



**Universidade Federal do Pará  
Instituto de Geociências  
Faculdade de Geologia**

**ALINE CARLA MIRANDA DE PINA**

**“Estudo de proveniência das rochas da Formação Morrote, Grupo Tucuruí,  
com base em Idades Modelo Sm-Nd e datação de zircão”.**

Trabalho de conclusão de curso apresentado a  
Faculdade de Geologia da Universidade Federal  
do Pará, para obtenção do grau de bacharel em  
Geologia.

**Linha de Pesquisa: Geocronologia**

Orientador: Candido Augusto Veloso Moura

Belém-Pará  
Fevereiro/2008

TC08055-01

**ALINE CARLA MIRANDA DE PINA**

**“Estudo de proveniência das rochas da Formação Morrote, Grupo Tucuruí, com base em Idades Modelo Sm-Nd e datação de zircão”.**

Trabalho de conclusão de curso apresentado à Faculdade de Geologia da Universidade Federal do Pará, para obtenção do grau de bacharel em Geologia.

**Linha de Pesquisa: Geocronologia**

**DATA DA AVALIAÇÃO:** \_\_\_\_ / \_\_\_\_ / \_\_\_\_

**CONCEITO:** \_\_\_\_\_

---

**BANCA EXAMINADORA**  
**Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura**

**FG – IT – UFPA - Orientador**

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por estar presente em todos os momentos da minha vida.

Ao meu orientador, professor Dr. Cristiano Augusto Veloso de Jesus, pela paciência e orientação para conduzir o trabalho de modo a superar todas as dificuldades que surgiram durante o curso deste trabalho.

Ao pessoal da Eletrográfia que possibilitou minha entrada na área de cartografia, de modo a ter acesso a infraestrutura necessária.

Ao professor Dr. Farid Chacabuco da URUGUÁ pela indispensável ajuda na datação das amostras.

Ao professor Dr. Paulo Oliveira, pela disposição em nos ajudar durante a viagem de campo.

Ao professor Dr. Werner Tarkenton pela esclarecimento de dúvidas na descrição das cartas topográficas.

Ao professor Dr. Nelson Vilas pela esclarecimento de dúvidas nas amostras litológicas.

Ao amigo Diógenes Soares pela ajuda indispensável em momentos críticos do trabalho, por sua ajuda e compreensão em momentos de cansaço e estresse.

Aos amigos do Páramo Alexander Ferreira e Walter de Jesus, pela disposição em ajudar nos momentos de necessidade.

Ao técnico da sedimentologia das Lajes pela auxílio na preparação de minerais de argila e preparação das lâminas de argila em pressão.

Ao colega Igor Dêco pela ajuda na descrição petrográfica e litológica das lâminas de amostra coletadas.

Aos colegas Paulo Sérgio, Vinícius e Fábio Martins pela ajuda em algumas etapas do trabalho.

E principalmente aos meus pais e irmãos que sempre estiveram a seguir em frente para que eu pudesse concluir este trabalho.

Dedico este TCC aos meus pais Antonio Carlos e

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por estar presente em todos os momentos da minha vida.

Ao meu orientador, professor Dr. Candido Augusto Veloso Moura, pela orientação e sabedoria conduzir o trabalho de modo a superar todas as dificuldades que surgiram durante a execução deste trabalho.

Ao pessoal da Eletronorte que possibilitou nossa entrada na área de construção da eclusa, local onde se situava o afloramento.

Ao professor Dr. Farid Chemale da UFRGS pela indispensável ajuda na datação das amostras.

Ao professor Dr. Paulo Gorayeb, pela disposição em nos ajudar durante a viagem de campo.

Ao professor Dr. Werner Truckenbodt pelos esclarecimentos de dúvidas na descrição das lâminas petrográficas.

Ao professor Dr. Netuno Vilas pelos esclarecimentos de dúvidas nas amostras litológicas.

Ao querido Gleidson Barros pela ajuda indispensável em momentos críticos do trabalho, por todo apoio e companheirismo durante todo o curso.

Aos técnicos do Para-Íso Rosemary Bravo e Walquiria Costa, pela disposição em ajudar sempre que precisei.

Ao técnico da sedimentologia Seu Lopes pela auxílio, na separação de minerais densos e preparação das lâminas de minerais pesados.

Ao colega Igor Diniz pela ajuda na descrição petrográfica e fotografia das lâminas de amostras deste trabalho.

Aos colegas Paulo Sergio, Cristiane e Fabio Makino pela ajuda em algumas etapas do trabalho.

E principalmente aos meus pais e a minha irmã, que sempre me incentivaram a seguir em frente, principalmente nos momentos mais difíceis.

## RESUMO

A região de Tucuruí está localizada na parte oeste da porção setentrional do Cinturão Araguaia, Estado do Pará, na zona de transição entre o embasamento cristalino representado pelo Complexo Xingu e rochas metamórficas de baixo grau do Cinturão Araguaia.

O estudo de proveniência das rochas sedimentares do Grupo Tucuruí é baseado em estudos petrográficos, de minerais pesados e datações Sm-Nd, que auxiliam no esclarecimento das possíveis áreas-fonte desta unidade, que podem ser relacionadas com o Cráton Amazônico e o Cinturão Araguaia.

O estudo petrográfico revelou que se tratam basicamente de subarcósios contendo quartzo, plagioclásio, microclina, além de muscovita detrítica, epidoto, carbonato, clorita. Níveis milimétricos de minerais pesados representados por hornblenda detrítica associados a minerais opacos são observados. A presença de plagioclásio e de níveis de hornblenda detrítica sugere que a área fonte não foi exposta a um intemperismo químico intenso. Com o estudo de minerais pesados é possível sugerir que as rochas, que deram origem aos sedimentos da Formação Morrote são predominantemente de natureza ígnea ou metamórfica devido à presença de hornblenda, epidoto, turmalina, diopsídio e zircão entre outros. A idade-modelo Sm-Nd de dois arenitos de 855 Ma e 1142 Ma juntamente com o valor de  $\epsilon_{Nd}$  600 Ma de +3,49 e -0,08 sugere uma contribuição juvenil importante meso-neoproterozóica, para a sedimentação destas rochas, o que descarta o Cráton Amazônico (arqueano) como área-fonte. Estas idades-modelo são em parte similares às aquelas obtidas para as rochas do Cinturão do Araguaia. Assim, acredita-se que os sedimentos da Formação Morrote devem fazer parte deste cinturão.

## ABSTRACT

The Tucuruí region is located on the northern part of Araguaia Belt in a transition zone between the crystalline basements represented by Xingu Complex and low-grade metamorphic rocks.

This study about sedimentary provenance of Tucuruí Group is based on petrography, heavy minerals analyses and Sm-Nd dating which are helpful to elucidate the possibility that source areas of this unit can be related to Amazonian Craton or Araguaia Belt.

The petrographic study was performed basically on subarkoses contained quartz, plagioclase, microcline, detrital muscovite, epidote, carbonate, chlorite. Milimetric mineral-heavies level represented by detrital hornblende associated with minerals opaque are observed. The presence of plagioclase and detrital hornblende suggests that the source-area was not exposed and affected by intense chemical weathering, suggesting the rocks that originated the sediments from Formação Morrote are predominantly of igneous or metamorphic nature due the presence of hornblende, epidote, tourmaline, diopside and zircon.

The Sm-Nd model age from two sandstones samples with 859 Ma and 1142 Ma ages and  $\epsilon_{Nd}$  value of 600 Ma of +3,49 e -0,08 suggest an important Mid- Neoproterozoic juvenile contribution for rock sedimentation, discarding Amazonian Craton (Archean) as source-area.

The model ages are in part similar that attained to Araguaia Belt rocks. Thus it is believed that sediments from Formação Morrote must belong to the Araguaia Belt.

Keywords: provenance, Sm-Nd model age, subarkoses, Formação Morrote, Tucuruí.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura01	Mapa de localização da região de Tucuruí.	12
Figura02	Fluxograma resumindo os procedimentos utilizados durante a preparação das amostras para análises geocronológicas e minerais pesados.	16
Figura03	Coluna estratigráfica do setor setentrional da Província Tocantins, modificado de Hasui et alii, 1984.	24
Figura04	Perfil estratigráfico da Formação Morrote, com fotografias do afloramento.	27
Figura05	Fotografia do afloramento da Formação Morrote, destacando o nível arenito esverdeado.	28
Figura06	Fotografia do afloramento da Formação Morrote, mostrando a gradação do arenito esverdeado para o arenito de coloração esverdeada (A), com destaque aos níveis de minerais máficos (B).	28
Figura07	Mapa geológico da região de Tucuruí, modificado de Matta(1984).	30
Figura08	Fotomicrografia do subarcósio tanto na luz natural como com nicóis cruzados, objetiva de 10X/0,20 pol.(Amostra 07/TU-01)	32
Figura09	Fotomicrografia do subarcósio com nicóis cruzados, evidenciando a presença de veio de quartzo, objetiva de 5X/0,20pol. (Amostra 07/TU-02).	32
Figura10	Fotomicrografia do subarcósio com nicóis cruzados, evidenciando um grão de feldspato sendo substituídos por calcita, e um veio de feldspato também sendo substituído pela calcita, respectivamente. (Amostra 07/TU-07).	31
Figura11	Fotomicrografia do arenito tanto na luz natural como com nicóis cruzados destacando o nível com grãos de hornblenda associados a grãos de minerais opacos.	34
Figura12	Fotomicrografia mostrando os aspectos gerais do arenito de coloração esverdeada tanto na luz natural como com nicóis cruzados.	35
Figura13	Escala de estabilidade química ao pH ácido e básico.	37

Figura14	Fotomicrografias de zircão da Formação Morrote, exibindo grãos prismáticos, com inclusões e sem zoneamentos (luz natural).	38
Figura15	Fotomicrografias do rutilo da Formação Morrote, mostrando grãos subédricos e sub-arredondados (luz natural).	38
Figura16	Fotomicrografias do epidoto da Formação Morrote, mostrando grãos sub-angulosos (luz natural).	38
Figura17	Fotomicrografias da estauroлита da Formação Morrote, mostrando formas angulosas e irregulares (luz natural).	39
Figura18	Fotomicrografias da hornblenda da Formação Morrote, mostrando a variação do pleocroísmo, em grãos prismáticos (luz natural).	39
Figura19	Fotomicrografias da turmalina da Formação Morrote, mostrando grãos angulosos de coloração esverdeada (luz natural).	39
Figura20	Diagrama de evolução do Nd das amostras datadas na Formação Morrote (Grupo Tucuruí), comparando as amostras datadas com os campos de idades modelo existentes no Cráton Amazônico e do Cinturão Araguaia.	41
Tabela 01	Ajustes dos parâmetros utilizados no separador magnético <i>Frantz</i> na separação do zircão.	14
Tabela 02	Dados analíticos das amostras datadas pelo método Sm-Nd em rocha total.	40

## SUMÁRIO

1	<b>INTRODUÇÃO</b>	10
1.1	APRESENTAÇÃO	10
1.2	OBJETIVOS	11
1.3	LOCALIZAÇÃO E ACESSO	11
1.4	ATIVIDADES REALIZADAS E METODOLOGIA	13
1.4.1	<b>Pesquisa Bibliográfica</b>	13
1.4.2	<b>Trabalhos de Campo</b>	13
1.4.3	<b>Tratamento das amostras</b>	13
1.4.4	<b>Princípios do método de datação U-Pb em zircão</b>	17
1.4.5	<b>Espectrometria de Plasma (ICP-MS)</b>	18
1.4.6	<b>Princípios do método Sm-Nd</b>	19
2	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO</b>	21
3	<b>GEOLOGIA LOCAL</b>	25
4	<b>PETROGRAFIA</b>	31
5	<b>ESTUDOS DE MINERAIS PESADOS</b>	36
6	<b>GEOLOGIA ISOTÓPICA</b>	40
6.1	DATAÇÃO DE ZIRCÃO DETRÍTICO	40
6.2	IDADE-MODELO Sm-Nd	40
7	<b>INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS</b>	42
8	<b>CONCLUSÃO</b>	44
9	<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	45
10	<b>ANEXOS</b>	

## MAPA DE LOCALIZAÇÃO

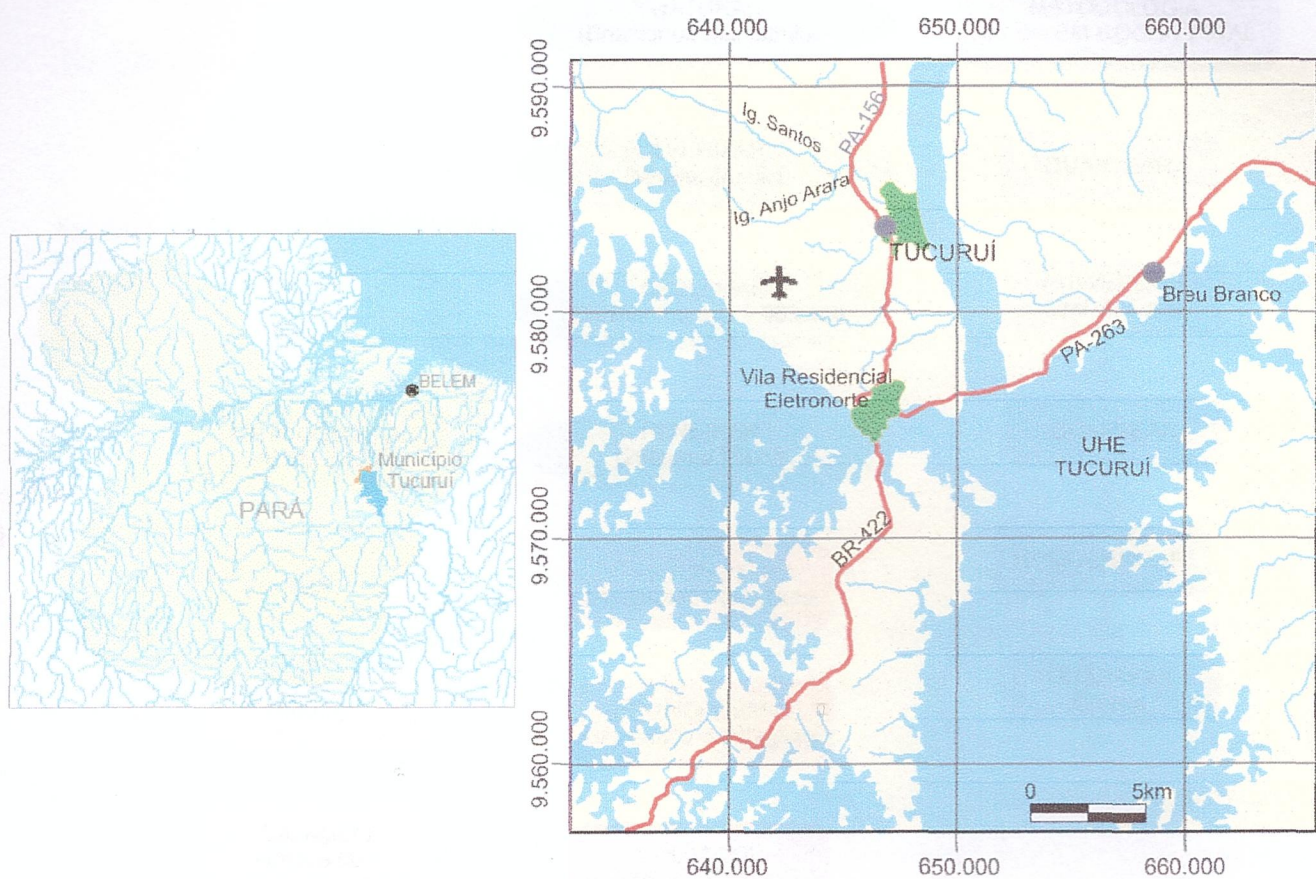


Figura 01: Mapa de localização de Tucuruí-Pará.

FONTE: modificado de [http://www.sedurb.pa.gov.br/municipio/tucuruí/geomorfologia\\_A3.pdf](http://www.sedurb.pa.gov.br/municipio/tucuruí/geomorfologia_A3.pdf)



## 1.4 ATIVIDADES REALIZADAS E METODOLOGIA

Diversas atividades foram realizadas e diferentes métodos empregados durante a execução desse trabalho, que são descritos a seguir:

### 1.4.1 Pesquisa Bibliográfica

A pesquisa bibliográfica envolveu inicialmente a leitura dos principais trabalhos relacionados à geologia do Cinturão Araguaia e do Grupo Tucuruí. Paralelamente, os trabalhos básicos sobre os princípios do método de datação U-Pb e Pb-Pb em monocristais de zircão (Kober, 1987), e o método Sm-Nd (De Paolo 1988) foram consultados. Além disso, foram lidos trabalhos referentes à aplicação do estudo de minerais pesados em proveniência sedimentar (p. ex. Morton & Hallsworth, 1994).

### 1.4.2 Trabalhos de Campo

O trabalho de campo foi realizado em dois dias com o objetivo de elaborar um perfil estratigráfico da Formação Morrote e coletar amostras para os estudos isotópicos e petrográficos. O perfil estratigráfico foi composto ao longo de um afloramento de aproximadamente 500m de extensão e 21 m de altura, resultado da escavação do terreno para a construção das eclusas de Tucuruí. Neste afloramento foram coletadas amostras para as investigações petrográficas ao longo do perfil, determinações da idade de zircão (aproximadamente 20 Kg) e estudos isotópicos pelo método Sm-Nd (aproximadamente 2,0 kg).

### 1.4.3 Tratamento das amostras

No Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências foram confeccionadas cinco lâminas delgadas para estudos petrográficos, que incluem a descrição da mineralogia e aspectos texturais visando a classificação das rochas, bem como a identificação de possíveis efeitos metamórficos e/ou diagenéticos que possam ter ocorrido nessas rochas.

As amostras utilizadas para estudos isotópicos e de minerais pesados foram tratadas inicialmente na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG/UFPA). As amostras utilizadas para a datação de zircão e separação de minerais pesados foram trituradas no britador de mandíbulas, para a redução do tamanho de seus fragmentos e, em seguida, pulverizadas no moinho de rolo. Posteriormente elas

foram deslamadas para eliminar a fração inferior a 0,063mm e levadas à estufa até a secagem completa.

No Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do IG/UFPA as amostras foram peneiradas nas frações entre 355  $\mu\text{m}$  e 0,75 $\mu\text{m}$ . Para o estudo de minerais pesados utilizou-se as frações situadas nos intervalos 0,250  $\mu\text{m}$  a 0,180  $\mu\text{m}$ , 0,180  $\mu\text{m}$  a 0,125  $\mu\text{m}$  e 0,125  $\mu\text{m}$  a 0,075  $\mu\text{m}$ . Posteriormente estas amostras foram colocadas no ácido nítrico (50%), para a remoção da película de óxidos e hidróxidos de ferro. As amostras foram levadas então ao bromofórmio para a separação por densidade dos minerais pesados. Finalmente foram confeccionadas lâminas dos minerais pesados no Laboratório de Sedimentologia do IG/UFPA que foram descritos em microscópio petrográfico do Laboratório de Petrografia –ensino- do IG-UFPA.

As frações utilizadas para a datação de zircão detritico situam-se no intervalo entre 0,125  $\mu\text{m}$  e 0,75  $\mu\text{m}$ , uma vez que a amostra não apresenta zircão nas frações maiores. Após esta etapa, minerais magnéticos foram separados com ímã e, posteriormente, levada ao separador magnético *Frantz*, onde foi passado várias vezes com a finalidade de separar os minerais com base em suas características paramagnéticas, seguindo os ajustes mostrados na tabela 01.

CORRENTE (A)	INCLINAÇÃO LONGITUDINAL	INCLINAÇÃO LATERAL
0.5	25 <sup>o</sup>	20 <sup>o</sup>
1.0	25 <sup>o</sup>	20 <sup>o</sup>
1.5	25 <sup>o</sup>	20 <sup>o</sup>
1.5	25 <sup>o</sup>	15 <sup>o</sup>
1.5	25 <sup>o</sup>	10 <sup>o</sup>

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

Após a última passagem no *Frantz* a fração não-magnética foi lavada com ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ) em solução 50% a uma temperatura de 100°C. Normalmente a amostra permanece nessa solução por uma hora, mas neste caso em função da amostra ter uma acentuada concentração de óxido-hidróxido de ferro foi necessário deixar nessa solução por mais de duas horas. Após esta etapa foi feita a triagem aleatória dos cristais de zircão para a datação. As análises isotópicas, pelo método U-Pb em zircão foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da

Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) em um espectrômetro de massa com fonte de plasma, empregando o sistema de abrasão a laser.

As amostras utilizadas na separação dos minerais pesados foram submetidas ao mesmo tratamento que as amostras utilizadas na datação de zircão. O fluxograma da Figura 02 mostra simplificada este processo.

Para determinações isotópicas pelo método Sm-Nd foram coletados no campo 2 Kg de amostra, que foram trituradas no OPA e, posteriormente, quarteadas e pulverizadas no gral de ágata. Aproximadamente, 8 gramas de cada amostra foram enviado para serem analisado no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LGI-UFRGS), em função da reforma nas salas de químicas do Pará-Iso não ter sido concluída.

O procedimento analítico consistiu primeiramente em pesar as amostras em frascos de teflon, com adição de um traçador isotópico  $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ . Após a dissolução da amostra em chapa quente com adição de  $\text{HNO}_3$ , 7N+HF e HCl 6N, as amostras totalmente dissolvidas foram secas e com posterior adição de HCl 2,5N. Sm e Nd foram separados dos demais elementos e entre si utilizando cromatografia de troca iônica, com o uso de colunas de resina catiônicas e colunas de pó de teflon. Em seguida o Sm e Nd foram analisados separadamente no espectrômetro de massa VG Sector 54 com 9 coletores Faraday.

### 1.4.5 Espectrometria de Plasma (ICP-MS)

A datação de grãos de zircão foi realizada utilizando um sistema de abrasão a laser acoplado a espectrômetro de massa com fonte de plasma. Essa análise foi realizada no Laboratório de Geologia Isotópica, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, utilizando um espectrômetro de massa com fonte de plasma e sistema de multicoleção (MC-ICPMS) de alta resolução, de marca Neptune, acoplado a um sistema de abrasão a laser New Wave 213. O procedimento de preparação utilizado para a leitura do zircão foi aquele utilizado em rotina nesta instituição. O sistema de laser permite a extração direta dos íons da superfície do zircão gerando um feixe iônico secundário portador dos elementos analisáveis em espectrômetro de massa. A extração dos íons da amostra é feita por um feixe de laser de alta energia (abrasão) o qual, por sua vez, gera um feixe molecular na forma de aerosol de sólidos e gas de argônio a partir do spot alvo, proporcionando análises in situ de alta resolução espacial. Por operar sob pressão atmosférica não requer a retenção de vácuo na câmara que contém a amostra. Este sistema alimenta uma célula de mistura para a retenção do sinal, sendo a amostra então dissociada e ionizada em um plasma de alta temperatura, antes de ser analisada pelo espectrômetro de massa.

#### 1.4.6 Princípios do método Sm-Nd

Sm e o Nd pertencem ao grupo dos elementos dos terras raras (ETR) e possuem raios iônicos bastante próximos e com a mesma valência, tornando-se praticamente isoquímicos, tendo cada um sete isótopos representados a seguir:

Isótopos Sm	Isótopos Nd
144	142
147 – radioativo	143 – radiogênico
148	144 – nuclídeo estável
149	145
150	146
152	148
154	150

A desintegração do  $^{147}\text{Sm}$  para o  $^{143}\text{Nd}$  se dá através da uma emissão espontânea de partículas  $\alpha$  que possui meia vida de 106Ga, onde a constante de desintegração do  $^{147}\text{Sm}$  é  $\lambda_{\text{Sm}} = 6,54 \times 10^{-12}/\text{a}$  e  $^{143}\text{Nd}_0$  equivale a quantidade inicial existente antes do fechamento do sistema (De Paolo, 1988).

O princípio das idades isocrônicas Sm-Nd em rocha total pode ser explicado de forma que quando o sistema inicia-se vem  $T=0$ , todos os minerais da rocha tem a mesma razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e diferentes razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , e com o passar do tempo geológico, a medida que está ultima razão decresce a primeira aumenta. As idades isocrônicas Sm-Nd em rocha total fornecem a idade de cristalização de rochas ígneas e metamórficas (SATO et al, 1995).

A idade é calculada através da equação:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{tot}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_0 + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{tot}} (e^{\lambda T} - 1)$$

O princípio das idades modelo baseia-se no fato de a razão Sm/Nd somente se modificarem significativamente durante a diferenciação manto-crosta, permitindo datar para qualquer rocha a época em que seu magma progenitor diferenciou do manto superior, independente dos processos geológicos que ela tenha sofrido (DE PAOLO, 1981 e 1988).

As idades modelo Sm-Nd podem ser interpretados segundo os modelos de Manto Empobrecido (DM – Depleted Mantle) e Reservatório Condritico Uniforme (CHUR -Chondritic Uniform Reservoir). Esta idade-modelo se baseia no fato de que no momento do evento de diferenciação manto-crosta ocorre uma expressiva modificação na razão Sm-Nd. O magma

gerado neste processo apresenta razão Sm/Nd mais baixa que a rocha fonte original, embora as concentrações de Nd e Sm sejam maiores no líquido residual em comparação às rochas do manto. A razão Sm/Nd não se modifica posteriormente em função de processos de fusão parcial ou cristalização fracionada, mas apenas por através do decaimento radioativo do  $^{147}\text{Sm}$  para  $^{143}\text{Nd}$ .

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

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

O parâmetro  $\epsilon\text{Nd}$  consiste na comparação da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  da amostra, para a época de sua formação, com o CHUR e pode ser calculado segundo a equação:

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

Este parâmetro ( $\epsilon\text{Nd}$ ) apresenta sempre valores positivos quando a origem da rocha é mantélica. Quando a fonte for crustal os valores de  $\epsilon\text{Nd}$  são negativos e quanto mais negativo for o parâmetro  $\epsilon\text{Nd}$ , maior é a contribuição crustal no processo de formação das rochas. Segundo De Paolo (1988), o  $\epsilon\text{Nd}$  obedece a seguinte distribuição entre o manto e a crosta; Manto Inferior (0); Manto Superior Empobrecido (+10), Arcos de Ilhas oceânicas (+8), Cadeias de ilhas intraplaca (0 a +8), Crista Meso-Oceânica (+10), Montanhas de fundo do Mar (+5 a +10), Cratons Continentais (-5) e Rifts Continentais (-5 a +8).

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A região de Tucuruí situa-se na zona de transição entre o embasamento cristalino e rochas metamórficas de baixo grau do Cinturão Araguaia.

O embasamento da região é constituído por granitóides de composição tonalítica e granítica e gnaisses diversos, associados a anfibolitos, quartzitos, mica-xistos, intrusões de gabro, anortosito e diabásios, pertencentes ao Complexo Xingu (Silva et alii, 1974) e pelo Complexo Colméia constituído por gnaisses bandados, essencialmente granito-gnaisses, gnaisses tonalíticos e principalmente gnaisses trondhjemiticos de idade arqueana de 2,85 Ga obtida pelo Pb-Pb em zircão (Moura & Gaudette, 1999).

A Formação Gorotire foi mapeada inicialmente pelo Projeto Araguaia (Barbosa et alii, 1966). Essa unidade é constituída de arenitos, de cores claras grossos a finos, duros ou friáveis, micáceos, caulínicos ou feldspáticos e localmente conglomeráticos. Segundo Condurú (2003) a Formação Gorotire possui idade  $2035 \pm 5$  Ma datada pelo método Pb-Pb em zircão.

A Formação Cubencraquém foi descrita por Barbosa et alii (1966), incluindo arcoseos basais arenitos muito finos jasperóides, silixitos e siltitos, decore rosadas, cinza-azulada e lilás.

Hidroservice (1973) e Amaral (1974) assinalaram a existência de coberturas tabulares entre os vales do rio Vermelho e Itacaiunas que se assemelhariam a Formação Gorotire (Cubencraquém).

Coberturas semelhantes são encontradas mais ao norte nas regiões de Itupiranga e Jatobal-Tucuruí.

Trow et al. (1976) posicionaram a Formação Tucuruí como uma unidade pertencente ao Grupo Tocantins. A Formação Tucuruí consiste de um conjunto de metamorfitos constituído de metagrauvas e metabasaltos, que formam uma unidade a parte repousando sobre o Complexo Xingu estando separada das demais rochas deste grupo por uma falha de empurrão. Hasui, Costa e Abreu (1984) consideraram esse conjunto litológico como representante da cobertura do embasamento relacionada ao início do Proterozóico Médio, equiparável a Formação Gorotire.

Segundo Abreu (1978), a unidade Tucuruí possui características litológicas muito diferentes do Grupo Tocantins, uma vez que no extremo oeste da Faixa Araguaia, o Grupo Tocantins caracteriza-se litologicamente na área de anquimetamorfismo ou sedimento e seus litotipos são bastante diferentes dos que compõem o Grupo Tucuruí. Matta (1982) propõe reunir os derrames basálticos sob a denominação de Formação Caraipé, enquanto o pacote de rochas grauváquicas, que lhe é

superior é denominado Formação Morrote. O conjunto das duas unidades é levado à categoria de grupo sendo mantido o nome Tucuruí.

A Formação Caraipé é constituída em sua porção basal de arenitos bem estratificados e silito cinzento. Sobre essa porção basal repousam derrames de rochas basálticas de coloração cinza escura, com alguns termos pardacentos e esverdeados de textura afanítica (MATTA, 1982). Segundo o mesmo autor, a Formação Morrote consiste de um pacote de rochas grauváquicas maciças de coloração avermelhadas ganhando tonalidades esverdeadas próximo à zona de empurrão.

O Cinturão Araguaia é representado pelo Supergrupo Baixo Araguaia, o qual está dividido nos grupos Estrondo e Tocantins (ABREU, 1978). O Grupo Estrondo é dividido em três seqüências, que possuem contatos concordantes: uma inferior representada pela Formação Morro do Campo, a intermediária que corresponde a Formação Xambioá e a superior correspondente a Formação Canto da Vazante.

O Grupo Estrondo está dividido nas formações Morro do Campo, Xambioá e Canto da Vazante, da base para o topo, (HASUI; COSTA; ABREU, 1984).

A Formação Morro do Campo ocorre principalmente delineando a borda das estruturas braquianticlinais, ou como grandes pacotes quartzíticos cavalgando a Formação Xambioá, sendo constituída por quartzitos puros, quartzitos muscovíticos, magnetita-quartzitos, cianita-quartzitos e intercalações níveis de biotita xistos, quartzo-mica xisto e xistos grafitosos.

A Formação Xambioá é constituída de micaxistos variados, muscovita-biotita xisto, e calcio-muscovita-biotita xisto, restritamente ocorrem mármore, metagrauvas, corpos de anfibólio xisto e anfibolito. Possui ampla distribuição ao longo de todo o Cinturão Araguaia e é a unidade que atingiu as condições de relativamente mais alto grau metamórfico. Idades K/Ar obtidas por Macambira (1983) em biotita e muscovita provenientes de xistos e em hornblenda de anfibolitos do Grupo Estrondo revelaram idades que variam de 518 a 565 Ma.

A Formação Canto da Vazante ocorre numa faixa irregular com orientação aproximadamente submeridiana, no extremo leste do Cinturão Araguaia. É constituída por xistos feldspáticos finamente bandados com intercalações de quartzitos, biotita xistos e cálcio xistos. Possui contato concordante com a Formação Xambioá.

O Grupo Tocantins está dividido nas formações Couto Magalhães (inferior) e Pequizeiro (superior).

A Formação Couto Magalhães é constituída predominantemente por filitos e ardósias com intercalações de quartzitos, silexitos, metassiltitos, metarcosios, metagrauvas e mármore. Segundo Abreu (1978), a Formação Couto Magalhães a oeste repousa sobre o Complexo Xingu, em discordância angular. Na porção norte, esse contato ocorre através da falha de empurrão (Falha de Tucuruí, Trow et al., 1976), de direção N-S, que provocou o cavalgamento das rochas da Formação Couto Magalhães sobre as rochas do Grupo Tucuruí. Numerosos corpos de rochas máficas e ultramáficas introduzidas antes do metamorfismo, que afetou esse conjunto, estão associados à Formação Couto Magalhães.

A Formação Pequizeiro é representada por clorita xistos, caracterizados por bandas alternadas mais quartzosas e mais cloríticas, de espessuras milimétricas a centimétricas, além de serita-clorita xistos e muscovita-clorita xisto. Ocorrem também corpos de metabasito e metaultrabasito, serpentinitos e talco xisto e talco-actinolita xisto, (Hasui et al., 1977).

Corpos graníticos associados com rochas de mais alto grau metamórfico do Grupo Estrondo ocorrem ao longo do Cinturão Araguaia. Esses corpos são considerados produtos de fusão parcial de seqüências supracrustais durante o pico do metamorfismo (Dall'agnol et al. 1988; Abreu et al., 1994)

Rochas máficas e ultramáficas representadas por peridotitos e dunitos serpentinizados, serpentinitos, metabasaltos, talco xistos e clorita xistos estão associados a rochas supracrustais e ao embasamento (Gorayeb, 1989). Esse magmatismo máfico é mais expressivo na região oeste do Cinturão Araguaia, nos domínios do Grupo Tocantins (Alvarenga et al. 2000), e segundo Abreu (1978) no vale do rio Araguaia esses corpos máficos-ultramáficos estão associados a Formação Couto Magalhães e secundariamente se introduzem também na Formação Pequizeiro e Grupo Estrondo.

Gorayeb et al. 2002 obtiveram idade em *pillows* basaltos da região de Xambioá (TO), pelo método Pb-Pb em zircão de 2.0 Ga, a qual foi interpretada como idade mínima de cristalização.

A Formação Rio das Barreiras capeia o Supergrupo Baixo Araguaia em sua porção central por manchas descontínuas de um conglomerado polimítico com seixos de quartzo de diversos tamanhos, quartzitos, clorita-xistos e filitos em matriz siltoargilosa, às vezes com cimento carbonático. Em locais restritos ocorrem intercalações de arenitos finos e siltitos, (HASUI; COSTA; ABREU, 1984).

As rochas sedimentares do extremo norte são representados por arenitos e siltitos que aparecem nos vales dos rios Moju, Capim e Guamá, sobrepostos ao Grupo Tocantins e são posicionadas no Eocambriano paleozóico por Francisco et alii (1971).

EO-PALEOZÓICO		FORMAÇÃO RIO DAS BARREIRAS DIQUES BÁSICOS E INTERMEDIÁRIOS		
PROTEROZÓICO	SUPERIOR	SUPERGRUPO BAIXO ARAGUAIA	GRUPO TOCANTINS	FORMAÇÃO PEQUIZEIRO
	MÉDIO			SUITE MÁFICO-ULTRAMÁFICO
			FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES	
			GRUPO ESTRONDO	FORMAÇÃO CANTO DA VAZANTE
INFERIOR	FORMAÇÃO XAMBIOÁ			
ARQUEANO		FORMAÇÃO MORRO DO CAMPO		
		FORMAÇÃO GOROTIRE (CUBENCRAQUÉM) e GRUPO TUCURUI		
		COMPLEXO XINGU		

Figura 03: Coluna estratigráfica do setor setentrional da Província Tocantins, modificado de Hasui, Costa e Abreu (1984).

### 3. GEOLOGIA LOCAL

A região de Tucuruí apresenta a porção mais setentrional aflorante do Cinturão Araguaia representado pelos metamorfitos de baixo grau do Grupo Tocantins. O embasamento representado por rochas granítico-gnáissicas arqueanas do Complexo Xingu. Sobrepondo-se a esse embasamento ocorre o Grupo Tucuruí, que é constituído pelas formações Caraiapé (metabasaltos) e Morrote (meta-arenitos). Todo este conjunto litológico é recoberto por depósitos quaternários na parte setentrional.

#### **Complexo Xingu**

O Complexo Xingu é constituído por rochas granítico-gnáissicas, de granulação grossa e tonalidade rosada. Na região de Tucuruí, seus afloramentos são restritos ocorrendo em alguns locais da margem do rio Caraiapé e em pontos da rodovia BR-422. Nos cortes de estrada apresentam-se bastante alterada, ocorrendo também dispersos em blocos métricos de rochas graníticas e gnáissicas, ao longo da rodovia BR-422 e do rio Caraiapé, (MATTA; HASUI, 1984). Essas rochas apresentam texturas granoblásticas a granolepidoblásticas, sendo sua mineralogia dominante, constituída por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita. Os minerais acessórios são epidoto, titanita, zircão, apatita e minerais opacos, (MATTA, 1982).

#### **Grupo Tucuruí**

##### **Formação Caraiapé**

As melhores exposições desta unidade situam-se na margem esquerda do Rio Caraiapé, afluente do Rio Tocantins, daí provém a denominação Caraiapé.

Segundo Matta (1982), a porção basal desta unidade é caracterizada por arenitos bem estratificados e camadas de siltito cinzento. Sobre esta porção repousam derrames de rochas basálticas com espessura estimada entre 300 e 500 m. Os basaltos aparecem como rochas maciças, de coloração predominantemente cinza escura, com alguns termos pardacentos e esverdeados, de textura afanítica. Ocorrem também variedades amigdaloidais com amígdalas de tamanho variando de 0,4 a 0,7 cm. O basalto é constituído de clinopiroxênio, plagioclásio de composição labradorita, clorita, epidoto, quartzo e carbonatos.

### Formação Morrote

Segundo Matta (1984), a Formação Morrote faz contato inferior com os basaltos da Formação Caraipe através de uma zona de brecha, constituída de basalto cinza escuro bastante irregulares dispostos em uma matriz grauváquica avermelhada. A Formação Morrote, segundo este autor, seria representada por um pacote de rochas grauváquicas, com espessura variando de 150 a 250m. Estas rochas que possuem um fino acamamento, onde é possível diferenciar a alternância de diversas granulometrias, variando de argila a areia fina. Os principais minerais são plagioclásio, quartzo e microclinio, a quantidade de matriz situa-se entre 30% e 40%, enquanto os fragmentos líticos não ultrapassam 5%.

Na área de estudo, Eclusa 2 de Tucuruí, localizada próximo ao eixo da barragem, ocorrem os melhores afloramentos desta unidade, que pode ser descrita ao longo de um perfil de aproximadamente 21m. As rochas que ocorrem nessa área são arenitos de coloração avermelhada, de granulometria muito fina, maciço, bastante silicificado, apresentando localizadamente camadas milimétricas ora com estratificação cruzada ora plano paralela. Esta rocha grada em alguns pontos para um arenito, de coloração esverdeada, provavelmente devido a intensas remobilizações internas ocasionadas pela proximidade da zona de empurrão, onde ocorre a falha de Tucuruí.

É marcante a presença de veios de espessura milimétrica tanto concordante como discordante do acamamento. Segundo Hasui et al. (1984) esses veios podem ser provenientes de remobilizações ao longo de descontinuidades, sob condições físicas de fácies prehnita-pumpellyita e xisto-verde baixa. A análise mineralógica feita por difração de raios-X realizada neste trabalho mostrou que esses veios são constituídos predominantemente por quartzo, calcita, epídoto e clinocloro (Anexo 01).

A seguir apresenta-se um perfil da Formação Morrote, com uma descrição mais detalhada desta unidade, mostrando a localização de cada amostra, fotografias do afloramento e fomicrografia, (Figura 04).

Figura 04. Perfil estratigráfico da Formação Morrote.

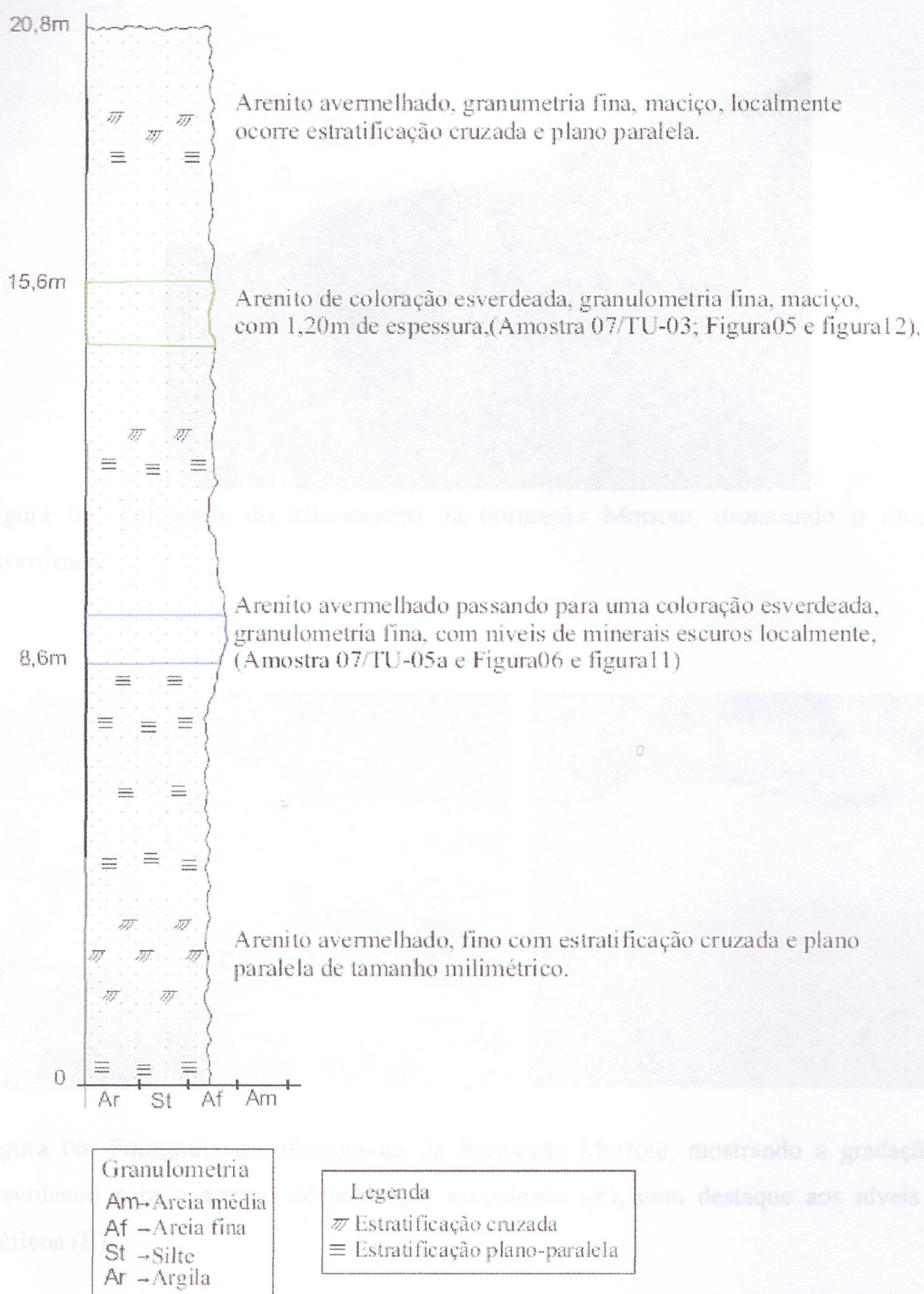


Figura04: Perfil estratigráfico da Formação Morrote.

### Grupo Tocantins

#### Formação Coque Magalhães

Segundo Murtz (1984), esta unidade é caracterizada por ser formada por arenitos de coloração esverdeada, com grau de alteração variando de moderado a intenso. Possui pequenas lenticulas de magnetita, sendo que a maior parte da magnetita ocorre em níveis de arenito verdeado.



Figura 05: Fotografia do afloramento da Formação Morrote, destacando o nível de arenito verdeado.



Figura 06: Fotografia do afloramento da Formação Morrote, mostrando a graduação do arenito verdeado para o arenito de coloração esverdeada (A), com destaque aos níveis de minerais máficos (B).

## Grupo Tocantins

### Formação Couto Magalhães

Segundo Matta (1984), esta unidade é constituída de filitos, às vezes ardosianos com intercalações de metassiltitos e quartzitos e rochas carbonáticas ocorrendo subordinadamente. O filito apresenta coloração cinza esverdeada com finas camadas ricas em sericita, alternando-se com outras ricas em quartzo e com calcita subordinada. A textura é lepidoblástica com a sericita aparecendo em finas plaquetas orientadas definindo uma foliação bem pronunciada. O quartzito ocorre de forma lenticular intercalado nos filitos. São rochas de granulação fina, brancas ou avermelhadas, compostas por quartzo, com poucas micas e acessoriamente de magnetita. As rochas carbonáticas ocorrem em níveis descontínuos dobrados e crenulados. Os cristais aparecem alongados conforme a foliação e formam faixas alternadas com outras ricas em cloritas.

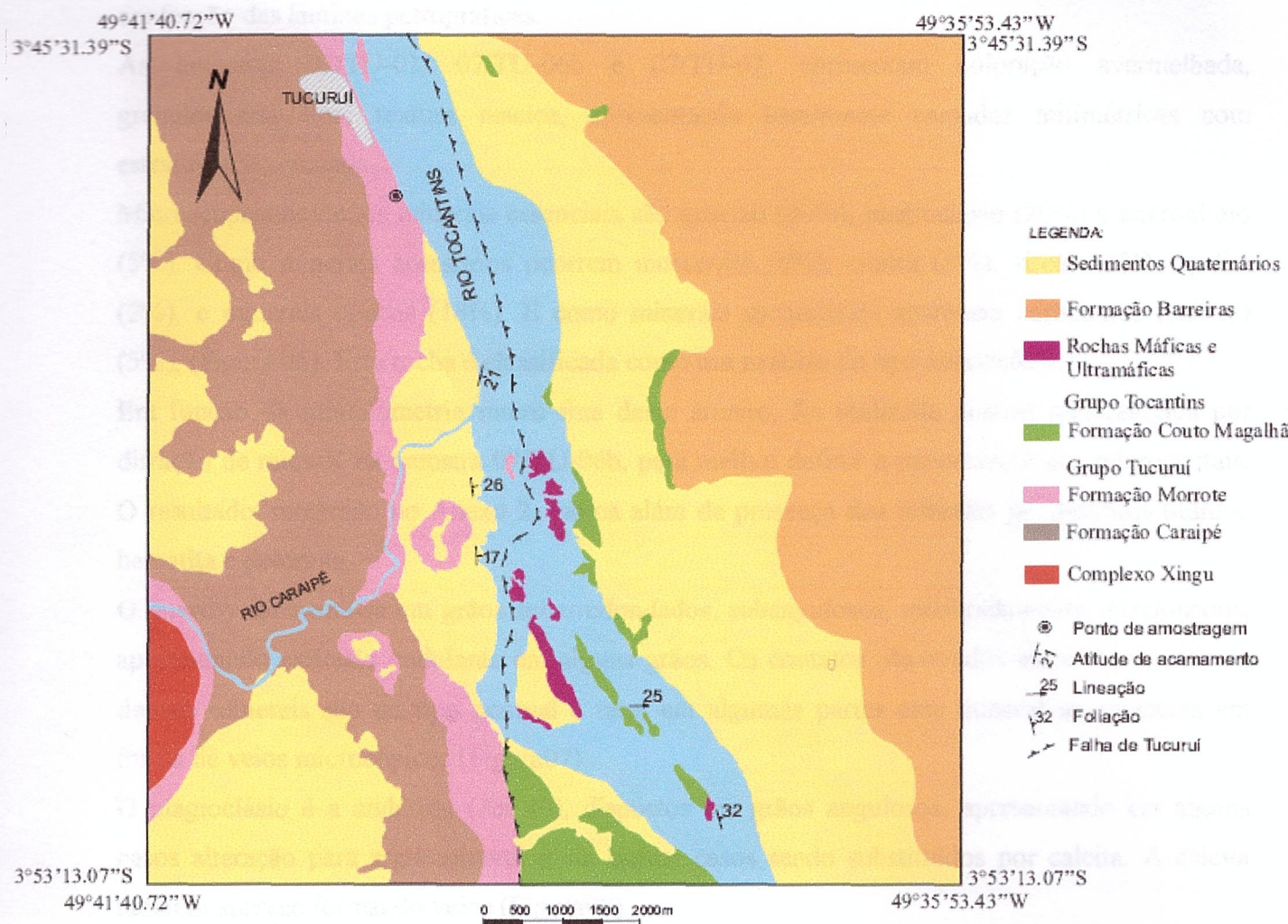


Figura 07: Mapa Geológico da região de Tucuruí, modificado de Matta (1984).

#### 4. PETROGRAFIA

Foram coletadas ao longo do perfil cinco amostras de arenito da Formação Morrote para a confecção das lâminas petrográficas.

As amostras 07/TU-01, 07/TU-06b e 07/TU-07, apresentam coloração avermelhada, granulometria fina, textura maciça, apresentando localmente camadas milimétricas com estratificação cruzada.

Microscopicamente, os minerais essenciais são quartzo (36%), plagioclásio (20%) e microclínio (5%). Como minerais acessórios ocorrem muscovita (6%), clorita (5%), zircão (3%), apatita (2%), e minerais opacos (18%). E como minerais secundários aparecem carbonatos (calcita) (5%), (Figura 06). Esta rocha é classificada como um **arenito** do tipo **subarcóσιο**.

Em função da granulometria muito fina deste arenito, foi realizada análise mineralógica por difração de raios-X na amostra 07/TU-06b, para melhor definir a mineralogia dos microcristais. O resultado, mostrado no Anexo 2, indica além da presença dos minerais já descritos titanita, hematita e dolomita.

O quartzo apresenta-se em grãos subarredondados, subangulosos, moderadamente selecionados, apresentando extinção ondulante em alguns grãos. Os contatos observados entre eles e com os demais minerais são do tipo pontual e reto, em algumas partes esse mineral se apresenta em forma de veios microcópicos (Figura07).

O plagioclásio é a andesina (An 40), dispostos em grãos angulosos, apresentando em alguns casos alteração para argilomineral e em outros casos sendo substituídos por calcita. A calcita também aparece formando veios (Figura08).

A muscovita e a clorita dispõem-se em cristais contornando os grãos dos outros minerais exibindo contato côncavo-convexo. Provavelmente essas micas são de origem detrítica.

Zircão e apatita apresentam-se em quantidades bem pequenas, ao contrario dos minerais opacos como, por exemplo, a hematita.

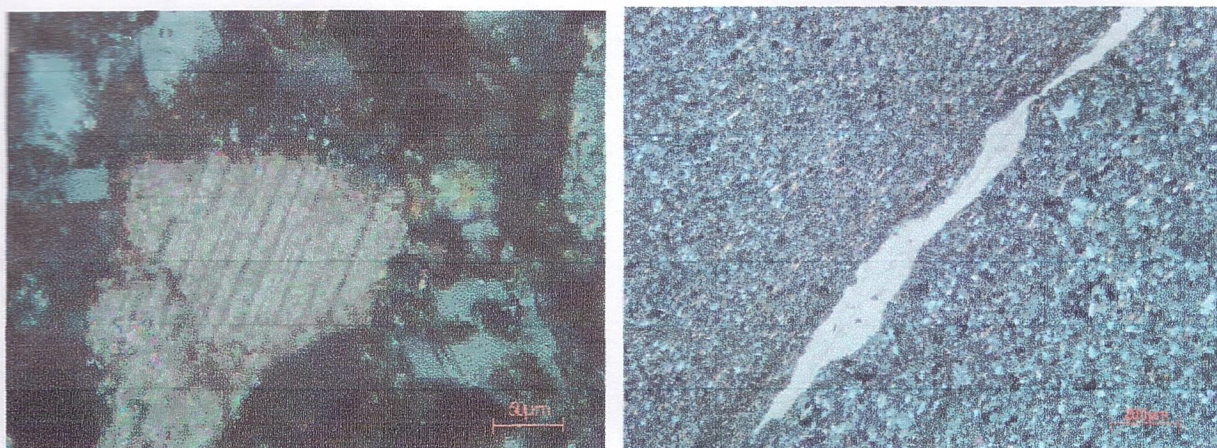


Figura 10: Fotomicrografia do subarcoseo com nicóis cruzados, evidenciando um grão de feldspato sendo substituídos por calcita, e um veio de feldspato também sendo substituído pela calcita, respectivamente. (Amostra 07/TU-07)

A amostra 07/TU-05a apresenta coloração avermelhada passando para uma coloração esverdeada, granulometria fina, textura maciça, apresentando localmente na transição entre as duas colorações níveis de minerais escuros, e é nessa porção que a lâmina petrográfica foi confeccionada.

A rocha é um arenito constituída por quartzo (35%), hornblenda (18%), minerais opacos (12%) e plagioclásio (12%), além de carbonatos que aparecem como minerais secundários carbonatos (23%), possivelmente produto de alteração do plagioclásio (Figura 09).

O quartzo possui grãos subarredondados, sub-angulosos, moderadamente selecionados, apresentando extinção ondulante em alguns grãos. Os contatos com os demais minerais são do tipo pontual e reto.

O plagioclásio apresenta-se em sua maioria bastante sericitizado e alterado para argilomineral; o contato de seus grãos com os demais minerais é reto. A hornblenda possui coloração verde, pleocroísmo variando de verde a verde acastanhado, com grãos variando de subarredondados a angulosos, moderadamente selecionados. Trata-se de hornblenda detrítica, devido à presença de grãos subarredondados. A presença desse mineral sugere proximidade da rocha fonte. Os minerais opacos são sub-angulosos, moderadamente selecionados, apresentando contato do tipo pontual com os outros minerais.

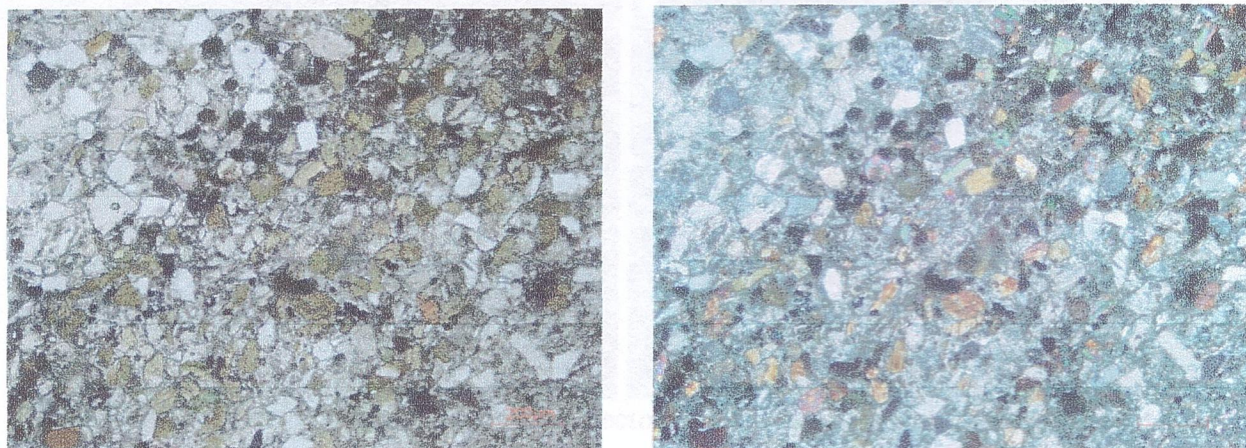


Figura 11: Fotomicrografia do arenito tanto na luz natural como com nicóis cruzados destacando o nível com grãos de hornblenda associados a grãos de minerais opacos. (Amostra 07/TU-05a)

A amostra 07/TU-03 apresenta coloração esverdeada, granulometria fina, com estratificação plano paralela milimétrica.

Os minerais essenciais são quartzo (35%), plagioclásio (20%). Como minerais acessórios ocorrem minerais opacos (20%). E como minerais secundários aparecem carbonatos (25%). Esta rocha é classificada como arenito. (Figura10)

O quartzo possui grãos subarredondados, subangulosos, moderadamente selecionados, apresentando extinção ondulante. Os contatos com os demais minerais são do tipo pontual e reto.

O plagioclásio apresenta-se bastante alterado para argilomineral e muitos grãos apresentam-se saussiritizados.

O carbonato aparece substituindo alguns grãos de plagioclásio.

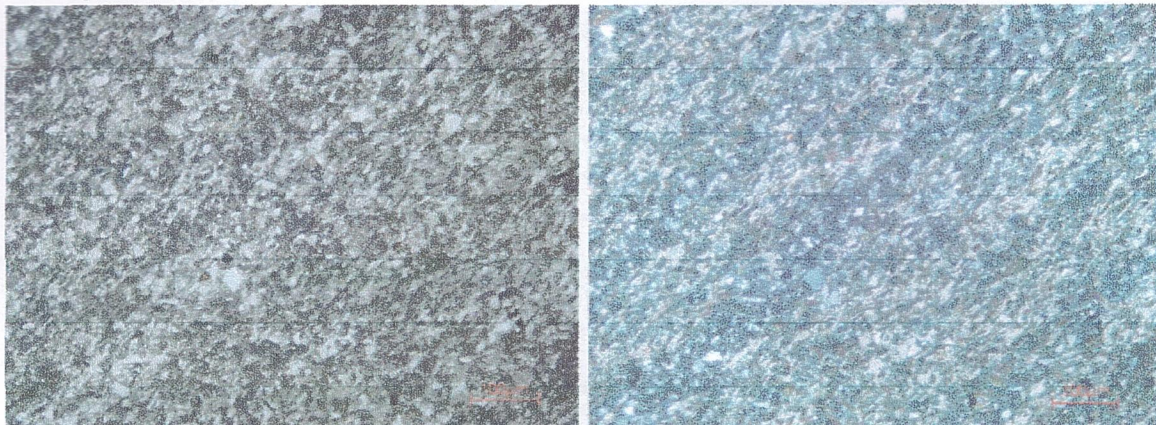


Figura 12: Fotomicrografia mostrando os aspectos gerais do arenito de coloração esverdeada tanto na luz natural como com nicóis cruzados.

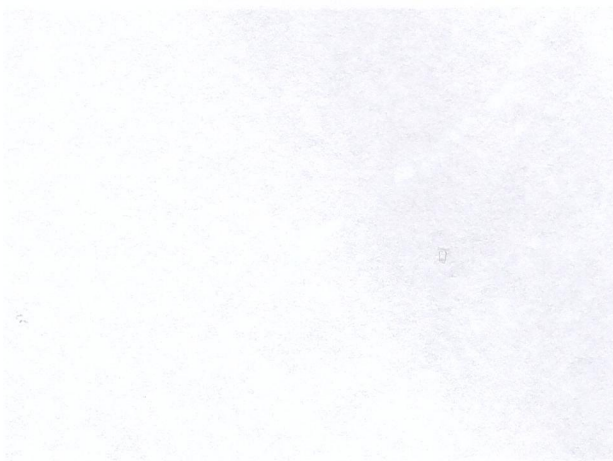


Figura 09: Fotomicrografia de arenito em luz natural, mostrando a presença de grãos de quartzo e feldspato em um arenito de cor clara.

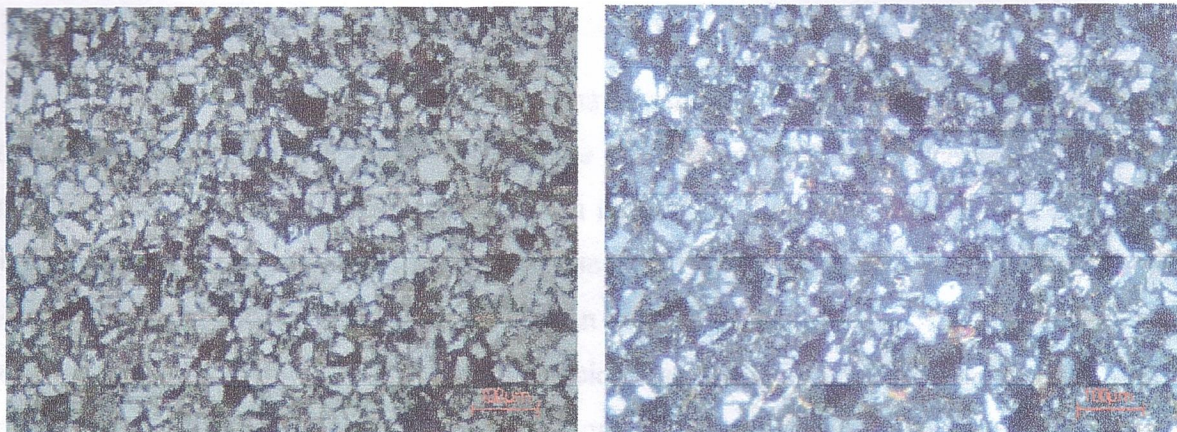


Figura 08: Fotomicrografia do subarcósio tanto na luz natural como com nicóis cruzados objetiva de 10X/0,20 pol.(Amostra 07/TU-01)



Figura 09: Fotomicrografia do subarcósio com nicóis cruzados, evidenciando a presença de veio de quartzo, objetiva de 5X/0,20 pol.(Amostra 07/TU-02)

## 5. ESTUDOS DE MINERAIS PESADOS

O estudo de minerais detríticos pesados é uma ferramenta de alta precisão para determinar a proveniência sedimentar, devido à diversidade de espécies minerais encontrados nas rochas-fonte. A utilização dos minerais pesados é uma técnica sensível para determinar a proveniência, pois muitos desses minerais têm uma paragénese muito restrita e específica e, por isso, fornecem informação crucial sobre a proveniência (Morton & Hallsworth, 1994).

Para o estudo de minerais pesados foram selecionadas as amostras 07/TU-04 e 07/TU-05b nas quais foram identificados minerais como a diopside, hornblenda, epidoto, zircão, turmalina, rutilo e clorita, (Figuras: 14, 15, 16, 17 e 18). Em cada amostra foi feita uma contagem de cem grãos de minerais transparentes.

Os minerais pesados foram submetidos a análise de difração de raios-x, com o objetivo de se confirmar tais espécies minerais. Os resultados destas análises são mostrados nos Anexos 03 e 04.

### Amostra 07/TU-04

Os minerais pesados que constituem esta amostra são epidoto, piroxênio, turmalina, zircão, rutilo, clorita. O epidoto é um mineral bastante abundante constituindo 35% dos minerais pesados e apresenta coloração amarelo esverdeado, dispostos em grãos sub-angulosos, com relevo forte. O piroxênio constitui 12% dos minerais pesados, apresenta coloração esverdeada, pleocroísmo variando de verde escuro a verde amarronzado. A turmalina comparece com 8% dos minerais, possui cor verde, com pleocroísmo fraco, grãos sub-arredondados. O rutilo apresenta-se em grãos de coloração avermelhada, sub-arredondados, constituindo 15%. O zircão possui coloração incolor, apresentando-se em grãos prismáticos, onde alguns grãos possuem inclusões de outros minerais. Este mineral perfaz 16% dos minerais desta lâmina. A clorita de cor verde está representada de forma sub-arredondada, perfazendo 14% dos minerais desta amostra.

### Amostra 07/TU-05b

Esta amostra apresentou como minerais pesados hornblenda, epidoto, turmalina, rutilo, zircão. A hornblenda é um mineral bastante abundante e perfaz 33% ocorre como grãos prismáticos ou fragmentos arredondados, de coloração esverdeada, com pleocroísmo variando de verde a verde amarronzado e relevo moderado. A turmalina é um mineral ultra-estável, resiste a vários períodos

de retrabalhamento sedimentar. Foi encontrada com pouca frequência perfazendo 5%, apresentando grãos verdes sub-arredondados. O epidoto apresenta-se em grãos de coloração amarela esverdeado e de coloração incolor, sub-angulosos, com relevo forte, e birrefringência forte, constituindo 30% dos minerais desta amostra. O zircão constitui 15% dos minerais da lâmina estudada e ocorre como grãos prismáticos curtos ou alongados e sub-arredondados, de coloração incolor. O rutilo comparece com 12% dos minerais pesados da lâmina estudada, apresentando cor avermelhada e com relevo alto, seus grãos possuem formas sub-arredondadas e sem inclusões. A estauroлита representa 5% dos minerais pesados e apresenta coloração amarelo avermelhada e grãos angulosos e sub-arredondados.

### Determinação do índice ZTR

O índice ZTR foi calculado para medir a maturidade mineralógica de depósitos sedimentares sendo expressa através da soma dos percentuais de zircão, turmalina e rutilo.

Os sedimentos possuem um índice ZTR variando entre 32% a 39%, mostrando um baixo grau de maturidade. Isso pode refletir que esses sedimentos foram expostos a um intemperismo químico brando, o que pode ser evidenciado na grande quantidade de epidotos em média 30% e de hornblenda (33%), pois estes minerais são bastante sensíveis ao intemperismo químico, sendo um dos primeiros a desaparecer.

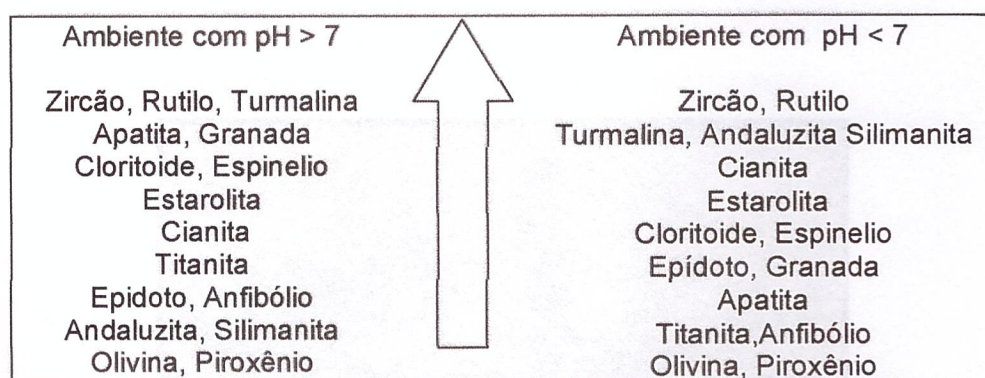


Figura13: Escala de estabilidade química ao pH ácido e básico.

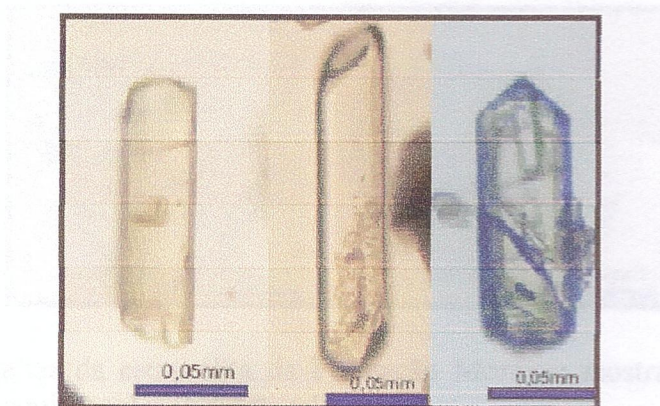


Figura14: Fotomicrografias de zircão da Formação Morrote, exibindo grãos prismáticos, com inclusões e sem zoneamentos (luz natural).

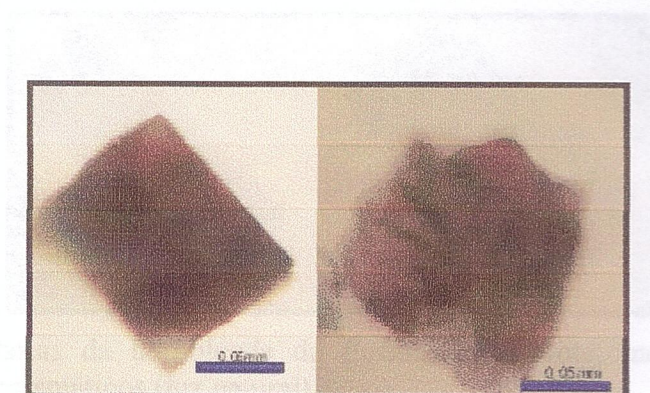


Figura15: Fotomicrografias do rutilo da Formação Morrote, mostrando grãos subédricos e sub-arredondados (luz natural).

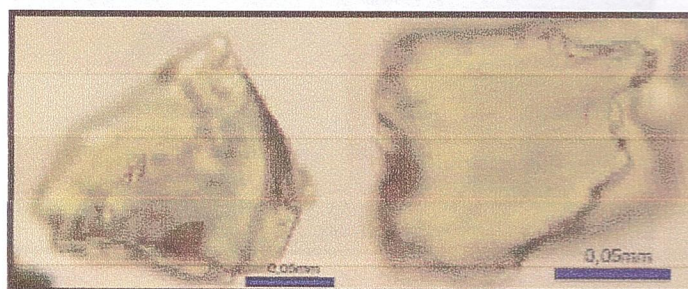


Figura16: Fotomicrografias do epidoto da Formação Morrote, mostrando grãos sub-angulosos (luz natural).

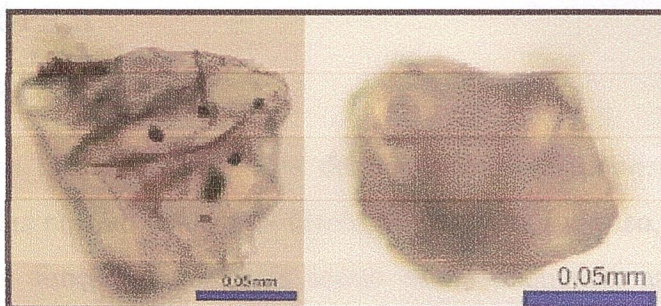


Figura17: Fotomicrografias da estaurolita da Formação Morrote, mostrando grãos angulosos e irregulares, com forma equigranular (luz natural).

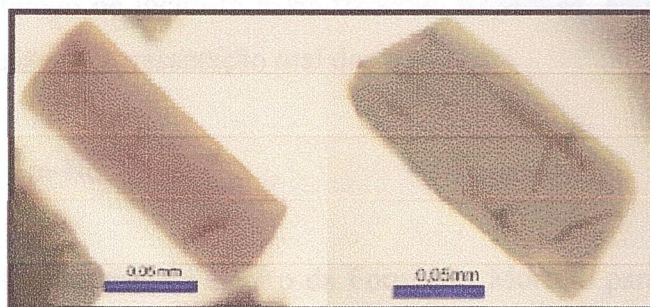


Figura18: Fotomicrografias da hornblenda da Formação Morrote, mostrando a variação do pleocroísmo, em grãos prismáticos (luz natural).

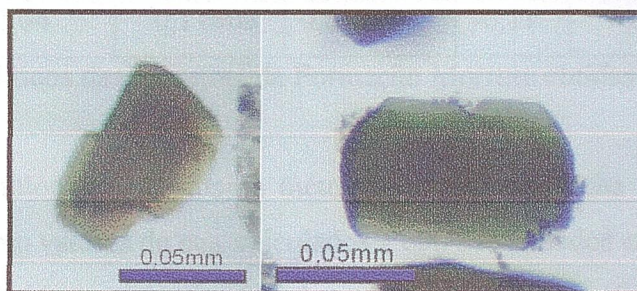


Figura19: Fotomicrografias da turmalina da Formação Morrote, mostrando grãos angulosos de coloração esverdeada (luz natural).

## 6. GEOLOGIA ISOTÓPICA

### 6.1 DATAÇÃO DE ZIRCÃO DETRÍTICO

A princípio as datações nos grãos detríticos de zircão estavam previstas neste trabalho e as análises seriam realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica Para-Iso, pelo método Pb-Pb em zircão. No entanto, em função dos cristais serem muito pequenos, as tentativas de datação realizadas não foram exitosas. Com isso, para obter estes dados geocronológicos, as amostras de zircão foram enviadas para serem datadas na UFRGS, onde se utilizaria o método U-Pb em zircão, utilizando um espectrômetro de massa com fonte de plasma acoplado a um sistema de abrasão a laser. Infelizmente, devido a problemas operacionais no Laboratório da UFRGS não foi possível se obter estes dados a tempo de incluí-lo neste trabalho. Espera-se, entretanto, poder apresentar estes resultados por ocasião da apresentação oral deste trabalho.

### 6.2 IDADE-MODELO Sm-Nd

Foram selecionadas duas amostras de arenito da Formação Morrote para a datação pelo método Sm-Nd e os dados obtidos são apresentados na tabela 02.

Amostra	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	t(Ma)	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
07/TU-06b	7,74	39,62	0,11808	0,51251	-2,54	3,49	600	859
07/TU-05c	6,26	32,04	0,11808	0,51231	-6,11	-0,08	600	1142

Tabela 02: Dados analíticos das amostras da Formação Morrote obtidas pelo método Sm-Nd em rocha total.

Os resultados geocronológicos obtidos no método Sm-Nd em rocha total forneceram idades de 859 Ma e 1142 Ma, com valores de  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  calculados a 600 Ma situados entre -0,08 e 3,49.

A distribuição das idades modelo Sm-Nd dos arenitos da Formação Morrote apresenta-se no diagrama de evolução do Nd, onde são plotados os resultados das amostras analisadas no campo do embasamento do Cráton Amazônico (Sato e Tassinari, 1997), rochas do Cinturão Araguaia (Pinheiro, 2005) e Arco Magmático de Goiás (Pimentel et al, 1999), (Figura20).

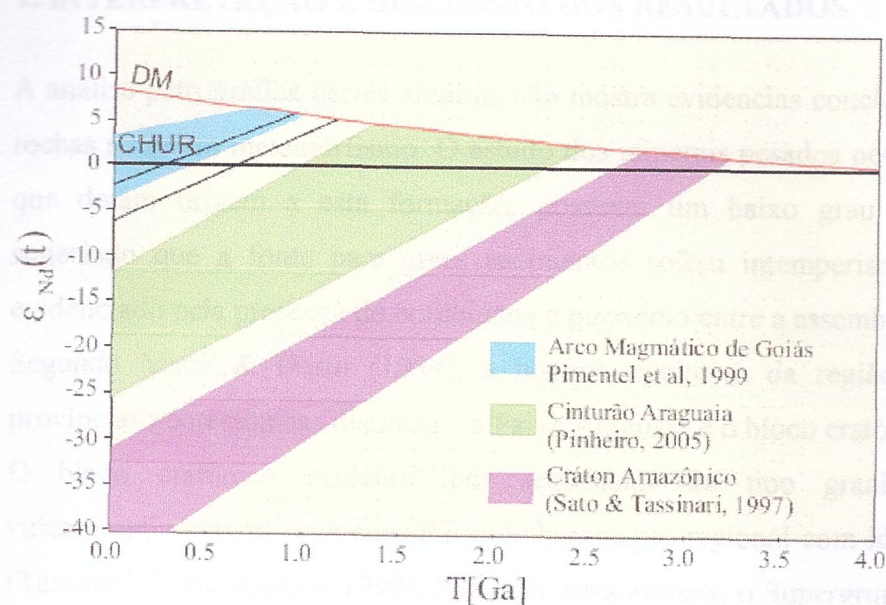


Figura 20: Diagrama de evolução do Nd das amostras datadas na Formação Morrote (Grupo Tucuruí). São mostrados para comparação os campos da evolução do Nd nas graníticas do Cráton Amazônico e nas rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia. Adicionalmente, para referência de um terreno juvenil meso- neoproterozóico é mostrado o campo de evolução do Nd para as rochas graníticas do Arco Magmático de Goiás.

## 7. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A análise petrográfica destes arenitos não mostra evidências conclusivas do registro de que as rochas sofreram metamorfismo. O estudo dos minerais pesados permite dizer que os sedimentos que deram origem a esta formação, possuem um baixo grau de maturidade mineralógica, sugerindo que a fonte para esses sedimentos sofreu intemperismo químico brando, o que é evidenciado pela presença de hornblenda e piroxênio entre a assembléia de minerais pesados.

Segundo Matta & Hasui (1984), a história evolutiva da região de Tucuruí envolveu duas províncias geotectônicas distintas – a Faixa Araguaia e o bloco cratônico ocidental.

O bloco cratônico ocidental por seqüências do tipo granito – greenstone e rochas vulcanosedimentares, que constitui o embasamento regional com idade variando de 2,7 a 3,1 Ga (Tassinari & Macambira, 1999). Segundo estes autores, o Supergrupo Baixo Araguaia começou a se formar em uma depressão geossinclinal no Mesoproterozóico, e está representado na área por rochas da Formação Couto Magalhães. A formação dessas depressões foi acompanhada de atividade tectônica na Geossutura Tocantins-Araguaia, possibilitando a ascensão de material máfico ultramáfico (Gorayeb, 1981). Posteriormente, no evento Uruaçuano (1400-1000 Ma) desenvolveu-se um falhamento de empurrão de Tucuruí, lançando os metamorfitos da Faixa Araguaia sobre as rochas do Grupo Tucuruí e sobre a cobertura sedimentar do bloco cratônico ocidental.

Segundo Abreu (1978) a sedimentação das rochas do Cinturão Araguaia adveio em consequência da regeneração implantada na porção marginal do Cráton Amazônico. Isso implica em ter a área cratônica arqueana como a fonte principal para sedimentação das rochas do Cinturão Araguaia. No entanto, Pinheiro (2005) mostraram que dificilmente o Cráton Amazônico pode contribuir para a sedimentação das rochas do Cinturão Araguaia uma vez que as idades-modelo Sm-Nd obtidas para os metassedimentos deste cinturão situam-se entre 1,4 e 2,1 Ga e idades-modelo Pb em zircão variando entre 1,45 e 2,9 Ga.

As idades-modelo Sm-Nd em rocha obtidas neste trabalho foram de 1142 e 859 Ma, com valores de  $\epsilon_{Nd(t)}$  calculados a 600 Ma situados entre -0,08 e 3,49, respectivamente.

Essas idades-modelo dos arenitos da Formação Morrote, e os valores de  $\epsilon_{Nd(t)}$  associados, mostram uma forte contribuição de uma área fonte juvenil de idade meso- neoproterozóica. Assim, a possibilidade das rochas do embasamento arqueano/paleoproterozóico do Cráton Amazônico serem as rochas fontes para os sedimentos da Formação Morrote são bem remotas, o que pode

verificado no gráfico de evolução do Nd mostrado na figura 18. Portanto, a semelhança das rochas do Cinturão Araguaia, o Craton Amazônico não seria a fonte principal da Formação Morrote. Estes dados mostram também que a correlação da Formação Morrote com a Formação Goro não é apropriada uma vez que esta última é considerada do Paleoproterozóico (Hasui et al, 1984). Os dados isotópicos sugerem, a princípio, que a área fonte das rochas da Formação Morrote seria também diferente da área fonte das rochas do Cinturão Araguaia. No entanto os estudos isotópicos devem ser ampliados nesta região, incluindo a Formação Couto Magalhães para definir melhor esta possibilidade. No momento não se pode descartar a possibilidade da evolução geológica do Grupo Tucuruí estar associada à evolução do Cinturão Araguaia.

## 8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os estudos geocronológicos e petrográficos e mineralógicos da Formação Morrote permitiram chegar às seguintes conclusões:

- 1) A Formação Morrote é mineralogicamente imatura, pois apresenta um índice ZTR baixo (32% a 39%).
- 2) A seção descrita da Formação Morrote permitiu classificar estes arenitos como subarcóicos. Adicionalmente, os estudos petrográficos não permitem definir com segurança a presença de metamorfismo nestas rochas. Possivelmente esses indícios poderiam ser registrados nas rochas basálticas da Formação Caraiapé.
- 3) A idade-modelo Sm-Nd sugere que a área fonte da Formação Morrote tem uma forte contribuição de área fonte juvenil, situada entre o Mesoproterozóico e Neoproterozóico.
- 4) Os estudos isotópicos mostram que as rochas fontes da Formação Morrote estão mais próximas de serem de fontes semelhantes as rochas fonte do Cinturão Araguaia, do que as rochas do embasamento do Cráton Amazônico.
- 5) Recomenda-se ampliar os estudos petrográficos e geocronológicos na Formação Morrote para confirmar os resultados aqui obtidos.
- 6) Recomenda-se também estender este estudo de proveniência para as rochas da Formação Couto Magalhães, na área de estudo para melhor compreender as relações entre o Grupo Tucuruí e as rochas do Supergrupo Baixo Araguaia.

## 9 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, F.A.M. de. O Supergrupo Baixo Araguaia, Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, v.2, p.539-545, 1978.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B. The upper Precambrian of South América. Boletim do instituto de Geociências da USP. 7: 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: 31<sup>st</sup> International Geological Congress,p 183-193. 2000.

AMARAL, G. Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências, USP. 212p. 1974.

ARCANJO, S.H.S. & MOURA, C.A.V. Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia. Região de Paraíso Tocantins (TO). Revista Brasileira de Geociências. 30(4): 665-670. 2000.

BARBOSA, O. ANDRADE RAMOS O. C. de; GOMES, F.A.; HEMBOLD, R. Geologia Estratigráfica, Estrutural e Econômica da área do Projeto Araguaia, Rio de Janeiro. DNPM-Div Geol. Min. 95p. 1966.

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.

CONDURÚ, P. M. Estudo de Proveniência de rochas metassedimentares da Formação Gorotire e Grupo Rio Fresco, na região da Serra do Inajá, sul da Província Mineral de Carajás (PA), com base em datação de monocristais de zircão. TCC. (2003).

COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S. BEMERGUY, R.L.; GAMA JR, T.; KOTCSHOUBEY, B.; LEMOS, R.L. Projeto Paraíso do Norte. Relatório final. Belém CVRD/ UFPA. 125p. 1983.

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

DEPAOLO, D. J. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calcio-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.

GORAYEB, P.S.S. Evolução geológica da região de Araguacema-Pequizeiro, Goiás, Brasil. Dissertação de Mestrado. 1981.

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

HALLSWORTH, C. R.; MORTON, A.C.; CLAOÉ-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.

HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. Geologia do Pré-Cambriano. Província Tocantins Setor Setentrional. p.187-197. 1984.

HASUI, Y; ABREU, F.A.M. de; SILVA, J.M.R. da. Estratigrafia da Faixa de dobramento Paraguai- Araguaia no Centro Norte do Brasil. São Paulo. Bol. Inst. Geoc. 1977.

HIDROSERVICE ENGENHARIA DE PROJETOS- Plano de desenvolvimento integrado da área da Bacia do Rio Tocantins. Sudam. Belém. 1973.

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: 63-71. 1987

MATTA, M. A da S. Evolução Geológica da Região de Tucuruí- Pará. Dissertação de Mestrado. 1982.

MATTA, M. A da S & HASUI, Y. Modelamento estratigráfico da região de Tucuruí, Pará. Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro. 1984.

MACAMBIRA, J.B. Geologia e ocorrências minerais do Braquianticlinal do Lontra (Go). Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém. Dissertação de Mestrado. 1983.

MORTON, A. C. & HALLSWORTH, C. Identifying provenience-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedim. Geol.*, **90**:241-256. 1994

MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. Zircon ages of basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil. *Basement Tectonics*, **13**:155-178. 1999.

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.

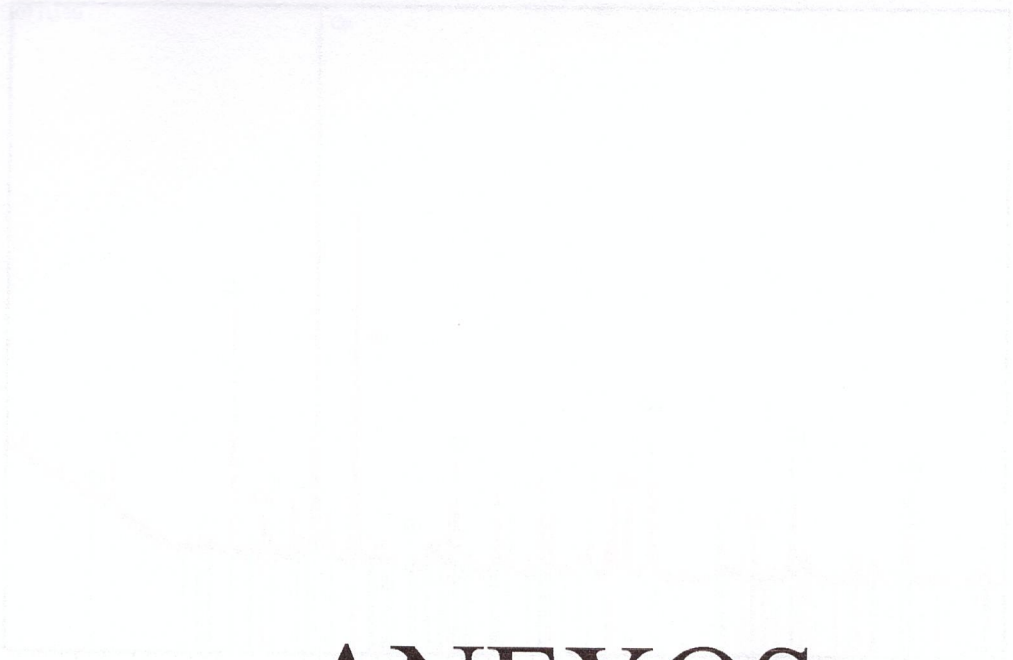
PINHEIRO, B. L. S. Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia, com base em datações Idade modelo Sm-Nd em rocha total e datação PB-PB em zircão. Dissertação de Mestrado. 2005.

SATO, K.; TASSINARI, C. C. G.; KAWASHITA, K. e PETRONILHO, L. O Método Geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas Aplicações. In: ANAIS DA ACADEMIA BRASILEIRA DE CIENCIAS. **67**(3) p. 313-336. 1995.

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

SILVA, G.G. da; LIMA, M.I.C. de; ANDRADE, A. R. F. de; ISSLER, R.S. Geologia das folhas Sb.22 e parte da folha SC.22 Tocantins. In: Projeto Radam Rio de Janeiro, Departamento Nacional da Produção Mineral. v.4 p.1-143. 1974.

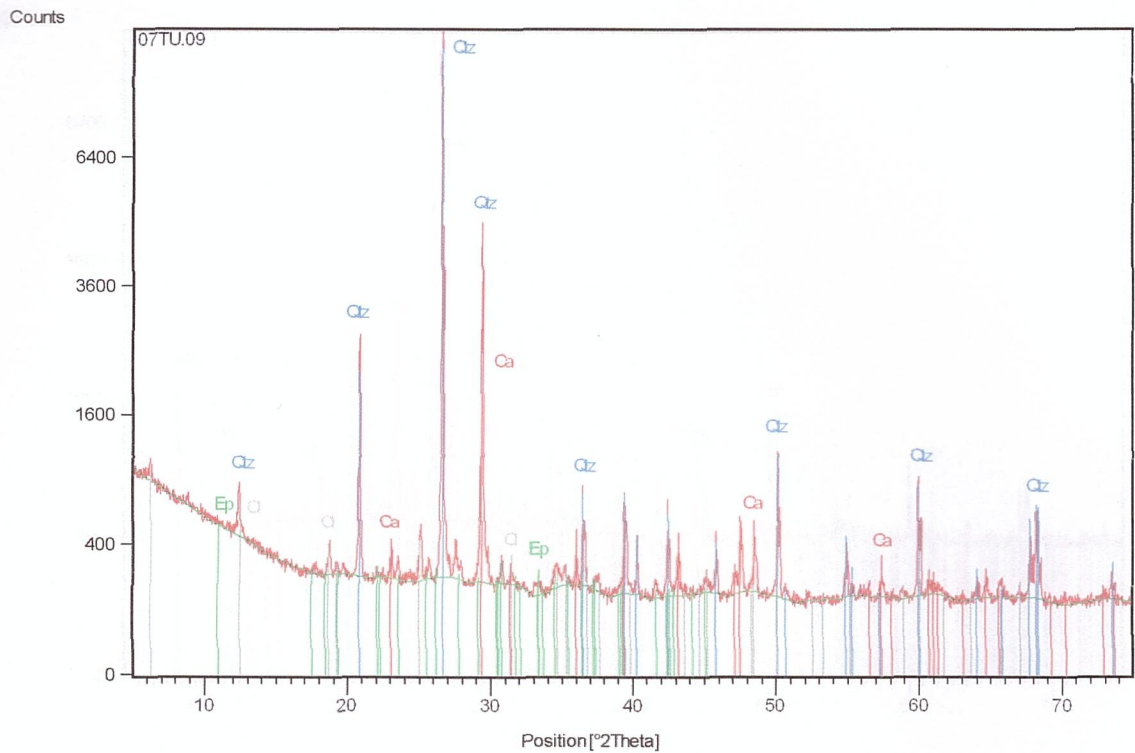
TROW, R. A.; VAZ, L.F. ; SLONGO, T.T. ; NAKASATO, N. – Geologia da Região de Tucuruí-Baixo Tocantins. Pará - In: Anais do XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto, V.2 p. 137-148. 1976.



# ANEXOS

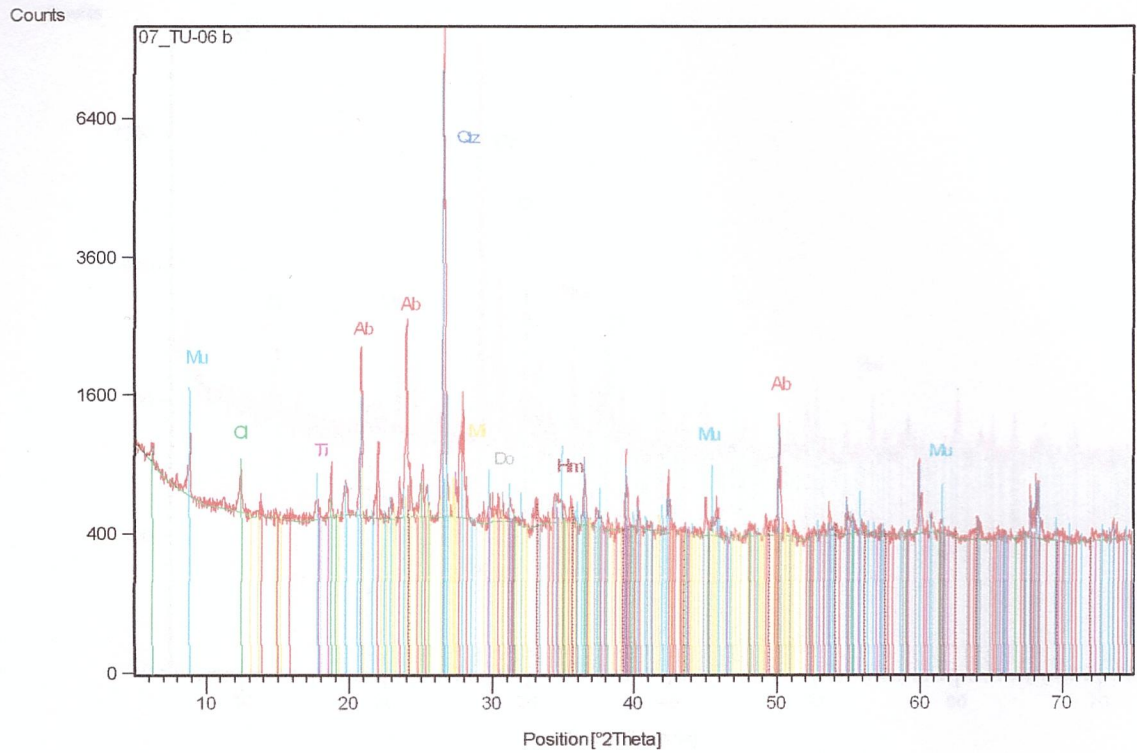
Item	Description	Quantity	Unit	Value
1	...	...	...	...
2	...	...	...	...
3	...	...	...	...
4	...	...	...	...
5	...	...	...	...
6	...	...	...	...
7	...	...	...	...
8	...	...	...	...
9	...	...	...	...
10	...	...	...	...
11	...	...	...	...
12	...	...	...	...
13	...	...	...	...
14	...	...	...	...
15	...	...	...	...
16	...	...	...	...
17	...	...	...	...
18	...	...	...	...
19	...	...	...	...
20	...	...	...	...
21	...	...	...	...
22	...	...	...	...
23	...	...	...	...
24	...	...	...	...
25	...	...	...	...
26	...	...	...	...
27	...	...	...	...
28	...	...	...	...
29	...	...	...	...
30	...	...	...	...
31	...	...	...	...
32	...	...	...	...
33	...	...	...	...
34	...	...	...	...
35	...	...	...	...
36	...	...	...	...
37	...	...	...	...
38	...	...	...	...
39	...	...	...	...
40	...	...	...	...
41	...	...	...	...
42	...	...	...	...
43	...	...	...	...
44	...	...	...	...
45	...	...	...	...
46	...	...	...	...
47	...	...	...	...
48	...	...	...	...
49	...	...	...	...
50	...	...	...	...

...



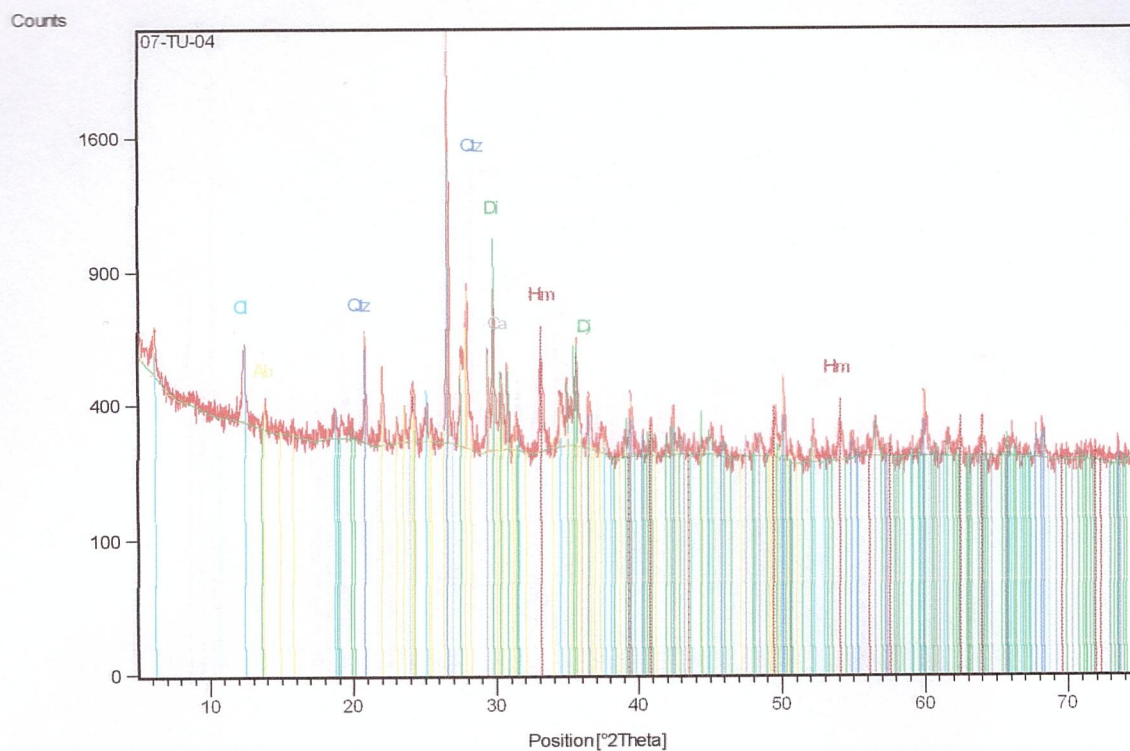
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	01-078-1253	77	Quartz low. syn	0.000	0.915	Si O <sub>2</sub>
*	01-086-2334	60	Calcite	0.000	0.220	Ca ( C O <sub>3</sub> )
*	00-017-0514	35	Epidote	0.000	0.011	Ca <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> Fe ( Si O <sub>4</sub> ) ( Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) ( O , O H ) <sub>2</sub>
*	00-029-0854	43	Clinocllore- \\T2M#I#Ib\RG	0.000	0.027	Mg <sub>5</sub> Al ( Si <sub>3</sub> Al ) O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>8</sub>

Anexo 01: Difratoograma de raios-X, realizada nos veios dos arenitos, mostrando que eles são constituídos por quartzo, epidoto, calcita e clorita.



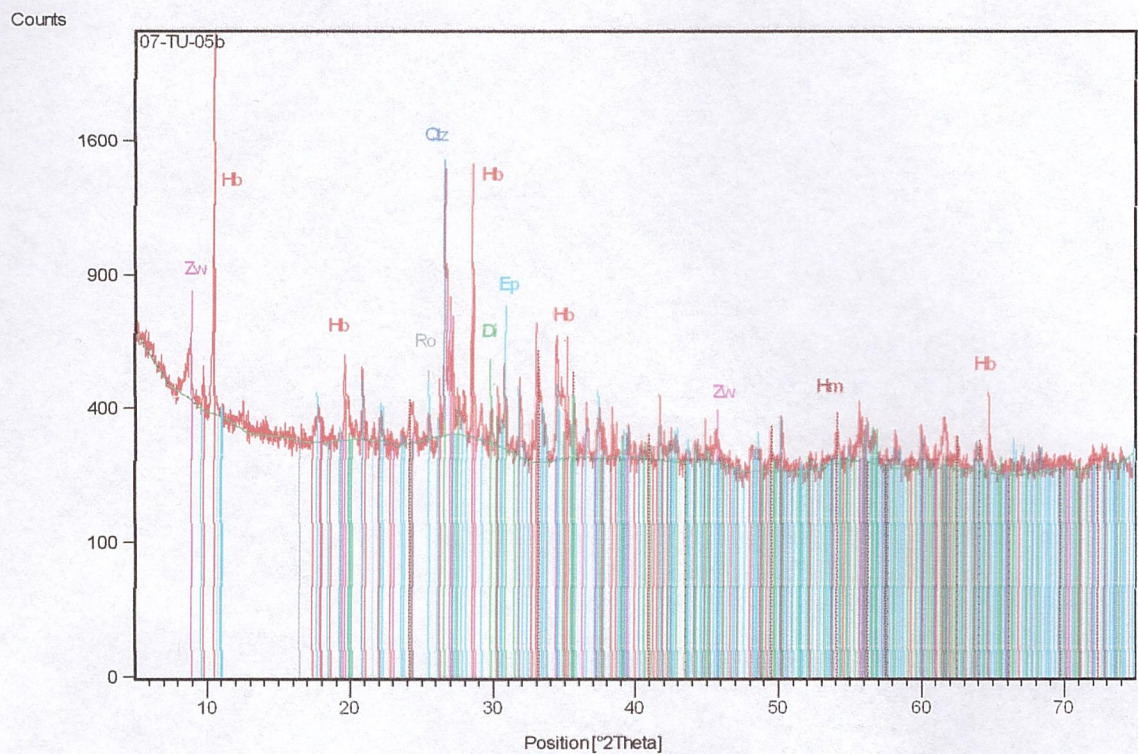
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	01-085-0795	67	Quartz	0.000	0.767	Si O <sub>2</sub>
*	00-020-0554	48	Albite, ordered	0.000	0.111	Na Al Si <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
*	00-029-0701	37	Clinocllore- \ITMRG#I#I \IT#b\RG, ferroan	0.000	0.045	( Mg , Fe ) <sub>6</sub> ( Si , Al ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ( OH ) <sub>8</sub>
*	00-034-0517	24	Dolomite, ferroan	0.000	0.023	Ca ( Mg , Fe ) ( C O <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>
*	01-087-1166	27	Hematite	0.000	0.018	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
*	00-006-0263	28	Muscovite- 2\ITMRG#1	0.000	0.119	K Al <sub>2</sub> ( Si <sub>3</sub> Al ) O <sub>10</sub> ( OH , F ) <sub>2</sub>
*	00-025-0177	27	Titanite, syn	0.000	0.036	Ca Ti O ( Si O <sub>4</sub> )
*	00-019-0926	23	Microcline, ordered	0.000	0.039	K Al Si <sub>3</sub> O <sub>8</sub>

Anexo 02: Difratoograma de raios-X, realizada no subarcócio (amostra 07/TU-06b), identificando a presença de quartzo, albite, clorita, dolomita, hematita, muscovita, titanita e microclínio.



Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	01-086-0550	67	Hematite, syn	0.000	0.174	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
*	01-075-1092	47	Diopside	0.000	0.335	Ca Mg Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>
*	01-086-2334	39	Calcite	0.000	0.139	Ca ( C O <sub>3</sub> )
*	00-009-0466	43	Albite, ordered	0.000	0.168	Na Al Si <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
*	00-029-0701	37	Clinochlore- \ITMRG#I#I \IT#b\RG, ferroan	0.000	0.105	( Mg , Fe ) <sub>6</sub> ( Si , Al ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ( OH ) <sub>8</sub>
*	01-086-2237	59	Quartz low	0.000	0.527	Si O <sub>2</sub>

Anexo 03: Difratoograma de raios-X dos minerais pesados (amostra 07/TU-04).



Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	01-085-0795	58	Quartz	0.000	0.501	Si O2
*	00-045-1371	52	Magnesiohornblende, ferroan	0.000	0.493	Ca2 ( Mg , Fe +2 )4 Al ( Si7 Al ) O22 ( O H , F )2
*	00-041-1482	37	Zinnwaldite-IT1MRG	0.000	0.178	K Al ( Fe Li ) ( Si3 Al ) O10 F2
*	01-073-2234	39	Hematite, syn	0.000	0.146	Fe2 O3
*	01-086-0686	24	Rosiaite	0.000	0.090	Pb ( Sb2 O6 )
*	01-071-1538	35	Epidote	0.000	0.208	Ca2 Al2.16 Fe0.84 Si3 O13 H
*	00-017-0318	29	Diopside	0.000	0.113	Ca Mg ( Si O3 )2

Anexo 04: Difratoograma de raios-X dos minerais pesados (amostra 07/TU-05b).