa quartzítica, ou ocorrem como grãos alongados, entremeados nas micas.

Os minerais micáceos (biotita e muscovita) ora aparecem com orientação preferencial moderada, formando faixas lepidoblásticas, ora ocorrem dispersos entre os grãos de quartzo, formando cristais aciculares ou cristais maiores sem orientação preferencial. A biotita é o

mineral micáceo mais abundante na amostra, perfazendo em torno de 25% da rocha, apresentando contornos normalmente irregulares e inclusões de epidoto, zircão, minerais opacos e quartzo. A muscovita representa 20 % da rocha, ocorrendo ora associada à biotita, formando faixas lepidoblásticas, dispostas subparalelamente definindo uma clivagem de crenulação, ora associada aos grãos de quartzo com uma orientação preferencial suave.

Os minerais acessórios representam 10% do total de minerais constituintes da rocha. São representados por epidoto, titanita, zircão, minerais opacos e apatita. Os minerais opacos são os mais abundantes dos minerais acessórios, geralmente apresentando-se sob a forma de grãos anédricos ou alongados associados às micas. O epidoto é o segundo mineral acessório mais abundante, ocorrendo na forma de grãos anédricos a subédricos, preferencialmente como inclusões nos minerais micáceos ou próximo às faixas micáceas. O zircão e a apatita aparecem eventualmente como pequenos cristais inclusos na biotita. A titanita aparece como grãos anédricos, junto aos minerais micáceos ou, eventualmente, entre os grãos de quartzo.

Baseado na constituição mineralógica apresenta, classifica-se a amostra BP-03 como **Quartzo-Biotita-Muscovita Xisto**.



**Imagem 03-** Fotomicrografia do aspecto textural da amostra BP-03.

#### 4) Amostra BP-04:

Em lâmina delgada, a amostra BP-04 apresenta textura granolepidoblástica (Imagem 04). Mineralogicamente é constituída por biotita, quartzo, k-feldspato, muscovita, epidoto, minerais opacos e zircão.

A biotita é o mineral mais abundante da rocha, com uma percentagem em torno de 40%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com uma granulação geral média a grossa e,

localmente, fina, cristalinidade xenomórfica e orientação preferencial moderada. Ocorre com hábito geralmente acicular e conjuntamente com a muscovita, ocorre subparalelamente uma com as outras, definindo a clivagem de crenulação. Possui muitas inclusões de zircão e, localmente, inclusões de minerais opacos e quartzo.

O quartzo é o segundo mineral mais abundante na rocha, com uma percentagem em torno de 35%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com uma granulação geral média, cristalinidade xenomórfica e sem orientação preferencial. Em alguns locais, os grãos de quartzo apresentam-se na forma de mosaicos, indiceos de recristalização. Possuem pontos tríplexes e seus contatos com os outros minerais são retilíneos e irregulares. Possuem extinções ondulantes e formações de subgrãos e novos grãos.

O k-feldspato perfaz 10% do total dos minerais constituintes da rocha. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação média a grossa, cristalinidade xenomórfica e sem orientação preferencial. Os grãos de granulação grossa parecem ser pré-tectônicos, uma vez que a foliação, definida pelas micas, se amolda a eles, formando nas terminações sombras de pressão. Em algumas porções ocorrem com processos de seritização e inclusões de quartzo e minerais opacos.

A muscovita perfaz 10% da rocha e ocorre associado a biotita e ao k-feldspato.

O epidoto perfaz em torno de 10% da rocha e ocorre associado às micas ou dispersas na lâmina.

Os cristais de zircão e os minerais opacos são os minerais acessórios, perfazendo em torno de 2% na rocha. Os cristais de zircão ocorrem normalmente inclusos na biotita. Os minerais opacos ocorrem associados às micas.

A estrutura marcante na lâmina é a foliação que é definida, principalmente, pelas micas, a biotita e a muscovita. A foliação é do tipo descontínua.

Baseado na constituição mineralógica apresentada pela amostra BP-04, classifica-se a rocha como **Biotita-Quartzo Xisto**.



**Imagem 04-** Fotomicrografia do aspecto textural da mostra BP-04

##### **5) Amostra BP-05:**

Em lâmina delgada, a amostra BP-05 apresenta textura lepidogranoblástica, com matriz mica-quartzítica (Imagem 05). Mineralogicamente é constituída por quartzo, biotita, muscovita, epidoto, minerais opacos e zircão.

O quartzo é o mineral mais abundante na rocha, com uma percentagem em torno de 43%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com uma granulação geral média, cristalinidade xenomórfica e com orientação preferencial moderada. Em alguns locais, os grãos de quartzo apresentam-se na forma de mosaicos, indícios de recristalização. Possuem pontos tríplexes e seus contatos com os outros minerais são retilíneos e irregulares. Possuem extinções ondulantes e formações de subgrãos e novos grãos.

A biotita é o segundo mineral mais abundante da rocha, com uma percentagem em torno de 30%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com uma granulação geral média e, localmente, fina, cristalinidade xenomórfica e orientação preferencial moderada. Ocorre com hábito geralmente acicular e conjuntamente com a muscovita, ocorre subparalelamente uma com as outras, definindo a clivagem de crenulação. Possui muitas inclusões de zircão e, localmente, inclusões de minerais opacos e quartzo.

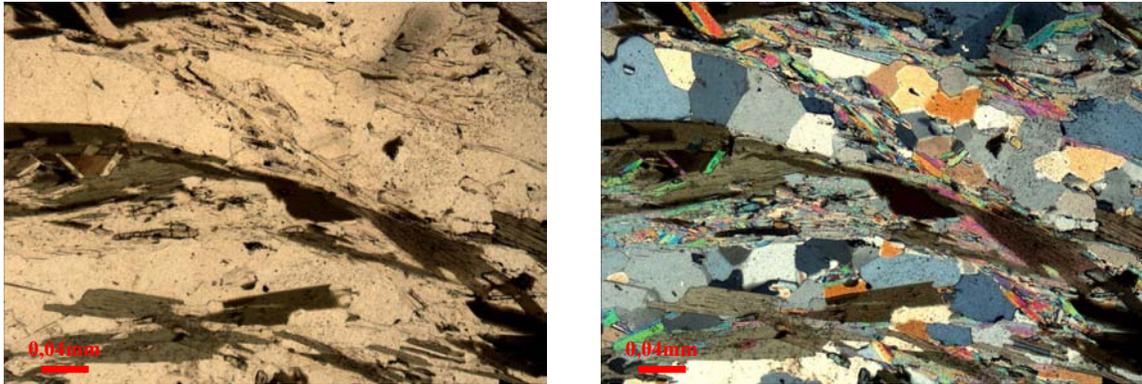
A muscovita perfaz 20% da rocha e ocorre associado à biotita. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação fina, cristalinidade xenomórfica e orientação preferencial moderada. Ocorre em forma de palheta e levemente dobrada.

O epidoto perfaz em torno de 5% da rocha e ocorre associado às micas ou dispersas na lâmina.

Os cristais de zircão e os minerais opacos são os minerais acessórios, perfazendo em torno de 2% na rocha. Os cristais de zircão ocorrem normalmente inclusos na biotita. Os minerais opacos ocorrem associados às micas.

A estrutura marcante na lâmina é a foliação que é definida, principalmente, pelas micas, a biotita e a muscovita. A foliação é do tipo descontínua.

Baseado na constituição mineralógica apresentada pela amostra BP-04, classifica-se a rocha como **Quartzo-Biotita Xisto**.



**Imagem 05-** Fotomicrografia mostrando o aspecto textural da amostra BP-05

#### 6) Amostra BP-06:

Em lâmina a amostra BP-06 apresenta textura pórfiro lepidogranoblástica, com matriz no geral quartzítica. Mineralogicamente é constituída por muscovita, quartzo, biotita, granada, estauroлита, zircão, minerais opacos, epidoto e plagioclásio (An12).

A muscovita é o mineral mais abundante na rocha, com uma percentagem em torno de 35%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação fina a média, cristalinidade xenomórfica a subidiomórfica e orientação preferencial intensa. Ocorre em forma acicular, definindo bem a foliação conjuntamente com a biotita. Em algumas porções apresenta-se com inclusões de minerais opacos.

O quartzo é o segundo mineral mais abundante na rocha, com uma percentagem em torno de 30%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação geralmente fina e, localmente, média, cristalinidade xenomórfica e sem orientação preferencial. Apresenta-se ainda

com uma textura granoblástica e em alguns locais com pontos tríplexes. Os contatos entre eles e com os outros minerais ora são retilíneos ora irregulares. Seus grãos possuem extinções ondulantes e apresentam índices de formação de subgrãos e novos grãos.

A biotita é o terceiro mineral mais abundante da rocha, perfazendo em torno de 20%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação fina a média, cristalinidade xenomórfica e orientação preferencial forte. Ocorre com hábito acicular e conjuntamente com a muscovita formam faixas lepidoblásticas, definindo a foliação. Em algumas porções ocorrem com inclusões de quartzo e minerais opacos.

Os minerais opacos perfazem em torno de 8% dos minerais constituintes na rocha. Ocorrem geralmente com uma granulação fina e, localmente, média, cristalinidade xenomórfica e sem orientação preferencial. Apresentam-se tanto inclusos na biotita, na muscovita, na granada e na estauroлита, como dispersos na lâmina.

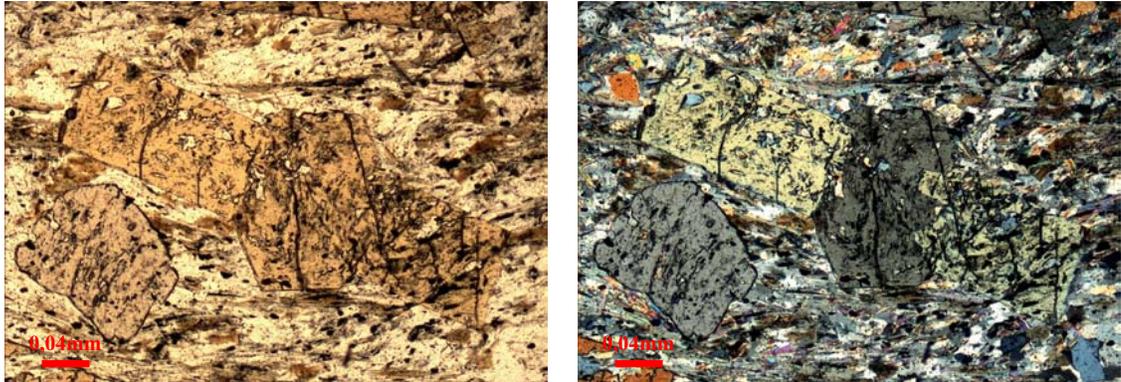
A granada ocorre como porfiroblasto, perfazendo em torno de 4% dos minerais constituintes. Apresenta-se geralmente com uma cristalinidade xenomórfica a subidiomórfica e, localmente, idiomórfica, com uma forma hexagonal. Os grãos de granada apresentam-se ainda com inclusões de quartzo e minerais opacos.

A estauroлита perfaz em torno de 2% na rocha. Ocorre como porfiroblasto, prismático e normalmente associado aos grãos de granada (Imagem 06).

Os grãos de plagioclásio (An12), zircão e epidoto são os minerais acessórios, perfazendo em torno de 1% da rocha. Os minerais de plagioclásio (An12) ocorrem com um hábito tabular e sem orientação preferencial. Os cristais de zircão e de epidoto ocorrem disperso na lâmina.

A estrutura marcante da rocha é a foliação, que é definida principalmente pela orientação dos minerais micáceos, a biotita e a muscovita. A foliação é do tipo contínua e, localmente, anastomosada.

Baseado na constituição mineralógica apresentada pela amostra BP-06, classifica-se a rocha como **Estauroлита-Granada-Muscovita Xisto**.



**Imagem 06-** Fotomicrografia tanto na luz natural como com nicóis cruzados da forma de ocorrência da estauroлита e da granada presente na amostra BP-06.

### 7) Amostra BP-07:

Em lâmina a amostra BP-07 apresenta textura granolepidoblástica (Imagem 07), com uma matriz carbonato-quartzítica. Mineralogicamente é constituída por quartzo, biotita, muscovita, carbonato, zircão e minerais opacos.

O quartzo é o mineral mais abundante na rocha, perfazendo em torno de 45% na rocha. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação geralmente média e, localmente, fina. Sua cristalinidade é xenomórfica e não possui orientação preferencial. Apresenta pontos tríplexes e os contatos entre eles e com os demais minerais são irregulares e/ou retilíneos. Seus grãos possuem extinções ondulantes e em algumas porções há a ocorrência de formação de subgrãos e novos grãos.

A biotita é o segundo mineral mais abundante na rocha, com uma percentagem em torno de 35%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com uma granulação de fina a média, cristalinidade xenomórfica a subidiomórfica e orientação preferencial suave. Ocorre geralmente com hábito acicular e conjuntamente com a muscovita define uma foliação do tipo descontínua. Em algumas porções apresenta-se com inclusões de minerais opacos e zircão.

A muscovita é o terceiro mineral mais abundante, com uma percentagem em torno de 12%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação fina a média, cristalinidade xenomórfica a subidiomórfica e orientação preferencial suave. Possui hábito geralmente acicular.

O carbonato perfaz em torno de 6% dos minerais constituintes da rocha. Possui suas três clivagens típicas bem definidas e ocorre geralmente associado aos grãos de quartzo.

Os cristais de zircão e os minerais opacos constituem os minerais acessórios, perfazendo em torno de 2% na rocha. Eles ocorrem ora associados aos minerais micáceos ora dispersos na lâmina.

Baseado na constituição mineralógica apresentada pela amostra BP-07, classifica-se a rocha como **Quartzo-Biotita Xisto**.



**Imagem 07-** Fotomicrografia mostrando o aspecto textural da amostra BP-07.

#### **8) Amostra BP-08:**

Em lâmina a amostra BP-08 apresenta textura granoblástica e é constituída essencialmente por quartzo, muscovita, zircão e minerais opacos.

O quartzo é o mineral quase que essencial na rocha, com uma percentagem em torno de 96%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com uma granulação de média a grossa, cristalinidade no geral xenomórfica e sem orientação preferencial. Em algumas porções apresenta-se na forma de mosaico, devido à recristalização da borda. Possui extinção ondulante e índices de formação de subgrãos e novos grãos.

A muscovita ocorre com uma percentagem em torno de 3%. Apresenta-se na forma de cristais finos, de forma acicular, entre os cristais de quartzo ou dentro deles. Possui orientação preferencial moderada, definindo uma foliação.

Os cristais de zircão e os minerais opacos são os minerais acessórios, perfazendo em torno de 1% do total dos minerais constituintes da rocha. Os cristais de zircão ocorrem dispersos na lâmina e os minerais opacos normalmente associados aos cristais de muscovita.

Baseado na constituição mineralógica apresentada na mostra BP-08, classifica-se a rocha como **Muscovita Quartzito**.

#### **9) Amostra BP-09:**

Em lâmina a amostra BP-09 apresenta textura lepidogranoblástica, com uma matriz em geral quartzítica (Imagem 08). Mineralogicamente é constituída por biotita, quartzo, muscovita, feldspato, epidoto, granada, zircão e minerais opacos.

A biotita é o mineral mais abundante na rocha, com percentagem em torno de 46%. Ocorre como cristais inequigranulares, com granulação fina a média, cristalinidade xenomórfica e orientação preferencial intensa. Possui forma geralmente acicular e junto com a muscovita forma faixas lepidoblásticas bem definidas, caracterizando a foliação presente. Em algumas porções, os cristais de biotita apresentam-se com processos de epidotização e em outras com inclusões de quartzo e minerais opacos.

O quartzo é o segundo mineral mais abundante na rocha, com uma percentagem em torno de 30%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação fina a grossa e cristalinidade xenomórfica. Ocorre com uma orientação preferência suave, normalmente alongado acompanhando a foliação definida pelos minerais micáceos. De forma geral, os contatos entre eles e entre os demais minerais são de formas retilíneas e/ou irregulares. Os grãos de quartzo possuem extinções ondulantes e em muitos há índices de recristalização, com formação de subgrãos e novos grãos.

A muscovita é o terceiro mineral mais abundante na rocha, com uma percentagem em torno de 10%. Normalmente, ocorre como cristais inequigranulares, com granulação fina a média, cristalinidade xenomórfica e orientação preferencial intensa. Possui forma de palhetas, orientadas subparalelamente, caracterizando clivagem de crenulação.

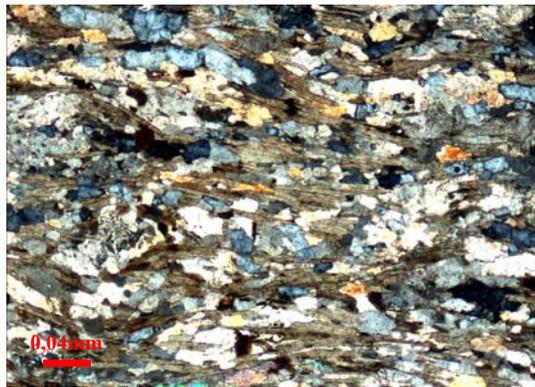
Os cristais de feldspatos ocorrem com uma percentagem em torno de 1%. Apresentam-se normalmente corroídos, inequigranulares, com granulação que varia de fina a grossa e cristalinidade xenomórfica. Não há a visualização de seu maclamento, havendo a ocorrência, em algumas porções, de seritização e a presença de textura do tipo pertita.

Os cristais de granada, epidoto, zircão e os minerais opacos são os minerais acessórios, perfazendo em torno de 3% da rocha. Os cristais de granada e epidoto são os mais freqüentes na rocha, ocorrendo geralmente associados aos minerais micáceos e, localmente, dispersos na

lâmina. Os cristais de zircão e os minerais opacos ocorrem normalmente associados aos minerais micáceos e, localmente, dispersos.

A estrutura marcante é a foliação, que é definida pela orientação dos minerais micáceos, a biotita e a muscovita. A foliação é do tipo contínua e, localmente, anastomosada.

Baseado na constituição mineralógica apresentada pela amostra BP-09, classifica-se a rocha como **Granada-Biotita-Quartzo Xisto**.



**Imagem 08-** Fotomicrografia mostrando o aspecto textural da amostra BP-09

#### **10) Amostra BP-10:**

Em lâmina a amostra BP-10 apresenta textura granolepidoblástica (Imagem 09) e é constituída por quartzo, biotita, muscovita, plagioclásio ( $An_{18}$ ), epidoto, zircão, minerais opacos (rutilo ?) e cianita.

O quartzo é o mineral mais abundante na rocha, com percentagem em torno de 40%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação fina a média, cristalinidade xenomórfica e orientação preferencial moderada, normalmente alongado acompanhando a foliação definida pelos minerais micáceos. Os contatos entre os grãos de quartzo geralmente são irregulares e, localmente, retilíneos, formando em algumas porções pontos tríplices. Seus grãos possuem extinções ondulantes e em muitos grãos há ocorrência de índices de recristalização com formação de subgrãos e novos grãos.

A biotita é o segundo mineral mais abundante na rocha, perfazendo em torno de 22%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação fina a média, cristalinidade xenomórfica e orientação preferencial moderada. Possui forma geralmente de palhetas e, localmente, aciculares. Em algumas porções, apresenta-se levemente dobrada. Junto com a

muscovita, forma faixas lepidoblásticas, dispostas subparalelamente entre si, definindo clivagem de crenulação. Alguns cristais de biotita apresentam processos de epidotização e inclusões de zircão, quartzo e minerais opacos.

A muscovita é o terceiro mineral mais abundante na rocha, perfazendo em torno de 18%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação fina a média, cristalinidade xenomórfica e orientação preferencial moderada. Normalmente, possui forma acicular, orientadas subparalelamente, caracterizando clivagem de crenulação. Em algumas porções, apresenta-se levemente dobrada.

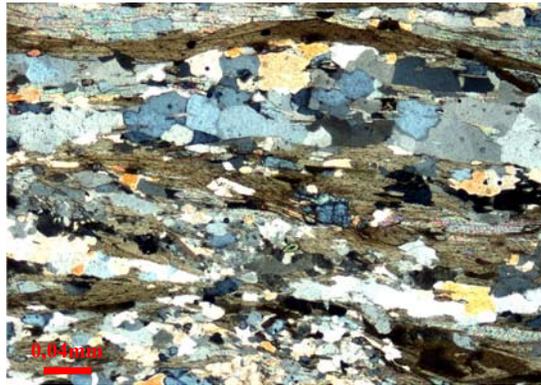
O plagioclásio ( $An_{18}$ ) ocorre com uma percentagem em torno de 10%. Normalmente, apresenta-se corroído, sofrendo talvez um processo de seritização. Ocorre como cristais inequigranulares, com granulação média, cristalinidade xenomórfica e sem orientação preferencial. Geralmente, estão envoltos pelos minerais micáceos e seu maclamento é do tipo albita.

Os cristais de epidoto perfazem em torno de 8% dos minerais constituintes da rocha. Apresenta-se normalmente associados aos minerais micáceos. Possuem orientação preferencial suave, muitas das vezes assumindo forma alongada, acompanhando a foliação. Ocorre, também, localmente dispersos na lâmina.

Os cristais de zircão, cianita e os minerais opacos constituem os minerais acessórios, com uma percentagem em torno de 2% dos minerais constituintes da rocha. Os cristais de zircão e os minerais opacos, geralmente, ocorre inclusos ou associados aos minerais micáceos e, localmente, ocorrem dispersos na lâmina. A cianita se encontra dispersa na lâmina, poucas vezes obedecendo a orientação dos minerais micáceos.

A estrutura marcante é a foliação, que é em geral do tipo contínua e, localmente, anastomosada, definida principalmente pela orientação dos minerais micáceos, a biotita e a muscovita.

Baseado na constituição mineralógica apresentada pela amostra BP-10, classifica-se a rocha como **Cianita-Quartzo-Biotita Xisto**.



**Imagem 09-** Fotomicrografia mostrando o aspecto textura apresentada na amostra BP-10.

### 11) Amostra BP-11:

Em lâmina a amostra BP-11 apresenta textura geral granolepidoblástica. Mineralogicamente é constituída por quartzo, biotita, muscovita, microclina, carbonato, epidoto, zircão e minerais opacos.

O quartzo é o mineral mais abundante na rocha, com percentagem em torno de 40%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação média a fina, cristalinidade xenomórfica e sem orientação preferencial. Os contatos entre os grãos de quartzo e com os outros minerais são ora retilíneos ora irregulares. Seus grãos possuem extinções ondulantes e indícios de recristalização com formações de subgrãos e novos grãos.

A biotita é o segundo mineral mais abundante na rocha, perfazendo em torno de 18%. Apresenta-se com cristais inequigranulares, com granulação média a fina, cristalinidade xenomórfica e orientação preferencial moderada. Ocorre com hábito acicular e junto com a muscovita presente define faixas lepidoblásticas, caracterizando a foliação. Em algumas porções, apresenta-se com processos de epidotização e em outras com inclusões de zircão, minerais opacos e quartzo.

A muscovita é o terceiro mineral mais abundante na rocha, com percentagem em torno de 12%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação média a fina, cristalinidade xenomórfica a subidiomórfica e orientação preferencial moderada. Os cristais de muscovita estão dispostos subparalelamente, caracterizando uma clivagem de crenulação.

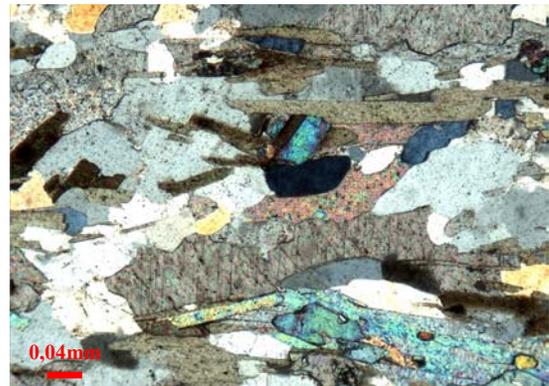
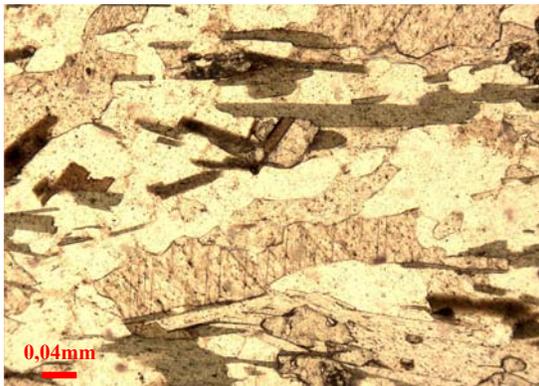
O Carbonato se apresenta na rocha com uma percentagem em torno de 10%. Ocorre tanto associado aos minerais micáceos, acompanhando a foliação, como dispersos na lâmina. Normalmente, apresenta-se com as três direções de clivagens típicas bem definidas (Imagem 10).

A microclina perfaz em torno de 7% dos minerais constituintes da rocha. Normalmente, ocorre disforme e corroída, com algum indício, provavelmente, de processo de seritização. Somente em algumas porções, há uma leve visualização de seu maclamento xadrez típico.

Os cristais de zircão, epidoto e minerais opacos constituem os minerais acessórios, perfazendo em torno de 3% da rocha. Os cristais de zircão ocorrem ora associados aos minerais micáceos ora dispersos na lâmina. Os grãos de epidoto ocorrem, normalmente, alongados, acompanhando a foliação e, localmente, ocorrem dispersos

A estrutura marcante é a foliação, que é do tipo descontínua, definida, principalmente, pelos minerais micáceos, a biotita e a muscovita.

Baseado na constituição mineralógica apresentada pela amostra BP-11, classifica-se a rocha como **Quartzo-Biotita-Muscovita Xisto**.



**Imagem 10-** Fotomicrografia tanto na luz paralela como com nicóis cruzados mostrando a forma de ocorrência do carbonato presente na amostra BP-11.

## 12) Amostra BP-12:

Em lâmina a amostra BP-12 apresenta textura granolepidoblástica (Imagem 11) e é constituída por quartzo, biotita, muscovita, epidoto, zircão e minerais opacos.

O quartzo é o mineral mais abundante na rocha, com percentagem em torno de 45%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação fina a grossa, cristalinidade xenomórfica e sem orientação preferencial. Os contatos entre os grãos de quartzo geralmente são

irregulares e, localmente, retilíneos, formando em algumas porções pontos tríplexes. Seus grãos possuem extinções ondulantes e em muitos grãos há ocorrência de índices de recristalização com formação de subgrãos e novos grãos.

A biotita é o segundo mineral mais abundante na rocha, perfazendo em torno de 30%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação fina a média, cristalinidade xenomórfica e orientação preferencial moderada. Possui forma geralmente aciculares e, em algumas porções, apresenta-se levemente dobrada. Junto com a muscovita, forma faixas lepidoblásticas, dispostas subparalelamente entre si, definindo clivagem de crenulação. Alguns cristais de biotita apresentam inclusões de zircão, quartzo e minerais opacos.

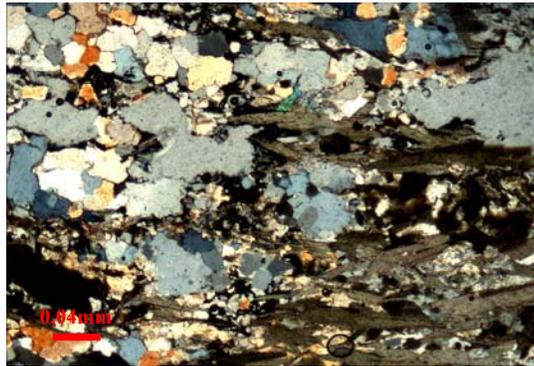
A muscovita é o terceiro mineral mais abundante na rocha, perfazendo em torno de 18%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação fina, cristalinidade xenomórfica e orientação preferencial moderada. Normalmente, possui forma acicular, orientada subparalelamente, caracterizando clivagem de crenulação. Em algumas porções, apresenta-se levemente dobrada.

Os cristais de epidoto perfazem em torno de 4% dos minerais constituintes da rocha. Apresenta-se normalmente associados aos minerais micáceos e não possuem orientação preferencial.

Os cristais de zircão e os minerais opacos constituem os minerais acessórios, com uma percentagem em torno de 3% dos minerais constituintes da rocha. Os cristais de zircão e os minerais opacos, geralmente, ocorre inclusos ou associados aos minerais micáceos e, localmente, ocorrem dispersos na lâmina.

A estrutura marcante é a foliação, que é em geral do tipo contínua e, localmente, anastomosada, definida principalmente pela orientação dos minerais micáceos, a biotita e a muscovita.

Baseado na constituição mineralógica apresentada pela amostra BP-12, classifica-se a rocha como **Quartzo-Biotita-Muscovita Xisto**.



**Imagem 11-** Fotomicrografia mostrando o aspecto textural apresentada na amostrada BP-12.

### 13) Amostra 33:

Em lâmina a amostra BP-33 apresenta textura granolepidoblástica e é constituída essencialmente por quartzo, muscovita, zircão e minerais opacos.

O quartzo é o mineral quase que essencial na rocha, com uma percentagem em torno de 89%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com uma granulação de média a grossa, cristalinidade no geral xenomórfica e orientação suave. Em algumas porções apresenta-se na forma de mosaico, devido à recristalização da borda. Possui extinção ondulante e indícios de recristalização com formação de subgrãos e novos grãos.

A muscovita ocorre com uma percentagem em torno de 9%. Apresenta-se na forma de cristais finos a médios, de forma acicular, entre os cristais de quartzo ou dentro deles. Possui orientação preferencial moderada, definindo a foliação presente.

Os cristais de zircão e os minerais opacos são os minerais acessórios, perfazendo em torno de 2% do total dos minerais constituintes da rocha. Os cristais de zircão ocorrem ora dispersos ora associados as muscovitas. Os minerais opacos ocorrem normalmente associados aos cristais de muscovita.

Baseado na constituição mineralógica apresentada na mostra BP-33, classifica-se a rocha como **Muscovita Quartzito**.

**14) Amostra BP-37:**

Em lâmina a amostra BP-37 apresenta textura geral lepidoblástica, com uma matriz mica-quartzítica (Imagem 12). Mineralogicamente é constituída por clorita, biotita, quartzo, muscovita, carbonato, plagioclásio, zircão, epidoto, titanita e minerais opacos.

A clorita é o mineral mais abundante, com percentagem em torno de 35%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação fina a média, cristalinidade xenomórfica e orientação preferencial moderada. Ocorre ora associada aos outros minerais micáceos (biotita e muscovita) ora individualizadas na lâmina.

A biotita é o segundo mineral mais abundante da rocha, com percentagem em torno de 28%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação fina a média, cristalinidade xenomórfica e orientação preferencial moderada. Ocorre com hábito tabular ou acicular associado a clorita e em muitos cristais com a presença de processos de cloritização.

O quartzo é o terceiro mineral mais abundante na rocha, com uma percentagem em torno de 20%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação fina a média, cristalinidade xenomórfica e sem orientação preferencial. Os contatos entre os grãos de quartzo e com os demais minerais presentes na rocha são no geral irregulares. Os grãos de quartzo apresentam extinções ondulantes e, localmente, indícios de recristalização com formação de subgrãos e novos grãos.

O Carbonato se apresenta na rocha com uma percentagem em torno de 10%. Ocorre tanto associado aos minerais micáceos, acompanhando a foliação, como dispersos na lâmina. Normalmente, apresenta-se com as três direções de clivagens típicas bem definidas.

Os cristais de muscovita perfazem em torno de 4% dos minerais constituintes da rocha. Apresentam-se como cristais inequigranulares, com granulação fina, cristalinidade xenomórfica e orientação preferencial moderada. Ocorrem com hábitos aciculares associados a clorita e a biotita.

O plagioclásio ( $An_6$ ) representa 3% dos minerais constituintes da rocha. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação fina a média, cristalinidade xenomórfica e sem orientação preferencial. Geralmente, aparece associado aos cristais de quartzo.

Os cristais de zircão, epidoto, titanita e minerais opacos constituem os minerais acessórios, perfazendo em torno de 4% da rocha. Os cristais de zircão, epidoto e titanita ocorrem

preferencialmente associados aos minerais micáceos. Os minerais opacos ocorrem dispersos na lâmina.

Baseado na constituição mineralógica apresentada pela amostra BP-37, classifica-se a rocha como **Clorita-Biotita-Quartzo Xisto**.



**Imagem 12-** Fotomicrografia mostrando, tanto na luz paralela como com nicóis cruzados, o aspecto textural apresentado na amostra BP-37.

### 15) Amostra BP-42:

Em lâmina a amostra BP-42 apresenta textura geral granolepidoblástica, com matriz quartzítica (Imagem 13). Mineralogicamente é constituída por quartzo, biotita, muscovita, microclina, epidoto, zircão, titanita e minerais opacos.

O quartzo é o mineral mais abundante na rocha, representando 45% dos minerais presentes. Seu cristais são inequigranulares, com granulação fina a grossa, cristalinidade xenomórfica e sem orientação preferencial. Os contatos entre os grãos de quartzo e com os demais minerais presentes na rocha são retilíneos e/ou irregulares. Formam mosaicos, com contatos poligonais, caracterizando contatos do tipo ponto tríplice e, ainda, apresentam extinções ondulantes e formações de subgrãos e novos grãos, que são indícios de recristalização.

A biotita é o segundo mineral mais abundante na rocha, com percentagem em torno de 25%. Apresenta-se como cristais inequigranulares, com granulação fina a média, cristalinidade xenomórfica a subidiomórfica e orientação preferencial suave a moderada. Geralmente, ocorre associada aos cristais de muscovita, definindo a foliação e, localmente, entre os grãos maiores de

quartzo. Possui hábito ora acicular ora tabular e, alguns cristais, possuem inclusões de zircão, minerais opacos e quartzo.

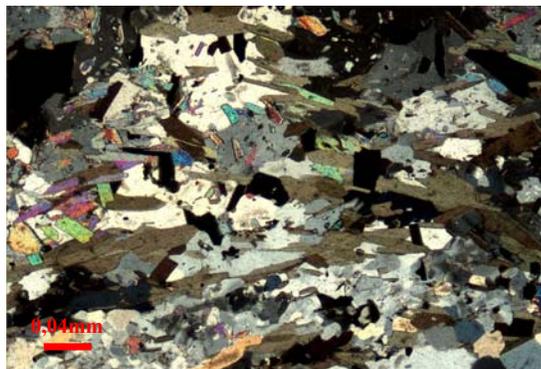
A muscovita representa 10% da rocha, apresentando-se como cristais inequigranulares, com granulação fina, cristalinidade xenomórfica a subidiomórfica e orientação preferencial suave a moderada. Geralmente, ocorre associada com a biotita e, localmente, em forma de palhetas dispersas na lâmina.

A microclina representa 8% da rocha, apresentando-se como cristais inequigranulares, com granulação fina a média, cristalinidade xenomórfica e sem orientação preferencial. Ocorre dispersa na lâmina, com alguns cristais sofrendo alteração. O maclamento xadrez típico é visualizado, porém pouco nítido.

Os cristais de zircão, epídoto, titanita e minerais opacos constituem os minerais acessórios, com percentagem em torno de 2% dos minerais presentes na rocha. Os minerais opacos ocorrem ora alongados, acompanhando a orientação preferencial das micas, ora inclusos nas micas. Os cristais de epídoto e titanita ocorrem dispersos na lâmina. Os cristais de zircão ocorrem, geralmente, como inclusões nas micas.

A estrutura marcante é a foliação do tipo descontínua, que é formada pela orientação preferencial dos minerais micáceos, a biotita e a muscovita.

Baseado na constituição mineralógica presente na amostra BP-42, classifica-se a rocha como **Quartzo-Biotita-Xisto**.



**Imagem 13-** Fotomicrografia mostrando o aspecto textural apresentado na amostra 42.

## ANEXO 04

- Tabela completa com os dados da análise isotópica Pb-Pb em zircão obtidos do quartzito da Formação Morro do Campo (amostra BP/08) da Região de Xambioá (TO).

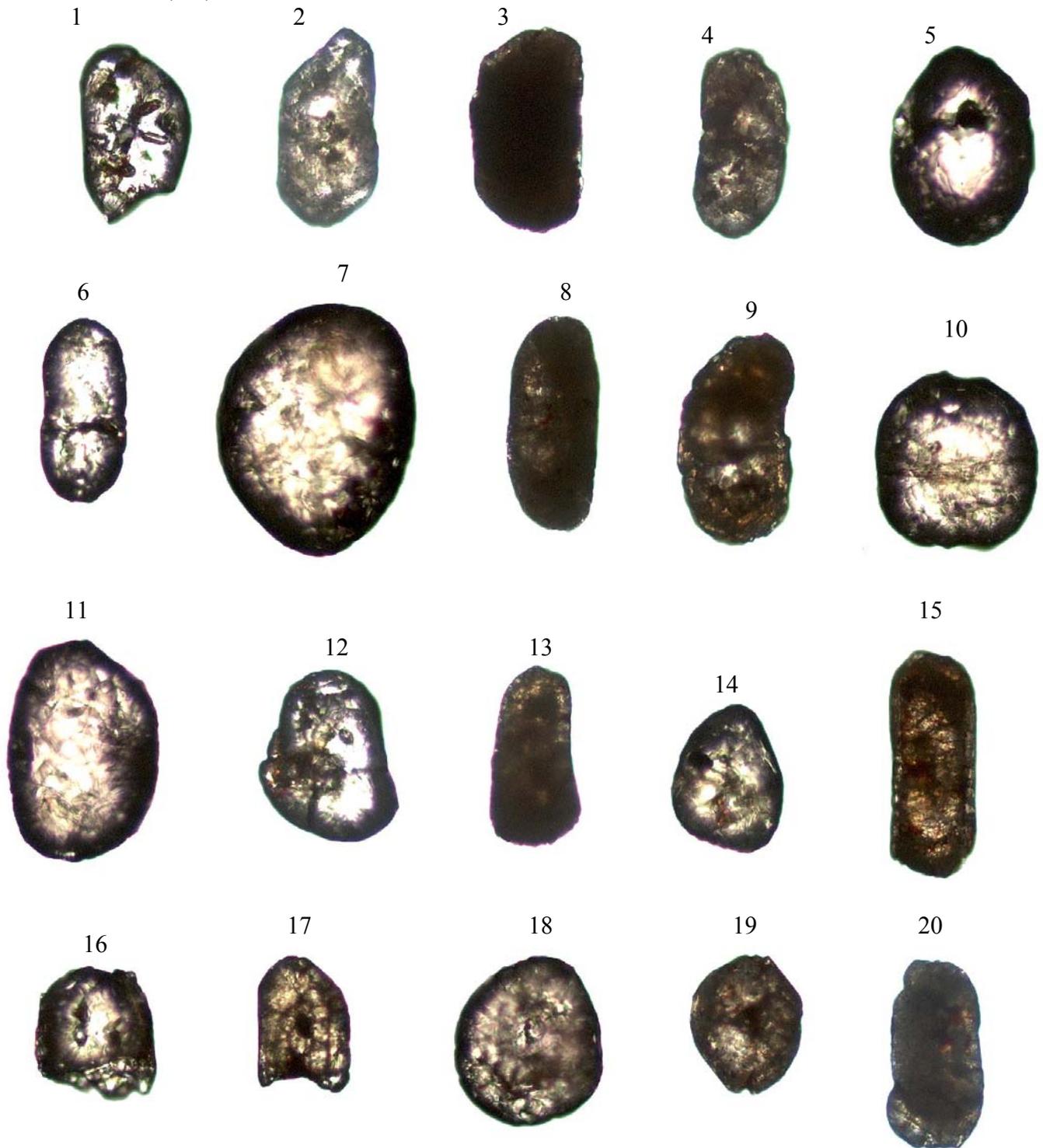
Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$	( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ )c	2 $\sigma$	Idade	2 $\sigma$
BP08/01	1450	22/22	0,002403	48	0,20856	106	0,17994	147	2653	14
	1500	10/10	0,000159	11	0,18891	35	0,18687	37	<b>2715</b>	<b>3</b>
BP08/02	1500	14/14	0,000078	2	0,19978	36	0,19881	4	<b>2817</b>	<b>3</b>
BP08/03	1500	12/12	0,000639	9	0,14951	56	0,14117	13	2242	16
BP08/04	1500	14/14	0,000186	6	0,18432	61	0,18224	49	<b>2674</b>	<b>4</b>
BP08/05	1450	14/14	0,000235	2	0,20281	46	0,20007	55	2827	4
	1500	16/16	0,000014	2	0,20457	53	0,2044	53	<b>2862</b>	<b>4</b>
BP08/07	1450	12/12	0,000094	8	0,18304	16	0,18184	175	2670	16
	1500	14/14	0,000065	5	0,19033	56	0,18951	56	<b>2738</b>	<b>5</b>
BP08/08	1450	6/6	0,000845	1	0,09564	5	0,08377	53	1287	12
	1500	14/14	0,000558	38	0,09762	164	0,08986	278	<b>1423</b>	<b>59</b>
BP08/09	1450	14/14	0,000703	57	0,09871	23	0,08877	101	1399	22
	1500	12/12	0,000201	2	0,10277	46	0,09995	85	1623	16
BP08/10	1500	14/14	0,000024	7	0,20053	44	0,20022	44	<b>2828</b>	<b>4</b>
BP08/11	1450	6/6	0,000012	1	0,12286	244	0,1227	245	1996	35
	1500	14/14	0,000018	17	0,12902	29	0,12875	31	<b>2081</b>	<b>4</b>
BP08/12	1450	8/8	0,000051	18	0,12869	63	0,12801	68	2071	9
	1500	16/16	0,000026	8	0,13022	7	0,12984	71	<b>2096</b>	<b>10</b>
BP08/13	1450	6/6	0,000583	28	0,16587	144	0,15849	149	2440	16
BP08/14	1500	14/14	0,000094	1	0,20901	41	0,2079	42	<b>2890</b>	<b>3</b>
BP08/15	1500	10/10	0,000189	12	0,18294	199	0,18108	202	<b>2663</b>	<b>18</b>
BP08/16	1450	6/6	0,000014	18	0,20285	337	0,20268	337	2848	27
	1500	8/8	0,00005	16	0,21217	225	0,21159	226	<b>2918</b>	<b>17</b>
BP08/17	1450	8/8	0,00021	4	0,17196	46	0,16934	47	2551	5
BP08/18	1450	14/14	0,000072	9	0,20143	306	0,20061	305	2832	25
	1500	22/22	0,000021	12	0,20308	63	0,20269	92	<b>2848</b>	<b>7</b>
BP08/19	1450	8/8	0,000701	58	0,17757	54	0,16886	91	2547	9
	1500	6/14	0,00036	32	0,19658	49	0,19226	62	<b>2762</b>	<b>5</b>
BP08/20	1450	10/10	0,000472	14	0,17341	36	0,16762	38	2534	4
BP08/22	1450	6/12	0,000354	34	0,18359	54	0,17925	69	2646	6
BP08/23	1500	12/12	0,000055	2	0,23548	193	0,23511	254	<b>3087</b>	<b>17</b>
BP08/24	1450	16/16	0,001306	83	0,12184	71	0,10404	195	1698	35
	1500	16/16	0,00048	13	0,13731	267	0,13085	195	2110	26
BP08/25	1500	8/8	0,00036	98	0,21558	13	0,21138	174	<b>2917</b>	<b>13</b>
BP08/28	1450	14/14	0,0011	5	0,14617	38	0,13176	69	2122	9
	1500	16/16	0,000254	3	0,15392	107	0,15071	102	2354	12
BP08/29	1450	24/24	0,00005	14	0,19992	16	0,19927	148	2821	12
	1500	14/14	0,000017	2	0,20525	52	0,20506	52	<b>2867</b>	<b>4</b>
BP08/31	1500	16/16	0,000644	21	0,09828	71	0,08952	67	<b>1416</b>	<b>14</b>
BP08/32	1450	8/8	0,000203	23	0,10791	104	0,10523	1	1719	17
	1500	14/14	0,00008	1	0,11476	9	0,11369	91	<b>1859</b>	<b>14</b>
BP08/33	1500	8/8	0,000362	156	0,20553	1	0,20124	211	<b>2837</b>	<b>17</b>
BP08/34	1450	14/14	0,00032	19	0,18638	43	0,18249	44	2676	4
	1500	16/16	0,000198	4	0,19225	91	0,18985	89	<b>2741</b>	<b>8</b>
BP08/35	1450	12/12	0,000137	23	0,20975	207	0,20814	234	2891	18
	1500	12/12	0,000192	52	0,22079	49	0,21854	69	<b>2970</b>	<b>5</b>
BP08/36	1450	14/14	0,000096	16	0,20151	53	0,20035	57	2829	5
	1500	12/12	0,000036	12	0,2135	38	0,21308	38	<b>2929</b>	<b>3</b>
BP08/37	1500	16/16	0,000157	1	0,14943	37	0,14737	37	<b>2316</b>	<b>4</b>
BP08/38	1450	16/16	0,00036	22	0,21273	156	0,20851	159	2894	12
	1500	16/16	0,000323	14	0,21653	51	0,2125	66	<b>2925</b>	<b>5</b>
BP08/39	1450	16/16	0,0003	33	0,20584	175	0,20245	227	2846	18
	1500	12/12	0,000051	2	0,21713	274	0,21654	278	<b>2955</b>	<b>21</b>
BP08/40	1450	14/14	0,000898	57	0,21376	45	0,20135	338	2838	27
	1500	16/16	0,000795	48	0,21509	62	0,20638	21	<b>2878</b>	<b>17</b>

- Tabela completa com os dados da análise isotópica Pb-Pb em zircão obtidos do quartzito da Formação Morro do Campo (amostra BP/08) da Região de Xambioá (TO).

Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	Idade	$2\sigma$
BP08/41	1450	24/24	0,002779	1185	0,22246	604	0,18322	557	2682	50
	1500	16/16	0,000364	6	0,2069	186	0,20262	204	<b>2848</b>	<b>16</b>
BP08/42	1450	16/16	0,000277	6	0,11415	86	0,11046	91	1807	15
	1500	16/16	0,000074	26	0,12433	114	0,12352	165	<b>2008</b>	<b>24</b>
BP08/43	1450	12/12	0,000359	16	0,18711	4	0,18264	36	2677	3
	1500	14/14	0,000335	66	0,19833	123	0,19458	6	<b>2782</b>	<b>5</b>
BP08/44	1500	8/8	0,000278	42	0,19509	79	0,19175	94	<b>2758</b>	<b>8</b>
BP08/45	1450	8/8	0,000553	18	0,17759	43	0,17073	49	2565	5
	1500	6/6	0,00029	104	0,19305	175	0,18955	216	<b>2739</b>	<b>19</b>
BP08/46	1500	14/14	0,000072	13	0,20469	125	0,20402	106	<b>2859</b>	<b>8</b>
BP08/47	1500	12/12	0,000085	8	0,20252	77	0,20153	73	<b>2839</b>	<b>6</b>
BP08/48	1500	14/14	0,000122	6	0,19055	61	0,189	61	<b>2734</b>	<b>5</b>
BP08/50	1450	12/12	0,000457	25	0,16688	93	0,16117	104	2468	11
	1500	16/16	0,000013	2	0,20385	51	0,2037	51	<b>2856</b>	<b>4</b>
BP08/53	1500	12/12	0,000104	15	0,1642	78	0,16293	96	<b>2487</b>	<b>10</b>
BP08/55	1450	6/6	0,000232	286	0,19729	257	0,19451	43	2781	36
BP08/56	1450	6/6	0,000096	18	0,20513	104	0,204	106	2859	8
	1500	18/18	0,000804	421	0,20608	99	0,19388	553	<b>2776</b>	<b>47</b>
BP08/57	1500	12/12	0,000134	2	0,202	165	0,20042	164	<b>2830</b>	<b>13</b>
BP08/58	1450	4/4	0,000191	42	0,14179	41	0,13931	68	2219	8
BP08/60	1450	8/8	0,000029	2	0,14102	638	0,14064	638	2235	78
	1500	14/14	0,000118	4	0,15463	17	0,15327	81	<b>2383</b>	<b>9</b>
BP08/61	1450	16/16	0,000465	8	0,1755	42	0,16979	45	2556	4
BP08/62	1450	16/16	0,001979	265	0,18067	105	0,15562	485	2409	53
	1500	16/16	0,001515	334	0,19345	343	0,17981	778	<b>2651</b>	<b>72</b>
BP08/63	1450	8/8	0,000913	27	0,17828	104	0,16691	356	2527	36
	1500	12/12	0,000219	61	0,1828	57	0,18037	114	<b>2657</b>	<b>10</b>
BP08/64	1450	16/16	0,000048	24	0,19325	6	0,19272	51	2766	4
	1500	14/14	0,000026	12	0,2017	81	0,20121	96	<b>2836</b>	<b>8</b>
BP08/65	1500	14/14	0,000048	6	0,18794	43	0,18737	45	<b>2720</b>	<b>4</b>
BP08/66	1450	10/10	0,000652	11	0,15554	357	0,14724	517	2315	60
	1500	16/16	0,00008	6	0,2	217	0,19911	235	<b>2819</b>	<b>19</b>
BP08/67	1450	16/16	0,000167	2,4	0,19986	34	0,19812	69	2811	6
	1500	16/16	0,000088	6	0,2054	117	0,20447	151	<b>2863</b>	<b>12</b>
BP08/68	1500	16/16	0,000069	1,1	0,20353	167	0,20283	13	<b>2849</b>	<b>10</b>
BP08/69	1450	8/8	0,000135	9	0,18005	122	0,17832	113	2638	11

## ANEXO 05

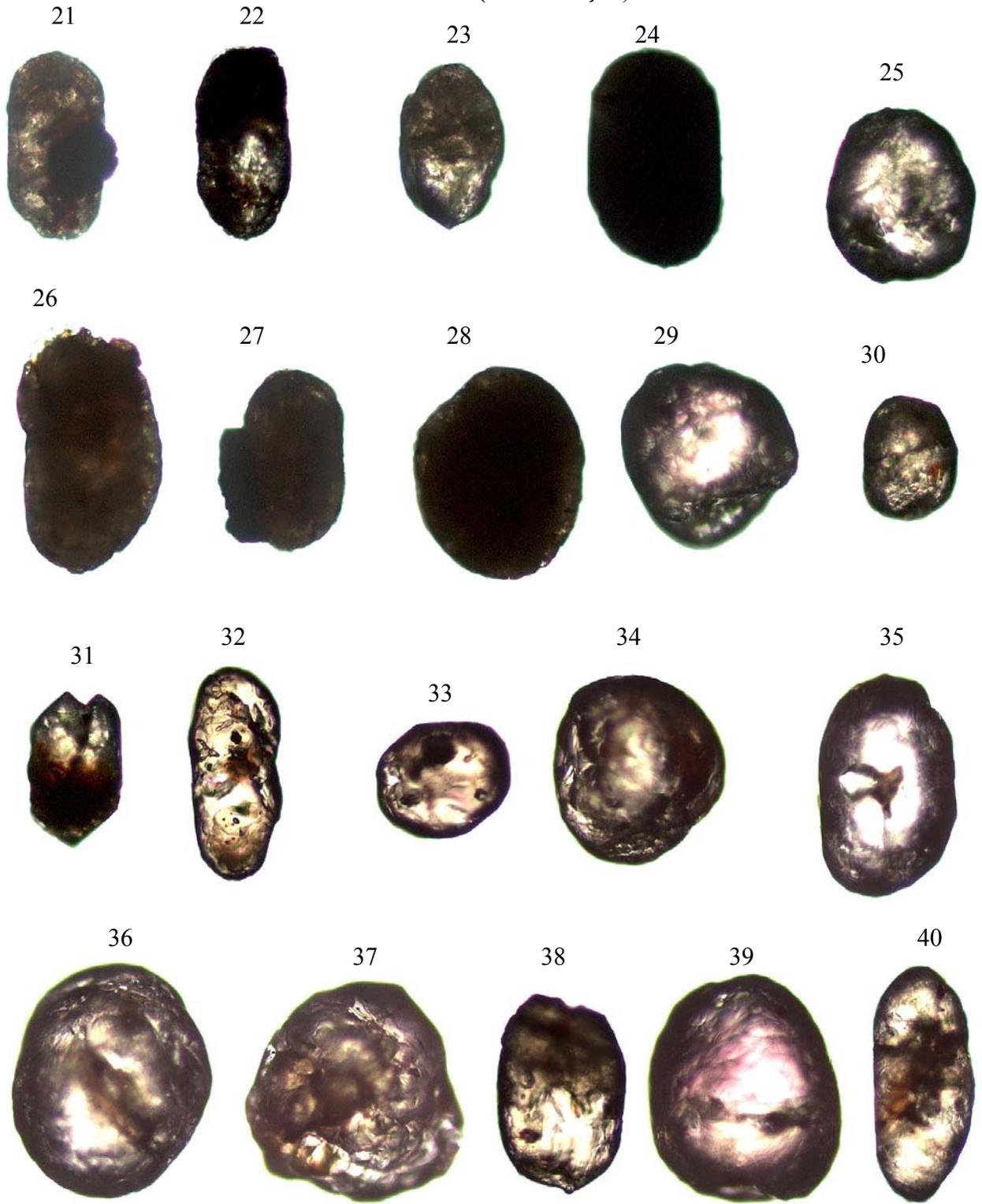
- Imagens dos zircões datados do quartzito da Formação Morro do Campo (BP-08) da região de Xambioá (TO).



0,1 mm



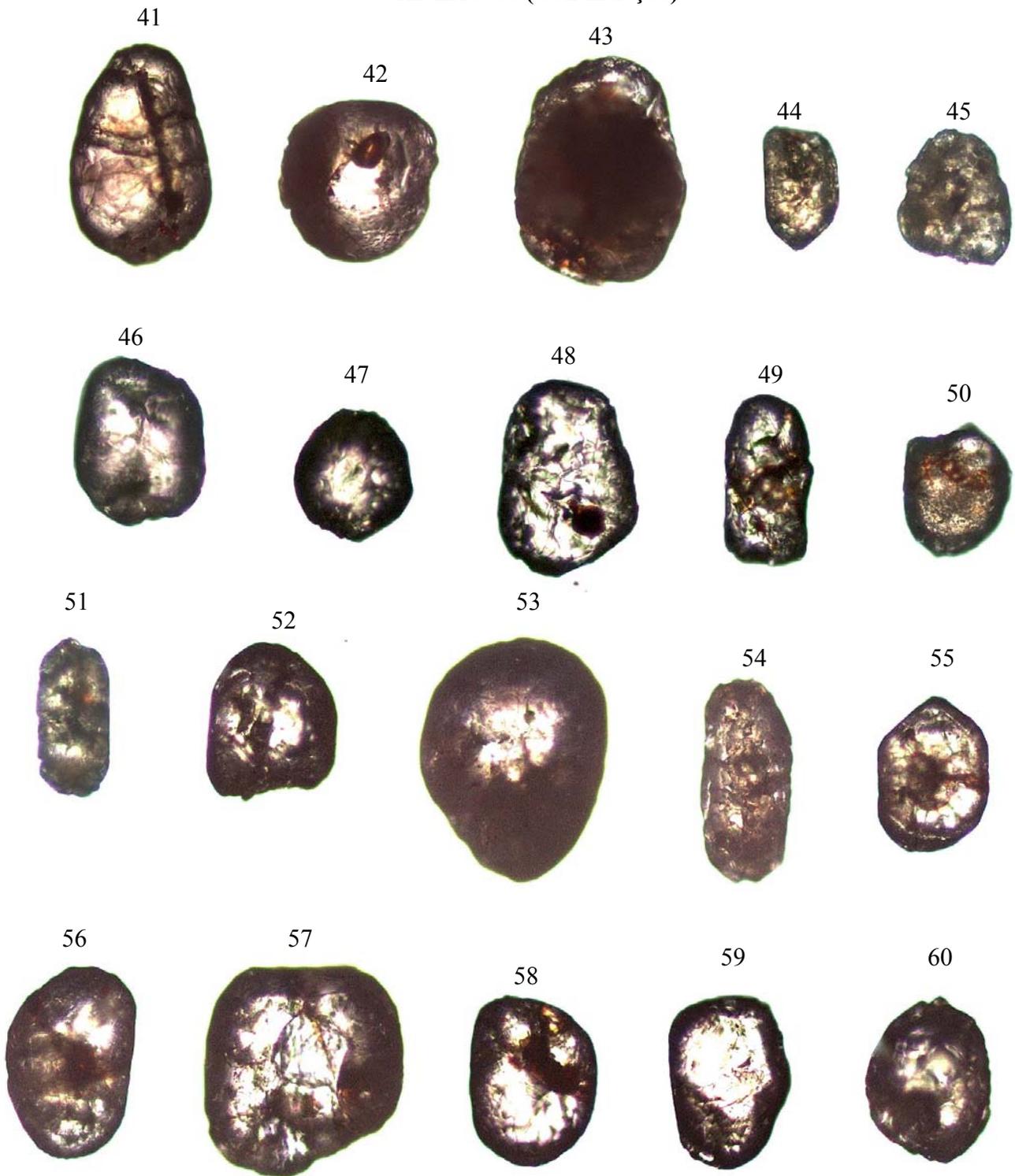
ANEXO 05 (Continuação)



0,1 mm

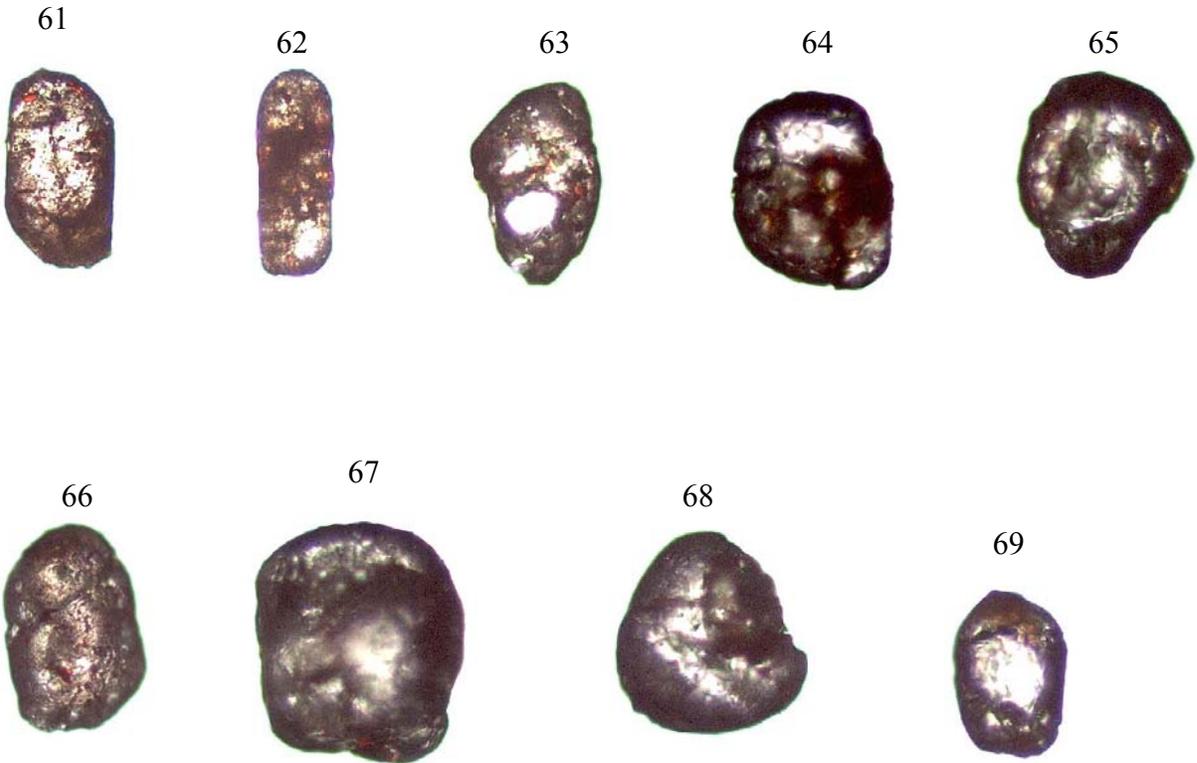


ANEXO 05 (Continuação)



0,1 mm

**ANEXO 05 (continuação)**



0,1 mm



## ANEXO 06

- Tabela completa com os dados da análise isotópica Pb-Pb em zircão obtidos do quartzito da Formação Morro do Campo (amostra BP/33) da Região de Paraíso do Tocantins (TO).

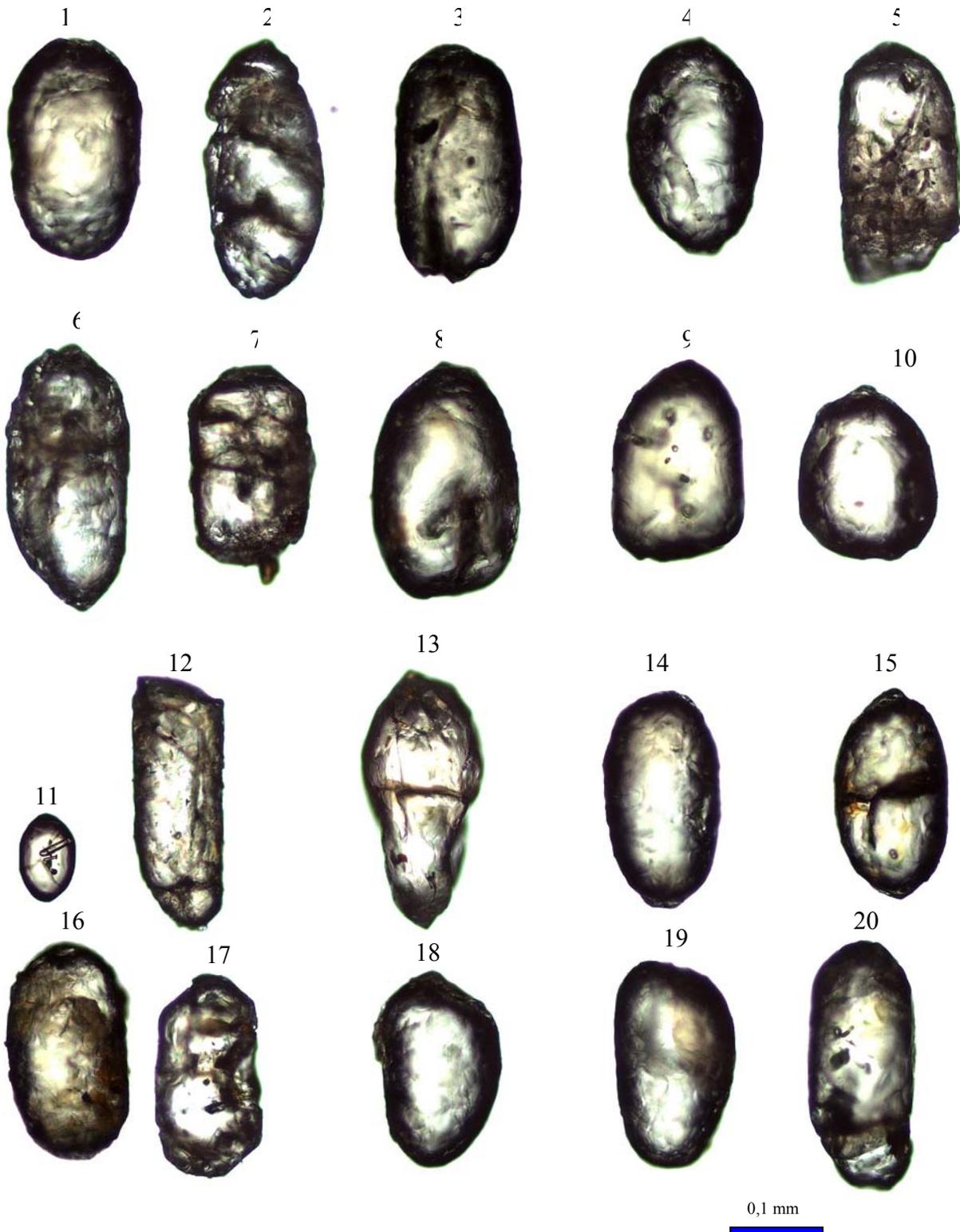
Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2 $\sigma$	Idade	2 $\sigma$
BP33/01	1450	10/10	0,00009	24	0,06416	34	0,06286	7	704	24
	1500	16/16	0,000217	6	0,07795	31	0,07474	4	<b>1062</b>	<b>11</b>
BP33/03	1450	4/4	0,000333	54	0,11701	3	0,11252	79	1841	13
	1500	14/14	0,000475	56	0,11793	78	0,11111	57	<b>1818</b>	<b>9</b>
BP33/04	1450	10/10	0	0	0,06075	192	0,06075	192	631	68
	1500	12/12	0,000082	27	0,07431	46	0,07318	124	<b>1019</b>	<b>34</b>
BP33/05	1500	8/8	0,00018	8	0,08102	232	0,07847	233	<b>1159</b>	<b>59</b>
BP33/06	1450	12/12	0,000059	38	0,10408	4	0,10343	33	1687	6
	1500	16/16	0,000124	7	0,11059	25	0,10893	3	<b>1782</b>	<b>5</b>
BP33/07	1500	8/8	0	0	0,07614	192	0,07614	192	<b>1099</b>	<b>51</b>
BP33/08	1450	6/6	0	0	0,06392	62	0,06392	62	739	21
	1500	12/12	0,000113	21	0,07731	83	0,0757	85	<b>1087</b>	<b>23</b>
BP33/09	1500	16/16	0,00009	3	0,11333	111	0,11185	168	<b>1830</b>	<b>27</b>
BP33/10	1450	6/6	0	0	0,11285	1343	0,11285	1343	1846	215
	1500	12/12	0,000063	12	0,07527	41	0,07433	72	<b>1051</b>	<b>19</b>
BP33/12	1500	8/8	0,000242	2	0,07155	183	0,06808	186	<b>871</b>	<b>56</b>
BP33/13	1450	16/16	0,000081	11	0,06777	35	0,06657	48	825	15
	1500	16/16	0,000004	3	0,07589	19	0,07585	18	<b>1091</b>	<b>5</b>
BP33/15	1500	14/14	0,000091	8	0,07782	64	0,0765	65	<b>1108</b>	<b>17</b>
BP33/16	1500	6/6	0,000192	84	0,07836	62	0,07564	135	<b>1086</b>	<b>36</b>
BP33/17	1500	16/16	0,000346	25	0,07667	53	0,07182	39	<b>981</b>	<b>11</b>
BP33/18	1450	6/6	0	0	0,06439	56	0,06439	56	755	18
	1500	12/12	0,000026	1	0,07659	31	0,07607	8	<b>1097</b>	<b>21</b>
BP33/19	1500	6/6	0	0	0,07812	125	0,07812		<b>1150</b>	<b>32</b>
BP33/20	1500	12/12	0,000344	32	0,08169	32	0,0768	44	<b>1116</b>	<b>11</b>
BP33/22	1500	8/8	0,000159	56	0,06495	16	0,06266	83	<b>697</b>	<b>28</b>
BP33/23	1450	16/16	0,002335	22	0,09978	182	0,06424	133	750	44
	1500	12/12	0,000247	19	0,07953	14	0,07615	44	<b>1099</b>	<b>12</b>
BP33/24	1500	10/10	0,000015	24	0,07748	14	0,07721	45	<b>1127</b>	<b>12</b>
BP33/25	1500	16/16	0,000191	5	0,1987	72	0,19632	95	<b>2796</b>	<b>8</b>
BP33/26	1450	22/22	0,000113	11	0,06169	58	0,05997	37	603	14
	1500	6/6	0,000136	28	0,07708	28	0,07514	49	<b>1073</b>	<b>13</b>
BP33/27	1500	14/14	0,00005	2	0,07352	42	0,07281	44	<b>1009</b>	<b>12</b>
BP33/28	1450	6/6	0,000051	2	0,10612	44	0,10543	52	1722	9
	1500	14/14	0,000049	6	0,1269	51	0,12622	52	<b>2046</b>	<b>7</b>
BP33/30	1450	14/14	0,000886	12	0,07164	27	0,05856	48	551	18
	1500	6/6	0,000536	18	0,07908	69	0,07142	75	<b>970</b>	<b>21</b>
BP33/33	1450	6/6	0,000131	18	0,05935	115	0,05745	118	509	45
BP33/34	1450	4/4	0,000518	44	0,06323	65	0,05568	92	440	37
	1500	10/10	0,000139	2	0,07372	17	0,07179	16	<b>980</b>	<b>5</b>
BP33/35	1450	14/14	0,000089	17	0,09034	63	0,08927	5	1410	11
	1500	14/14	0,000198	33	0,12501	82	0,12247	146	<b>1993</b>	<b>21</b>

- Tabela completa com os dados da análise isotópica Pb-Pb em zircão obtidos do quartzito da Formação Morro do Campo (amostra BP/33) da Região de Paraíso do Tocantins (TO).

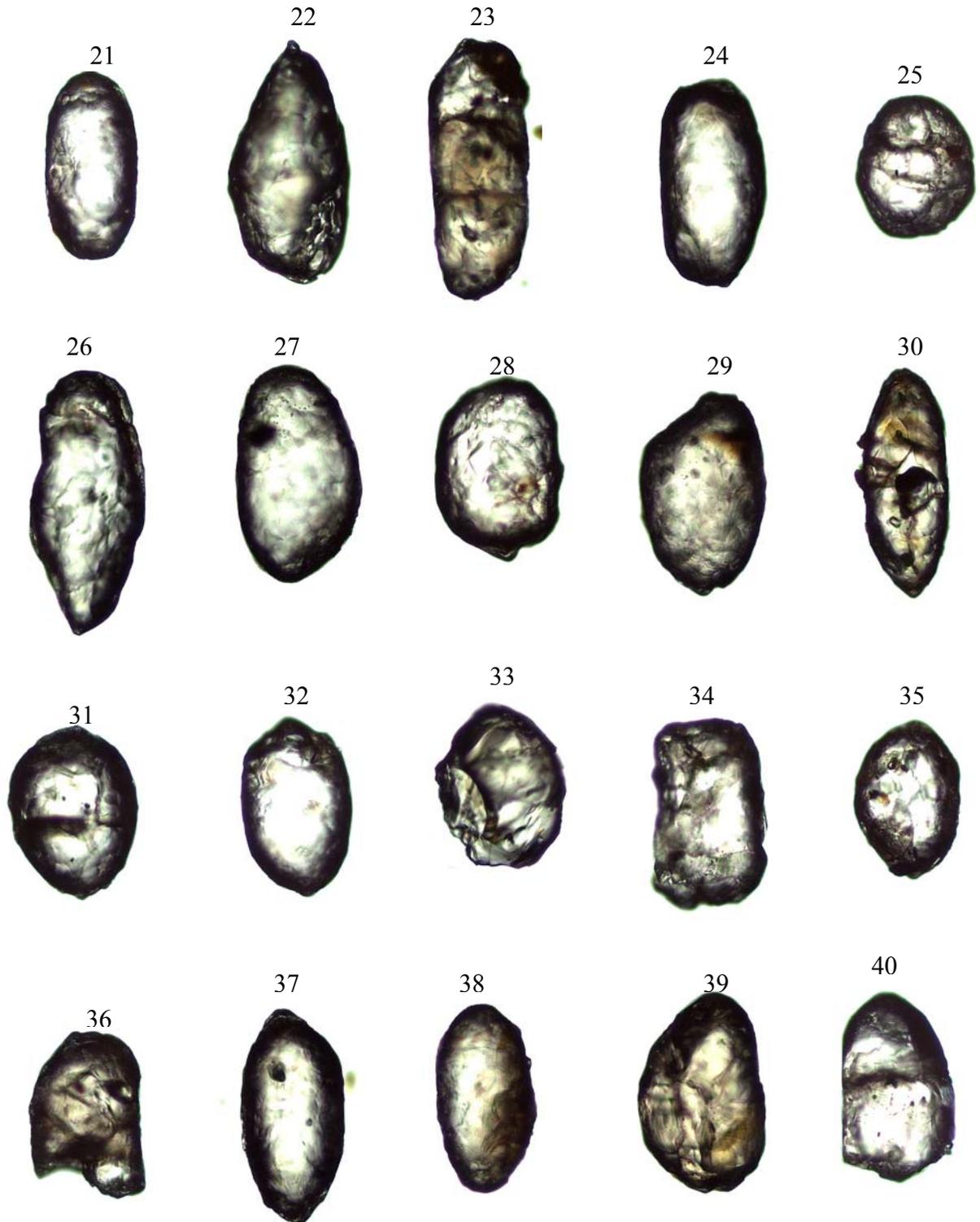
Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2 $\sigma$	Idade	2 $\sigma$
BP33/36	1500	12/12	0,000095	9	0,07413	97	0,07246	55	<b>999</b>	<b>15</b>
BP33/37	1450	14/14	0,000112	9	0,0642	19	0,06257	32	694	11
	1500	16/16	0,000059	2	0,0783	12	0,0774	129	<b>1132</b>	<b>33</b>
BP33/38	1450	12/12	0,000102	2	0,06167	2	0,06022	21	612	8
	1500	12/12	0,00014	22	0,07685	18	0,07491	34	<b>1066</b>	<b>9</b>
BP33/39	1450	4/4	0,00009	9	0,07514	21	0,07386	13	1038	36
	1500	14/14	0,000065	11	0,07394	33	0,07302	17	<b>1015</b>	<b>5</b>
BP33/40	1450	8/8	0,000038	6	0,11604	175	0,11553	176	1888	27
	1500	10/10	0,000016	4	0,16917	9	0,16897	86	<b>2548</b>	<b>8</b>
BP33/41	1450	8/8	0,000898	1	0,09782	22	0,08527	28	1322	6
	1500	16/16	0,000249	32	0,11252	31	0,10919	36	<b>1786</b>	<b>6</b>
BP33/42	1500	8/8	0	0	0,07708	39	0,07708	39	1124	10
BP33/43	1450	16/16	0,000214	1	0,09934	119	0,09639	133	1556	26
	1500	16/16	0,000044	39	0,114	65	0,11231	102	<b>1837</b>	<b>16</b>
	1550	8/8	0,000357	86	0,11458	174	0,10973	21	1795	35
BP33/44	1450	8/8	0,015057	43	0,31414	293	0,11179	833	1829	135
	1500	14/14	0,000128	27	0,11624	23	0,1145	38	<b>1872</b>	<b>6</b>
BP33/45	1500	8/8	0	0	0,08029	174	0,08029	174	<b>1204</b>	<b>43</b>
BP33/46	1450	6/6	0,000066	2	0,11489	86	0,114	87	1864	14
	1500	14/14	0,000058	5	0,11459	34	0,11376	46	<b>1861</b>	<b>7</b>
BP33/47	1500	14/14	0,000062	7	0,07144	16	0,07061	16	<b>946</b>	<b>5</b>
BP33/48	1450	4/4	0,007991	68	0,21517	54	0,1064	122	1739	21
BP33/49	1450	8/16	0,000269	12	0,06227	31	0,05836	36	544	13
	1500	24/24	0,000975	154	0,07643	23	0,06123	123	<b>647</b>	<b>43</b>
BP33/50	1450	14/14	0,000101	2	0,07226	68	0,0706	52	946	15
	1500	22/22	0,00019	51	0,07746	21	0,07476	106	<b>1062</b>	<b>29</b>
BP33/51	1450	14/14	0,000157	52	0,06392	78	0,06146	47	655	16
	1500	12/12	0,000232	4	0,07841	6	0,07496	15	<b>1068</b>	<b>40</b>
BP33/53	1450	8/8	0,000064	36	0,07128	367	0,07036	371	939	108
	1500	12/12	0,000062	12	0,07304	17	0,07225	33	<b>993</b>	<b>9</b>
BP33/54	1500	24/24	0,000021	6	0,11184	2	0,11171	229	<b>1828</b>	<b>37</b>
BP33/55	1550	16/16	0,000044	59	0,11495	99	0,11425	103	<b>1869</b>	<b>16</b>
BP33/56	1500	48/48	0,000080	2	0,11398	62	0,11289	61	<b>1847</b>	<b>10</b>
BP33/57	1500	38/38	0,000071	5	0,10680	104	0,10582	99	<b>1729</b>	<b>17</b>
BP33/58	1450	36/36	0,000017	4	0,11064	22	0,11035	18	1805	3
BP33/59	1500	38/38	0,000079	6	0,07826	49	0,07688	27	<b>1118</b>	<b>7</b>
BP33/60	1450	36/36	0,000196	12	0,06589	48	0,06265	47	697	16
	1500	36/36	0,000400	36	0,08252	43	0,07685	67	1118	17
	1550	20/20	0,000378	6	0,08170	42	0,07634	43	1104	11
							<b>Média</b>		<b>1104</b>	<b>11</b>
BP33/61	1500	32/32	0,000119	6	0,11459	32	0,11289	39	1847	6
	1550	8/8	0,000635	98	0,12387	158	0,11534	207	1885	32
							<b>Média</b>		<b>1866</b>	<b>19</b>

## ANEXO 07

- Imagens dos zircões datados do quartzito da Formação Morro do Campo (amostra BP-33) da região de Paraíso Tocantins (TO).



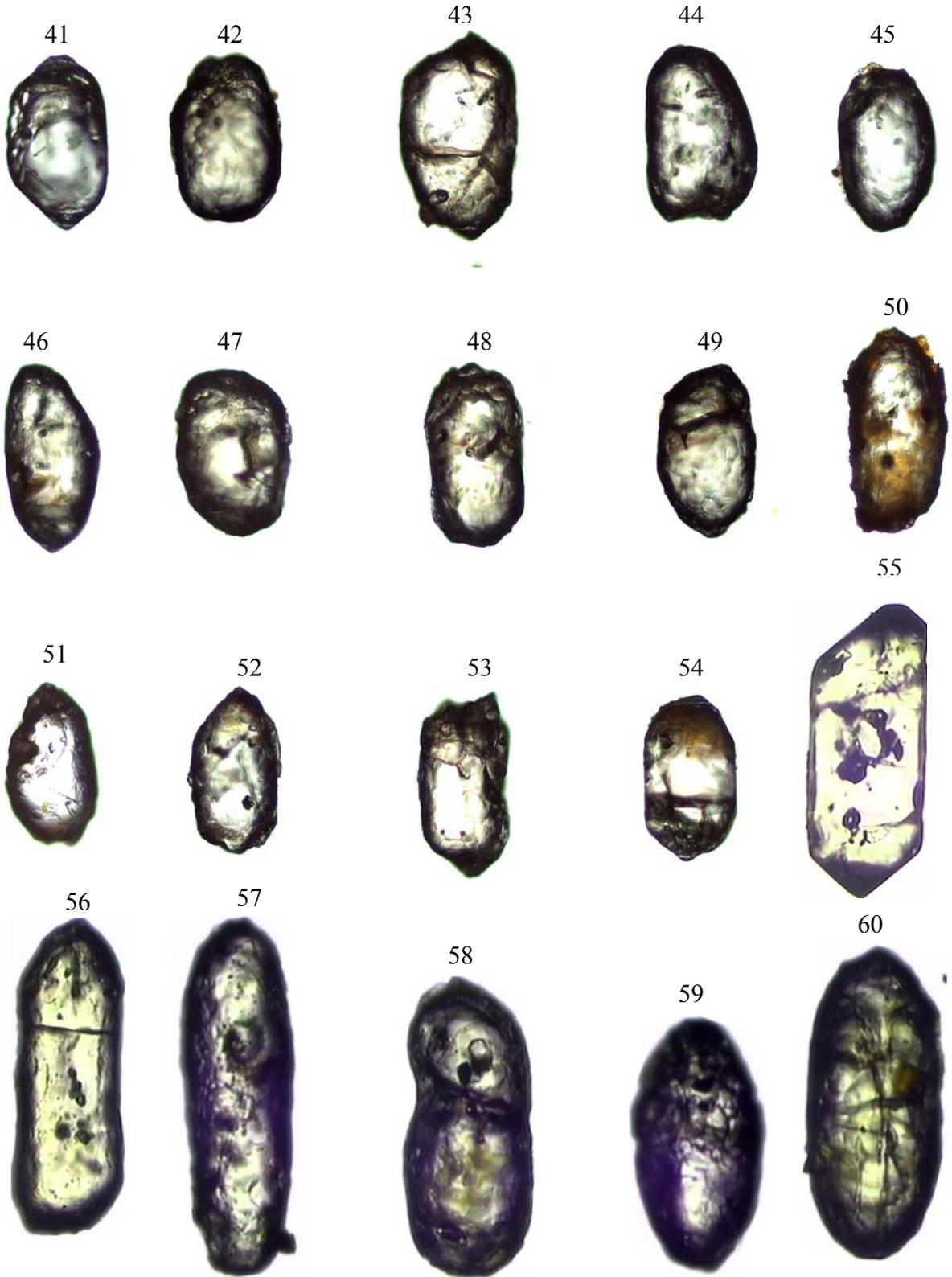
ANEXO 07 (continuação)



0,1 mm



ANEXO 07 (continuação)



**ANEXO 07 (continuação)**

61



0,1 mm



Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)  
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

---

Pinheiro, Bruno Luis Silva

**Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia, com base em datações em idades modelo Sm-Nd em rocha total e datação Pb-Pb em zircão / Bruno Luis Silva Pinheiro; Orientador, Cândido Augusto Veloso Moura. - 2005**

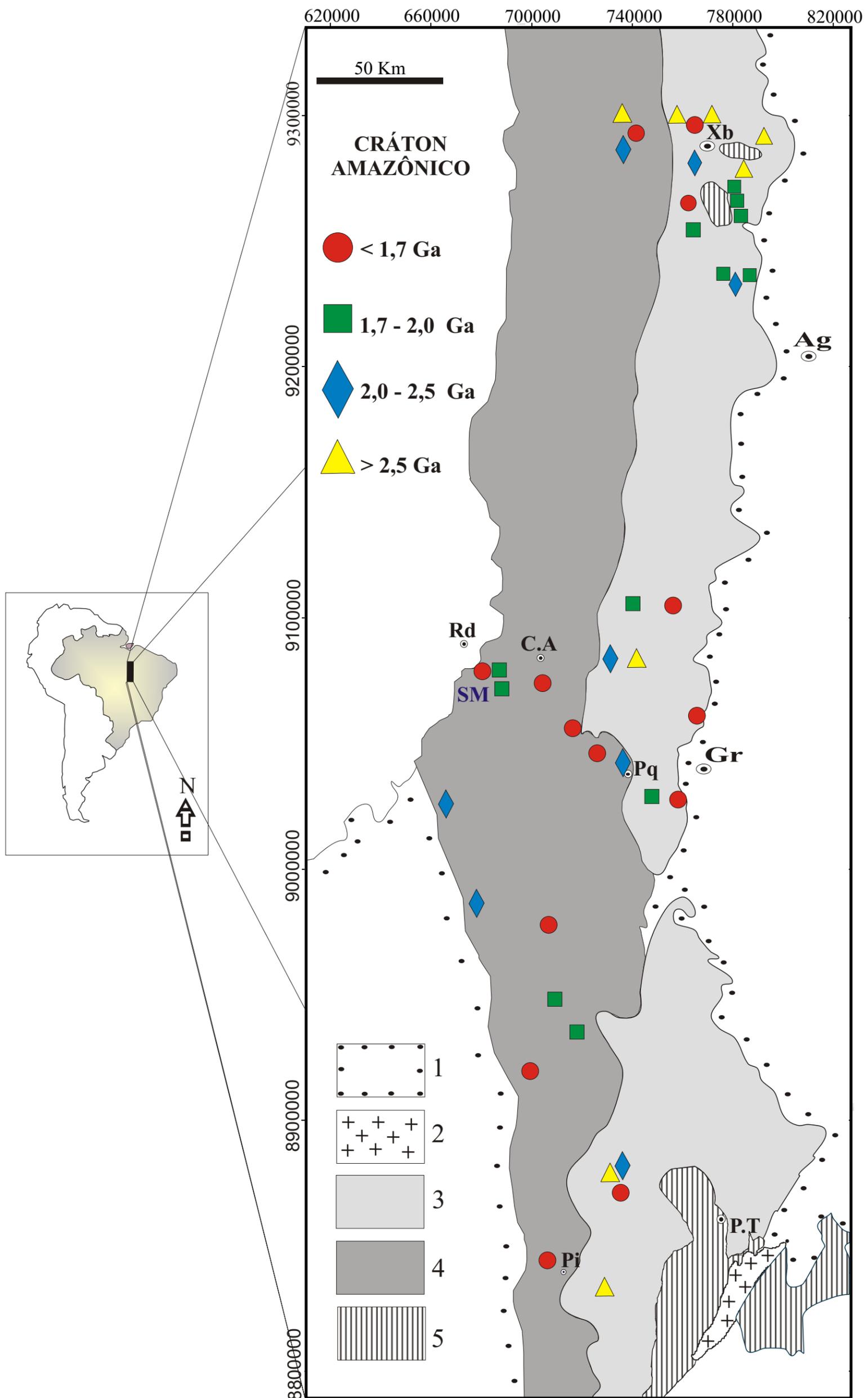
128f. : il

Dissertação (Mestrado em Geoquímica) – Universidade Federal do Pará, CG, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2005.

1.Rochas metassedimentares 2.Proveniência 3.Idade modelo Sm-Nd 4.Pb-Pb em zircão 5.Cinturão Araguaia (TO) 6.Tocantins (TO) I.Moura, Cândido Augusto Veloso Moura, Orient. II. Título.

**CDD 20. ed.: 552.4098117**

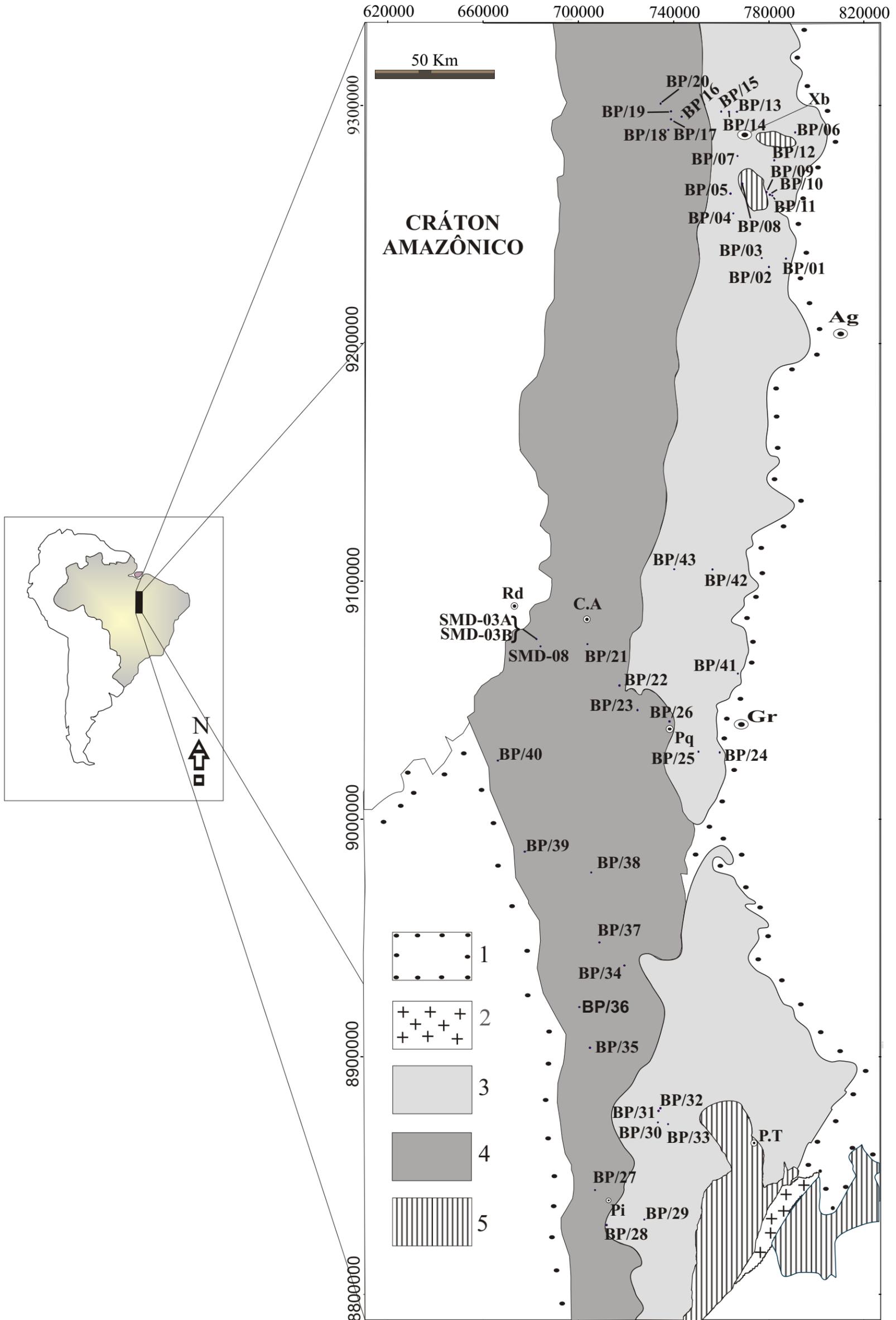
---



**Figura 16-** Mapa mostrando os intervalos de idades modelo Sm-Nd e o posicionamento geográfico aproximado das amostras datadas.

1- Sedimentos Fanerozóicos, 2- Granito Neoproterozóico, 3- Grupo Estrondo, 4-Grupo Tocantins e 5- Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico; Xb- Xambioá, Ag- Araguaína, Rd- Redenção, C.A- Conceição do Araguaia, Pq- Pequizeiro, Gr- Guaraí, P.T- Paraíso do Tocantins e Pi- Pium.

## ANEXO 02



- Mapa de Amostragem. 1- Sedimentos Fanerozóicos, 2-Granito Neoproterozóico, 3- Grupo Estrondo, 4-Grupo Tocantins e 5- Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico; Xb- Xambioá, Ag- Araguaína, Rd- Redenção, C.A- Conceição do Araguaia, Pq- Pequizeiro, Gr- Guaraí, P.T- Paraíso do Tocantins e Pi- Pium.

**Tabela 04-** Dados analíticos das amostras datadas pelo método Sm-Nd em rocha total. O  $\epsilon_{Nd(t)}$  é calculado levando em consideração uma idade de deposição máxima de  $\approx 900$  Ma.

<b>Amostra</b>	<b>Litotipo</b>	<b>Sm (ppm)</b>	<b>Nd (ppm)</b>	<b>Sm/Nd</b>	<b>F(Sm/Nd)</b>	<b><math>^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}</math></b>	<b><math>^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}</math></b>	<b><math>\epsilon_{Nd(0)}</math></b>	<b><math>\epsilon_{Nd(\approx 900)}</math></b>	<b><math>T_{DM}</math> (Ga)</b>
<b>BP/01</b>	Granada- Quartzo-Biotita Xisto	5,03	26,63	0,188	-0,42	0,11428	0,511761	-17,11	-7,63	<b>1,97</b>
<b>BP/02</b>	Granada- Quartzo-Biotita Xisto	6,43	32,64	0,197	-0,39	0,11913	0,511788	-16,58	-7,67	<b>2,02</b>
<b>BP/03</b>	Quartzo-Biotita-Muscovita Xisto	4,99	26,79	0,186	-0,42	0,11262	0,511782	-16,70	-7,03	<b>1,90</b>
<b>BP/04</b>	Biotita-Quartzo Xisto	5,82	29,33	0,198	-0,38	0,12003	0,511928	-13,85	-5,03	<b>1,81</b>
<b>BP/05</b>	Quartzo-Biotita Xisto	6,49	32,82	0,198	-0,39	0,11956	0,512013	-12,19	-3,32	<b>1,67</b>
<b>BP/06</b>	Estaurolita-Granada-Muscovita Xisto	6,68	36,75	0,182	-0,44	0,10985	0,511066	-30,66	-20,71	<b>2,93</b>
<b>BP/07</b>	Biotita-Quartzo Xisto	3,82	19,47	0,196	-0,39	0,11858	0,511538	-21,46	-12,52	<b>2,42</b>
<b>BP/09</b>	Biotita- Quartzo-Muscovita Xisto	4,93	24,47	0,201	-0,38	0,12184	0,511992	-12,60	-3,99	<b>1,74</b>
<b>BP/10</b>	Cianita-Quartzo-Biotita Xisto	6,45	31,73	0,203	-0,38	0,12289	0,512024	-11,98	-3,49	<b>1,71</b>
<b>BP/11</b>	Quartzo-Biotita-Muscovita Xisto	6,3	31,22	0,202	-0,38	0,12204	0,512021	-12,04	-3,45	<b>1,70</b>
<b>BP/12</b>	Quartzo-Biotita-Muscovita Xisto	3,07	15,64	0,196	-0,39	0,11861	0,511429	-23,58	-14,62	<b>2,61</b>
<b>BP/13</b>	Grafita Xisto com Granada	5,79	28,02	0,206	-0,36	0,12483	0,511484	-22,51	-14,27	<b>2,70</b>
<b>BP/14</b>	Quartzo-Mica Xisto Intemperizado	7,27	43,01	0,169	-0,48	0,10222	0,511816	-16,03	-5,17	<b>1,68</b>
<b>BP/15</b>	Mica Xisto Intemperizado	1,98	8,99	0,220	-0,32	0,13320	0,511642	-19,43	-12,14	<b>2,68</b>
<b>BP/16</b>	Filito Intemperizado	3,57	14,83	0,240	-0,26	0,14562	0,511958	-13,26	-5,46	<b>2,44</b>

Tabela 04- Continuação.

<b>Amostra</b>	<b>Litotipo</b>	<b>Sm (ppm)</b>	<b>Nd (ppm)</b>	<b>Sm/Nd</b>	<b>F(Sm/Nd)</b>	<b><sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd</b>	<b><sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd</b>	<b><math>\epsilon_{Nd(0)}</math></b>	<b><math>\epsilon_{Nd(t)}</math></b>	<b>T<sub>DM</sub> (Ga)</b>
<b>BP/17</b>	Filito Intemperizado	6,22	35,26	0,176	-0,46	0,10672	0,512027	-11,92	-1,56	<b>1,45</b>
<b>BP/18</b>	Filito Intemperizado	2,93	13,34	0,219	-0,32	0,13295	0,511941	-13,60	-6,27	<b>2,08</b>
<b>BP/19</b>	Magnetita Filito Intemperizado	3,63	19,89	0,182	-0,44	0,11034	0,510910	-33,71	-23,82	<b>3,19</b>
<b>BP/20</b>	Filito Intemperizado	2,46	8,42	0,292	-0,09	0,17704	0,511929	-13,83	-11,59	—
<b>BP/21</b>	Filito Intemperizado	5,97	32,75	0,182	-0,44	0,11026	0,512002	-12,41	-2,46	<b>1,53</b>
<b>BP/22</b>	Filito Intemperizado	12,90	71,77	0,179	-0,45	0,10863	0,512021	-12,04	-2,39	<b>1,48</b>
<b>BP/23</b>	Mica Xisto Intemperizado	4,54	23,70	0,191	-0,41	0,11581	0,511981	-12,82	-3,51	<b>1,65</b>
<b>BP/24</b>	Mica Xisto Intemperizado	4,61	23,16	0,199	-0,39	0,12039	0,512007	-12,31	-3,53	<b>1,69</b>
<b>BP/25</b>	Granada Xisto Intemperizado	2,88	14,06	0,204	-0,37	0,12401	0,511878	-14,83	-6,47	<b>1,98</b>
<b>BP/26</b>	Mica Xisto Intemperizado	7,81	38,71	0,201	-0,38	0,12196	0,511559	-21,05	-12,47	<b>2,48</b>
<b>BP/27</b>	Mica Xisto Intemperizado	6,01	31,85	0,188	-0,42	0,11403	0,511945	-13,52	-4,01	<b>1,68</b>
<b>BP/28</b>	Granada Xisto Intemperizado	9,64	35,62	0,270	-0,17	0,16354	0,511361	-24,91	-21,14	—
<b>BP/29</b>	Grafita-Xisto	11,08	48,01	0,230	-0,29	0,13948	0,511824	-15,88	-9,31	<b>2,52</b>
<b>BP/30</b>	Mica Xisto Intemperizado	13,13	81,45	0,161	-0,50	0,09748	0,511891	-14,57	-3,15	<b>1,51</b>
<b>BP/31</b>	Mica Xisto Intemperizado	2,83	14,74	0,192	-0,41	0,11602	0,511418	-23,80	-14,54	<b>2,55</b>

**Tabela 04-** Continuação.

<b>Amostra</b>	<b>Litotipo</b>	<b>Sm (ppm)</b>	<b>Nd (ppm)</b>	<b>Sm/Nd</b>	<b>F(Sm/Nd)</b>	<b><sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd</b>	<b><sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd</b>	<b>ε<sub>Nd</sub> (0)</b>	<b>ε<sub>Nd</sub> (t)</b>	<b>T<sub>DM</sub> (Ga)</b>
<b>BP/32</b>	Estauroлита-Granada Xisto Intemperizado	4,60	22,71	0,202	-0,38	0,12237	0,511756	-17,21	-8,67	<b>2,15</b>
<b>BP/34</b>	Mica Xisto Intemperizado	6,97	35,33	0,197	-0,39	0,11925	0,511912	-14,16	-5,35	<b>1,82</b>
<b>BP/35</b>	Mica Xisto Intemperizado	2,02	7,94	0,254	-0,21	0,15409	0,511884	-14,71	-9,82	—
<b>BP/36</b>	Magnetita Filito Intemperizado	9,69	59,76	0,162	-0,50	0,09799	0,511999	-12,46	-2,22	<b>1,38</b>
<b>BP/37</b>	Clorita-Biotita-Quartzo Xisto	6,00	29,77	0,201	-0,38	0,12183	0,511942	-13,58	-4,97	<b>1,83</b>
<b>BP/38</b>	Filito Intemperizado	5,90	32,88	0,179	-0,45	0,10848	0,511942	-13,58	-3,43	<b>1,59</b>
<b>BP/39</b>	Filito Intemperizado	9,43	43,93	0,214	-0,34	0,12973	0,511746	-17,40	-9,71	<b>2,37</b>
<b>BP/40</b>	Ardósia Intemperizada	13,56	61,23	0,221	-0,31	0,13387	0,511859	-15,20	-7,98	<b>2,27</b>
<b>BP/41</b>	Mica Xisto Intemperizado	4,90	24,96	0,196	-0,39	0,11862	0,511988	-12,68	-3,70	<b>1,69</b>
<b>BP/42</b>	Quartzo-Biotita Xisto	4,60	23,98	0,192	-0,41	0,11590	0,511998	-12,48	-3,54	<b>1,63</b>
<b>BP/43</b>	Mica Xisto Intemperizado	19,91	98,09	0,203	-0,37	0,12274	0,511963	-13,17	-4,66	<b>1,81</b>
<b>SMD-03A</b>	Metassilito	5,50	29,74	0,185	-0,43	0,11173	0,511929	-13,83	-4,02	<b>1,66</b>
<b>SMD-03B</b>	Metassilito	6,86	35,20	0,195	-0,40	0,11782	0,511966	-13,11	-4,01	<b>1,71</b>
<b>SMD-08</b>	Metassilito	7,06	36,68	0,192	-0,41	0,11640	0,511944	-13,54	-4,02	<b>1,72</b>