



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DAS SEQÜÊNCIAS DO
EMBASAMENTO NA PORÇÃO SUL DO CINTURÃO
ARAGUAIA – REGIÃO DE PARAÍSO DO TOCANTINS.**

TESE APRESENTADA POR

SILVIA HELENA DE SOUZA ARCANJO

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em
Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação: **12/09/2002**

Comitê de Tese:

FRANCISCO DE ASSIS MATOS DE ABREU
(Orientador)

REINHARDT ADOLFO FUCK

BENJAMIM BLEY DE BRITO NEVES

PAULO SÉRGIO DE SOUSA GORAYEB

JEAN MICHEL LAFON

Belém

*Esta tese é dedicada
Aos meus filhos, Gabriel e Maria Luiza:
Pois foi concluída, sobretudo, por causa deles;*

*Aos meus pais, Augusto e Sulamita,
pela ajuda incondicional e confiança em mim depositada*

e

*Ao meu marido, Wander,
pela compreensão, dedicação e incentivo constantes.*

AGRADECIMENTOS

A execução da presente tese foi possível graças ao suporte financeiro do Conselho de Aperfeiçoamento à Pesquisa (CAPES) e Universidade Federal do Pará, através do Curso de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica, aos quais externo meus agradecimentos, extensivos àqueles abaixo mencionados:

Ao projeto PRONEX (662103/19888-0) intitulado Magmatismo, Evolução crustal e Metalogênese da Província Mineral de Carajás e Províncias adjacentes, assim como ao projeto PROINT/1995/UFPA, pelos auxílios financeiros que possibilitaram os trabalhos de campo;

Ao professor, Dr. Francisco de Assis Matos de Abreu, orientador durante o desenvolvimento desta tese, pelas sugestões e críticas de grande valor;

Ao professor, Dr. Candido Augusto Veloso Moura que, na condição de co-orientador, teve fundamental e decisiva participação na realização desta tese, enriquecendo a orientação com suas valiosas críticas e discussões;

A toda a equipe do Laboratório de Geologia Isotópica (PARÁ-ISO), pelo convívio agradável e amigo que proporcionaram durante o tempo que levou a concretização desta tese; e especialmente ao Prof. Dr. Thomas Scheller, pelo auxílio no tratamento dos dados analíticos dos estudos isotópicos e à amiga Cintia Gaya, pela ajuda na fase laboratorial;

À amiga Elma Costa de Oliveira pela disponibilidade de ajuda e companheirismo durante toda a fase laboratorial de aplicação da metodologia Sm-Nd;

À amiga Keyla Teixeira por sua dedicação no tratamento das amostras destinadas ao estudo geocronológico;

À amiga Rosária Fenzl pelo agradável convívio durante sua passagem pelo Centro de Geociências;

Aos colegas e amigos Albano Antonio da Silva Leite, Valter Gama de Avelar, Marco Antonio Galarza Toro e José Erimar Soares pelas proveitosas discussões geológicas durante o período de desenvolvimento desta tese;

Aos colegas, mestrandos, Alan Brunelli, Waldirney Manfredi Calado e Francisco Ribeiro da Costa, pelo auxílio durante a editoração desta tese;

Ao Laboratório de Sensoriamento Remoto e Geo-Informática (LAGEOS), nas pessoas dos técnicos Helenice de Araújo Silva e Lourival Silva Jr., pelo permanente acessoramento no tratamento digital das imagens de satélite. E ao Prof. Claudio Slafsztein, então chefe do LAGEOS, por ter disponibilizado os *softwers* utilizados na confecção do mapa geológico que integra a presente tese;

Aos motoristas, senhores Walter Pompeu e Afonso Quaresma de Lima pela participação e responsabilidade com que conduziram os veículos nos trabalhos de campo;

Aos técnicos dos laboratórios de geologia isotópica, de química, da laminação e da sedimentologia, bem como aos funcionários da biblioteca setorial, pela acessoria dispensada, especialmente à amiga Lúcia Imbiriba e ao Hélio Braga Martins, pela revisão desta tese;

A todos da minha família, pais (Augusto e Sulamita) e irmãos (Edwiges, Cezar e Sueli), pela compreensão, principalmente durante a fase final de confecção desta;

Ao meu marido Wander Soares Arcanjo, pelos incondicionais incentivo, valorização e crédito no meu trabalho e principalmente por ter estado presente, ao lado dos nossos filhos, durante a minha ausência, com o envolvimento na tese;

A Deus, por ter me conduzido pelo caminho das pedras.

*... Aprendi a transformar o medo em
respeito,
o respeito em confiança.
Descobri como é bom chegar quando
se tem paciência.
E para se chegar, onde quer que seja,
aprendi que não é preciso dominar a
força, mas a razão.
É preciso, antes de mais nada, querer!*

Amyr Klink

SUMÁRIO

	Página
DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
EPÍGRAFE	iv
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vii
RESUMO	01
ABSTRACT	04
1. INTRODUÇÃO	06
1.2. OBJETIVOS	12
1.3. METODOLOGIAS DE TRABALHO	12
1.3.1. Pesquisa Bibliográfica	12
1.3.2. Processamento Digital de Imagem de Satélite	12
1.3.3. Etapas de Campo	13
1.3.4. Geoquímica Isotópica	15
1.3.4.1. Tratamento das Amostras	15
1.3.4.2. Metodologia Pb-Pb em Zircão	23
1.3.4.3 Metodologia Sm-Nd (rocha total)	28
2. O CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	31
2.1. EMBASAMENTO	32
2.2. CINTURÃO ARAGUAIA	34
2.3. CRATON AMAZÔNICO	39
2.4. MACIÇO DE GOIÁS E ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS	39
3. O CONTEXTO GEOLÓGICO DA REGIÃO DE PARAÍSO DO TOCANTINS	41
3.1. A ÁREA EM INVESTIGAÇÃO	42
3.2. AS PRINCIPAIS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	42
3.2.1. Grupo Rio do Coco	47
3.2.2. Complexo Rio dos Mangues	50
3.2.2.1. Gnaisses Tonalíticos	51
3.2.2.2. Gnaisses Granodioríticos	56
3.2.2.3. Granada-Biotita Gnaisse	59

3.2.2.4. Anfibolito	61
3.2.3. Ortognaisses Intrusivos no Complexo Rio dos Mangues	62
3.2.4. Granito Serrote	66
3.2.5. Suíte Monte Santo	67
3.2.6. Granito Matança	69
3.2.6.1. Gnaiss Monzogranítico	71
4. GEOCROLOGIA (Pb-Pb EM ZIRCÃO)	73
4.1. METABÁSICA (97/SH/03) DO GRUPO RIO DO COCO	74
4.2. ORTOGNAISSES DO COMPLEXO RIO DOS MANGUES	77
4.2.1. Gnaiss Granodiorítico (99/SHA/13b)	77
4.2.2. Gnaiss Tonalítico (99/SHA/14a)	80
4.2.3. Gnaiss Tonalítico (99/SHA/15a)	82
4.2.4. Gnaiss Tonalítico (99/SHA/25a)	84
4.2.5. Gnaiss Granodiorítico (99/SHA/18d)	90
4.3. ORTOGNAISSES INTRUSIVOS NO COMPLEXO RIO DOS MANGUES	92
4.3.1. Gnaiss Tonalítico (99/SHA/21)	92
4.3.2. Gnaiss Tonalítico (99/SHA/23a)	97
4.3.3. Gnaiss Álcali-Feldspático Granítico (99/SHA/24)	100
4.4. GNAISSE SIENÍTICO (99/SHA/2) DA SUÍTE MONTE SANTO	103
4.5. GNAISSE MONZOGRAÍTICO (99/SHA/22) DO GRANITO MATANÇA	105
5. GEOCROLOGIA (Sm-Nd)	107
5.1. COMPLEXO RIO DOS MANGUES	110
5.2. GRANITO SERROTE	111
5.3. SUÍTE MONTE SANTO	113
5.4. ORTOGNAISSES INTRUSIVOS NO COMPLEXO RIO DOS MANGUES	114
6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	117
7. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	130
8. CONCLUSÕES	148
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	152
ANEXO 1: Abertura da Amostra	168
ANEXO 2: Separação de Terras Raras	169

ANEXO 3: Separação de Sm e Nd	170
ANEXO 4: Depósito de Sm e Nd	171
ANEXO 5: Mapa Geológico	

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS	Página
Figura 1.1: Cinturão Araguaia	11
Figura 1.2: Elutriador	16
Figura 1.3: Fluxograma do procedimento metodológico	18
Figura 1.4: Canoa de rênio	19
Figura 1.5: Tambor ou carrossel	20
Figura 1.6: Colunas de separação	22
Figura 1.7: Espectrômetro de massa Finnigan Mat 262	24
Figura 1.8: Detalhe do tambor	24
Figura 2.1: Afloramento de xistos do SGBA	35
Figura 2.2: Seções geológicas no Cinturão Araguaia	38
Figura 3.1: Mapa de localização da área	45
Figura 3.2: Mapa geológico simplificado da área	46
Figura 3.3: Coluna estratigráfica do Grupo Rio do Coco	49
Figura 3.4: Fotomicrografia de metabásica do Grupo Rio do Coco	50
Figura 3.5: Afloramento de gnaiss tonalítico	53
Figura 3.6: Afloramento de gnaiss tonalítico	53
Figura 3.7: Fotomicrografia de gnaiss tonalítico	54
Figura 3.8: Afloramento de gnaiss tonalítico	55
Figura 3.9: Fotomicrografia de gnaiss tonalítico	56
Figura 3.10: Afloramento de gnaiss granodiorítico	57
Figura 3.11: Afloramento de gnaiss granodiorítico	58
Figura 3.12: Fotomicrografia de gnaiss granodiorítico	58
Figura 3.13: Fotomicrografia de gnaiss granodiorítico	59
Figura 3.14: Afloramento de granada-biotita gnaiss	60
Figura 3.15: Fotomicrografia de granada-biotita gnaiss	61

Figura 3.16:	Afloramento de anfibolito	62
Figura 3.17:	Afloramento de gnaissse álcali-feldspático granítico	63
Figura 3.18:	Fotomicrografia de gnaissse álcali-feldspático granítico	64
Figura 3.19:	Fotomicrografia de gnaissse tonalítico	65
Figura 3.20:	Fotomicrografia de gnaissse tonalítico	66
Figura 3.21:	Serra do Granito Serrote	67
Figura 3.22:	Fotomicrografia de gnaissse sienítico	69
Figura 3.23:	Serra do Granito Matança	70
Figura 3.24:	Fotomicrografia de gnaissse monzogranítico	71
Figura 3.25:	Diagrama de Streckeisen	72
Figura 4.1:	Diagrama Pb-Pb em zircão da rocha metabásica	77
Figura 4.2:	Diagrama Pb-Pb em zircão do gnaissse tonalítico (99/SHA/13b)	80
Figura 4.3:	Diagrama Pb-Pb em zircão do gnaissse tonalítico (99/SHA/14a)	82
Figura 4.4:	Diagrama Pb-Pb em zircão do gnaissse tonalítico (99/SHA/15a)	84
Figura 4.5:	Diagrama Pb-Pb em zircão do gnaissse tonalítico (99/SHA/25a)	88
Figura 4.6:	Cristais de zircão zonados	89
Figura 4.7:	Diagrama Pb-Pb em zircão do gnaissse granodiorítico (99/SHA/18d)	92
Figura 4.8:	Diagrama Pb-Pb em zircão do gnaissse tonalítico (99/SHA/21)	96
Figura 4.9:	Diagrama Pb-Pb em zircão do gnaissse tonalítico (99/SHA/21)	96
Figura 4.10:	Diagrama Pb-Pb em zircão do gnaissse tonalítico (99/SHA/21)	97
Figura 4.11:	Diagrama Pb-Pb em zircão do gnaissse tonalítico (99/SHA/23a)	100
Figura 4.12:	Diagrama Pb-Pb em zircão do gnaissse álcali-feldspático granítico (99/SHA/24)	102
Figura 4.13:	Diagrama Pb-Pb em zircão do gnaissse sienítico (99/SHA/2)	104
Figura 4.14:	Diagrama Pb-Pb em zircão do gnaissse monzogranítico (99/SHA/22)	106
Figura 5.1:	Diagrama T_{DM} para o Complexo Rio dos Mangues	111
Figura 5.2:	Diagrama T_{DM} para o Granito Serrote	112
Figura 5.3:	Diagrama T_{DM} para a Suíte Monte Santo	114
Figura 5.4:	Diagrama T_{DM} para as intrusivas do Complexo Rio dos Mangues	116
Figura 7.1:	Cartografia dos primeiros blocos siálicos	132
Figura 7.2:	Cartografia dos platôs oceânicos	134

Figura 7.3:	Consumo de crosta oceânica	135
Figura 7.4:	Mapa de Atlântica	137
Figura 7.5:	Cartografia das grandes zonas de fraqueza	139
Figura 7.6:	Colocação de granitos no Paleoproterozóico	141
Figura 7.7:	Bacias do SGBA e Grupo Natividade	143
Figura 7.8:	Modelo de reconstrução na região do Maciço de Goiás	145
Figura 7.9:	Colocação de granitos no Mesoproterozóico	147

TABELAS		Página
Tabela 1.1:	Localização dos pontos estudados	14
Tabela 3.1:	Síntese de dados geocronológicos	44
Tabela 3.2:	Mineralogia principal das amostras	72
Tabela 4.1:	Resultados analíticos Pb-Pb em zircão da metabásica	76
Tabela 4.2:	Resultados analíticos Pb-Pb em zircão do gnaiss granodiorítico (99/SHA/13b)	79
Tabela 4.3:	Resultados analíticos Pb-Pb em zircão do gnaiss tonalítico (99/SHA/14a)	81
Tabela 4.4:	Resultados analíticos Pb-Pb em zircão do gnaiss tonalítico (99/SHA/15a)	83
Tabela 4.5:	Resultados analíticos Pb-Pb em zircão do gnaiss tonalítico (99/SHA/25a)	87
Tabela 4.6:	Resultados analíticos Pb-Pb em zircão do gnaiss granodiorítico (99/SHA/18d)	91
Tabela 4.7:	Resultados analíticos Pb-Pb em zircão do gnaiss tonalítico (99/SHA/21)	95
Tabela 4.8:	Resultados analíticos Pb-Pb em zircão do gnaiss tonalítico (99/SHA/23a)	99
Tabela 4.9:	Resultados analíticos Pb-Pb em zircão do gnaiss álcali-feldspático granítico	102
Tabela 4.10:	Resultados analíticos Pb-Pb em zircão de um gnaiss sienítico	104
Tabela 4.11:	Resultados analíticos Pb-Pb em zircão de um gnaiss monzogranítico (99/SHA/22)	106
Tabela 5.1:	Dados analíticos Sm-Nd (rocha total)	109
Tabela 6.1:	Síntese dos resultados geocronológicos	128
Tabela 6.2:	Relação idades do embasamento x fontes protolíticas	129

RESUMO

As unidades litoestratigráficas do embasamento do segmento sul do Cinturão Araguaia, em função dos restritos registros geocronológicos, foram inicialmente consideradas como de idade arqueana. Este posicionamento estratigráfico começou a ser modificado após as primeiras investigações geocronológicas sistemáticas que surgiram, a partir da segunda metade da última década, revelaram um predomínio de processos geológicos do Paleoproterozóico, contrastando com as idades arqueanas encontradas em ortognaisses do embasamento do segmento setentrional do cinturão.

Um estudo isotópico foi realizado nas rochas que constituem as seqüências do embasamento no segmento sul do Cinturão Araguaia, arredores de Paraíso do Tocantins e os resultados do mesmo, apresentados neste trabalho, tiveram como base as metodologias de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão) e Sm-Nd (rocha total). Estes, foram empregados com intuito de aperfeiçoar o quadro estratigráfico e reconstituir a evolução geológica desse segmento crustal, onde ocorrem o Grupo Rio do Coco, o Complexo Rio dos Mangues e o Granito Serrote, bem como à Suíte Monte Santo, que também aparece nesse contexto.

Os processos geológicos identificados para a região aconteceram a partir do Arqueano e estenderam-se até o Neoproterozóico. Os primeiros indícios de fontes arqueanas foram obtidos em alguns restritos corpos ortoderivados no setor leste da área mapeada, cujas idades T_{DM} situaram-se entre 3,25 e 2,78 Ga. De maneira clara, o Arqueano, ocorre na porção noroeste da área estudada, sendo representado por uma rocha metabásica pertencente ao Grupo Rio do Coco (seqüência *greenstone belt*), com idade de 2.618 ± 14 Ma, que é interpretada como a idade de extrusão do protólito vulcânico. Representariam assim dois segmentos crustais pretéritos individualizados na região.

No Paleoproterozóico foi constituído o Complexo Rio dos Mangues, a unidade de maior expressão no embasamento, cujos registros das idades (Pb-Pb em zircão) encontrados nos ortognaisses que o compõem variaram desde 2.054 ± 4 Ma até 2.086 ± 16 Ma, formados a partir de fonte mantélica, juvenil, com uma menor contribuição crustal e idades T_{DM} entre 2,35 e 2,21 Ga. Os processos geológicos que marcaram este período, de maneira geral, envolveram encurtamento crustal, com a participação de

colisões e cavalgamentos que facilitaram a fusão parcial de compartimentos crustais, espessados, resultando na geração de alguns corpos ígneos (1,85 e 1,82 Ga) e do Granito Serrote (1,86 Ga). O Granito Serrote, apesar de ter se colocado ao final do Paleoproterozóico, foi gerado a partir de fontes ainda mais antigas que aquelas do Complexo Rio dos Mangues, situadas entre 2,50 e 2,43 Ga. O segmento crustal continental então estabelecido, com rochas de idades e origens diversas, pode ser projetado para leste, muito além da área aqui enfocada, no contexto da arquitetura do Supercontinente Atlântica, consolidado de forma definitiva no final do Paleoproterozóico.

Ao término de um longo período durante o qual não se registraram eventos tectônicos significativos, no final do Mesoproterozóico, sobreveio na região, uma nova fase de instabilidade marcada por processos tafrogenéticos, cujas evidências seriam o aparecimento de magmatismo alcalino e máfico, além de bacias deposicionais que assinalam um contexto distensivo por toda a área. Em uma dessas bacias tem destaque a que acolheu os sedimentos que originaram as supracrustais do Cinturão Araguaia, a qual, durante o seu processo evolutivo, alcançou o estágio de proto-rifte. Mais distalmente, ao norte do Maciço de Goiás, este processo de quebramento aparentemente permitiu a constituição de um domínio oceânico, que por evolução e reciclagem, teria gerado as rochas que compõem o Arco Magmático de Goiás. Na região trabalhada este terreno de arco seria apenas prenunciado pelo aparecimento de um gnaiss tonalítico com idade de 840 Ma e idade modelo T_{DM} de 1,83 Ga.

Os efeitos dos processos dessa tafrogênese, dos quais os principais vestígios são os gnaisses sieníticos encontrados na Suíte Monte Santo, com idade de 1.051 ± 17 Ma, correlacionam-se aos processos de fissão ocorridos mundialmente e que levaram à fragmentação do Supercontinente Rodínia. Os protólitos desta suíte também foram gerados durante o Mesoproterozóico, conforme atestam as idades modelo T_{DM} entre 1,49 e 1,70 Ga.

Finalmente, passando ao Neoproterozóico, através da inversão nas condições geodinâmicas, seguir-se-iam na região processos de encurtamento horizontal e de espessamento crustal, além de fusões, espacial e volumetricamente distintas, que teriam gerado o Granito Matança e o Granito Santa Luzia, encontrado no domínio do

Cinturão Araguaia. Este cinturão foi edificado a partir dessa movimentação tectônica, guardando registros de feições estruturais pretéritas, também presentes nos conjuntos litoestruturais mais antigos. O transporte de massas tectônicas no sentido do Cráton Amazônico teria ocorrido, resultando na atual arquitetura em que se encontram, na forma de lascas imbricadas.

ABSTRACT

The basement rocks in the south segment of the Araguaia Belt, due to the scarcity of geochronological information, were firstly considered as of Archean age. This interpretation began to be reviewed after the geochronological investigations were carried out during the last decade, which showed an important contribution of geological processes of the Paleoproterozoic in the formation of these basement rocks.

In this work an isotopic study was carried out on the basement sequences of the southern segments of the Araguaia Belt and its results were based on the single zircon Pb-evaporation technique (Pb-Pb in zircon) and the Sm-Nd (whole rock) systematic. These techniques were used in order to improve and reconstruct the geological evolution of this crustal segment where Rio do Coco Group, Rio dos Mangues Complex, and Serrote Granite occur, as well as Monte Santo Suite that also appear in this context.

The geological processes identified for the region took place from the Archean through the Neoproterozoic Era. The first evidences from the archean source were obtained in some restricted orthoderivated bodies in the east sector of the mapped area in which the T_{DM} ages varied between 3.25 and 2.78 Ga. In a clear way, the Archean occurs in the northwest portion of the studied area being represented by a metabasic rock belonged to the Rio do Coco Group (greenstone belt sequence), with 2.618 ± 14 Ma. This age is interpreted as the age of the extrusion of the volcanic protolith. They would represent the two crustal preterit segments found in the region.

During the Paleoproterozoic the Rio dos Mangues Complex was constituted, representing the most expressive unit of the basement. Ortogneisses of the Rio dos Mangues Complex were dated and their Pb-Pb in zircon ages varied between 2.054 ± 4 Ma and 2.086 ± 16 Ma. They were formed from a mantelic and juvenile source, with a small crustal contribution and their T_{DM} ages are between 2.35 e 2.21 Ga. The geological processes that marked this period, involved crustal shortening with the participation of collision and thrusting that induced partial fusion of some parts of the thickened crust. The results were the generation of some igneous bodies (1.85 and 1.82 Ga) and of the Serrote Granite (1.86 Ga). Although the emplacement of the Serrote Granite took place at the end of the Paleoproterozoic, it was developed from older sources (2.50 e 2.43 Ga) than those of the Rio dos Mangues Complex. So, The

continental crust established, with rocks from different ages and sources may be projected to the east, far from the studied area, inside the context of the architecture from the Atlantic Super Continent, formed definitively at the end of the Paleoproterozoic.

At the end of a period without tectonic registers (end of Mesoproterozoic) a new phase took place in the region marked by tafrogenetic processes as the appearing of alkaline and basic magmatism as well as depositional basins that show an extensive context along the whole area. One of these basins received the sediments that originated the Araguaia Belt Supracrustals, which, during its evaluative process, reach the proto-rifte stage. Far from here, at the north portion of Goiás Massif, this rifting process seemed to permit the constitution of an oceanic domain, that, by evolution and recycling, may have be formed the rocks of the Magmatic Arc of Goiás. At the worked area, this arc terrain could be only be predicted by the appearing of one tonalitic gneiss with the age of 840 Ma and T_{DM} model ages of 1.83 Ga.

The effects of this tafrogenetic processes, from which the most important evidences are sienitic gneisses, found at Monte Santo Suit, with 1.051 ± 17 Ma, are related to the fission processes in the whole world which made the break up of the Rodinia Super Continent possible. The protolith of this suit were also been formed during the Mesoproterozoic as they can be seen in the T_{DM} model age between 1.49 e 1.70 Ga.

Finally, passing to the Neoproterozoic, through the inversion in the geodinamic conditions, processes of horizontal shortening again took place in the region, with the participation of crustal thickening as well as distinct volumetric and spatial fusions that may have generated the Matança and Santa Luzia Granites. The last one found inside the domain of Araguaia Belt. The Araguaia Belt was built from this tectonic motion, and has registers of past structural formations, also present in the older litostructural groups. The mass tectonic transport in the Amazonian Craton way might have occurred, resulting in the actual architecture found nowadays in the form of imbricated slices.

Capítulo 1

Introdução

1. INTRODUÇÃO

O Cinturão Araguaia (Hasui *et al.* 1980) posiciona-se à borda oriental do Cráton Amazônico. Constitui-se em uma importante unidade geotectônica pertencente a Província Estrutural do Tocantins (Almeida *et al.* 1977), situando-se em sua porção ocidental. Apresenta-se orientado na direção norte-sul, com um formato alongado, atingindo extensão aproximada de 1.200 quilômetros, por até 100 Km de largura. O flanco leste do Cinturão Araguaia acha-se recoberto por sedimentos fanerozóicos da Bacia do Parnaíba e imediatamente a sudeste faz limite com o Maciço de Goiás (Almeida *et al.* 1976) (Figura 1.1).

A porção sul do Cinturão Araguaia, por incorporar registros litoestruturais de grande importância para o entendimento da evolução geológica no domínio centro-leste da Província Tocantins, vem sendo objeto de estudos geocronológicos, geoquímicos e geotectônicos, que se intensificaram na última década. A região, polarizada pela cidade de Paraíso do Tocantins, é uma das áreas chaves nesse contexto. Ali afloram rochas do embasamento e de algumas unidades supracrustais que foram estudadas neste trabalho, visando identificar e compreender os processos que levaram à composição do quadro geológico daquela região e a seqüenciação dos mesmos no tempo e no espaço. Para que este objetivo fosse atingido, realizou-se uma série de datações em rochas do embasamento. Alguns desses resultados são parte da dissertação de mestrado que precedeu esta tese e encontram-se parcialmente divulgados em Souza & Moura 1995; Souza & Moura 1996; Moura & Souza 1996, Arcanjo & Moura (2000) e Arcanjo *et al.* (2001).

Cabe aqui um esclarecimento a respeito das mudanças de nomes, de Souza para Arcanjo, nas publicações. Os trabalhos publicados entre 1995 e 1996 (incluindo-se a dissertação de mestrado, os de autoria própria e em co-autoria com Moura) eram designados como Souza. A partir daí, passou-se a publicar com o sobrenome Arcanjo, em função da mudança de estado civil.

Nesta tese, são apresentados os resultados de estudos geocronológicos realizados em rochas metamáficas do Grupo Rio do Coco, ortoderivadas do Complexo Rio dos Mangues, alcalinas das Suítes Monte Santo e Serra da Estrela e Granito

Serrote. Foram utilizados os métodos de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão), para obtenção das idades de cristalização e Sm-Nd (rocha total) para obtenção das idades modelo T_{DM} .

Os resultados das datações nas unidades geológicas do embasamento do segmento meridional do Cinturão Araguaia apontaram idades paleoproterozóicas, contrapondo-se à idéia de ser o mesmo um terreno arqueano. Essa concepção, que permanecia inalterada há vários anos, não resistiu às primeiras investigações geocronológicas, ainda que em caráter preliminar, realizadas por Souza (1996). As datações revelaram um quadro estratigráfico diferente daquele conhecido, tendo sido observada uma grande influência de processos geológicos do Paleoproterozóico na formação das rochas gnáissicas dos complexos metamórficos do embasamento, contrastando com as idades arqueanas encontradas em ortognaisses do embasamento do segmento setentrional. Em razão disso, os recentes trabalhos já disponíveis na literatura, têm mostrado que o segmento crustal representativo do embasamento na porção meridional do Cinturão Araguaia, pode representar um terreno mais novo o qual teria sido justaposto às rochas arqueanas do Cráton Amazônico durante o Paleoproterozóico (Moura & Gaudette 1994).

Apesar desses avanços no entendimento do quadro geológico regional, havia a necessidade de que fossem expandidos os estudos geocronológicos para o restante das unidades geológicas, em especial nas áreas de domínio do embasamento. Nesse sentido, ainda precisavam ser melhor estabelecidas as áreas limítrofes ou de ocorrência de algumas unidades geológicas, tais como do Complexo Rio dos Mangues e Grupo Rio do Coco. Além disso era necessário o conhecimento das relações espaciais entre estas unidades.

De acordo com os trabalhos de Souza & Moura (1995), Souza (1996), Souza & Moura (1996) e Moura & Souza (1996), que apresentaram dados geocronológicos para a região de Paraíso do Tocantins, o Complexo Rio dos Mangues foi redefinido. Este passou a agrupar as rochas gnáissicas que tiveram a sua estruturação em torno de 2,1 Ga, representadas pelos gnaisses calciossilicáticos e ortognaisses, de composição tonalítica e granodiorítica. A partir dessa nova definição do complexo gnáissico, suprimiu-se as áreas consideradas como de ocorrência do Complexo Colmeia.

Persistiram, contudo, alguns questionamentos relativos ao Complexo Rio dos Mangues, visto que havia a necessidade de que fossem definidos, com exatidão, os litotipos que o compunham, além daqueles já conhecidos (gnaisses calciossilicáticos, granodioríticos e tonalíticos, Souza 1996). Dessa forma, foi feito um levantamento para efeito de reconhecimento e coleta das rochas que afloram dentro do domínio dessa unidade. De posse do conhecimento dessas rochas, foi imprescindível a realização de novas análises geocronológicas, de modo a se estabelecer uma idade de cristalização mais precisa para este complexo metamórfico. Somou-se, de maneira importante a este problema, a ausência de estudos isotópicos, pela sistemática Sm/Nd, nos ortognaisses do Complexo Rio dos Mangues, para que se pudesse conhecer as idades modelo (TDM) das rochas ortoderivadas e, com isso, avançar nas discussões sobre geração crustal dos seus respectivos protólitos ígneos. Essas informações são fundamentais para que se possa formular, com mais clareza, hipóteses sobre a história evolutiva da região. A partir dos dados apresentados nesta tese e aqueles divulgados em Arcanjo & Moura (2000) e Arcanjo *et al.* (2001), pôde-se definir, então, com maior clareza os diversos litotipos agrupados no Complexo Rio dos Mangues, suas áreas de ocorrência, redefinindo dessa forma a própria unidade.

Um outro ponto importante incorporado à problemática da região referia-se à seqüência metavulcano-sedimentar Rio do Coco, de idade tida como arqueana. Esta unidade teve finalmente sua posição estratigráfica confirmada, durante esta tese, sendo que os primeiros resultados geocronológicos obtidos pelo método de Pb/Pb em zircão, de uma rocha metamáfica pertencente a esta unidade, encontram-se parcialmente publicados em Arcanjo *et al.* (2000). Apesar de confirmar, à princípio, a concepção de que o Grupo Rio do Coco é um *greenstone belt* arqueano, seria necessário que se encontrasse registros dessa idade em outras rochas da mesma unidade, principalmente naquelas ortoderivadas, nas adjacências da mesma.

Percorrendo-se o empilhamento estratigráfico das unidades do embasamento do setor sul do Cinturão Araguaia, deparava-se ainda com um problema pertinente à Suíte Monte Santo. Esta unidade, representada basicamente por gnaisses alcalinos, provavelmente teve sua gênese ligada a um evento distensivo que foi responsável pela geração de magmas desta natureza e pelo embaciamento que levou à deposição de

sedimentos, posteriormente deformados durante o Ciclo Brasileiro, os quais deram origem aos metamorfitos do Cinturão Araguaia. Os primeiros resultados geocronológicos obtidos por Souza (1996) revelaram idade de cristalização de 1.01 Ga. em cristais de zircão de gnaisses sieníticos, intrusivos no Complexo Rio dos Mangues, aflorantes às proximidades da Serra da Estrela. Contudo, a idade desta unidade, apesar de ter contribuído para o entendimento do quadro estratigráfico da região, precisaria ser igualmente confirmada nos gnaisses sieníticos do corpo de Monte Santo, localizado a NW de Paraíso do Tocantins. Vale ressaltar que o seu posicionamento estratigráfico foi, por longa data, considerado como arqueano (Costa *et al.* 1983) e/ou ainda mostrou resultados bastante diversificados, segundo Iwanuch (1991). Este autor apresentou para esta unidade (Complexo Alcalino de Estrela), idades obtidas por métodos variados (Rb/Sr: 805 Ma e 1126 Ma; K/Ar: 486 Ma e 540 Ma; U/Pb: 538 ± 13 Ma). Nas suas considerações assumiu ao final, uma idade Rb/Sr de 1528 ± 14 Ma, aparentemente desvinculada de qualquer evento distensivo conhecido na região. Em função disso, e de que fosse necessário confirmar a idade obtida por Souza (1996), nesta tese, foram datadas as rochas alcalinas da Suíte Monte Santo, no corpo de Monte Santo, cujos resultados encontram-se parcialmente publicados em Arcanjo *et al.* (2001). Os estudos isotópicos pelo método Sm-Nd, nas rochas alcalinas das duas suítes, que até então eram inexistentes, pela sua necessidade, foram realizados na presente tese.

É válido mencionar ainda, os trabalhos de Pimentel, & Fuck (1992), Pimentel *et al.* (1996) e Pimentel *et al.* (2000) que definiram, nas regiões de Mara Rosa e Arenópolis (GO), o Arco Magmático de Goiás, ao datarem gnaisses de natureza tonalítica (856 ± 13 Ma, idade de cristalização do protólito, e idades modelo entre 1.000 e 900 Ma). Estes autores tendem a estender este arco para norte, porção sul do Estado do Tocantins, porém a idéia do prolongamento ainda não foi confirmada, em que pese alguns poucos resultados que ainda merecerão uma avaliação mais aprofundada, em estudos futuros.

Esta tese é, assim, uma contribuição sobre a evolução geológica do embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia aqui proposta, considerando aquelas questões, principalmente de caráter litoestratigráfico e tectônico, que ainda perduravam, no contexto geológico desse segmento do Cinturão Araguaia.

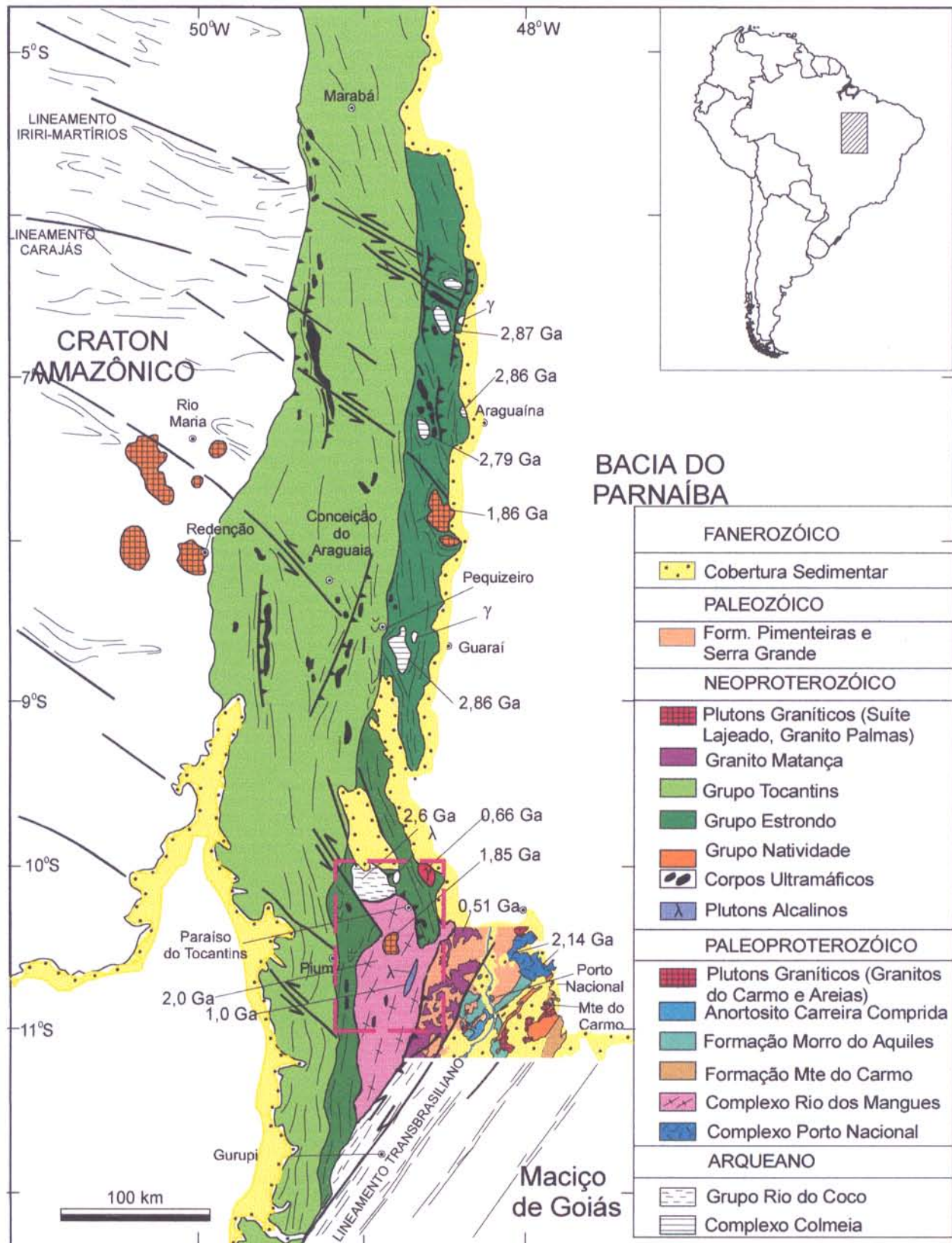


Figura 1.1: Cinturão Araguaia, seu embasamento e limites com o Craton Amazônico, Bacia do Parnaíba e Maciço de Goiás (modificado de Alvarenga et al. 2000). A área de trabalho encontra-se inserida no polígono tracejado, à leste da região de Porto Nacional (modificada de Gorayeb 1996).

1.2. OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo geral apresentar os resultados das investigações geocronológicas feitas nos terrenos metamórficos da porção meridional do Cinturão Araguaia, sobremaneira da região de Paraíso do Tocantins, contribuindo dessa forma para o avanço do conhecimento de uma área chave onde se expõe o embasamento do Cinturão Araguaia.

Com essa finalidade, foram realizados estudos isotópicos empregando a metodologia de Pb-Pb em zircão, para a determinação das idades de cristalização dos ortognaisses e a metodologia Sm/Nd em rocha total, visando o conhecimento das idades modelo T_{DM} e origem dos protólitos ígneos, principalmente daquelas rochas ortoderivadas, pertencentes aos complexos granito-gnáissicos da região (Complexo Rio dos Mangues, Granito Serrote e Suíte Monte Santo).

Reunidas estas informações e somando-se a maior acuracidade empregada na distribuição espacial (cartográfica) das unidades lito-estratigráficas presentes, esta tese objetiva finalmente disponibilizar uma proposta para o quadro geológico evolutivo desse segmento crustal.

1.3. METODOLOGIAS DE TRABALHO

1.3.1. Pesquisa Bibliográfica

Inicialmente, durante a execução deste trabalho, foi feita uma pesquisa bibliográfica envolvendo, prioritariamente, assuntos relacionados a evolução crustal paleoproterozóica, geocronologia e geologia isotópica. Apesar de ter sido a primeira atividade desenvolvida durante a realização desta tese, a pesquisa bibliográfica se estendeu até o final do presente trabalho.

1.3.2. Processamento Digital de Imagem de Satélite

Nesta primeira etapa de trabalho, também foi adquirida uma imagem de satélite em CD, completa, base 222 67 do LAND SAT TM5, com 10% de concentração de nuvens, datada de 1995. Esta imagem foi utilizada como ferramenta para definir as relações espaciais das unidades presentes no embasamento do setor sul Cinturão Araguaia. O processamento digital da imagem foi realizado no Laboratório de Geo-

Informática e Sensoriamento Remoto (LAGEOS) / Centro de Geociências / UFPA, através do *software Er Mapper* (versão 5.3). A escolha por este programa deu-se em função de ter-se conhecido e utilizado o mesmo durante um curso de especialização em sensoriamento remoto, cujo módulo relativo ao mesmo foi ministrado pelo Prof. Dr. Álvaro Crosta (UNICAMP). Após uma vasta pesquisa na composição de bandas (1,2,3,4,5,7), optou-se pela composição RGB 741, onde foram ressaltados elementos rochosos e exposição de solos (banda 7, em tons de vermelho), vegetação (banda 4, com coloração verde) e outros, como áreas alagadas (banda 1, em tons de azul). A análise e interpretação desta imagem permitiram o realce de feições estruturais e litológicas que serviram para apoiar a cartografia geológica disponível para a região, a qual foi consultada, juntamente com o auxílio de informações de mapeamentos anteriores. Em seguida foi elaborado um mapa-base sobre o qual foram planejadas as seções geológicas específicas para estudos litoestratigráficos, estruturais e petrográficos.

A imagem, finalmente foi digitalizada, com os recursos que o *software* permitia, ressaltando-se drenagem principal, zonas de contato entre unidades diferentes, estruturas dúcteis como traçados de foliação e cristas de serras, estruturas rúpteis (falhas), retiradas através de lineamentos de drenagem, além de quebras positivas e negativas, conforme metodologia de Soares & Fiori (1976). Na imagem ainda foram plotados os pontos de amostragens, precisamente medidos no campo com GPS (*Global Position System*). As principais estradas e cidades foram igualmente destacadas na imagem, tendo sido visualizadas algumas rodovias que não constavam em levantamentos cartográficos anteriores (décadas 70 e 80), como é caso da BR-153 (principal rodovia que dá acesso à Brasília-DF), o que resultou em um avanço cartográfico.

1.3.3. Etapas de Campo

As etapas de campo serviram principalmente para reconhecimento das unidades do embasamento, oportunidade em que também foram realizadas coletas das amostras utilizadas em geocronologia e petrografia. Foram realizadas 2 etapas de campo, cada qual com 15 dias de duração. A primeira das etapas foi desenvolvida

durante o estágio de campo II (disciplina curricular do curso de geologia/UFGA). Foram descritos 30 afloramentos em cortes de estradas, drenagens e exposições naturais. Dentre estes, foram selecionadas para tratamento geocronológico, 17 amostras. Os pontos de amostragem foram identificados geograficamente com o uso do GPS (Sistema de Posicionamento Global), os quais encontram-se plotados na tabela 1.1. Adicionalmente, foram feitas algumas seções geológicas em áreas de interesse, com coleta sistemática de medidas estruturais.

Tabela 1.1: Informações sobre o posicionamento geográfico das amostras estudadas e os respectivos métodos geocronológicos utilizados.

Amostra	Litotipo	Posição Geográfica	Método Pb-Pb em Zircão	Método Sm-Nd (rocha total)
97/SH/03	Metabásica	8886000.00 N 720000.00 E		
99/SHA/2	Gnaiss Sienítico	8891409.605 N 722538.852 E		
99/SHA/13b	Gnaiss Tonalítico	8878352.399 N 726812.142 E		
99/SHA/14a	Gnaiss Tonalítico	8873425.304 N 718590.960 E		
99/SHA/15a	Gnaiss Tonalítico	8874395.654 N 730379.677 E		
99/SHA/18d	Gnaiss Granodiorítico	8808973.00 N 740980.00 E		
99/SHA/21	Gnaiss Tonalítico	8825000.00 N 740000.00 E		
99/SHA/22	Gnaiss Monzogranítico	8829000.00 N 749000.00 E		
99/SHA/23a	Gnaiss Tonalítico	8834670.759 N 746085.010 E		
99/SHA/24	Gnaiss Álc-Felds Granítico	8848786.743 N 753549.563 E		
99/SHA/25a	Gnaiss Tonalítico	8817505.887 N 743711.271 E		
DL-07	Granito	8849000.00 N 723000.00 E		
DL-12	Granito	8849000.00 N 723000.00 E		
DL-15	Granito	8849000.00 N 723000.00 E		
SH-33	Gnaiss Sienítico	8845000.00 N 745000.00 E		
90/CM-60	Gnaiss Sienítico	8893000.00 N 720000.00 E		
90/CM-61	Gnaiss Sienítico	8893000.00 N 720000.00 E		

1.3.4. Geoquímica Isotópica

1.3.4.1. Tratamento das Amostras

Neste trabalho, foram realizadas análises pelos métodos de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão) e Sm-Nd em rocha total. Estes estudos foram desenvolvidos no Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará - **Pará-Iso**.

Para a metodologia de Pb-Pb em zircão foram coletados em média 40 kg de cada amostra no campo, fragmentadas no local com ferramentas usuais (martelo, marreta, talhadeira). De cada tipo de rocha, uma amostra de mão, isenta de alteração, foi separada para ser preparada para a análise de Sm-Nd. Foi separada igualmente uma amostra de cada litotipo, que foi posteriormente destinada à confecção de lâmina delgada para descrição petrográfica. Conforme mostra a figura 1.3, o procedimento inicial de preparação das amostras é comum às duas metodologias, até o momento da pulverização no "*shatter box*".

Na petrografia foram descritos basicamente mineralogia, aspectos texturais e realizadas análises modais em caráter semi-quantitativo, tomando-se como base uma média de 300 pontos contados e plotados em diagrama segundo a classificação de Streckeisen (1976) para nomenclatura de rochas plutônicas (ou dos protólitos dos ortognaisses). A composição do plagioclásio, quando de possível determinação, foi obtida através do método Michel-Levy de determinação ótica.

As amostras foram tratadas na Oficina de Preparação de Amostras (OPA/CG/UFGPA). Nesta oficina as amostras foram moídas em triturador de mandíbula, reduzindo-se os tamanhos dos seus fragmentos a cerca de 0,5 centímetro. Em seguida foram pulverizadas em moinho "*shatter box*". Este material foi deslamado a fim de que se fizesse uma eliminação de argilominerais. Em seguida, foi derramado em bandejas de alumínio para secar completamente, por aproximadamente 24 horas. Depois de seco e frio, o material foi quarteado, sendo que metade foi reservada e acondicionada em sacos plásticos. A segunda metade foi então peneirada em frações granulométricas inferiores a 0,250 mm (0,250 mm, 0,177 mm, 0,125 mm e 0,066 mm) sendo que as primeira e última frações foram descartadas do processo por serem muito grossa e fina respectivamente. Dentre estes, o intervalo granulométrico ideal para as análises foi

encontrado entre 0,177 e 0,125 mm. Estas frações foram então elutriadas. O processo de elutriação consiste em se separar os materiais leves dos pesados, em um equipamento confeccionado em vidro para este fim, o elutriador (Figura 1.2). O elutriador, conectado a uma torneira, é mantido com água; a amostra é introduzida e o fluxo de água ascendente ali existente proporciona a descida do material pesado, o qual é recuperado em um *becker*. O material leve, ao se aumentar o turbilhonamento na água, fica sobrenadante e em seguida é expulso do elutriador através de uma mangueira posicionada na sua parte superior. A quantidade de material pesado recuperada é levada a uma estufa, por aproximadamente 24 horas, para ser completamente seca.

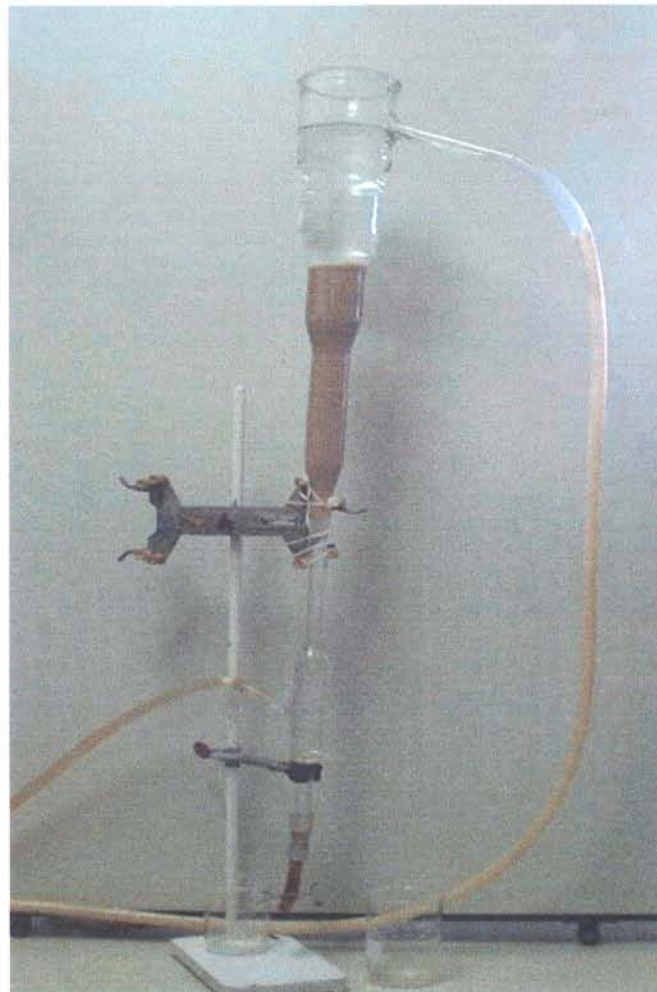


Figura 1.2: Elutriador. Equipamento confeccionado em vidro para separação de materiais leves e pesados.

Os concentrados de minerais pesados sofreram inicialmente uma separação magnética com ímã e seguidamente foram passados em um separador magnético *Frantz Isodynamic* regulado para 25° de inclinação frontal (ou longitudinal), com 20° de inclinação lateral. Regulou-se o equipamento para uma corrente inicial de 1,5 ampères. A fração não magnética recuperada deste equipamento foi submetida a um processo de limpeza ou lavagem, feita com uma solução de HNO₃ a 50% e aquecido por aproximadamente uma hora para eliminação do ferro normalmente presente na superfície dos grãos. Este material foi, seguidamente lavado com água monodestilada, seco e submetido a tratamento com bromofórmio para separação de zircão. O manuseio deste líquido pesado e do ácido nítrico é feito em capelas apropriadas para a exaustão dos gases tóxicos desprendidos nestas operações. Havendo quantidade suficiente de material recuperado do bromofórmio, foi novamente levado ao *Frantz* ajustado para 20° de inclinação frontal, e uma escala decrescente de inclinação lateral que iniciou com 5°, passando por 3°, 1° até 0°, a uma amperagem de 1,5 Amp. Os cristais selecionados para análise geocronológica foram preferencialmente aqueles da fração não magnética (NM) obtidos com 0° de inclinação lateral. Eventualmente, na ausência dessa fração, teve-se que analisar cristais de zircão da fração magnética (M) a 0°, ou não magnética com 1° de inclinação lateral. O fluxograma da Figura 1.3 mostra simplificada este procedimento.

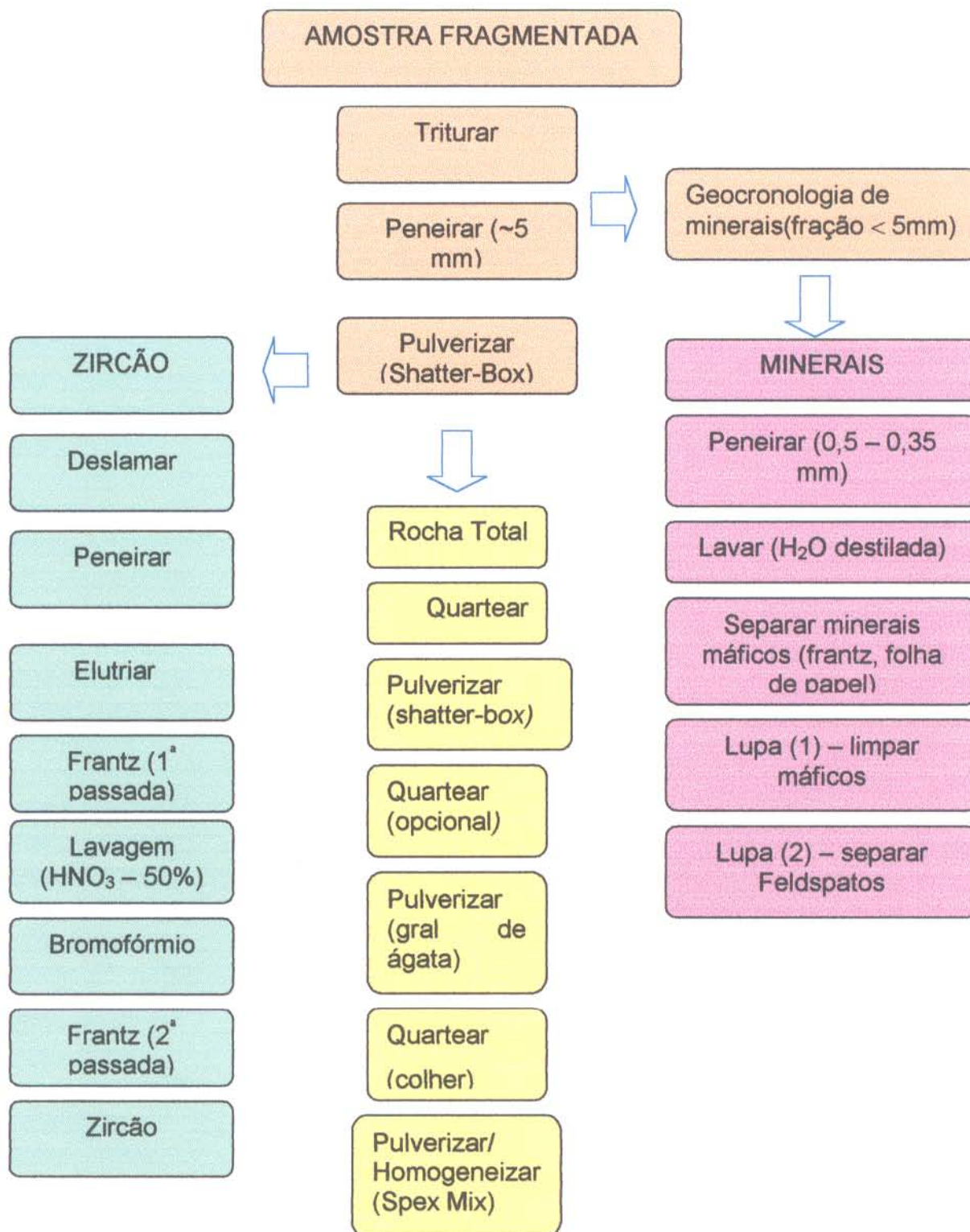


Figura 1.3: Fluxograma resumindo os procedimentos utilizados durante a preparação das amostras para análise geocronológica.

Os cristais de zircão para análise foram selecionados com o auxílio de uma lupa binocular, onde se procurou escolher aqueles grãos mais límpidos e destituídos de fraturas, inclusões, alterações e faces metamitizadas.

Os cristais de zircão selecionados para datação foram montados em lâmina delgada e fixados com óleo de imersão para petrografia e cobertos com lamínula. Cada cristal foi imageado através de microscópio equipado com uma máquina fotográfica e ligado a um computador que capturou a imagem do cristal através do *software Elvis*, posteriormente trabalhada no programa *Photofinish*. Este procedimento permite registrar com exatidão, o grão a ser analisado.

O zircão foi aprisionado em filamento de rênio, com formato de canoa (Figura 1.4) (filamento de evaporação), e montado em um “tambor” ou “carrossel” (parte removível da fonte do espectrômetro) (Figura 1.5) para leitura das composições isotópicas do Pb.

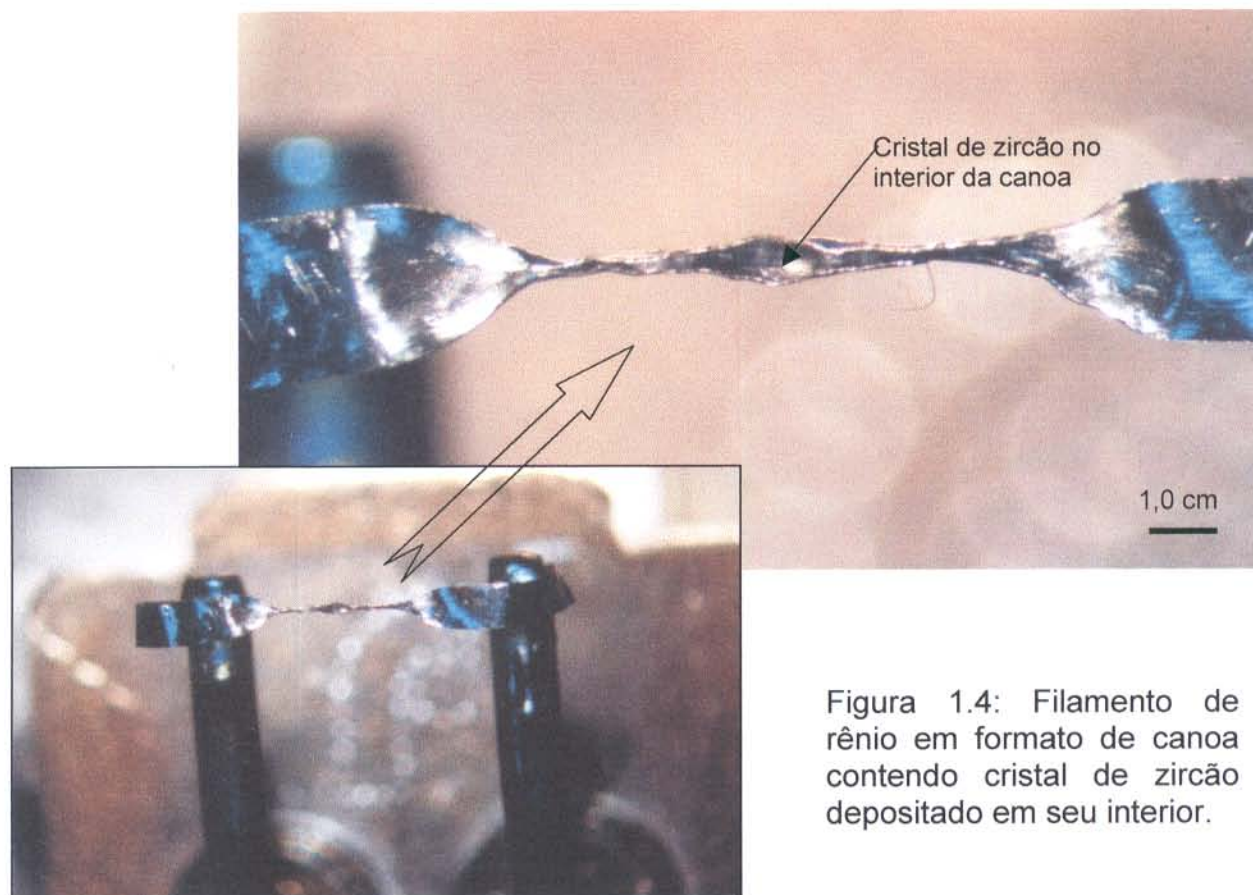


Figura 1.4: Filamento de rênio em formato de canoa contendo cristal de zircão depositado em seu interior.

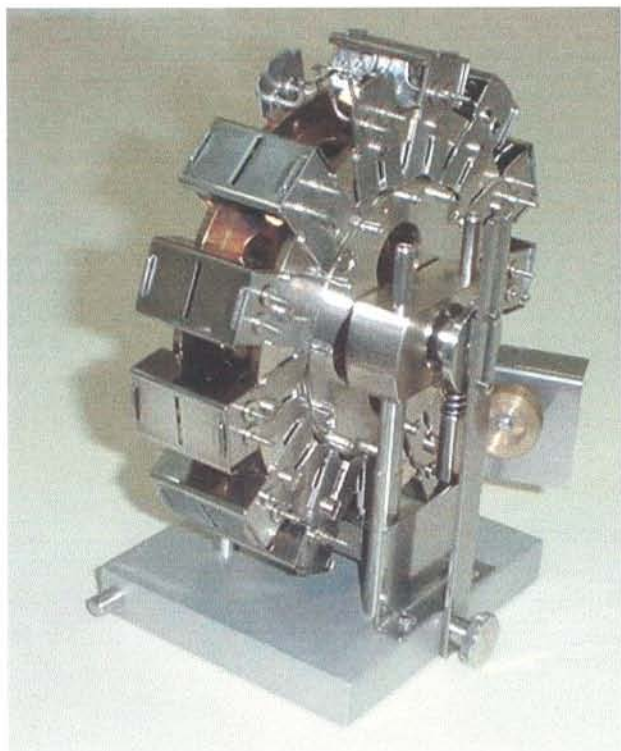


Figura 1.5: Parte removível da fonte do espectrômetro, "tambor" ou "carrossel", onde são acondicionados os filamentos contendo os cristais de zircão a serem analisados.

Para o método Sm-Nd em rocha total foram coletados em média 1,5 kg de amostra, que foram, na seqüência, triturados e pulverizados, semelhantemente ao procedimento descrito para a preparação inicial de amostras para a aplicação do método Pb-Pb em zircão (Figura 1.3).

O material pulverizado foi quarteado em duas subfrações das quais uma foi separada em saco plástico para uma possível utilização futura. A segunda fração sofreu uma nova pulverização, mais intensa, no gral de ágata. O pó resultante foi quarteado novamente, através de um quarteamento alternado. Das frações colhidas deste quarteamento foram separadas aproximadamente 100 mg e então levadas ao "spex mix", para uma nova pulverização durante 15 minutos, para garantir a homogeneização da amostra.

Para dar início ao tratamento químico, foram pesados aproximadamente 0,100 mg de cada amostra para 0,200 mg de traçador misto ("Spike" - ^{149}Sm e ^{150}Nd), colocados em cadinhos de teflon. O processo de dissolução da amostra é feito colocando-se 5 ml de HF bidestilado e 1 ml de HNO_3 13N (concentrado) nos cadinhos

contendo as amostras, que em seguida são tampados, e acondicionados em jaquetas ou receptáculos de metal de dissolução denominados de bombas tipo PARR, cuidadosamente vedados e mantidos em uma estufa por 7 dias, à temperatura de 145°C, iniciando assim o processo de abertura. Todas as amostras foram submetidas a este processo de abertura, salvo algumas exceções (amostras CM-60, CM-61 e SH-33), que necessitaram ser abertas em microondas após duas tentativas, sem sucesso, de abertura em estufa com bombas PARR. Estas amostras não abriam completamente, sempre conservando resíduos (zircão) que dificilmente são dissolvidos em temperaturas inferiores a 200^o C. O processo de abertura química em microondas, nestes casos é mais eficaz.

Concluída esta primeira etapa, as bombas foram retiradas da estufa. Estando frias, foram abertas, os cadinhos retirados e destampados para evaporarem em chapa termo-elétrica à temperatura de 100^o C. Ao resíduo resultante da evaporação foram adicionados 3 ml de HF bidestilado. Os cadinhos foram tampados e mantidos aquecidos a 100^o C por aproximadamente 12 horas. Foram então destampados e novamente submetidos à evaporação a 100^o C. Na seqüência, foram adicionados 3 ml de HCl bidestilado 6,2N e colocados para evaporar a 100^o C. O procedimento foi repetido utilizando-se desta vez HCl bidestilado 2N. As amostras foram posteriormente centrifugadas com 1 ml de HCl 2N.

Todo este procedimento de abertura encontra-se detalhado no anexo 1.

Após a fase de abertura, foi feita a separação dos elementos terras raras (ETRs) em colunas de teflon contendo resinas trocadoras de cátions (*DOWEX 50WX-8*) (Figura 1.6), devidamente calibradas, segundo Moura (1992). Foi feita uma primeira etapa de limpeza das colunas, com HCl 6,2N (15 ml) e retrolavagem das mesmas (*backwash*) com HCl 2N (10 ml). Em seguida, foi feito o condicionamento das colunas com HCl 2N (5 ml). Neste momento, foi introduzido nas colunas 0,1 ml de amostra previamente dissolvida com HCl 2N. Para a eluição das amostras, adicionou-se 18,4 ml de HCl 2N, e em seguida 5 ml de HNO₃ 3N bidesdestilado. Adicionou-se em seguida 6 ml de HNO₃ 3N para eluir os ETRs que foram então coletados. Esta rotina completa durou em média 6 horas e as soluções foram evaporadas em chapa quente a 100^o C.

O procedimento detalhado para separação dos ETRs encontra-se no anexo 2.



Figura 1.6: Colunas em teflon com resinas específicas utilizadas para separação de elementos terras raras.

Separados os ETRs, iniciou-se a separação cromatográfica do Sm e Nd dos ETRs. Para este procedimento foram utilizadas colunas de teflon contendo resina aniônica (tipo *DOWEX AG1-X4*). Estas passaram inicialmente por um processo de retrolavagem (*backwash*) com HNO_3 1N (10 ml) e limpeza com HNO_3 1N (5 ml). Foi feito em seguida o condicionamento das mesmas utilizando-se 10 ml da mistura HNO_3 bidestilado + metanol monodestilado na proporção 40-60. Introduziu-se nas colunas 0,1 ml de amostra dissolvida com a referida mistura. Para eluição dos ETRs, foi adicionado 21,9 ml de HNO_3 7N e metanol concentrado (40-60%). No intervalo entre 6,9 ml e 10,9

ml foi coletado o Sm e entre 14,9 ml e 21,9 ml de eluição, o Nd foi coletado. As respectivas soluções foram evaporadas a 100° C.

O completo procedimento para separação do Sm e Nd encontra-se no anexo 3.

As amostras tanto de Nd como de Sm foram depositadas utilizando-se filamentos de Ta. Foi colocado sobre os filamentos pré-aquecidos a 0,5 ampères, 1 µl de HNO₃ 1N. Enquanto o filamento foi evaporado, diluiu-se a amostra com 1 µl de HNO₃ 1N + 1 µl de H₃PO₄ 0,1N. Em seguida, foi removido 1 µl da solução, com ponteira específica, e depositado sobre o filamento. Este foi então aquecido gradativamente e lentamente até incandescer, por alguns segundos, à aproximadamente 2,2 ampères.

A determinação das concentrações de Nd e Sm foi realizada por diluição isotópica quando foi adicionada a amostra durante a abertura com traçador misto (¹⁵⁰Nd-¹⁴⁹Sm) "spike", cujas concentrações isotópicas são: 0,00034 µmol/g de ¹⁵⁰Nd e 0,00067 µmol/g de ¹⁴⁹Sm.

As idades modelo T_{DM} foram calculadas segundo o modelo de De Paolo (1981).

1.3.4.2. Metodologia Pb-Pb em Zircão

A técnica analítica empregada no espectrômetro de massa FINNIGAN MAT modelo 262 (Figura 1.7), do laboratório de geologia isotópica-Pará-Iso/CG/UFPA utiliza dois filamentos posicionados frente a frente, dos quais um é o filamento de evaporação, que contém o zircão que libera o Pb radiogênico, e o outro é o filamento de ionização, a partir do qual o Pb, evaporado do zircão é depositado em camadas para ser analisado. O arranjo de montagem do filamento contendo o zircão é feito de forma a compor um par com o filamento de ionização (Figura 1.8).



Figura 1.7: Espectrômetro de Massa FINNIGAM MAT, modelo 262 do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) – UFPA.

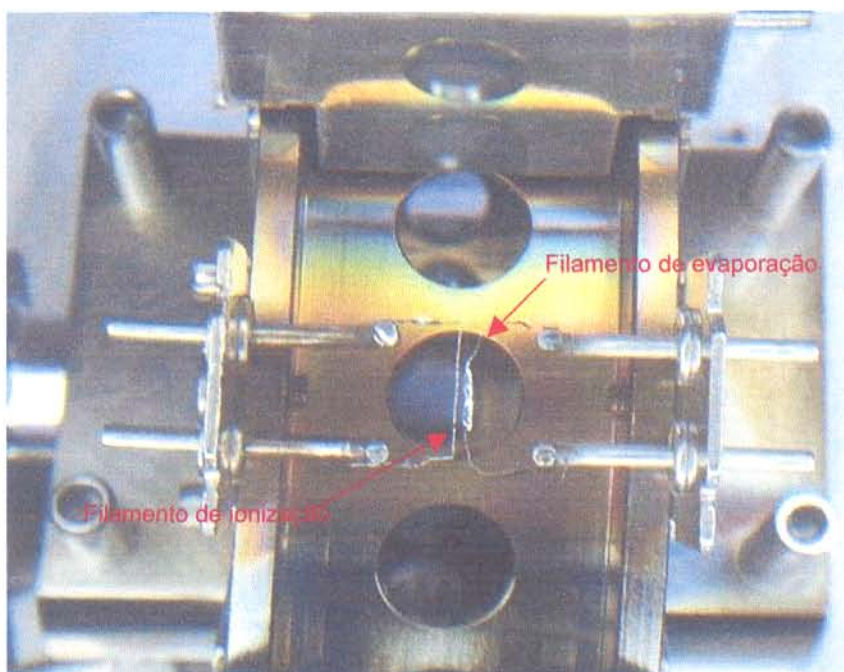


Figura 1.8: Detalhe do "tambor" ou "carrossel" mostrando o arranjo em par dos filamentos de evaporação e ionização.

Esta técnica foi desenvolvida por Kober (1986, 1987) que utilizou um filamento duplo de rênio, em forma de canoa, que serve para depósito do zircão e, que ao ser aquecido, provoca a evaporação do Pb contido no zircão. Os átomos de Pb evaporados são então imediatamente ionizados por outro filamento.

A técnica do filamento simples foi implantada no **Pará-Iso** em 1993 por H. Gaudette, em análises realizadas no espectrômetro de massa ISOMASS, modelo VG54E equipado com monocoletor. Na dissertação que precedeu esta tese (Souza 1996), as análises foram feitas utilizando o método do filamento simples. A partir de 1997, quando as análises passaram a ser realizadas no espectrômetro de massa de ionização termal FINNIGAN MAT, modelo 262, a metodologia foi modificada ou ajustada para utilização de filamento duplo de rênio. Na presente tese, as análises foram realizadas utilizando-se esta segunda metodologia.

O procedimento analítico no método Pb-Pb em zircão utilizado nesta tese é feito da seguinte maneira; o filamento de evaporação é aquecido gradativamente em temperaturas pré-estabelecidas, compondo diferentes etapas de evaporação. Normalmente são realizadas três etapas sendo a primeira, a uma temperatura de 1450⁰C, a segunda a 1500⁰C e a terceira a 1550⁰C. Eventualmente, dependendo da quantidade de Pb radiogênico que o zircão contenha, pode ser continuado o incremento de temperatura, até a realização de cinco etapas de evaporação. Cada etapa é programada para durar aproximadamente 5 minutos, tempo suficiente para que ocorra a liberação do Pb do retículo cristalino do zircão que está aprisionado neste filamento de evaporação. O Pb evaporado é imediatamente depositado no filamento de ionização, mantido frio. Em seguida, o filamento de evaporação é desligado e o filamento de ionização é aquecido a uma temperatura em torno de 1050⁰C, quando o Pb ali depositado é então ionizado.

As intensidades das emissões dos diferentes isótopos de Pb, ou picos das massas de Pb, podem ser medidas tanto através de um “contador de íons” como de um detector de *Faraday*. No caso do contador iônico, é realizada uma varredura (*scan*) para a detecção seqüencial das massas 206, 207, 208, 206, 207, 204, onde cada conjunto de dez varreduras define um bloco de leitura, sendo obtidos, em geral, até cinco blocos em cada etapa de evaporação. Durante uma varredura são medidas 18

razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, 9 razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e 9 razões $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Em seguida, para cada bloco de leitura das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é calculada uma média e destas razões, permite o cálculo da idade do mineral (correspondente para cada etapa de evaporação). Sabe-se que normalmente, durante a primeira evaporação, há a remoção dos isótopos de Pb presentes nas porções menos estáveis dos grãos (fraturas e porções metamitizadas), chamados de chumbo de contaminação ou chumbo incorporado.

Normalmente observa-se que as idades obtidas aumentam no sentido das etapas de mais altas temperaturas. Isto deve-se ao fato de que os domínios cristalinos, que são os sítios de maior retenção de Pb no cristal, somente são evaporados a temperaturas mais elevadas (Kober 1986). Dessa forma, com o aumento gradativo da temperatura das etapas de evaporação, o Pb presente nas diferentes partes do cristal é evaporado, seletivamente (Moura 1992). A idade obtida nas mais altas etapas de evaporação portanto, é interpretada como a mais representativa ou à mais próxima da idade mínima de cristalização do mineral, apesar de ter sido demonstrado que ela pode ser similar ou ligeiramente inferior à idade verdadeira desse mineral (Kober 1987; Ansdell & Kyser 1991). Ansdell & Kyser (1991) e Chapmann & Roddick (1994) observaram que durante o aquecimento progressivo o zircão passa a se assemelhar estruturalmente a uma baddeleita porosa, facilitando a liberação da sílica responsável pela migração dos isótopos de Pb a serem fixados no filamento de ionização.

A visualização do cálculo dessa idade é representada em um diagrama retangular onde é plotada, na vertical (eixo Y), a média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de cada bloco, representativa da idade em Ma; *versus* etapas de aquecimento, na horizontal (eixo X). Ao final da análise são apresentadas as idades representativas de cada etapa de evaporação, as quais podem diferenciar-se entre si, sendo comumente descritas idades com valores mais elevados no sentido das etapas de mais altas temperaturas. Nestes casos, aquelas referentes às primeiras etapas são desprezadas e são consideradas somente as demais, obtidas a mais altas temperaturas, visto que nestas últimas, o Pb analisado é proveniente das porções mais retentivas do cristal de zircão.

Os resultados são apresentados com um desvio a 2σ e corrigidos para o fracionamento de massa e Pb comum ou de contaminação, mediante uso do modelo

de evolução do Pb em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975), utilizando a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Macambira *et al.* 1994).

Os dados estatísticos são tratados segundo critérios metodológicos estabelecidos no Pará-Iso. Entre eles destacamos os seguintes:

◇ Obtenção de sinal de Pb suficientemente intenso, duradouro e estável para que se possa definir uma idade a partir de 5 blocos de razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em cada etapa de evaporação.

◇ Os blocos com razões isotópicas $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superiores a 0,0004 são desprezados, para tornar mínima a correção de Pb de contaminação ou inicial.

◇ Os blocos com desvio superior a $2,5\sigma$ em relação à média das idades dos zircões são eliminados.

Pode ser feita ainda uma eliminação subjetiva quando se deseja desprezar blocos, etapas de evaporação e/ou cristais de zircão que apresentem idades mais baixas que a média das idades obtidas a temperaturas mais altas.

Esta metodologia tem sido vastamente utilizada por diversos autores (Dougherty-Page & Foden 1996; Gaudette *et al.* 1993; 1998; Karabinos e Gromet 1993; Kober 1986, 1987; Kröner *et al.* 1991; Moura & Gaudette 1993b; Soderlund 1996), que comumente divulgam as vantagens de sua aplicação, ressaltando a proximidade entre seus resultados comparados com outras diferentes metodologias de análise de zircão. É importante frisar que uma das grandes vantagens operacionais deste método é que ele permite a determinação da idade aparente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de um único cristal de zircão, em curto espaço de tempo e sem tratamento químico prévio. Ressalta-se que o grão de zircão datado é pequeno (<0,3mm), não necessita sofrer purificação ou limpeza de pequenas áreas e é possível que se elimine do mesmo o Pb de contaminação. Esta metodologia possibilita ainda datar rochas com uma pequena quantidade de zircão.

Apesar das inúmeras vantagens, as desvantagens também devem ser mencionadas. Com a metodologia Pb-Pb em zircão não se tem dados conclusivos para a investigação de eventos metamórficos superimpostos a um mesmo grão; não se pode datar núcleos mais antigos nem tampouco porções específicas dos grãos. Esta metodologia também não fornece resultados das razões $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$.

1.3.4.3. Metodologia Sm-Nd (rocha total)

A técnica analítica foi realizada no espectrômetro de massa FINNIGAN MAT, modelo 262, do laboratório de Geologia Isotópica/CG/UFPA, descrita por Kelley¹ (*apud* Moura 1992) e Hayward² (*apud* Moura 1992) e implantado no Pará-Iso por Oliveira & Moura (1995). Utiliza, semelhantemente à técnica de Pb-Pb em zircão, dois filamentos posicionados frente a frente, o filamento de evaporação, em Ta, onde encontra-se depositado o Sm e/ou o Nd, e o filamento de ionização em Re. Durante a análise são aquecidos os filamentos (inicialmente o de evaporação e em seguida o de ionização), em uma amperagem de aproximadamente 4,5 ampères, para obter um sinal de Nd e Sm relativamente estável. As análises de Nd e Sm são realizadas separadamente.

A partir dos resultados analíticos, os dados são obtidos por meio de diluição isotópica, utilizando o programa FORMUL, e, posteriormente calculados em fórmulas matemáticas pré-estabelecidas.

O princípio do método consiste na desintegração isotópica do ¹⁴⁷Sm em ¹⁴³Nd, conforme a equação fundamental da geocronologia:

$$T = (1/\lambda) \ln [1 + (^{143}\text{Nd} - ^{143}\text{Nd}_0)/^{147}\text{Sm}]$$

Esta desintegração se dá através da emissão espontânea de uma partícula α com meia vida de 106 Ga, sendo a constante de desintegração do ¹⁴⁷Sm (λ_{Sm}) igual a $6,54 \times 10^{-12}$ /ano e ¹⁴³Nd₀, a quantidade inicial existente antes do fechamento do sistema (De Paolo 1988).

O Sm e o Nd são elementos químicos poli-isotópicos, do grupo dos terras raras ou lantanídeos, representados cada um por sete isótopos, a saber:

¹Kelley, W.J. 1980. An isotopic study of the massabesic gneiss: southeast New Hampshire. M.S. Thesis. Durham, Univ. of New Hampshire. 121p.

²Hayward, J.A. 1983. Rb-Sr geochronology and the evolution of some peraluminous granites in New Hampshire. M.S. Thesis. Durham, Univ. of New Hampshire. 108p.

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

Dentre estes, os isótopos radioativos naturais de interesse para a geocronologia, com meia vida compatível com o tempo geológico e passíveis de serem medidos nas rochas são o ^{147}Sm e o ^{144}Nd .

Esta metodologia tem sido aplicada com eficácia nas pesquisas sobre evolução crustal, uma vez que, a partir do conhecimento da idade modelo, que representa o tempo de extração de uma rocha do manto (ou o tempo de formação de crosta), é possível se construir os modelamentos geotectônicos relacionados a orógenos colisionais e acrecionários, por exemplo. Pode ser empregada na datação de rochas ultramáficas, fornece informações sobre processos de diferenciação mantélica e diferenciação entre processos de fusão parcial de crosta continental inferior empobrecida, o que constitui numa vantagem em relação ao método Rb/Sr, apesar de ambas as metodologias apresentarem o mesmo princípio isocrônico.

A grande vantagem da datação pelo método Sm-Nd (rocha total) deve-se ao fato de que este sistema dificilmente é perturbado por eventos geológicos superpostos em função da pouca mobilidade de ambos os elementos em escala de rocha total. Além disso, as razões Sm-Nd são mais elevadas nas rochas ultramáficas do manto em relação a crosta continental, possibilitando que estas rochas sejam datadas, o que dificilmente é conseguido por outro método.

Os resultados obtidos por este método podem ser interpretados segundo os modelos de Manto Empobrecido (DM – depleted Mantle) e CHUR (Chondritic Uniform Reservoir). Neste trabalho, os resultados foram discutidos através do modelamento de DM, e que foi proposto por De Paolo (1988).

No momento do evento de diferenciação manto-crosta ocorre, conseqüentemente uma expressiva modificação na razão Sm-Nd através de

fracionamento químico que acontece em função de processos de fusão parcial ou cristalização fracionada. É importante dizer que durante um processo de fusão parcial o magma tem razão Sm-Nd mais baixa que a rocha fonte original e as concentrações de Nd e Sm são maiores no líquido em comparação à rocha original. Ressalta-se que o parâmetro ϵNd apresenta sempre valores positivos quando a origem da rocha é mantélica e quanto mais positivo for o seu valor, mais empobrecido geoquimicamente é o manto. Quando a fonte for crustal os valores de ϵNd são negativos e quanto mais negativo for o parâmetro ϵNd , maior é a contribuição crustal no processo de formação das rochas. O parâmetro ϵNd consiste na comparação da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra, para a época de sua formação, com um reservatório condrítico uniforme padrão (CHUR), representativo da Terra global. O valor de ϵNd é calculado segundo a equação:

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

Segundo De Paolo (1988), o ϵNd 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).

Capítulo 2
0 Contexto Geológico Regional

2. O CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Pode-se compreender o contexto geológico regional como formado por dois grandes conjuntos lito-estratigráficos e estruturais, o embasamento e o Cinturão Araguaia. Incorporado à porção ocidental da Província Estrutural do Tocantins (Almeida *et al.* 1977), a qual encontra-se compartimentada em vários segmentos crustais com diferentes histórias evolutivas (Marini *et al.* 1981; Fuck 1994), o Cinturão Araguaia (Hasui *et al.* 1980) limita-se a oeste com o Cráton Amazônico e à sudeste, com o Maciço de Goiás (Almeida *et al.* 1976) (Figura 1.1).

2.1. EMBASAMENTO

O embasamento, de maneira geral, compreende ortognaisses e seqüências metavulcano-sedimentares de idade arqueana (2,85 Ga – Complexo Colmeia e 2,60 Ga – Grupo Rio do Coco) (Moura & Gaudette 1999; Arcanjo *et al.* 2000) e ortognaisses e granitos de idade paleoproterozóica (2,1 Ga – Complexo Rio dos Mangues; 1,85 Ga – Gnaiss Cantão e 1,85 Ga – Granito Serrote) (Sousa & Moura 1996; Moura & Gaudette 1999; Arcanjo & Moura 2000). São encontrados ainda, nesse substrato, corpos de rochas alcalinas enfeixadas na Suíte Monte Santo, datada do final do Mesoproterozóico (Souza 1996; Arcanjo e Moura 2000; Arcanjo *et al.* 2001).

Pela sua extensão e para efeito de uma melhor visualização, o Cinturão Araguaia, no contexto de seu embasamento, tem sido comumente referido na literatura, como compondo dois segmentos, um norte ou setentrional e o outro sul, ou meridional. Na presente tese, este mesmo tipo de referência está sendo utilizada, ressaltando-se que o trabalho foi desenvolvido na região de Paraíso do Tocantins, situada na porção meridional do cinturão (a sul do paralelo 10° S).

Em sua porção setentrional, o embasamento compreende o Complexo Colmeia e o Gnaiss Cantão (Costa 1980; Souza *et al.* 1985; Dall'agnol *et al.* 1988). O primeiro reúne gnaisses de natureza trondhjemitica, tonalítica, granodiorítica e granítica além de raros anfíbolitos, que expõem-se geralmente, no interior de estruturas dômicas alinhadas na direção N-S (Figura 1.1). Apresenta uma deformação reliquiar E-W, descrita pela foliação milonítica e eixos de dobras associados a feições estruturais dominantes, de direção NNW-SSE, presente também nas rochas supracrustais. As

feições tectônicas de direção E-W foram relacionadas a eventos deformacionais arqueanos (Costa 1980; Dall'Agnol *et al.* 1988). Moura & Gaudette (1999), confirmaram a idade arqueana para o Complexo Colmeia ao datarem, pelo método de Pb-Pb em zircão os ortognaisses do interior das estruturas dômicas de Colmeia (2,85 Ga), Grota Rica (2,86 Ga) e Lontra (2,85 Ga).

O Gnaiss Cantão (Souza 1984) consiste em um augen gnaiss homogêneo, de composição monzonítica, com porfiroclastos de microclina, imersos em uma matriz foliada (orientação geral N-S) contendo quartzo, microclina, plagioclásio e micas (Souza *et al.* 1985). No Gnaiss Cantão estão agrupados ortognaisses graníticos, cujo protólito formou-se no Paleoproterozóico ($\approx 1,85$ Ga), tendo, pelo que sugerem as analogias com o Cráton Amazônico, provavelmente seccionado as rochas gnáissicas arqueanas do Complexo Colmeia (Moura & Gaudette 1993b; 1999).

Dada a similaridade geocronológica e composicional entre esses ortognaisses e os granitóides arqueanos e proterozóicos da porção sudeste da Amazônia Oriental, o embasamento do segmento setentrional do Cinturão Araguaia tem sido considerado como uma extensão do Cráton Amazônico para leste (Moura & Gaudette 1994).

No segmento meridional (abaixo do paralelo 10° S) o embasamento arqueano acha-se representado por um restrito núcleo de 2,6 Ga (Arcanjo *et al.* 2000), o Grupo Rio do Coco (Costa *et al.* 1983). Ele compreende um *greenstone belt*, dividido em uma unidade inferior, contendo sedimentos pelíticos e químicos, com intercalações de xistos magnesianos, e uma unidade superior, constituída basicamente por xistos feldspáticos e anfibolitos (Barreira 1980). Contudo, o embasamento do segmento sul do Cinturão Araguaia, é representado, majoritariamente, por um domínio geotectônico cuja principal característica é a presença de rochas paleoproterozóicas, reunidas no Complexo Rio dos Mangues e no Granito Serrote.

O Complexo Rio dos Mangues, originalmente descrito por Costa *et al.* (1983) é composto, conforme definido por Souza (1996), Arcanjo e Moura (2000), por gnaisses tonalíticos, granodioríticos, dioríticos e calciossilicáticos, com subordinadas leucossomas granodioríticos. Expõem-se em uma faixa alongada N-S, que vai desde a região de Paraíso do Tocantins até próximo da região de Gurupi-TO. Estudos geocronológicos que vêm sendo feitos desde meados da última década (Souza &

Moura 1995; Souza 1996), têm posicionado estratigraficamente esta unidade no paleoproterozóico (2,0 – 2,1 Ga).

O Granito Serrote, composicionalmente representado por microclina granitos e leucogranitos potássicos (Gorayeb 1996), aflora em forma de um batólito, o corpo principal, intrusivo na porção centro-oeste do Complexo Rio dos Mangues e apresenta uma idade paleoproterozóica de 1,86 Ga (Sousa & Moura 1996).

A Suíte Monte Santo (Costa *et al.* 1983) compreende dois corpos de gnaisses alcalinos, o de Serra da Estrela, alojado no Complexo Rio dos Mangues e o corpo de Monte Santo, à noroeste de Paraíso do Tocantins, alojado desta vez, na seqüência metassedimentar do Cinturão Araguaia, denominada de Grupo Estrondo. Estes complexos alcalinos de Estrela e Monte Santo (Eldorado, Iwanuch 1991), foram estudados petroquimicamente por Iwanuch (1991), que identificou composições persódicas, sódicas, potássicas e perpotássicas entre os litotipos e os classificou como nefelinólitos, nefelina sienitos, sienitos com nefelina e álcali-sienitos. Estas rochas, segundo o autor, sofreram retrabalhamento por metamorfismo e metassomatismo. Vale ressaltar que o posicionamento estratigráfico da Suíte Monte Santo foi, por longa data, considerado como arqueano (Costa *et al.* 1983) porém, Souza (1996) ao datar o corpo da Serra da Estrela, passou a situar estratigraficamente esta suíte no Mesoproterozóico (idade de 1.01 Ga).

O evento rúptil normalmente associado à colocação (*emplacement*) de rochas alcalinas, oferece condições para o pós-estabelecimento de um embaciamento, que neste caso, recebeu os sedimentos do Supergrupo Baixo Araguaia, posteriormente deformados e metamorfisados durante o Neoproterozóico.

2.2. CINTURÃO ARAGUAIA

O Cinturão Araguaia é representado por uma sucessão metassedimentar e máfica a ultramáfica, metamorfisada, com grau metamórfico e deformacional crescente de oeste para leste e enfeixadas no Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu 1978), que se estende ao longo de aproximadamente 1200 quilômetros na direção N-S. O Super Grupo Baixo Araguaia foi dividido nos grupos Estrondo (inferior) e Tocantins. O Grupo Estrondo expõe-se na porção mais leste do Cinturão Araguaia e incorpora as rochas de

mais alto grau metamórfico (quartzitos, micaxistos ricos em granada (Figura 2.1) e epidoto, xistos com estauroлита e cianita, lentes de anfibolitos, cálcioxistos e mármore). Vários corpos graníticos (Suíte Santa Luzia), de tamanhos variados, ocorrem associados a estes metassedimentos. O Grupo Tocantins compreende cloritomoscovita xistos, quartzitos, filitos, metagrauvas e metacalcários. As rochas desta seqüência superior, são entremeadas por corpos, em forma de *sills* e diques, de rochas máficas a ultramáficas metamorfisadas (Abreu 1978; Gorayeb 1989; Abreu *et al.* 1994).



Figura 2.1: Extensos afloramentos de xistos ricos em granada do Grupo Estrondo (Super Grupo Baixo Araguaia) que ocorrem na região de Paraíso do Tocantins.

Esse cinturão, foi estruturado durante o Ciclo Brasileiro (Moura & Gaudette 1993a) no contorno leste do Cráton Amazônico, separando-o de outras regiões do Brasil Central, nas quais as influências desse ciclo termo-tectônico se fizeram sentir de forma importante.

O arranjo cartográfico geral para o Cinturão Araguaia, envolvendo rochas do embasamento e seqüências mais novas, revela que os conjuntos litoestratigráficos, estão organizados lado a lado, assumindo formas de corpos alongados ou lenticularizados, cujos limites são marcados normalmente por zonas de cisalhamento (cavalgamentos ou transcorrências). As unidades apresentam direção geral das feições planares NE-SW e mergulhos para leste. A geometria regional das unidades denota feições de superposição de rochas de mais alto grau metamórfico, sobre conjuntos estabilizados em condições metamórficas mais baixas (Abreu *et al.* 1994), oriundos de diferentes níveis crustais, mas que encontram-se paralelizados devido a imbricamentos tectônicos (Abreu 1990; Gorayeb 1996; Gorayeb *et al.* 2000).

Dados geofísicos de Carvalho *apud* Abreu *et al.* (1994) aplicados a um dos perfis clássicos do Cinturão Araguaia, compreendido entre as cidades de Guaraí, Colmeia e Conceição do Araguaia, vêm confirmar a geometria do cinturão. Neste perfil, é possível identificar a passagem do Cráton Amazônico para o Cinturão Araguaia, através de um gradiente decrescente e depois, ao longo do perfil, uma curva ascendente, a qual pode denotar o alçamento do embasamento gnáissico, exposto à leste da antiforma de Colmeia (Figura 2.2).

Ao final desta estruturação brasileira, após o embaciamento do Super Grupo Baixo Araguaia, surge uma granitogênese expressiva destacando os corpos granitóides da Suíte Santa Luzia (0,65 Ga, Moura & Gaudette 1992) e do Granito Matança (0,56 Ga, Gorayeb *et al.* 2000).

A Suíte Santa Luzia (Hasui *et al.* 1984b) compreende um grupo de rochas graníticas expostas em forma de pequenos stocks, diques, lentes e veios concordantes ou não com a xistosidade das encaixantes nas quais estão alojadas (seqüências supracrustais do Grupo Estrondo) e localizadas nas proximidades das vilas de Santa Luzia e Barrolândia. Dentre os litotipos mais comuns, segundo Lamarão & Kotschoubey (1994), estão os moscovita-biotita monzogranitos, moscovita-biotita

granodioritos e granitos pegmatóides, interpretados como pós e sin-cisalhamento regional, em concordância com Hasui & Costa (1990). Os autores ressaltaram também que, a presença de xenólitos angulosos de xistos nos granitóides, revelaria indícios do caráter, em parte tardio, desse magmatismo ácido. Dados geocronológicos de zircões, de 0,65 Ga (Moura & Gaudette 1992) e Rb/Sr em rocha total, de 665 ± 12 Ma ($Ri=0,70735$), representativa de uma idade mínima de cristalização para estas rochas. Avelar (1993) sugere que a colocação das rochas da Suíte Santa Luzia se deu em torno de 660 Ma, relacionada ao Evento Brasileiro.

O Granito Matança (Costa *et al.* 1984) aflora na forma de um batólito a oeste de Porto Nacional e faz contato com os Complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues. Consiste de granitos de coloração rosada, foliados ricos em microclínio, com textura augen porfiróide e extensiva trama milonítica (Gorayeb 1996). Datações geocronológicas Rb/Sr realizadas por Barradas *et al.* (1992), confirmaram que a cristalização do granito seria contemporânea ao Evento Brasileiro, com idade de 510 ± 15 Ma ($Ri = 0,71286 \pm 59$). Recentes datações pelo método Pb/Pb em zircão foram realizadas por Gorayeb *et al.* (2000), revelando uma idade de cristalização para o corpo de 564 ± 6 Ma.

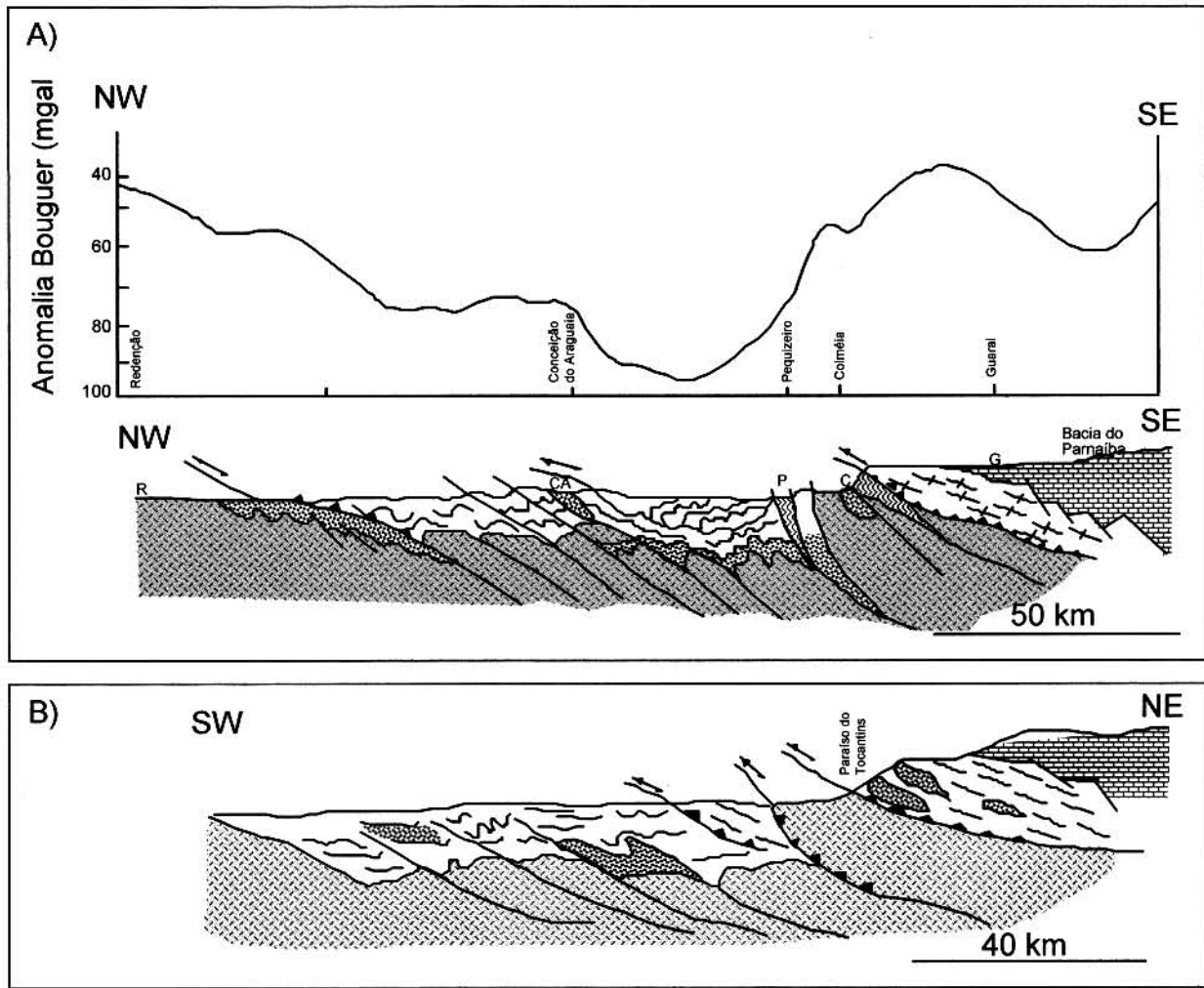


Figura 2.2 A e B: Seções geológicas no Cinturão Araguaia (modificado de Abreu *et al.* 1994).

2.3. CRATON AMAZÔNICO

O Craton Amazônico compreende seis províncias geocronológicas principais, individualizadas e sustentadas com base em dados geofísicos, estruturais e litológicos (Teixeira *et al.* 1989; Tassinari & Macambira 1999). Este cráton apresenta uma evolução a partir da agregação de núcleos arqueanos por cinturões orogênicos paleoproterozóicos e desenvolvimento no Neoproterozóico, de microcontinentes, arcos magmáticos, terrenos alóctones separados por cinturões dobrados (Brito Neves & Cordani 1991). As províncias são Amazônia Central (>2,3 Ga.); Maroni-Itacaiunas (2,2-1,95 Ga); Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga); Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga); Rondoniano-San Inácio (1,55-1,3 Ga) e Sunsas (1,3-1,0 Ga).

2.4. MACIÇO DE GOIÁS E ARCO MEGMÁTICO DE GOIÁS

O Maciço de Goiás compreende um bloco crustal antigo circundado pelos cinturões neoproterozóicos Araguaia, a oeste e Brasília a leste; unidades tectônicas essas incluídas no contexto da Província Tocantins.

Um segmento crustal representado na porção NE do Maciço de Goiás com *trend* preferencial das estruturas regionais NNE-SSW e geometria das unidades lito-estruturais com baixo ângulo para SE, foi caracterizado por Gorayeb (1996) como Cinturão de Cisalhamento Tocantins. Na região de Porto Nacional estudos gravimétricos apontaram espessamento crustal onde rochas de alto grau metamórfico cavalgaram para oeste, terrenos gnáissicos através de uma importante descontinuidade de direção N30E (Hasui & Haraly 1985). No Maciço de Goiás encontra-se um domínio de terrenos granito-greenstone e terrenos granito-gnáissicos paleoproterozóicos cobertos em parte pelo Grupo Serra da Mesa e metassedimentos do Grupo Araxá (Cruz 2001).

Dentro do contexto da Província Tocantins, Pimentel & Fuck (1992), Pimentel *et al.* (1996) e Pimentel *et al.* (2000) fazem referências ao Cinturão Araguaia, o qual estaria posicionado no limite noroeste do Arco Magmático de Goiás, uma das principais unidades geotectônicas da referida província. Estes autores demonstraram que os protólitos originais dessas rochas formaram-se em ambientes de arcos de ilhas, entre 900 e 600 Ma, com indicativos de ter havido, à essa época, geração de crosta juvenil

nesta região do Brasil Central. De acordo com Pimentel & Fuck (1992) estes terrenos metamórficos, originados de fonte mantélica, foram submetidos a um evento de acreção crustal durante o Neoproterozóico.

Pimentel & Fuck (1992), Pimentel *et al.* (1996) e Pimentel *et al.* (2000) tendem a estender esse modelo de interpretação para outras partes do Maciço de Goiás (onde se insere o Arco Magmático de Goiás), pois acreditam que assembléias de rochas metaígneas existentes ao longo do maciço possam representar a continuação, para norte, dos terrenos de arco. Esta idéia ainda não foi comprovada para a porção sul do Cinturão Araguaia (Paraíso do Tocantins e arredores) uma vez que as informações geocronológicas disponíveis apontam registros da ordem de 2,0 Ga impressos em ortognaisses, marcando uma forte influência de eventos paleoproterozóicos nesta região (Souza & Moura 1995; 1996; Moura & Souza 1996 e Arcanjo & Moura 2000).

Capítulo 3

*O contexto geológico da região de
Paraíso do Tocantins*

3. O CONTEXTO GEOLÓGICO DA REGIÃO DE PARAÍSO DO TOCANTINS

3.1. A ÁREA EM INVESTIGAÇÃO

A área estudada situa-se na região central do Estado do Tocantins, ocupando parte da folha SC.22-Z-B-II. É limitada pelas coordenadas $48^{\circ} 45'$ e $48^{\circ} 00'$ e $10^{\circ} 00'$ e $11^{\circ} 00'$. A cidade mais importante situada nesse perímetro é Paraíso do Tocantins (escolhida base para os trabalhos de campo), tendo como principal via de acesso a rodovia BR-153 (Figura 3.1).

3.2. AS PRINCIPAIS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Serão descritas neste capítulo, cinco unidades geológicas que compõem o quadro litoestratigráfico da região de Paraíso do Tocantins. As rochas das cinco unidades referidas são representadas por rochas metabásicas do Grupo Rio do Coco; ortognaisses do Complexo Rio dos Mangues; rochas graníticas (Granito Serrote e Granito Matança) e rochas alcalinas da Suíte Monte Santo (Figura 3.2). Em função dos restritos e esparsos afloramentos, informações sobre relações de contato entre as rochas são de caráter apenas relativo. As rochas destas unidades, à exceção do Granito Matança, pertencem ao domínio do embasamento, foram datadas pelos métodos de Pb-Pb em zircão e Sm-Nd, na presente tese e em trabalhos a ela relacionados e os resultados estão disponíveis nas tabelas ao longo do texto do capítulo 6. As amostras estudadas foram plotadas no mapa geológico (Figura 3.2 e anexo 5).

Aflorando em uma área restrita à noroeste da cidade de Paraíso do Tocantins, ocorre uma seqüência de rochas metavulcano-sedimentares relacionadas ao Grupo Rio do Coco. Apesar dos raros afloramentos, foram possíveis a identificação e coleta para datação de um exemplar desta unidade, o qual é descrito a seguir.

Os ortognaisses, principalmente aqueles de composição tonalítica, foram vastamente mencionados na literatura referente ao embasamento do Cinturão Araguaia, à exemplo de Costa *et al.* (1983); Hasui *et al.* (1984b); Dall'Agnol *et al.* (1988); Hasui & Costa (1990), entre outros. Na região estudada, estes ortognaisses são extremamente difíceis de serem encontrados, em função principalmente da extensa área arrasada ali ocorrente. Em vista disto, recorreu-se a algumas indicações de

ocorrências dessas rochas citadas em Iwanuch (1991), chegando-se a descrever um total de cinco corpos deste grupo de rochas, que compõem o Complexo Rio dos Mangues, dentre eles, gnaisses tonalíticos (99/SHA/14a, 15a e 25a) e gnaisses granodioríticos (99/SHA/13b e 18d). Outros três ortognaisses foram descritos dentro do domínio do Complexo Rio dos Mangues porém, por serem mais novos, conforme os resultados geocronológicos dos capítulos 6 e 7, estão sendo considerados intrusivos no mesmo. São eles, os gnaisses tonalíticos das amostras 99/SHA/21 e 23a) e o gnaixe álcali-feldspático granítico da amostra (99/SHA/24).

O Granito Serrote, alojado no Complexo Rio dos Mangues, a sul de Paraíso do Tocantins, que já havia sido datado pelo método Pb/Pb em zircão por Sousa & Moura (1995), foi neste trabalho investigado segundo a metodologia de Sm-Nd.

Os gnaisses sieníticos dos corpos de Monte Santo e Serra da Estrela, que compõem a Suíte Monte Santo, são facilmente identificáveis na área, e encontram-se expostos, respectivamente, a noroeste e a sudeste da cidade de Paraíso do Tocantins.

Apenas uma amostra correspondente à borda do Granito Matança foi datada. Este é corpo granítico mais expressivo que aflora no limite leste da área do mapa e faz contato tectônico com o Complexo Rio dos Mangues.

Uma proposta estratigráfica sucinta para a porção sul do Cinturão Araguaia foi apresentada por Arcanjo & Moura (2000) e encontra-se na tabela 3.1.

Tabela 3.1: Síntese dos dados geocronológicos publicados em Arcanjo & Moura (2000). para as unidades do embasamento, na região de Paraíso do Tocantins, modificada de Hasui *et al.* (1980, 1984b) e Costa (1985). Idades segundo: (1) Souza & Moura (1996); (2) Sousa & Moura (1996); (3) Arcanjo et al. (2000); (4) Gorayeb et al. (2000); (5) Avelar (1993).

	UNIDADES	Idades (Ma)/Métodos
Neoproterozóico	Suíte Santa Luzia	665 ± 12 (5) / Rb-Sr rocha total
	Granito Matança	564 ± 4 (4) / Pb/Pb Zr
	Grupo Tocantins	
	Grupo Estrondo	
Mesoproterozóico	Suíte Monte Santo	1.001 ± 86 (1) / Pb/Pb Zr
Paleoproterozóico	Granito Serrote	1.851 ± 41 (2) / Pb/Pb Zr
	Complexo Rio dos Mangues	~2.000-2.100 (1) / Pb/Pb Zr
Arqueano	Grupo Rio do Coco	2.618 ± 14 (3) / Pb/Pb Zr

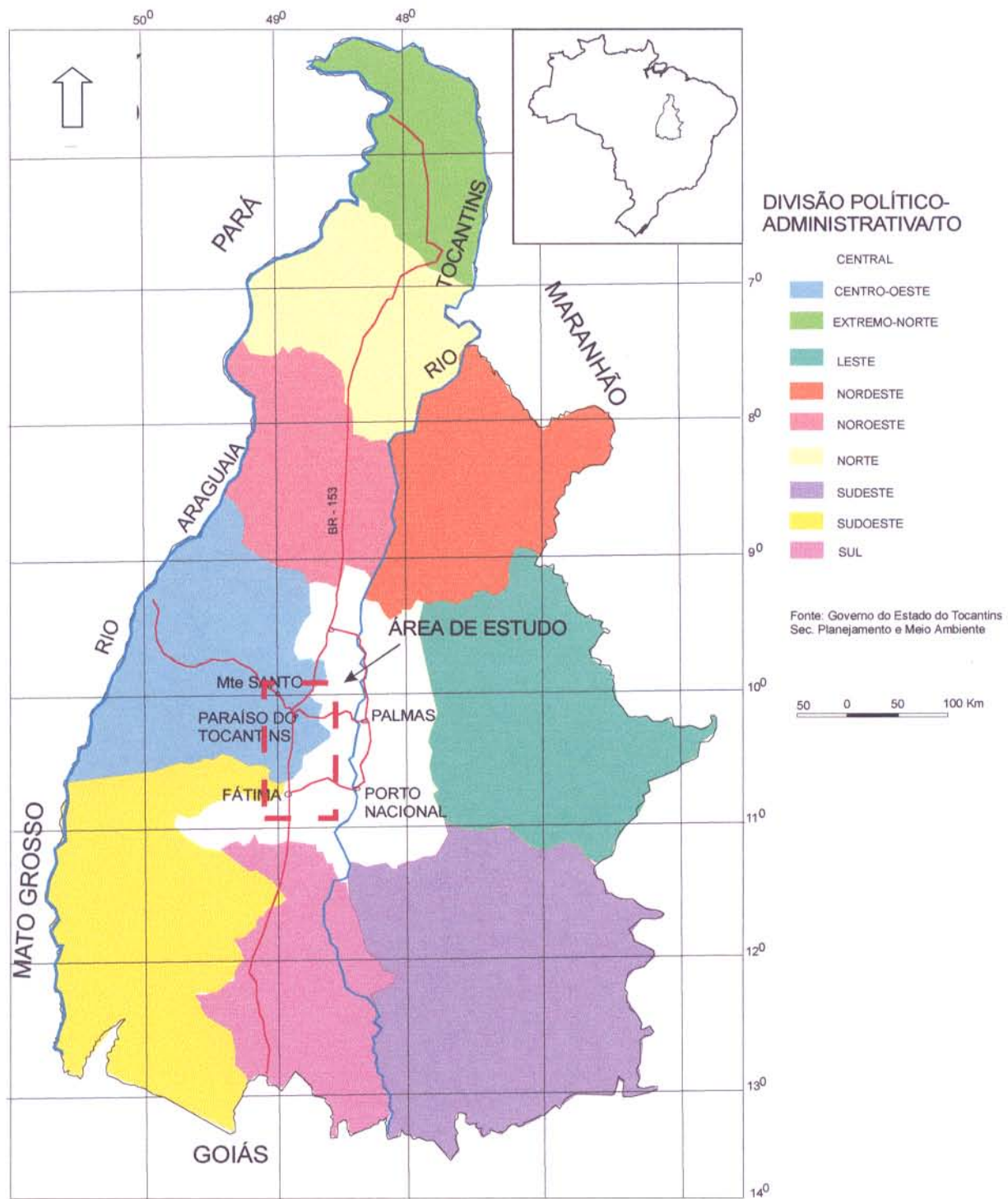


Figura 3.1: Localização da área de estudo ocupando parte das porções centro-oeste e central do Estado do Tocantins.

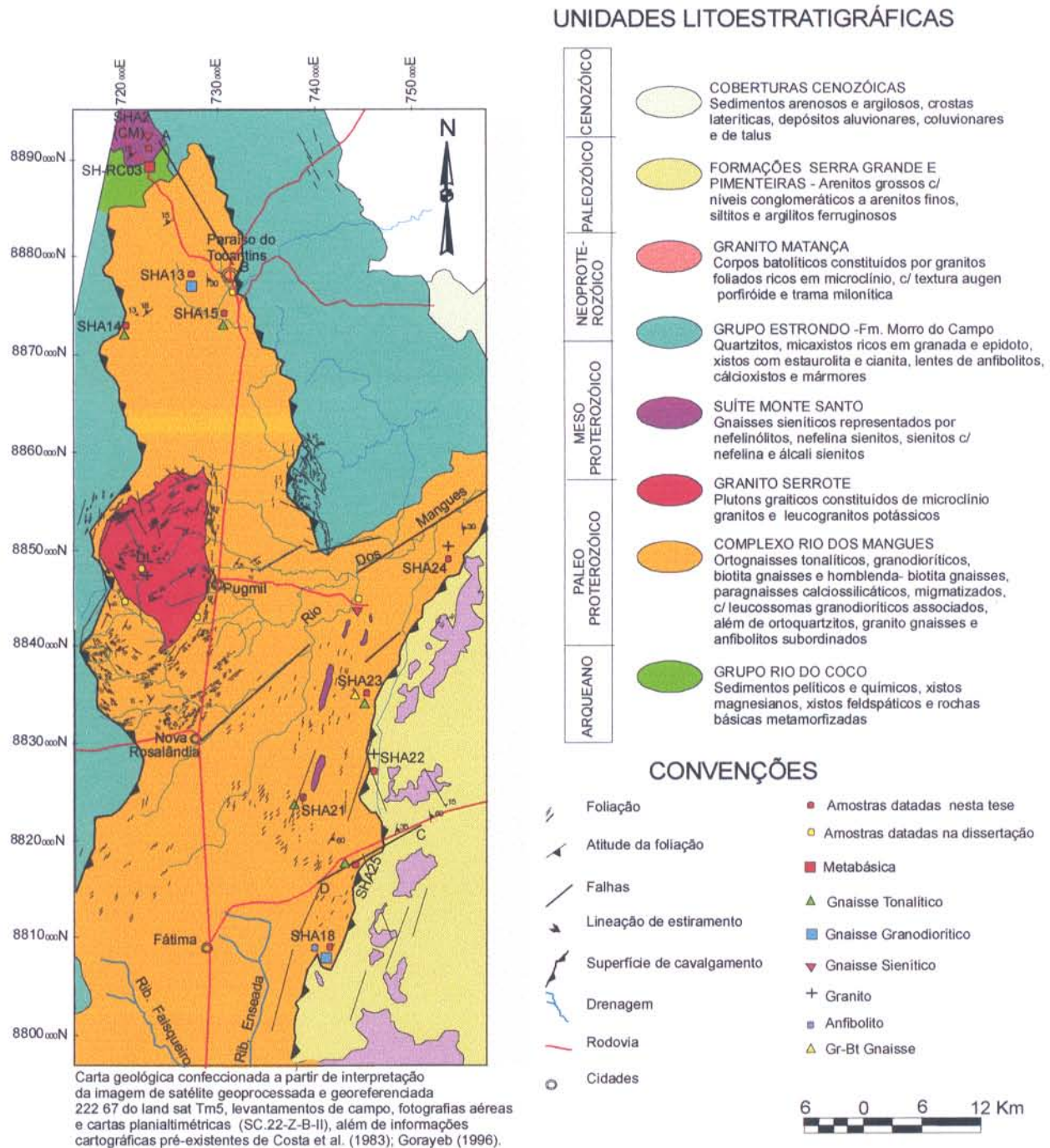


Figura 3.2: Mapa geológico da região de Paraiso do Tocantins.

3.2.1. Grupo Rio do Coco

É a unidade mais antiga reconhecida na área. Situa-se a noroeste da cidade de Paraíso do Tocantins, e compreende um restrito núcleo arqueano que foi originalmente caracterizado por Barreira (1980) e Barreira & Dardenne (1981) como uma seqüência metavulcano-sedimentar do tipo *greenstone belt*. Mais tarde foi designada como Grupo Rio do Coco por Costa *et al.* (1983). Neste trabalho, esta segunda denominação está sendo utilizada, em concordância com Costa *et al.* (1983), que procurou manter consonância com o código de nomenclatura estratigráfica.

O Grupo Rio do Coco é constituído por rochas vulcânicas de natureza komatiítica, intercaladas com sedimentos químicos e pelíticos, desenvolvido sobre um embasamento siálico e intrudido por álcali-feldspato granitos. Essa seqüência de rochas acomoda-se em sinclinais abertos, intermediados por anticlinais apertados com eixos direcionados a NNW e NE (Barreira & Dardenne (1981). Foi dividido por Barreira (1980) em duas unidades, sendo que a unidade inferior é composta por sedimentos pelíticos e químicos, com intercalações de xistos magnesianos e a unidade superior é constituída predominantemente por xistos feldspáticos e rochas máficas (Figura 3.3). Os xistos feldspáticos, de coloração cinza clara a esbranquiçada, são de granulação fina, com bandamento milimétrico apresentando níveis de sulfetos regulares. Texturalmente são observados arranjos granoblásticos entre os agregados quartzo-feldspáticos, alternados com níveis lepidoblásticos de micas. A mineralogia é essencialmente formada por quartzo, plagioclásio, moscovita, flogopita, sulfetos (pirita e arsenopirita), rutilo, além de turmalina e clorita.

Costa *et al.* (1983) observaram que estas rochas foram metamorfizadas e situou este metamorfismo dentro das condições de fácies xisto verde alta a anfibolito baixa. Estes autores descreveram detalhadamente as rochas desta unidade, de modo que os termos litológicos mais comuns descritos entre os metapelitos são quartzo micaxistos com ou sem granada, além das rochas máficas reúnem serpentinitos, tremolita-clorita xistos, clorita xistos e actinolita xistos.

Os quartzo micaxistos com ou sem granada são de coloração cinza escura, apresentam textura granolepidoblástica a lepidoblástica e são constituídos

mineralogicamente por quartzo, biotita, moscovita, plagioclásio, granada, epidoto, clorita, calcita, turmalina e opacos.

Os serpentinitos são rochas verde claras, normalmente alteradas, com associação mineralógica representada predominantemente por antigorita, carbonatos, talco e opacos.

Os tremolita-clorita xistos são rochas verdes, com foliação incipiente e ocorrem intercalados aos metapelitos anteriormente citados. São compostos essencialmente por tremolita e clorita, em proporções iguais, além de opacos.

Os clorita xistos são rochas verde escuras brilhantes (brilho sedoso), bastante foliadas, com textura lepidoblástica definida por cristais placóides de clorita, orientados. Além deste mineral ocorrem apatita e opacos na rocha.

Os actinolita xistos são rochas verdes, foliadas e com textura nematoblástica onde estão orientados grãos de anfibólio, em meio a porções granoblásticas onde se concentram quartzo e plagioclásio. São constituídas essencialmente de actinolita e em menores quantidades, plagioclásio, clorita, opacos e quartzo.

Na presente tese foi coletada para datação uma rocha metabásica, localizada em um dos ramais de acesso ao garimpo de esmeraldas de Monte Santo, na estrada que liga Paraíso do Tocantins à Vila de Monte Santo. Trata-se de uma rocha melanocrática, de coloração cinza escura, granulação fina, com foliação incipiente e fenocristais de plagioclásio (Figura 3.4). Mineralogicamente é composta por hornblenda, quartzo, plagioclásio e como acessórios, opacos, titanita e zircão. Esta rocha pode ser correlacionada à unidade superior da seqüência estratigráfica proposta por Barreira & Dardene (1981), que compreende os termos anfíbolíticos.

As primeiras investigações geocronológicas, pelo método de Pb/Pb em monocristais de zircão desta rocha metabásica, foram realizadas durante esta tese e os resultados, publicados em Arcanjo *et al.* (2000), confirmaram o posicionamento estratigráfico do mesmo no Arqueano (ver capítulo 6).

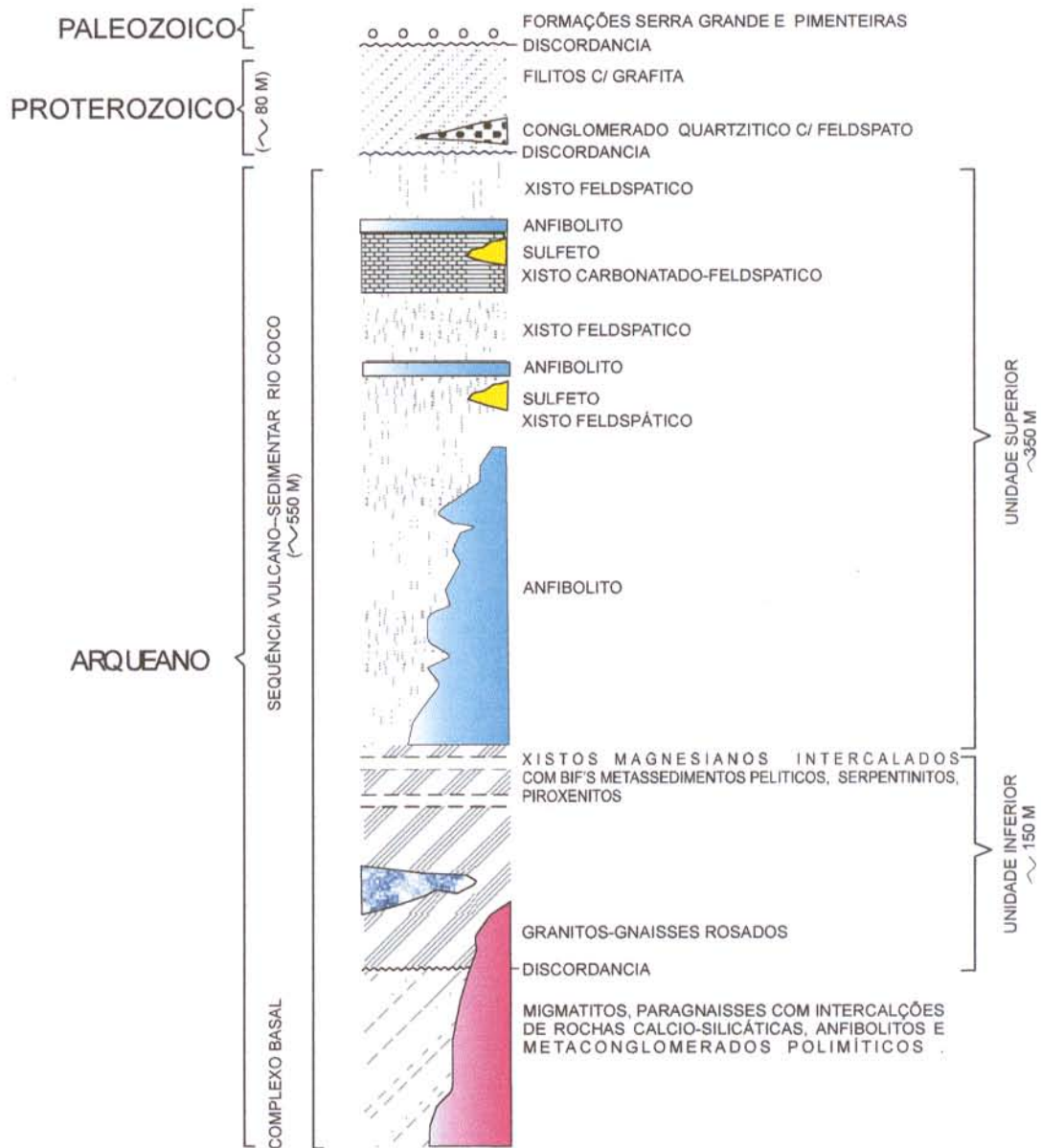


Figura 3.3: Coluna estratigráfica para a seqüência Rio do Coco segundo Barreira & Dardenne (1981).

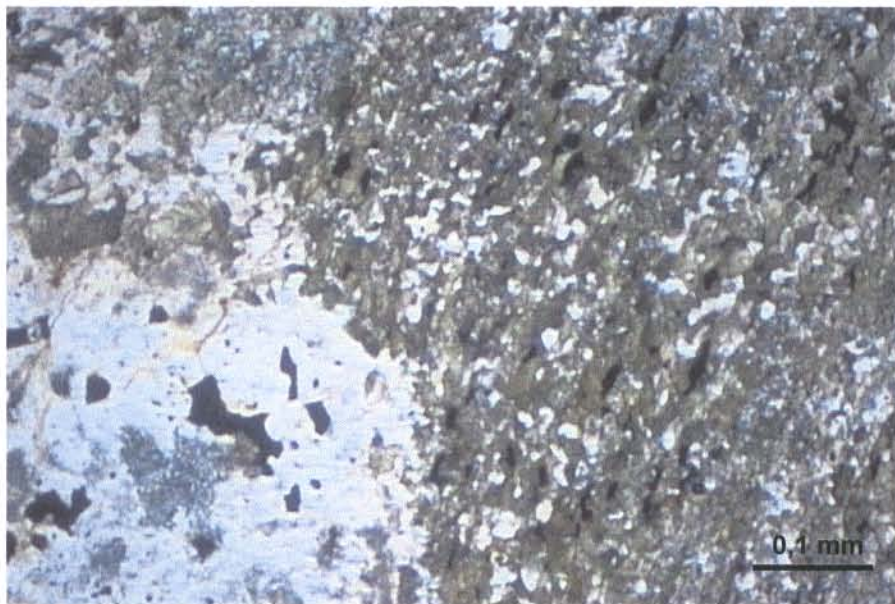


Figura 3.4: Aspecto microscópico da rocha metabásica exibindo o aspecto da foliação bordejando um cristal de feldspato.

3.2.2. Complexo Rio dos Mangues

O Complexo Rio dos Mangues foi originalmente descrito por Costa *et al.* (1983) como contendo ocorrências de rochas metassedimentares com metabásicas associadas (quartzitos, granada quartzitos, gnaisses tonalíticos e calciossilicáticos, anfibolitos e micaxistos), dispostas em uma faixa regular, de orientação NE, estendendo-se desde os arredores de Paraíso até a cidade de Fátima. Enfatizaram em seus mapeamentos que esta unidade limitava-se, através de falhamento brusco, à sudoeste com o Complexo Colmeia.

Nesta tese utiliza-se a definição de Souza (1996) e Arcanjo & Moura (2000) que descaracterizaram a presença do Complexo Colmeia na região, incluindo os termos atribuídos àquela unidade no Complexo Rio dos Mangues. Neste sentido, o Complexo Rio dos Mangues domina a porção central da área do mapa, sendo a unidade de mais extensa distribuição cartográfica. Estende-se numa faixa de direção aproximada NW-SE, que se inicia a poucos quilômetros a sul da vila de Monte Santo, bifurca-se para NE, na altura do povoado de Pugmil e segue para sul. Chega a medir aproximadamente

20 km de largura, por até 60 km de comprimento, podendo chegar até 100 km ao atingir a região de Gurupi/TO.

As rochas que constituem o Complexo Rio dos Mangues consistem em gnaisses tonalíticos e granodioríticos, além de gnaisses cálcio-silicáticos migmatizados, com leucossomas granodioríticos associados (Souza 1996) e ortoquartzitos, granito-gnaisses e anfibolitos subordinados (Costa *et al.* 1983). Além destes litotipos foram descritos outros que afloram dentro do limite leste do Complexo Rio dos Mangues, margeando a borda oeste do Granito Matança. Estas rochas são; granada-biotita gnaisse (99/SHA/23b) e um anfibolito (99/SHA/18a), que encontram-se plotadas no mapa geológico em anexo. Ao final deste capítulo, as amostras são apresentadas no diagrama de Streckeisen (Figura 3.25) assim como os dados referentes às análises modais (Tabela 3.2).

3.2.2.1. Gnaisses Tonalíticos

Os gnaisses tonalíticos são encontrados nas proximidades da cidade de Paraíso do Tocantins, limite noroeste da área estudada, aflorando no leito do rio do Coco (amostra 99/SHA/15a) (Figura 3.5); em lajedos, intercalados a espessas camadas de quartzitos, em um trecho do leito do rio Coco do Meio, com acesso pela estrada de Chapada de Areia (99/SHA/14a); ou ainda aflorando em extensos lajedos, na porção sudeste da área do mapa, dentro da Fazenda Mourão da Serra, na estrada que liga a cidade de Fátima a Porto Nacional (amostra 99/SHA/25a) (Figura 3.6). Dois dos gnaisses tonalíticos que afloram dentro dos domínios do Complexo Rio dos Mangues, sendo que um deles a poucos quilômetros a sul da Serra da Estrela (99/SHA/21) e o outro, às proximidades da serra do Granito Matança, na Fazenda Castelo (99/SHA/23a), estão sendo considerados como intrusivos naquele complexo e serão descritos, oportunamente, no item 3.2.3.

Os gnaisses tonalíticos são rochas mesocráticas a melanocráticas, cinza escuras, de granulação média a grossa, as quais, em geral, apresentam-se migmatizadas e contendo localmente veios pegmatóides concordantes com a foliação milonítica de orientação geral NW-SE a NE-SW. A atitude geral da foliação milonítica

nos pontos localizados no setor noroeste do mapa pode variar de $55^{\circ}\text{Az } 13^{\circ}/\text{NW}$, com lineação de estiramento mineral de $13^{\circ}/280^{\circ}\text{Az}$, a $305^{\circ}\text{Az } 29^{\circ}/\text{NE}$. Esta foliação, no setor sudeste do mapa, toma atitude de $20^{\circ}\text{Az } 60^{\circ}/\text{SE}$.

Em lâmina delgada os gnaisses tonalíticos exibem textura lepidoblástica, apresentando grande quantidade de lamelas de biotita orientadas, intercaladas com faixas félsicas, representadas principalmente por quartzo e plagioclásio, em contatos irregulares, curvos e normalmente por ponto tríplice, orientados em uma direção preferencial, definindo uma foliação milonítica, desenhada pela orientação de agregados quartzo-feldspáticos, com níveis acinzentados de biotita e opacos (Figura 3.7). Esta, por sua vez, é paralela ao bandamento, desenhado pelo contraste de bandas máficas e félsicas.

No ponto 99/SHA/15a a composição mineralógica do gnaisse tonalítico é formada por quartzo (35%), plagioclásio (25%), biotita (10%), moscovita (20%) e zircão como traços. O gnaisse tonalítico do ponto 99/SHA/25a constitui-se de quartzo (25%), plagioclásio (45%), biotita (25%), microclínio (5%), além de zircão, opacos, sericita e moscovita, sendo estes dois últimos, minerais secundários ou pós magmáticos.

Os cristais de quartzo nos gnaisses tonalíticos são anédricos, com extinção ondulante moderada a forte e normalmente encontram-se fraturados. Os cristais de plagioclásio, quase sempre geminados (geminção albita), são subédricos e com uma alteração que pode variar de incipiente a forte (sericitização). Esta alteração, somada ao pouco desenvolvimento das maclas, comprometeu a determinação da composição do plagioclásio na amostra 99/SHA/15a. A composição do plagioclásio obtida para a amostra 99/SHA/25a foi de An_{22} (oligoclásio). A biotita ocorre em palhetas subédricas, normalmente cloritizadas e seu pleocroísmo varia de: $x =$ amarelo pálido e $y = z =$ marrom. Microclínio, quando presente, é anédrico e apresenta o característico maclamento xadrez.



Figura 3.5: Afloramento do gnaiss tonalítico (amostra 99/SHA/15a) no rio do Coco, em Paraíso do Tocantins.



Figura 3.6: Afloramento do gnaiss tonalítico (amostra 99/SHA/25a) na estrada que liga as cidades de Fátima e Porto Nacional (Fazenda Mourão da Serra).

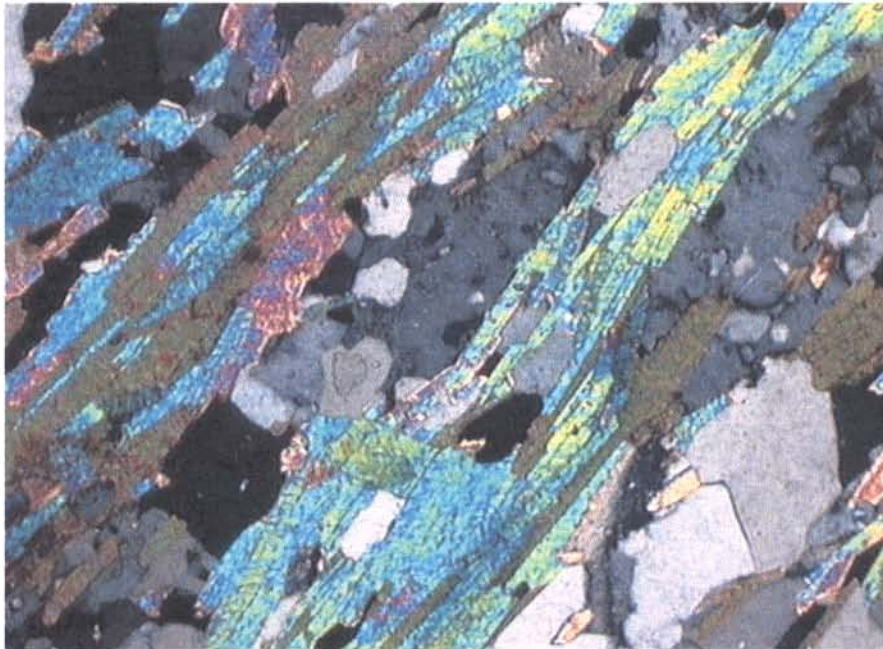


Figura 3.7: Fotomicrografia do gnaiss tonalítico (99/SHA/15a) mostrando aspecto textural (textura lepidoblástica) e foliado nessas rochas. A foliação é claramente definida pela orientação de lamelas de biotita em meio a níveis quartzo-feldspáticos.

Os gnaisses tonalíticos no ponto 99/SHA/14a, estrada de Chapada de Areia (Figura 3.8) haviam sido descritos algumas décadas atrás (Costa *et al.* 1983) como representativos das seqüências metavulcano-sedimentares do Grupo Rio do Coco. Nestes locais, foram descritas, por aqueles autores, as melhores exposições ou seções tipo daquela seqüência arqueana, em contato com o “Complexo Colmeia”. As discussões embasadas em resultados geocronológicos, que vêm sendo apresentadas nos últimos anos, já mostraram a ausência do Complexo Colmeia na região de Paraíso Tocantins e com relação a este ponto específico de afloramento, os dados geocronológicos mostrados pela primeira vez nesta tese (vide capítulo 6) indicam não serem referentes ao Grupo Rio do Coco, pois a rocha revelou uma idade bem precisa paleoproterozóica, representativa do Complexo Rio dos Mangues. Entende-se, portanto que, aquela unidade arqueana não aflora neste ponto, sendo passível até mesmo de ter sua área de afloramento reduzida.

A rocha é constituída por quartzo (20%), plagioclásio (45%), hornblenda (18%), biotita (12%), epidoto (2%), titanita (1%) e apatita e carbonato (traços). Texturalmente

tem-se aglomerados quartzo-feldspáticos recristalizados, alterados (cristais de plagioclásio saussuritizados), alternados com minerais máficos (anfíbólio e biotita), orientados e ao mesmo tempo dispostos de forma entrelaçada, amoldando-se àqueles primeiros, imprimindo um padrão entrelaçado característico de uma foliação milonítica (Figura 3.9).

Os cristais de quartzo são anédricos, com extinção ondulante moderada a forte e algumas vezes apresentam-se microfraturados. Os cristais de plagioclásio apresentam maclas pouco desenvolvidas, são subédricos e algumas vezes encontram-se alterados por sericitização incipiente.



Figura 3.8: Afloramento de gnaisse tonalítico (amostra 99/SHA14a) no rio Coco do Meio, estrada de Chapada de Areia.

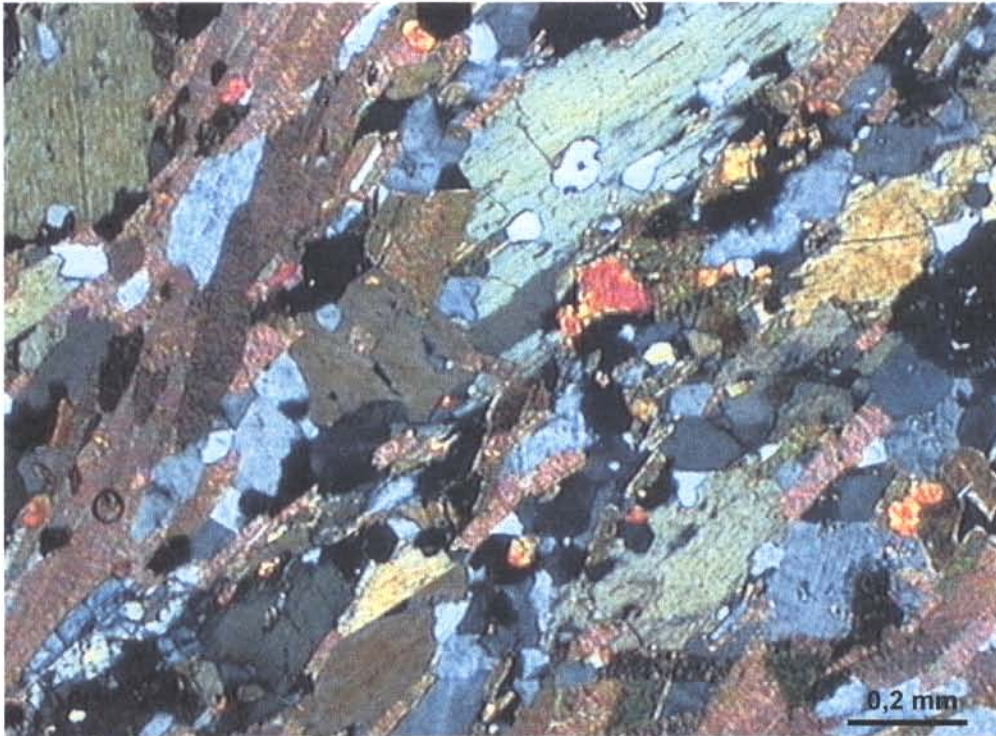


Figura 3.9: Fotomicrografia do gnaiss tonalítico (99/SHA/14a) mostrando o aspecto entrelaçado entre as palhetas de biotita e cristais de hornblenda, organizados em faixas máficas, e entremeados a níveis mais finos de agregados quartzo-feldspáticos.

3.2.2.2. Gnaisses Granodioríticos

Os gnaisses granodioríticos afloram sob a forma de extensos lajedos no sudeste da área trabalhada, às proximidades da Fazenda Altamira (99/SHA/18d) (Figuras 3.10 e 3.11) ou às proximidades da estrada que liga Paraíso à Vila de Monte Santo, no córrego Campo Alegre, aflorando em forma de pequenos lajedos (99/SHA13b). São rochas mesocráticas, com coloração cinza clara. Em algumas porções apresentam-se migmatizadas e em outras ocorrem intercaladas a anfibolitos. Estruturalmente apresentam orientação geral N-S, com atitude média da foliação milonítica de 0° Az 30° /E, na porção leste do mapa ou 55° Az 13° /NW e lineação de estiramento mineral com atitude de 13° / 280° Az, setor noroeste do mapa.

Os gnaisses granodioríticos em lâmina delgada, exibem texturalmente, arranjos lepidoblásticos entre faixas ricas em lamelas de biotita orientadas, entremeadas a

quartzo e feldspatos, que assinalam o caráter foliado da rocha (Figura 3.12). A foliação é por sua vez paralela ao bandamento, realçado pelo contraste de bandas máficas e félsicas. No ponto 99/SHA/18d a composição mineralógica do gnaiss granodiorítico é formada por plagioclásio (50%), quartzo (20%), ortoclásio (8%), biotita (15%), hornblenda (2%), epidoto, apatita, zircão, sericita, clorita e opacos. O gnaiss do ponto 99/SHA/13b é composto por quartzo (35%), plagioclásio (40%), microclínio (13%), biotita (10%), opacos, zircão e epidoto (traços). Nesta rocha os agregados quartzo-feldspáticos alternam-se entre palhetas de biotita orientadas (Figura 3.13), facilitando a definição da foliação na mesma.

Os cristais de quartzo são anédricos, com moderada extinção ondulante e fazem contatos retos com outros cristais de quartzo e plagioclásio. Os cristais de plagioclásio raramente apresentam-se geminados, são anédricos e alguns grãos encontram-se sericitizados. As lamelas de biotita aparecem freqüentemente cloritizadas.



Figura 3.10: Afloramento do gnaiss granodiorítico (ponto 99/SHA/18d).



Figura 3.11: Detalhe do afloramento do gnaiss granodiorítico (ponto 99/SHA/18d).

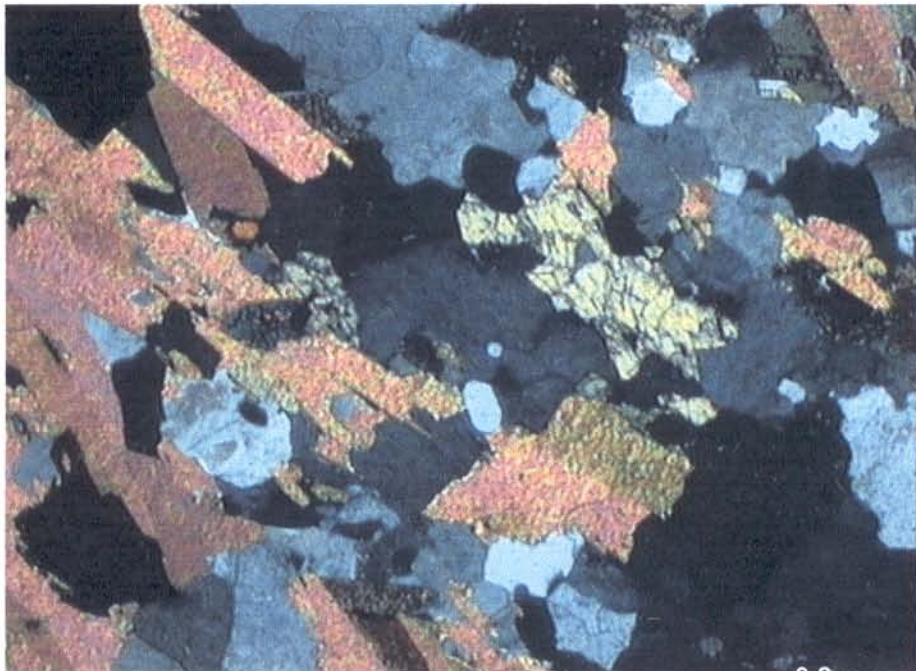


Figura 3.12: Fotomicrografia do gnaiss granodiorítico (99/SHA/18d) mostrando o arranjo lepidoblástico entre biotita e agregados quartzo-feldspáticos. Apesar do campo limitado do microscópio, é possível notar a maior concentração de minerais máficos em uma faixa, em alternância com aqueles félsicos, permitindo a, grosso modo, visualização de um bandamento na rocha.

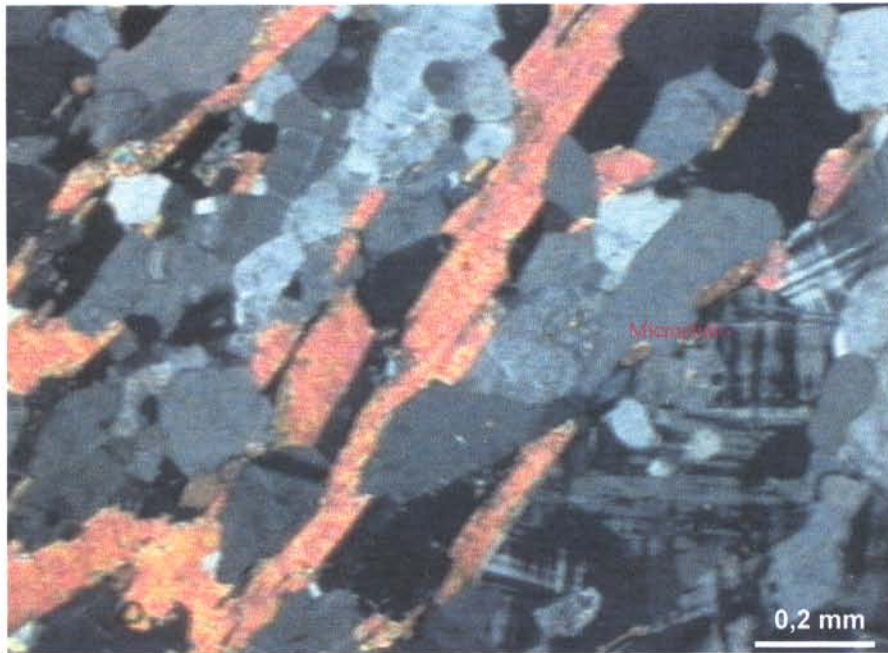


Figura 3.13: Fotomicrografia do gnaiss granodiorítico (99/SHA/13b) onde se nota a orientação das palhetas de biotita dispostas entre agregados quartzo-feldspáticos.

3.2.2.3. Granada-Biotita Gnaiss

O único termo paraderivado descrito neste trabalho é um granada-biotita gnaiss (99/SHA/23b), que pertence ao mesmo ponto de coleta do gnaiss tonalítico (amostra 99/SHA/23a), próxima à Fazenda Castelo, no sopé da serra do Granito Matança. Este gnaiss é leucocrático, com coloração cinza, e granulação média a grossa (Figura 3.14). A foliação nestas rochas é definida pela orientação de finos cristais sigmoidais de quartzo e feldspato, envolvidos por concentrados de biotita, concordantes com o bandamento, desenhado pela alternância de níveis félsicos, centimétricos, ricos em agregados quartzo-feldspáticos e os máficos contendo biotita e granada (Figura 3.15). Esta feição é repetida em seções delgadas, onde este gnaiss apresenta textura granoblástica com faixas enriquecidas em biotita e granada, com granulação grossa e matriz fanerítica fina a média. O bandamento é definido por níveis mais finos (microcristalinos) de máficos, alternados entre porções de agregados quartzo-feldspáticos. Pode-se notar tanto nos minerais máficos como nos félsicos, localizadamente, textura em mosaico, acentuada por grãos de quartzo com contato geralmente por junção triplíce.

Mineralogicamente estão presentes entre os essenciais, plagioclásio (40%), quartzo (40%), biotita (15%), granada (2%), zircão (traços) sericita e moscovita (minerais em desequilíbrio com a paragênese).

Os cristais de plagioclásio (An_{26} - oligoclásio) são bem formados, subautomórficos a automórficos, normalmente maclados, com maclamento predominantemente do tipo albita. Os cristais de quartzo são levemente alongados, com tamanhos superiores a 3 mm. Preservam extinção ondulante, sendo que predomina a extinção normal, entre os grãos menores. Os limites entre grãos de quartzo são suavemente curvos. Localmente exibem textura poligonal em mosaico, nas porções de granulações mais finas, com predominância de quartzo recristalizado. Onde a rocha apresenta-se bandada, as lamelas de deformação de quartzo são bem desenvolvidas, chegando a apresentar textura do tipo quartzo fitado.



Figura 3.14: Afloramento do granada-biotita gnaiss (ponto 99/SHA/23b).

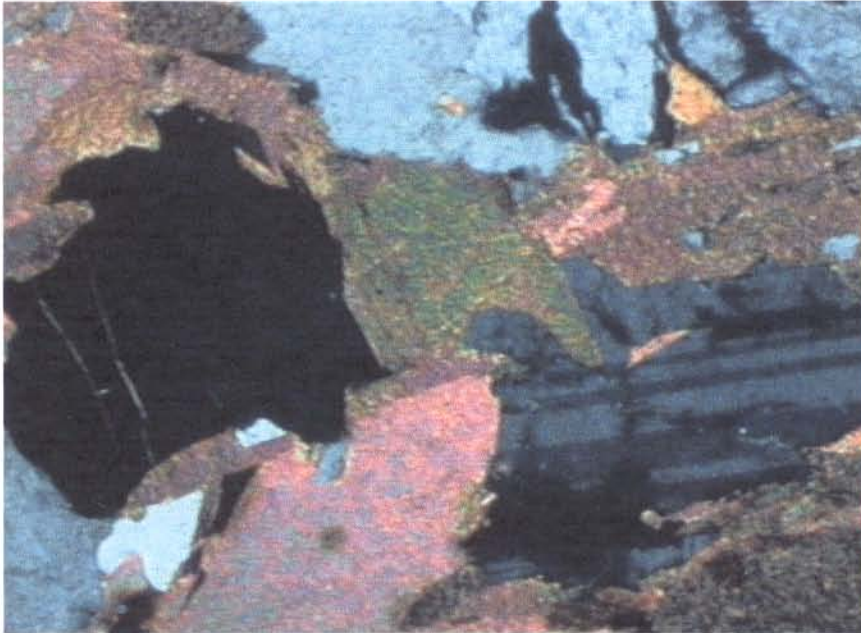


Figura 3.15: Fotomicrografia do granada-biotita gnaiss (99/SHA/23b) mostrando o arranjo entre cristal de granada em contato interdigitado com biotita.

3.2.2.4. Anfibolito

O anfibolito (99/SHA/18a) encontra-se entremeado a ortognaisses (Figura 3.16) que afloram em forma de amplos lajedos no sudeste da área, às proximidades da Fazenda Altamira, antiga sede da Fazenda Realeza (localidade indicada por Iwanuch 1990, para coleta de gnaisses do embasamento). A encaixante deste anfibolito é o gnaiss granodiorítico do ponto 99/SHA/18d, anteriormente descrito.

A rocha é constituída por hornblenda (70%), plagioclásio (15-20%), quartzo (10%), opacos (3-5%), apatita e zircão (raro). Texturalmente observam-se cristais de anfibólio, plagioclásio e quartzo, recristalizados e orientados segundo uma orientação preferencial, geralmente coincidente com o eixo cristalográfico *c* do anfibólio.



Figura 3.16: Afloramento de anfibolito em contato com gnaiss granodiorítico (amostra 99/SHA/18a).

3.2.3. Ortognaisses Intrusivos no Complexo Rio dos Mangues

Dentro da área mapeável como Complexo Rio dos Mangues foi descrito um ortognaiss de natureza álcali-feldspático granítica (99/SHA/24) e dois de natureza tonalítica (99/SHA/21 e 23a).

O gnaiss álcali-feldspático granítico (99/SHA/24) aflora dentro dos limites da Fazenda Sítio Novo, próximo a um dos braços do Rio dos Mangues, pela margem direita, na porção leste da área do mapa. É uma rocha leucocrática, deformada, com coloração rosa (Figura 3.17), sendo a atitude da foliação 170° Az 30° /NE. Apresenta textura granoblástica, com cristais de microclínio bem desenvolvidos (Figura 3.18) e feições micrográficas localizadas. É composta mineralogicamente por microclínio (62%),

quartzo (20%), biotita ($\cong 7\%$), plagioclásio ($\cong 5\%$), moscovita ($< 1\%$), opacos ($< 1\%$) e zircão (traços). A moscovita e sericita são, provavelmente, minerais secundários.



Figura 3.17: Afloramento do gnaissé álcali-feldspático granítico (amostra 99/SHA/24), mostrando detalhes de dobras em “S” nas porções mobilizadas.



Figura 3.18: Fotomicrografia do gnaisse álcali-feldspático granítico (99/SHA/24) mostrando a distribuição dos minerais félsicos (microclínio, quartzo e plagioclásio).

O gnaisse tonalítico (99/SHA/23a) aflora às proximidades da serra do Granito Matança, em forma de lajedos no sudeste da área, dentro dos domínios da Fazenda Castelo. É um gnaisse mesocrático, com coloração cinza, com porções migmatizadas, nas quais normalmente são observadas dobras em “S” de dimensões centimétricas. Apresenta-se bandado, com bandamento paralelo à foliação milonítica, cuja orientação geral é 155° Az; 36° /NE. Texturalmente a rocha apresenta arranjos pseudo-granulares alotriomórfico a hipidiomórfico com forma dos cristais subarredondados (Figura 3.19). Constitui-se mineralogicamente por plagioclásio An_{30-32} (andesina) (45%), quartzo (40%), microclínio (5%), biotita (5%), zircão e rutilo, titanita e apatita como traços.



Figura 3.19: Fotomicrografia do gnaiss tonalítico (99/SHA/23a) mostrando um domínio de cristais de plagioclásio na rocha.

O gnaiss tonalítico descrito no ponto 99/SHA/21 aflora poucos quilômetros a sul da Serra da Estrela, às proximidades da Fazenda Boa Vista. É uma rocha mesocrática, cinza, bandada, de granulação média e constitui-se de plagioclásio (33%), quartzo (40,3%), biotita (3,3%), hornblenda (4%), epidoto (0,3%), carbonato (2,6%) e opacos (1,6%). A composição do plagioclásio apontou valores de anortita An_{31} (andesina). Apresenta textura lepidoblástica, descrita pela organização de leitos ricos em hornblenda e palhetas de biotita, orientadas, em contato com outros ricos em quartzo e plagioclásio (Figura 3.20).

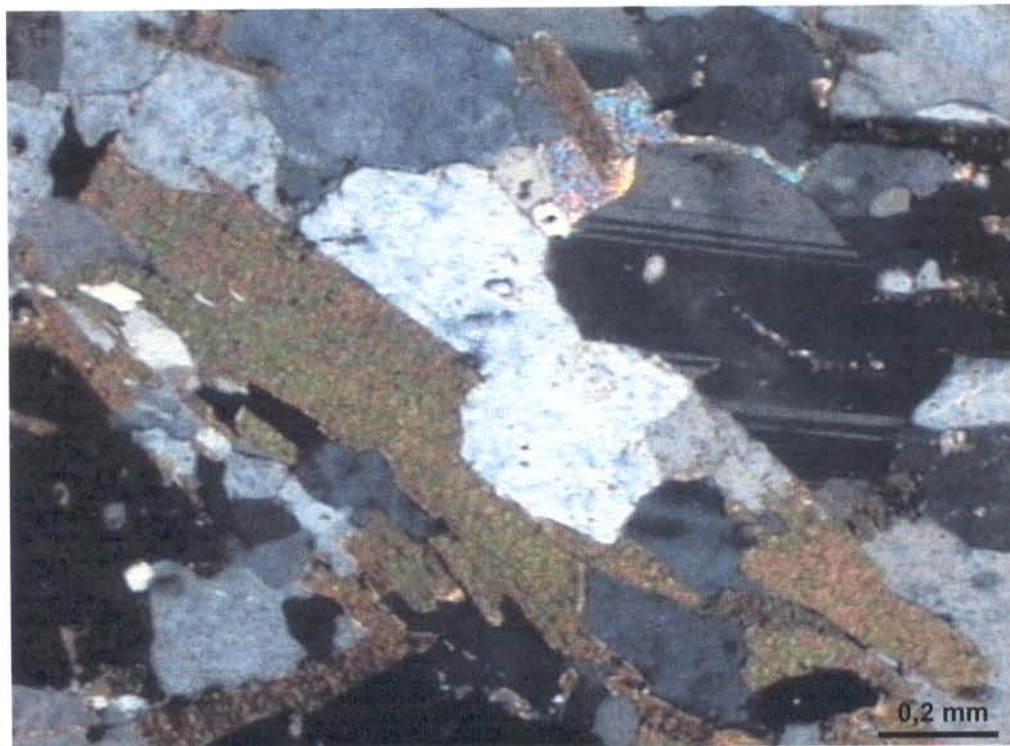


Figura 3.20: Fotomicrografia do gnaisse tonalítico (99/SHA/21). Faixa com concentrados de quartzo e plagioclásio em contato reto com biotita.

3.2.4. Granito Serrote

Na porção centro norte do Complexo Rio dos Mangues está alojado o batólito denominado Granito Serrote. Segundo Costa (1985), apresenta formato elíptico com eixo maior (19 km) na direção NNE-SSW e eixo menor com 14 km, o corpo principal. Constitui-se em plutons com tramas augen-porfiróides e miloníticas representados por microclínio granitos e leucogranitos potássicos (Gorayeb 1996).

Souza (1996) enfatizou as características estruturais do Granito Serrote o qual se acha ligeiramente foliado, com características anastomóticas da foliação, principalmente observadas nas bordas do corpo. Apesar de ser encontrado na forma de um batólito, aflorando na serra do Serrote, vários outros pequenos corpos são observados ao redor deste corpo principal (Figura 3.21).

As rochas do Granito Serrote são leucocráticas, de coloração rosa com tons acinzentados. A granulação varia de média a grossa nas porções centrais do corpo

principal mas nas bordas são observadas frações mais finas. Apresenta textura porfirítica, sendo os fenocristais representados por microclínio, plagioclásio e quartzo, normalmente orientados e por vezes amendoados, imersos em matriz granoblástica fina, representada por quartzo, microclínio, plagioclásio e em menor quantidade, biotita lamelar, anfibólio e moscovita, semi-orientados, que delineiam a foliação da rocha. A concentração em leitos ou bandas destes minerais chega a desenhar um pseudo-bandamento. Ocorrem ainda, complementando a mineralogia, titanita, alanita, zircão, apatita, calcita, epidoto e opacos.

Os cristais de quartzo, tanto os pórfiros como aqueles componentes da matriz, são anédricos, com forte extinção ondulante e microfraturados. Os fenocristais de microclínio são anédricos, apresentam extinção ondulante e maclamento xadrez e carlsbad. O plagioclásio (An_{15}), geralmente maclado (maclamento albita), é subédrico, localmente encontra-se estirado e com extinção ondulante moderada.

O Granito Serrote, de idade paleoproterozóica conhecida (Sousa & Moura 1996), foi datado pela primeira vez nesta tese pelo método Sm-Nd (rocha total) e as idades modelo T_{DM} são apresentadas no capítulo 6.



Figura 3.21: Serra do Granito Serrote, ao fundo. Em primeiro plano afloramento isolado do Granito *Serrote*.

3.2.5. Suíte Monte Santo

A Suíte Monte Santo (Costa *et al.* 1983) compreende dois corpos de gnaisses alcalinos (Serra da Estrela, alojado no Complexo Rio dos Mangues e o corpo de Monte Santo, à noroeste de Paraíso do Tocantins, alojado desta vez, no Grupo Estrondo). O arranjo espacial destas rochas ocorre sob a forma de fatias inclinadas para sudeste, intercaladas aos gnaisses do Complexo Rio dos Mangues, descrevendo feições de um aleitamento tectônico (Costa 1985). Os complexos alcalinos de Estrela e Monte Santo (Eldorado) foram estudados petroquimicamente por Iwanuch (1991), que identificou composições persódicas, sódicas, potássicas e perpotássicas entre os litotipos, classificados pelo autor como nefelinólitos, nefelina sienitos, sienitos com nefelina e álcali-sienitos. Estas rochas sofreram retrabalhamento por metamorfismo e metassomatismo (Iwanuch 1991).

O corpo de Serra da Estrela foi estudado por Souza (1996) que estabeleceu seu posicionamento estratigráfico no Mesoproterozóico (Arcanjo & Moura 2000). Na presente tese, foram estudados os gnaisses sieníticos pertencentes ao corpo de Monte Santo (99/SHA/2), no intuito de se ter um parâmetro de comparação com aquele da Serra da Estrela e desse modo, estabelecer a idade para a Suíte Monte Santo que foi, por longa data, considerado como arqueana (Costa *et al.* 1983).

Os gnaisses sieníticos localizam-se às proximidades da Vila de Monte Santo, limite noroeste da área, onde geologicamente aflora a unidade de mesmo nome, Suíte Monte Santo. São mesocráticos, com coloração rosa predominante com variações para tonalidades cinza. A composição mineralógica é formada por plagioclásio (15%), microclínio (55%), quartzo (2%), moscovita (5%), biotita (20%), opacos, zircão e epidoto. Possui granulação média a grossa, com tamanhos dos grãos em torno de 2 mm. A textura lepidoblástica é definida pela orientação de agregados k-feldspáticos, com níveis acinzentados de biotita e em menor quantidade cristais de plagioclásio (Figura 3.22). Localmente ocorrem porfiroblastos de microclínio. Estruturalmente apresentam orientação geral NW-SE, com atitude média da foliação milonítica de 130° Az; 26° /NE.

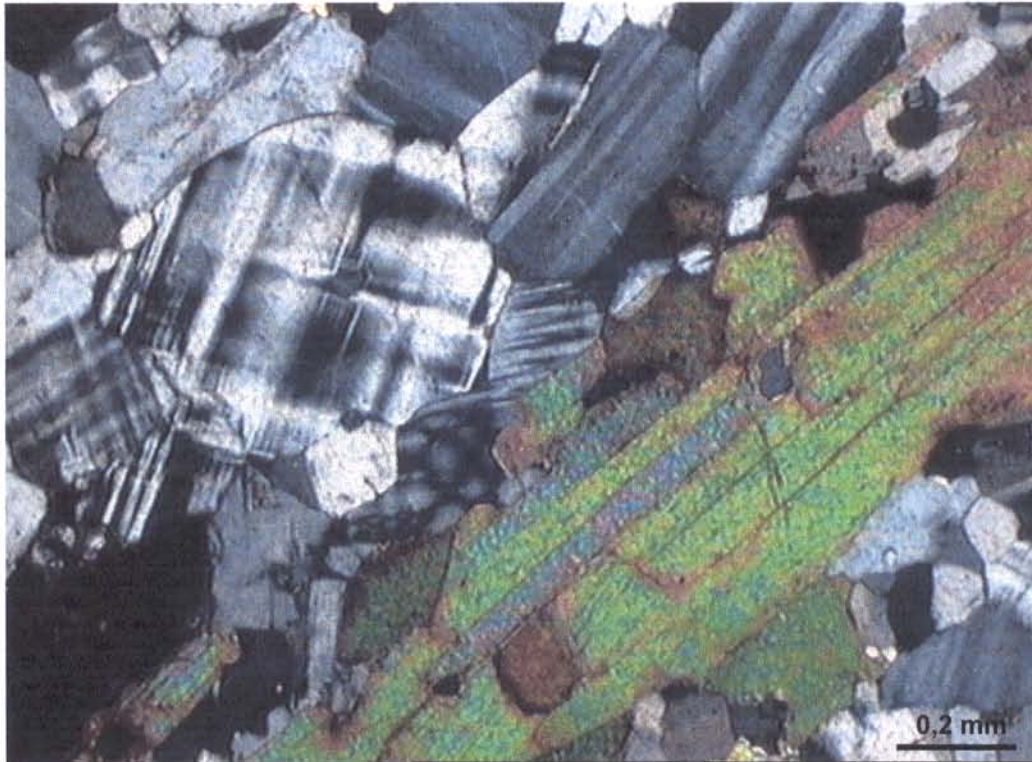


Figura 3.22: Fotomicrografia do gnaiss sienítico (99/SHA/2) mostrando os contatos retos entre grãos de microclínio e plagioclásio, com palhetas de biotita orientadas.

3.2.6. Granito Matança

A porção leste da área do mapa é dominada pelo Granito Matança (Costa *et al.* 1984) (Figura 3.23). Apesar de seus limites ultrapassarem a área deste trabalho, sabe-se que é um corpo granítico de dimensões batolíticas, com 82 quilômetros de comprimento por até 27 quilômetros de largura, aproximadamente, conforme Gorayeb (1996), sustentando parte da Serra das Cordilheiras, com altitudes de até 650 metros. Faz contato, através de zonas de cisalhamento, a oeste com o Complexo Rio dos Mangues e a leste com o Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles.

Consiste de granitos de coloração rosada, foliados, ricos em microclínio, com textura augen porfiróide e extensiva trama milonítica (Gorayeb 1996), além de variações composicionais no campo do álcali-feldspato granito e sienogranito. A mineralogia é representada por álcali-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio e em menores quantidades, titanita, zircão, alanita, apatita e opacos.

Estudos geocronológicos anteriores situaram o Granito Matança no Neoproterozóico, com a sua cristalização contemporânea ao evento Brasileiro (Barradas *et al.* 1992; Gorayeb *et al.* 2000).

Nesta tese foi amostrada uma rocha deformada, ortoderivada, de composição monzogranítica (99/SHA/22), a qual aflora nas áreas de influência do Granito Matança, próxima do contato leste com o Complexo Rio dos Mangues. Os dados geocronológicos (capítulo 6) levaram a que associássemos este gnaisse como contemporâneo ao Granito Matança.



Figura 3.23: Serra do Granito Matança (ao fundo). Em primeiro plano, extensas áreas arrasadas, no domínio do embasamento (Complexo Rio dos Mangues).

3.2.6.1. Gnaiss Monzogranítico

Trata-se de um gnaiss milonítico, de composição monzogranítica (99/SHA/22) que aflora em restritos afloramentos ao longo da estrada que liga a Fazenda Boa Vista à Fazenda Retiro, na porção sudeste da área estudada. Em lâmina delgada a foliação milonítica é muito bem definida pelos cristais amendoados e orientados de feldspatos e/ou agregados quartzo-feldspáticos, circundados por palhetas de biotita, sericita e moscovita (Figura 3.24). A rocha é constituída por plagioclásio (37%), K-feldspato (28%), quartzo (25%), biotita (10%), zircão, apatita, moscovita e sericita. A moscovita e a sericita estão em desequilíbrio com a paragênese metamórfica principal e o zircão e apatita são minerais traços. Gorayeb (1996) havia constatado a presença de pequenos corpos de rochas quartzo monzoníticas a granodioríticas, próximos à borda do Granito Matança, ao longo da rodovia Porto Nacional – Fátima, os quais representariam emanações tardias durante a evolução do corpo maior. Dessa forma, este gnaiss de composição monzogranítica pode representar mais um termo de variação composicional dentro desta concepção.



Figura 3.24: Fotomicrografia do gnaiss monzogranítico (99/SHA/22) mostrando finos níveis contendo biotita orientada amoldando-se a fenocristal de feldspato microfraturado.

Tabela 3.2: Mineralogia principal, com teores em porcentagem, das rochas estudadas.

Litotipo	Amostra	Quartzo	Plagioclásio	Microclina	K-Feldspato	Biotita	Muscovita	Hornblenda
Gnaiss Tonalítico	99/SHA/14a	20	45			12		18
Gnaiss Tonalítico	99/SHA/15a	35	25			10	20	
Gnaiss Tonalítico	99/SHA/21	40,3	33					4
Gnaiss Tonalítico	99/SHA/25a	25	45	5		25		
Gnaiss Tonalítico	99/SHA/23a	40	45	5		5		
Gnaiss Granodiorítico	99/SHA/18d	20	50		8	15		2
Gnaiss Granodiorítico	99/SHA/13b	35	40		13			
Gnaiss Álcali Felds. Granito	99/SHA/24	20	5	62		7	1	
Gnaiss Sienítico	99/SHA/2	2	15	55		20	5	
Gnaiss Monzogranítico	99/SHA/22	25	37		28	10		

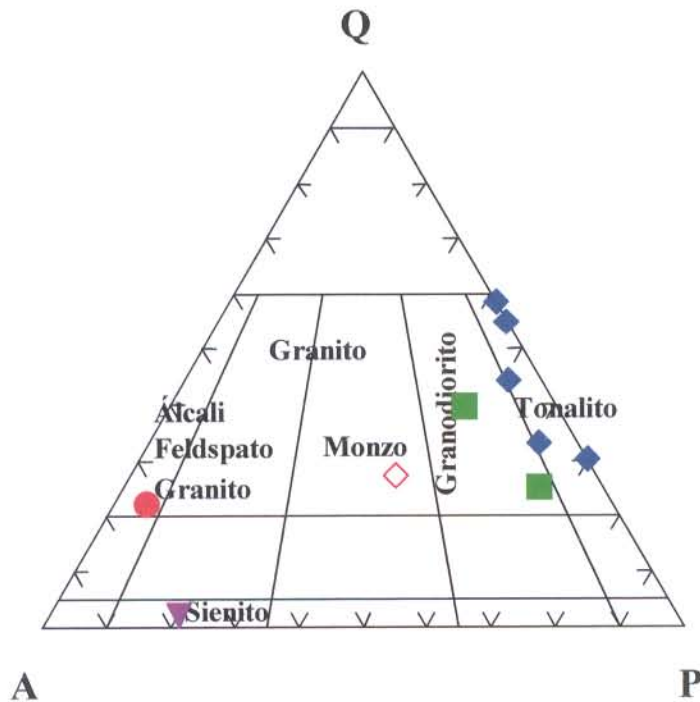


Figura 3.25: Diagrama triangular (Q-A-P, Streckeisen 1976) mostrando a distribuição, de acordo com composição modal, das amostras estudadas.

Capítulo 4

Geocronologia (Pb-Pb em Zircão)

4. GEOCROLOGIA (Pb-Pb EM ZIRCÃO)

Os alvos das investigações geocronológicas desta tese foram basicamente duas unidades pertencentes ao embasamento do segmento sul do Cinturão Araguaia: o Grupo Rio do Coco e o Complexo Rio dos Mangues. Além das idades de rochas gnáissicas que confirmam a presença de eventos paleoproterozóicos na região, situadas entre 2.0 e 2.1 Ga., representadas pelo Complexo Rio dos Mangues e de um exemplar de amostra, com idade arqueana, o qual confirmou a sugerida idade arqueana para o Grupo Rio do Coco, optou-se por realizar datações também no corpo de Monte Santo, representante da Suíte Monte Santo, localizada ao norte de Paraíso do Tocantins, uma vez que já se tinha conhecimento da idade desta suíte no corpo de Serra da Estrela. Neste caso uma comparação entre os resultados geocronológicos obtidos nos dois corpos desta suíte alcalina serviria para estabelecer definitivamente o posicionamento estratigráfico desta unidade no Mesoproterozóico. Além de inicialmente terem sido coletadas para datação amostras pertencentes a estas três unidades do embasamento, ao final, foram obtidas, também idades neoproterozóicas em rochas graníticas próximas do contato com Granito Matança. São apresentados, portanto, neste ítem, os resultados das datações realizadas nos diferentes grupos de rochas.

4.1. METABÁSICA (97/SH/03) DO GRUPO RIO DO COCO

Os cristais de zircão selecionados para análise espectrométrica foram aqueles da fração 0⁰ não magnética (0⁰ NM). Os cristais eram longos, euédricos a subédricos, relação 3/1 (comprimento / largura), transparentes e levemente amarelados. Infelizmente estes cristais não foram imageados pois na época em que foram datados, no Pará-Iso, ainda não era utilizado este tipo de procedimento.

Foram analisados 8 cristais de zircão dos quais 3 foram aproveitados no cálculo da idade (Figura 4.1). Os demais foram eliminados manualmente deste cálculo por apresentarem valores crescentes ou decrescentes da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ou por estarem afastados mais de 2σ em relação a idade média do zircão. Os cristais que participaram do cálculo da idade foram o 2, o 4 e o 8. Para o cristal 2 foram

aproveitadas duas etapas de evaporação, a de 1500⁰ C e a de 1550⁰ C; nestas foram obtidas as idades de 2.615 ± 4 Ma e 2.604 ± 3 Ma respectivamente; no cristal 4 apenas a etapa de 1500⁰ C, com idade de 2.614 ± 3 Ma e no cristal 8 somente a etapa de 1550⁰ C entrou no cálculo da idade, tendo fornecido um valor de 2.635 ± 3 Ma. Neste último cristal, a etapa de 1500⁰ C foi eliminada manualmente por fornecer uma idade com valor inferior à idade da etapa de evaporação de 1550⁰ C. Os dados analíticos encontram-se na tabela 3. Pode-se notar que em cada etapa foi obtida uma idade diferente, porém imediatamente próxima uma da outra, com erros relativamente baixos e a idade média, calculada destas etapas válidas foi de 2.618 ± 14 Ma, que é interpretada como idade mínima de cristalização da rocha metabásica e conseqüentemente da unidade arqueana Grupo Rio do Coco.

Tabela 4.1: Resultados analíticos dos cristais de zircão da rocha metabásica (97/SH/03). O símbolo # representa a etapa de evaporação eliminada do cálculo da idade por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$ e * representa a etapa de evaporação eliminada do cálculo da idade por apresentar idade inferior àquela da etapa de mais alta temperatura.

Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	Idade (Ma)
97SH03/2	#1450	0/88	0.000888±30	0.09067±32	0.14420±33	0.13250±34	2132±5
	1500	88/88	0.000194±9	0.11342±98	0.17833±47	0.17596±38	2615±4
	1550	86/86	0.000254±4	0.10465±56	0.17789±29	0.17473±31	2604±3
97SH03/3	#1450	0/16	0.007168±182	0.33621±228	0.24049±103	0.14840±285	2328±33
	#1500	0/84	0.001533±51	0.21997±182	0.19610±76	0.17701±67	2625±6
97SH03/4	#1450	0/54	0.001189±30	0.14033±81	0.17460±64	0.15989±97	2455±10
	1500	82/82	0.000041±2	0.12896±45	0.17637±34	0.17585±36	2614±3
97SH03/5	#1450	0/18	0.008482±550	0.33902±252	0.23078±157	0.11684±868	1909±133
	#1500	0/82	0.000491±21	0.12154±30	0.17304±32	0.16690±42	2527±4
	#1550	0/90	0.000449±21	0.12863±41	0.17725±32	0.17162±30	2574±3
97SH03/7	#1450	0/88	0.001397±23	0.13656±64	0.17805±28	0.16062±50	2463±5
97SH03/8	#1450	0/36	0.000415±14	0.08705±89	0.13403±56	0.12854±55	2078±8
	*1500	0/84	0.000116±9	0.12340±242	0.17432±57	0.17286±49	2586±5
	1550	82/82	0.000253±6	0.13910±34	0.18113±35	0.17804±30	2635±3
		338/978					2618±14

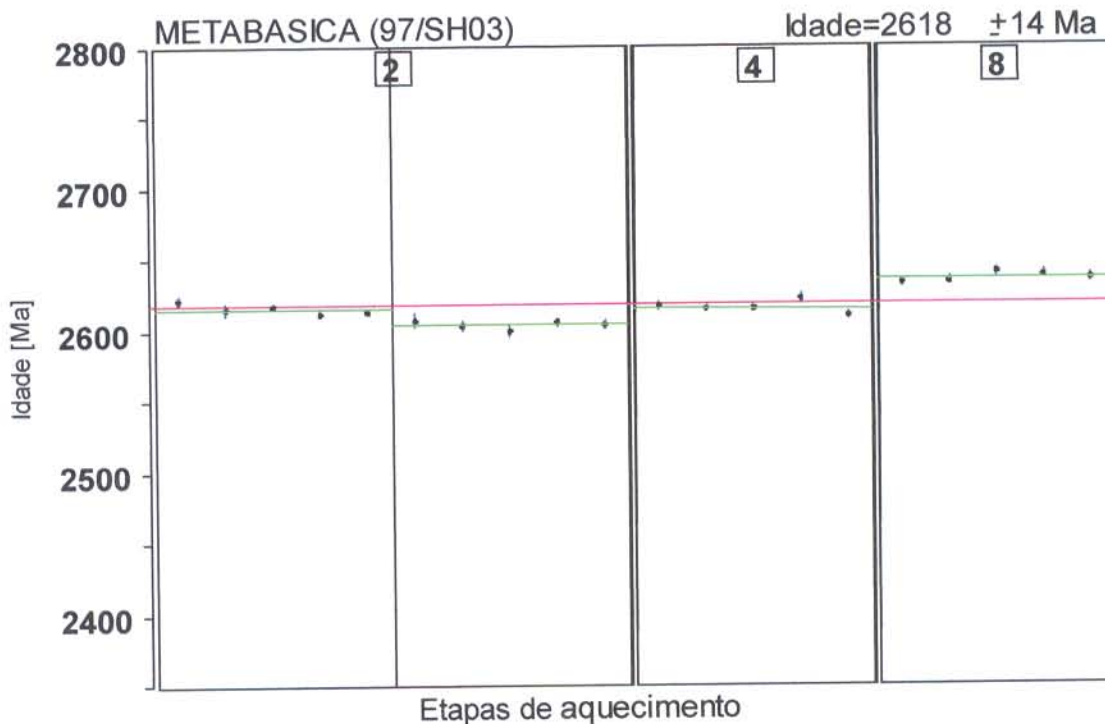


Figura 4.1: Diagrama representando a idade (ordenada) versus etapas de aquecimento (abscissa) para três cristais de zircão da rocha metabásica. ● Blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ utilizados no cálculo estatístico da idade.

4.2. ORTOGNAISSES DO COMPLEXO RIO DOS MANGUES

4.2.1. Gnaisse Granodiorítico (99/SHA/13b)

Os cristais de zircão selecionados para análise espectrométrica foram aqueles da fração 0° não magnética (0° NM). São cristais euédricos, prismáticos, com tamanho relativo (comprimento / largura) nas proporções 2/1 e 3/1, angulosos (cristais 3, 4 e 5) a subangulosos (cristais 1 e 6), transparentes, e levemente amarelados.

Foram analisados 6 grãos de zircão dos quais o primeiro, com apenas uma etapa de evaporação (1500° C), forneceu uma idade de 2.043 ± 4 Ma. Para o cristal 2, foram executadas duas etapas de evaporação (1450° e 1500° C) e as idades obtidas

nestas etapas foram de 1.956 ± 8 Ma e 2.000 ± 9 Ma. O cristal 3 analisado forneceu para cada uma das duas etapas lidas, as idades de 2.024 ± 3 Ma e 2.033 ± 3 Ma, sendo a idade média para o zircão de 2.028 ± 9 Ma. Para o cristal 4 analisado individualmente, as idades obtidas nas três etapas de aquecimento foram crescentes, de 1.956 ± 42 Ma, 2.017 ± 8 Ma e 2.068 ± 3 Ma. No cristal 5 foram obtidas idades nas três etapas de aquecimento que forneceram respectivamente os valores de 1.993 ± 11 Ma, 2.037 ± 3 Ma e 2.072 ± 6 Ma. As idades sutilmente crescentes nestas três etapas de evaporação dificultam o cálculo de uma idade média, neste caso a idade mínima de cristalização para este zircão seria correspondente àquela obtida na etapa de maior temperatura, à 1550° C, de 2.072 ± 6 Ma. Finalmente no zircão 6, com comportamento semelhante ao cristal 5, as idades foram crescentes e aproveitando-se as duas últimas etapas de evaporação (1550 e 1570° C), obteve-se uma idade média de 2.059 ± 10 Ma. Para o cálculo da idade desta rocha foram utilizadas as idades mais altas que foram registradas nas etapas finais de aquecimento dos cristais 4, 5 e 6. Dessa forma, foi obtida uma idade média de 2.066 ± 6 Ma (Tabela 4.2, Figura 4.2). Esta idade está sendo interpretada como uma idade mínima de cristalização do protólito ígneo e/ou da colocação do corpo ígneo (granodiorítico) que por sua vez, pode ser assumida como idade mínima de cristalização do Complexo Rio dos Mangues.

Tabela 4.2: Resultados analíticos dos cristais de zircão do gnaiss granodiorítico (99/SHA/13b). O símbolo * representa a etapa de evaporação eliminada do cálculo da idade por apresentar idade inferior àquela da etapa de mais alta temperatura. Os valores de idades em negrito foram utilizados no cálculo da idade média da rocha.

Zircão	Temp.	Razoes	204Pb/206Pb	208Pb/206Pb	207Pb/206Pb	(207Pb/206Pb) _c	Idade (Ma)
SHA13b/1	1500	88/88	0.000030±4	0.12984±33	0.12655±26	0.12600±27	2043±4
SHA13b/2	*1450	0/36	0.000082±16	0.04008±24	0.12101±45	0.11996±51	1956±8
	*1500	0/36	0.000205±34	0.08645±252	0.12572±47	0.12299±66	2000±9
SHA13b/3	1500	86/86	0.000017±4	0.10443±28	0.12484±21	0.12463±21	2024±3
	1550	88/88	0.000012±3	0.15126±41	0.12547±22	0.12530±23	2033±3
SHA13b/4	*1450	0/18	0.000000±0	0.04235±88	0.11999±282	0.11999±282	1956±42
	1500	18/18	0.000000±0	0.06883±56	0.12418±55	0.12418±55	2017±8
	1550	68/68	0.000001±2	0.07192±30	0.12780±24	0.12779±24	2068±3
SHA13b/5	1450	18/18	0.000052±24	0.10086±128	0.12318±72	0.12249±79	1993±11
	1500	88/88	0.000020±2	0.17151±41	0.12579±23	0.12553±23	2037±3
	1550	52/52	0.000023±5	0.11635±87	0.12837±39	0.12808±44	2072±6
SHA13b/6	1450	54/54	0.000024±6	0.10004±87	0.12672±20	0.12630±23	2047±3
	1550	54/54	0.000008±12	0.15721±251	0.12708±35	0.12693±37	2056±5
	1570	18/18	0.000000±0	0.17415±237	0.12786±77	0.12786±77	2069±11
		632/732					2066±6



Figura 4.2: Diagrama representando a idade (ordenada) versus etapas de aquecimento (abscissa) para cinco cristais de zircão do gnaiss granodiorítico (99/SHA/13b). ● Blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ utilizados no cálculo estatístico da idade.

4.2.2. Gnaiss Tonalítico (99/SHA/14a)

Os cristais de zircão analisados foram aqueles da fração 0^0 não magnética (0^0NM). Os cristais selecionados para análise apresentavam-se euédricos, prismáticos (cristal 3), com tamanho relativo (comprimento / largura) nas proporções 2/1 (cristal 1) e 3/1 (2, 5 e 6), e angulosos. Eram tipicamente límpidos e transparentes, alguns deles com fraturas internas.

Foram analisados 6 cristais de zircão desta rocha. No cristal 1, foram obtidas duas etapas de evaporação (1500 e 1550^0 C), e os valores das idades foram crescentes, 2.043 ± 3 Ma e 2.064 ± 4 Ma, sendo que esta última deve representar o valor da idade mínima mais próxima para cristalização deste grão. No cristal 2, foram aproveitadas as três etapas de evaporação, ambas com idades bem próximas e

constantes (2.063 ± 4 Ma, 2.067 ± 3 Ma e 2.064 ± 9 Ma) sendo que a idade média para este zircão foi de 2.066 ± 3 Ma. No cristal 3 apenas uma evaporação foi válida e a idade obtida foi de 2.065 ± 2 Ma. No cristal 5, com a participação de duas etapas de evaporação (1550 e 1550⁰ C), a idade média obtida foi de 2.059 ± 5 Ma. No último cristal analisado, duas etapas, fornecendo as idades de 2.068 ± 3 Ma e 2.073 ± 4 Ma, participaram do cálculo de idade média do zircão de 2.070 ± 4 Ma. Ao final, o valor da idade média para a rocha foi de 2.065 ± 3 Ma (Tabela 4.3, Figura 4.3).

Este resultado preciso e com um erro baixo sobre a idade está sendo interpretado como idade mínima de cristalização do protólito ígneo deste gnaiss tonalítico, interpretação esta extensiva à caracterização da idade do Complexo Rio dos Mangues.

Tabela 4.3: Resultados analíticos dos cristais de zircão do gnaiss tonalítico (99/SHA/14a). O símbolo * representa a etapa de evaporação eliminada do cálculo da idade por apresentar idade inferior àquela da etapa de mais alta temperatura.

Zircão	Temp.	Razoes	204Pb/206Pb	208Pb/206Pb	207Pb/206Pb	(207Pb/206Pb) _c	Idade (Ma)
SHA14a/1	*1500	0/88	0.000027±4	0.17956±50	0.12577±20	0.12542±20	2040±3
	1550	86/86	0.000009±3	0.26962±270	0.12760±25	0.12748±27	2064±4
SHA14a/2	1450	88/88	0.000031±11	0.26168±193	0.12778±24	0.12743±26	2063±4
	1500	84/84	0.000003±5	0.28924±69	0.12791±21	0.12774±22	2067±3
	1550	36/36	0.000000±0	0.31519±177	0.12752±67	0.12752±67	2064±9
SHA14a/3	1550	88/88	0.000004±2	0.24863±58	0.12765±17	0.12760±17	2065±2
SHA14a/5	*1450	0/86	0.000083±7	0.15552±111	0.12645±33	0.12544±29	2050±5
	1500	88/88	0.000031±6	0.25131±65	0.12723±29	0.12684±32	2055±4
	1550	88/88	0.000017±6	0.33251±146	0.12743±24	0.12722±24	2060±3
SHA14a/6	1500	86/86	0.000010±2	0.28656±330	0.12794±19	0.12780±20	2068±3
	1550	86/86	0.000009±2	0.32688±76	0.12825±28	0.12814±28	2073±4
		730/904					2065±3

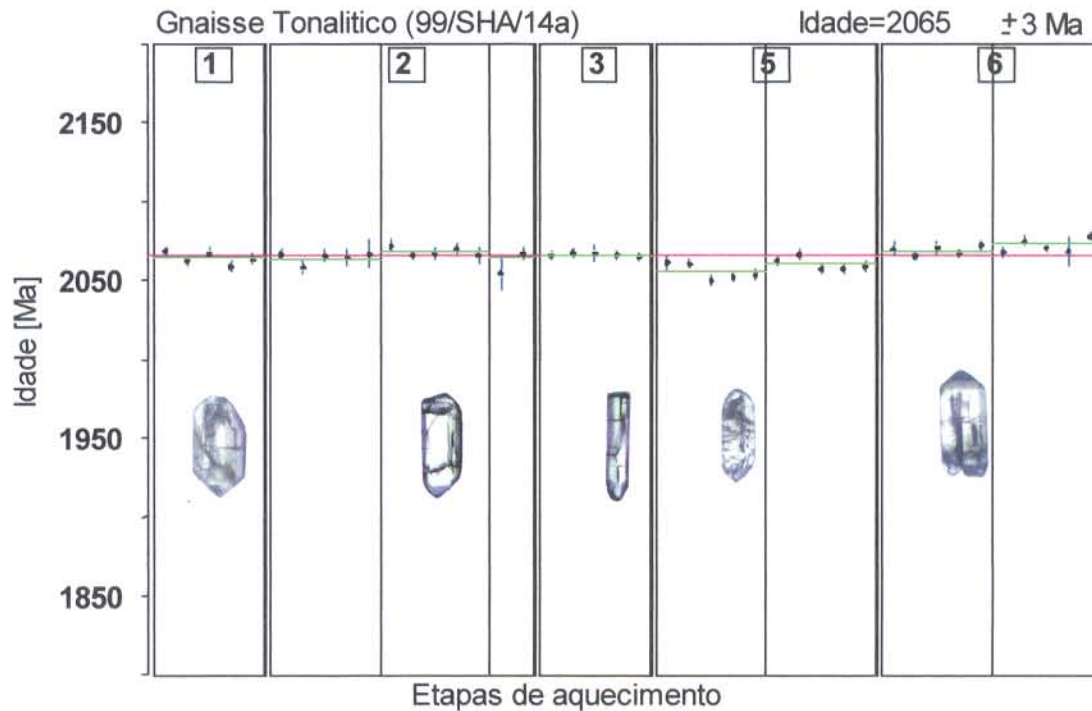


Figura 4.3: Diagrama representando a idade (ordenada) versus etapas de aquecimento (abcissa) para cinco cristais de zircão do gnaiss tonalítico (99/SHA/14a). ● Blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ utilizados no cálculo estatístico da idade.

4.2.3. Gnaiss Tonalítico (99/SHA/15a)

Os cristais de zircão selecionados para análise espectrométrica do gnaiss tonalítico, correspondente a amostra 99/SHA/15a, foram aqueles da fração 1^o magnética (1^oM), em função de estarem ausentes nas frações 0^oM e 0^oNM. Com relação a esta amostra, vale fazer uma ressalva pois apenas quatro grãos puderam ser selecionados para datação após todo o tratamento de triagem dos grãos, que eram escassos na rocha. Destes, apenas dois forneceram resultados analíticos uma vez que os demais não emitiram sinal de Pb suficiente para leitura espectrométrica. Os cristais analisados apresentavam-se um pouco translúcidos e levemente amarelados, com formas subarredondadas, normalmente curtos, subédricos, e com tamanho relativo (comprimento / largura) na proporção 2/1.

Para o primeiro cristal foram aproveitadas duas etapas de evaporação, a de 1500^o C e a de 1550^o C nas quais foram obtidas as idades de 2.061 ± 3 Ma e 2.059 ± 3 Ma, respectivamente. A idade média para este cristal foi de 2.060 ± 2 Ma. No outro grão, as três etapas de evaporação (1450, 1500 e 1550^oC) puderam ser aproveitadas no cálculo da idade, uma vez que forneceram idades similares de 2.052 ± 2 Ma, 2.054 ± 2 Ma e 2.051 ± 2 Ma, dando para o zircão a idade de 2.052 ± 1 Ma. A idade, média final obtida foi de 2.054 ± 4 Ma (Tabela 4.4, Figura 4.4), que está sendo sugerida como a idade mínima de cristalização para esta rocha. Esta idade mínima obtida poderia ser ainda mais velha, comparável às idades dos outros ortognaisses do Complexo Rio dos Mangues se considerarmos o fato de que os cristais analisados desta rocha pertencem à fração 1^o M, e portanto susceptíveis de fornecerem idades inferiores às idades mínimas de cristalização.

Tabela 4.4: Resultados analíticos dos cristais de zircão do gnaiss tonalítico (99/SHA/15a). O símbolo # representa a etapa de evaporação eliminada do cálculo da idade por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$.

Zircão	Temp.	Razoes	204Pb/206Pb	208Pb/206Pb	207Pb/206Pb	(207Pb/206Pb) _c	Idade (Ma)
SHA15a/1	#1450	0/34	0.000707±290	0.15208±701	0.13435±322	0.12533±71	2034±10
	1500	86/86	0.000025±2	0.21708±136	0.12758±21	0.12725±21	2061±3
	1550	90/90	0.000061±11	0.24521±732	0.12795±16	0.12714±24	2059±3
SHA15a/2	1450	90/90	0.000019±3	0.17131±75	0.12687±17	0.12662±17	2052±2
	1500	80/80	0.000019±4	0.19819±167	0.12701±16	0.12674±16	2054±2
	1550	88/88	0.000011±1	0.15018±469	0.12671±16	0.12657±16	2051±2
		434/468					2054±4

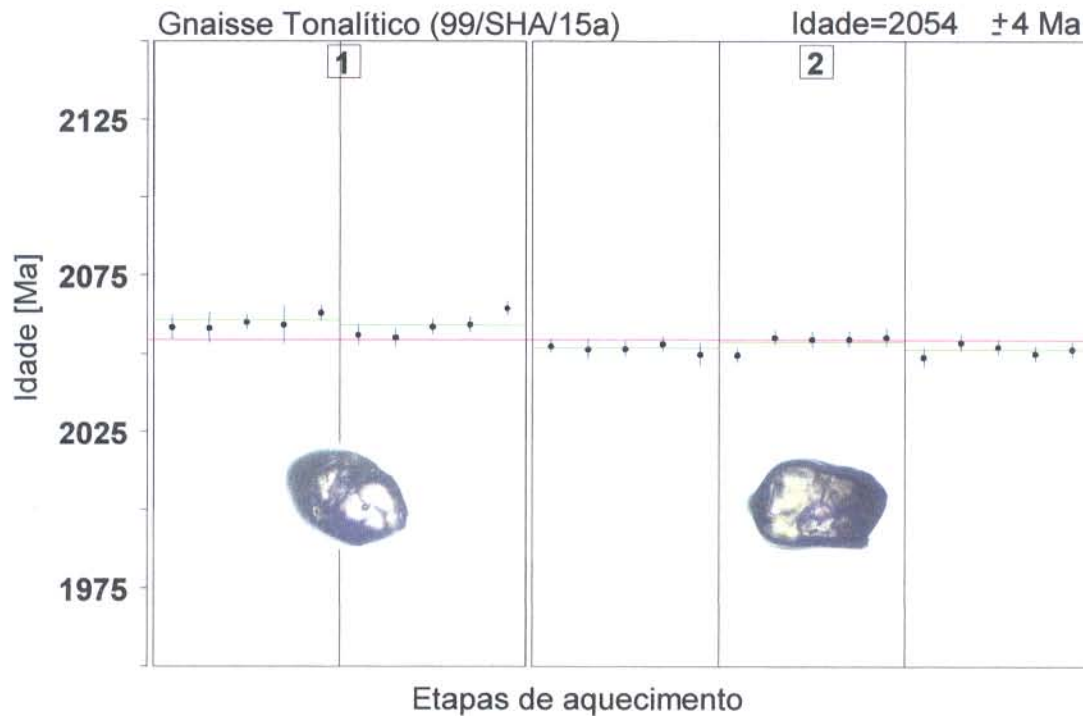


Figura 4.4: Diagrama representando a idade (ordenada) versus etapas de aquecimento (abscissa) para dois cristais de zircão do gnaiss tonalítico (99/SHA/15a). ● Blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ utilizados no cálculo estatístico da idade.

4.2.4. Gnaiss Tonalítico (99/SHA/25a)

Os cristais de zircão selecionados para análise espectrométrica do gnaiss tonalítico no ponto 99/SHA/25a foram aqueles da fração 0^0 não magnética (0^0NM). Os cristais eram em geral alongados, prismáticos, euédricos, angulosos a subangulosos (cristais 7, 12, 13 e 15), com tamanho relativo (comprimento / largura) nas proporções 3/1 a 4/1, transparentes e com tonalidade levemente amarelada. Em alguns grãos o núcleo foi facilmente visualizado, apresentando-se, em geral anédrico, e mais raramente subédrico a euédrico.

Foram analisados 15 cristais de zircão e, conforme pode ser visualizado na Figura 4.5, vários cristais apresentaram idades bastante diferentes entre eles e por vezes, entre as diversas etapas de evaporação. Apesar deste comportamento ser comumente esperado durante uma análise, entre as etapas de evaporação destes cristais as idades registradas foram extremamente distantes uma das outras, com diferenças de até 400 Ma entre a primeira etapa de aquecimento e a última.

Entretanto, o padrão regular e crescente de distribuição das idades no sentido das mais altas etapas de aquecimento, pode simbolizar uma linha de mistura nas idades que se iniciam em torno de 550 Ma (cristal 1) e chegam a atingir valores ligeiramente superiores a 2300 Ma (cristais 2 e 4) (tabela 4.5). A idade média de 546 ± 4 Ma, obtida em duas etapas de temperatura (1500 e 1550° C), para o cristal 1, é similar e consistente com a idade de cristalização do Granito Matança, que ocorre a poucos quilômetros a leste deste gnaiss. O cristal 3 manteve-se com uma idade razoavelmente estável nas três etapas de evaporação (1500 , 1550 e 1570° C). Porém, optou-se por eliminar manualmente a primeira etapa por ter fornecido uma idade inferior a idade média do cristal. A idade média para este cristal foi de 2.058 ± 6 Ma, que poderia perfeitamente representar uma idade mínima de cristalização para este gnaiss tonalítico, que seria próxima da idade obtida para zircões de gnaisses do Complexo Rio dos Mangues. Contudo por ser um tanto metamítico, esta idade está sendo vista com cautela, uma vez que poderia ser um pouco mais elevada. Para o cristal 7, entre as etapas de aquecimento de 1500° e 1550° C, que forneceram as respectivas idades de 2.119 ± 7 e 2.129 ± 4 Ma, foi calculada uma idade média de 2.127 ± 9 Ma. Esta idade poderia ainda, ser assumida como representativa da idade mínima de cristalização do protólito ígneo que gerou este gnaiss tonalítico. Neste caso, apesar da idade ser um pouco mais antiga do que as demais obtidas para o grupo de rochas do Complexo Rio dos Mangues, assemelha-se contudo àquelas encontradas para granulitos da região vizinha de Porto Nacional (2.125 ± 3 e 2.153 ± 1 Ma, Gorayeb *et al.* 2000) e que foram interpretadas como sendo as idades mínimas de cristalização para aqueles corpos.

De acordo com a análise destes zircões deve-se admitir que as idades mais altas, obtidas a mais altas temperaturas, sejam representativas de algum componente herdado. Vale ressaltar que a posição geográfica deste gnaisse, próxima de um segmento de falha que separa o Complexo Rio dos Mangues do Granito Matança, somada ao fato de ser uma rocha extremamente migmatizada, compõem fatores desfavoráveis à obtenção de dados geocronológicos precisos.

O freqüente zoneamento ou feições de núcleo e sobrecrescimento observados nos cristais de zircão desta rocha estão exemplificados na Figura 4.6. É bem provável que estas feições heterogêneas tenham relação ou influenciem no comportamento das etapas de evaporação, que registram com facilidade, idades diferentes.

Tabela 4.5: Resultados analíticos dos cristais de zircão do gnaiss tonalítico (99/SHA25a). O símbolo # representa a etapa de evaporação eliminada do cálculo da idade por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$ e * representa a etapa de evaporação eliminada do cálculo da idade do zircão por apresentar idade inferior àquela da etapa de mais alta temperatura. As idades destacadas em negrito foram utilizadas no cálculo da idade média de cada zircão.

Zircão	Temp.	Razoes	204Pb/206Pb	208Pb/206Pb	207Pb/206Pb	(207Pb/206Pb) _c	Idade
SHA25a/1	1500	0/18	0.000000±0	0.00485±16	0.05832±20	0.05832±20	542±7
	1550	0/84	0.000006±2	0.00281±9	0.05852±10	0.05852±10	549±4
SHA25a/2	1450	0/88	0.000157±10	0.14942±395	0.12087±222	0.11878±238	1938±36
	1500	0/88	0.000078±6	0.22014±200	0.14403±56	0.14302±55	2264±7
	1550	0/82	0.000078±15	0.24984±152	0.15075±46	0.14976±31	2343±4
SHA25a/3	*1500	18/18	0.000000±0	0.14495±174	0.12333±234	0.12333±234	2005±34
	1550	86/86	0.000017±2	0.26401±210	0.12724±19	0.12702±20	2057±3
	1570	18/18	0.000011±12	0.27468±170	0.12800±71	0.12785±73	2069±10
SHA25a/4	1500	0/90	0.000174±11	0.07445±353	0.12280±301	0.12056±317	1965±47
	1550	0/84	0.000084±5	0.10455±26	0.14976±20	0.14871±21	2332±2
SHA25a/5	1450	0/30	0.000154±7	0.04308±74	0.06057±33	0.06057±33	624±12
	1500	0/38	0.000119±5	0.10506±72	0.07482±85	0.07482±85	1064±23
SHA25a/6	1450	0/16	0.000175±7	0.03282±51	0.06175±47	0.06175±47	666±16
	1500	0/36	0.000077±14	0.06414±29	0.06747±62	0.06747±62	853±19
	1550	0/34	0.000027±7	0.07435±33	0.07168±34	0.07168±34	977±10
SHA25a/7	*1450	0/32	0.000276±10	0.11737±74	0.11185±28	0.10822±40	1770±7
	1500	30/30	0.000133±10	0.14688±40	0.13321±44	0.13153±49	2119±7
	1500	36/36	0.000104±19	0.15958±63	0.13399±31	0.13230±28	2129±4
SHA25a/8	1450	0/82	0.000099±8	0.08848±67	0.13286±60	0.13155±66	2119±9
	1500	0/16	0.000062±4	0.12173±64	0.14598±39	0.14518±39	2290±5
	1500	0/86	0.000056±3	0.11995±114	0.14476±52	0.14407±55	2277±7
SHA25a/9	1500	0/36	0.000037±4	0.10490±45	0.10146±19	0.10090±20	1641±4
	1550	34/34	0.000052±11	0.11736±105	0.12156±24	0.12077±45	1968±7
SHA25a/10	1500	0/34	0.000082±5	0.11626±40	0.07272±17	0.07272±17	1006±5
SHA25a/12	1500	0/38	0.000035±11	0.07765±202	0.07588±165	0.07506±143	1070±38
	1550	32/32	0.000053±12	0.11221±117	0.11341±117	0.11315±135	1851±22
SHA25a/13	1500	0/36	0.000037±4	0.10490±45	0.10146±19	0.10090±20	1641±4
	1550	34/34	0.000052±11	0.11736±105	0.12156±24	0.12077±45	1968±7
SHA25a/14	1500	0/34	0.000082±5	0.11626±40	0.07272±17	0.07272±17	1006±5
SHA25a/15	1500	0/38	0.000035±11	0.07765±202	0.07588±165	0.07506±143	1070±38
	1550	32/32	0.000053±12	0.11221±117	0.11341±117	0.11315±135	1851±22
		320/1538					

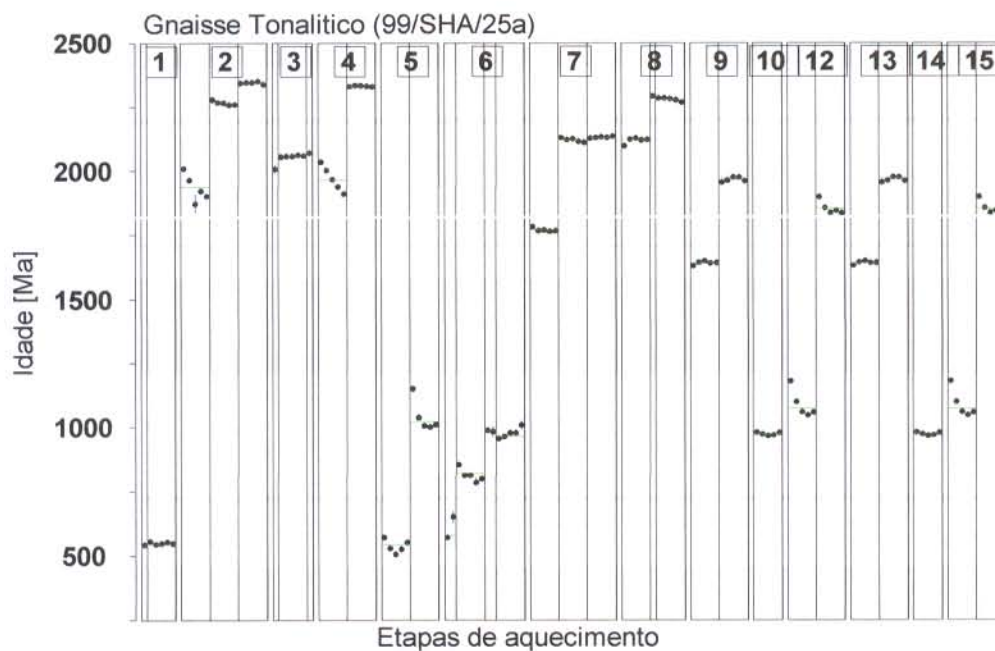


Figura 4.5: Diagrama representando a idade (ordenada) versus etapas de aquecimento (abscissa) dos cristais de zircão do gnaiss tonalítico (99/SHA/25a). ● Blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que estariam participando do cálculo estatístico da idade, apenas ilustrativo. A idade média para este conjunto não pôde ser calculada.

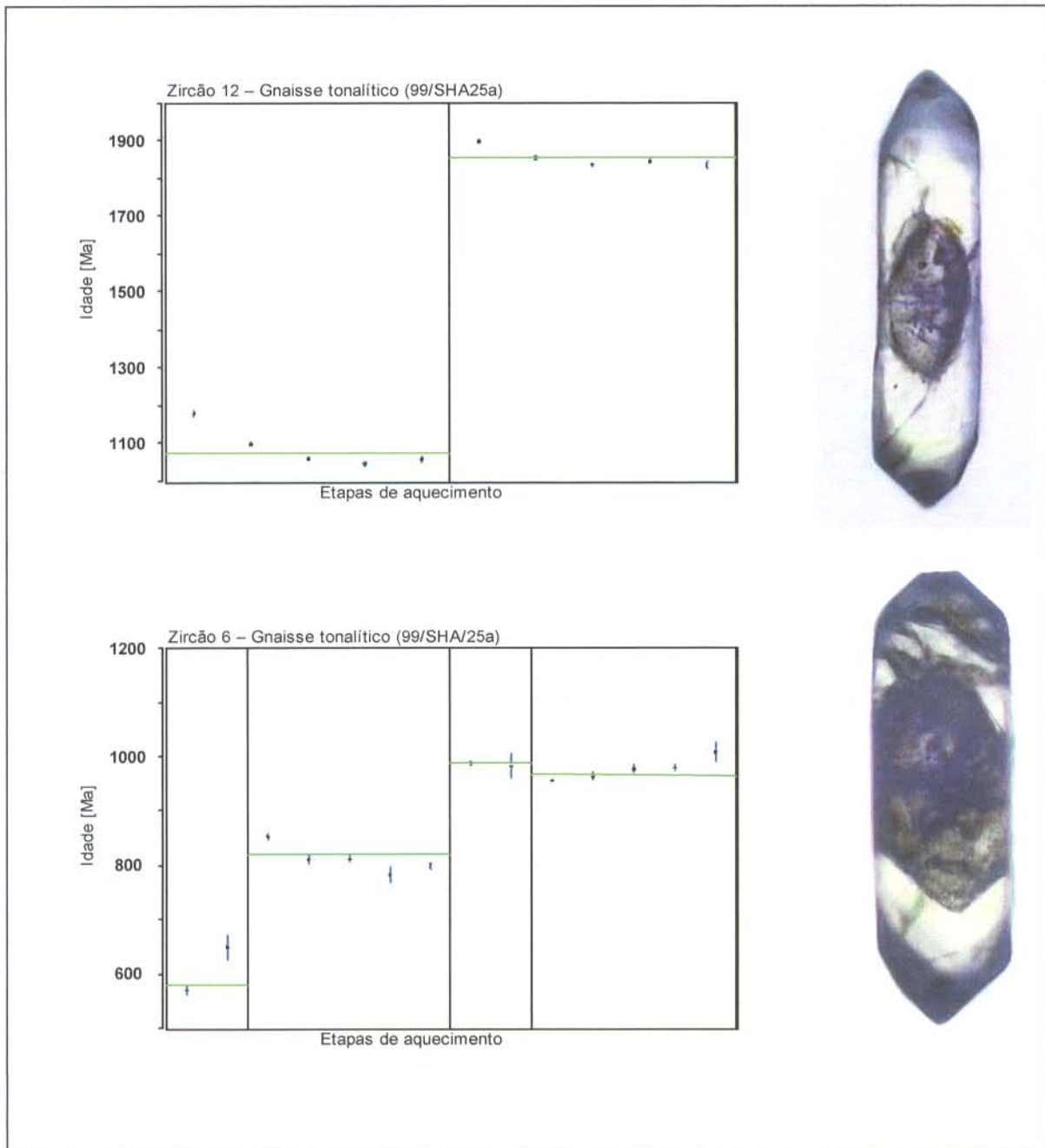


Figura 4.6: Cristais de zircão zonados do gnaiss tonalítico (99/SHA/25a) e a representação das etapas de aquecimento registradas durante as análises destes cristais. ● Blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que estariam participando do cálculo estatístico da idade, apenas ilustrativo. A idade média destes cristais não pôde ser calculada.

4.2.5. Gnaiss Granodiorítico (99/SHA/18d)

Os cristais de zircão analisados foram aqueles da fração 1^o magnética (1^oM), em função de não terem restado grãos de zircão nas frações menos magnéticas. Os cristais apresentavam-se subédricos, subarredondados (cristal 1) a subangulosos (cristal 3), com tamanho relativo (comprimento / largura) nas proporções 2/1 e 3/1. São tipicamente metamíticos.

Foram analisados seis grãos de zircão e as idades obtidas variaram entre 614 a 2.260 Ma (Tabela 4.6, Figura 4.7).

Para o zircão número 1, onde apenas a etapa de evaporação de 1550^o C foi lida, a idade obtida foi de 2.086 ± 16 Ma. O cristal 2, com também apenas a etapa de evaporação de 1550^o C lida, forneceu a idade de 614 ± 8 Ma. O de número 3, forneceu para as etapas de 1500^o e 1550^o C, respectivamente, as idades de 1.913 ± 28 Ma e 2.149 ± 26 Ma. Para o zircão 4, além das etapas convencionais de evaporação, uma etapa adicional, de 1570^o C foi realizada. Durante estas quatro etapas, a idade foi crescendo progressivamente, tendo iniciado com 1.103 ± 7 Ma e se estendido até 2.267 ± 6 Ma. Um resultado inverso, com idade sutilmente decrescente, devido possivelmente a perda de Pb, aconteceu com o zircão 5, onde as idades obtidas foram de 2.022 ± 16 Ma e 1.990 ± 3 Ma para as etapas de 1500^o e 1550^o C, respectivamente.

Mais uma vez, a determinação da idade foi comprometida provavelmente em função da localização deste gnaiss que se situa no limite leste do mapa, próximo da zona de contato com Granito Matança. Por fazer parte do domínio do Complexo Rio dos Mangues, é possível que, a idade de 2.086 ± 16 Ma, obtida a uma temperatura elevada, em apenas um cristal (cristal 1), represente a idade de cristalização para esta rocha, ressaltando-se que este cristal é menos metamitizado do que os demais, conforme mostram as imagens. À semelhança do que ocorreu com o gnaiss tonalítico do ponto 99/SHA/25a, as idades mais antigas registradas, acima de 2.200 Ma, devem representar os valores de componentes crustais mais antigos (herdados). O valor em torno de 600 Ma pode representar os reflexos do sobrecrecimento,

ocorrido a partir do Neoproterozóico e facilitado por processos magmáticos relacionados a colocação do Granito Matança.

Tabela 4.6: Resultados analíticos dos cristais de zircão do gnaiss granodiorítico (99/SHA/18d). O símbolo # representa a etapa de evaporação eliminada do cálculo da idade por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$ e * representa a etapa de evaporação eliminada do cálculo da idade por apresentar idade inferior àquela da etapa de mais alta temperatura. O valor da idade em negrito é representativo da idade da rocha.

Zircao	Temp.	Razoes	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	Idade (Ma)
SHA18d/1	1550	86/86	0.000138±28	0.07482±154	0.13108±92	0.12911±116	2086±16
SHA18d/2	*1550	0/18	0.000032±4	0.04078±28	0.06028±23	0.06028±23	614±8
SHA18d/3	*1500	0/18	0.000063±86	0.03156±82	0.11796±145	0.11712±186	1913±28
	1550	16/16	0.000000±0	0.06225±156	0.13384±199	0.13384±199	2149±26
SHA18d/4	#1450	0/32	0.000434±2	0.04216±14	0.07631±26	0.07024±22	1103±7
	*1500	0/34	0.000163±8	0.03443±8	0.11510±171	0.11291±175	1882±27
	1550	28/28	0.000034±3	0.07983±94	0.14345±17	0.14300±17	2264±2
	1570	34/34	0.000088±17	0.14489±54	0.14427±28	0.14323±50	2267±6
SHA18d/5	1500	86/86	0.000116±4	0.09243±184	0.12602±109	0.12447±112	2022±16
	1550	88/88	0.000135±5	0.10999±40	0.12411±21	0.12229±22	1990±3
		338/440					

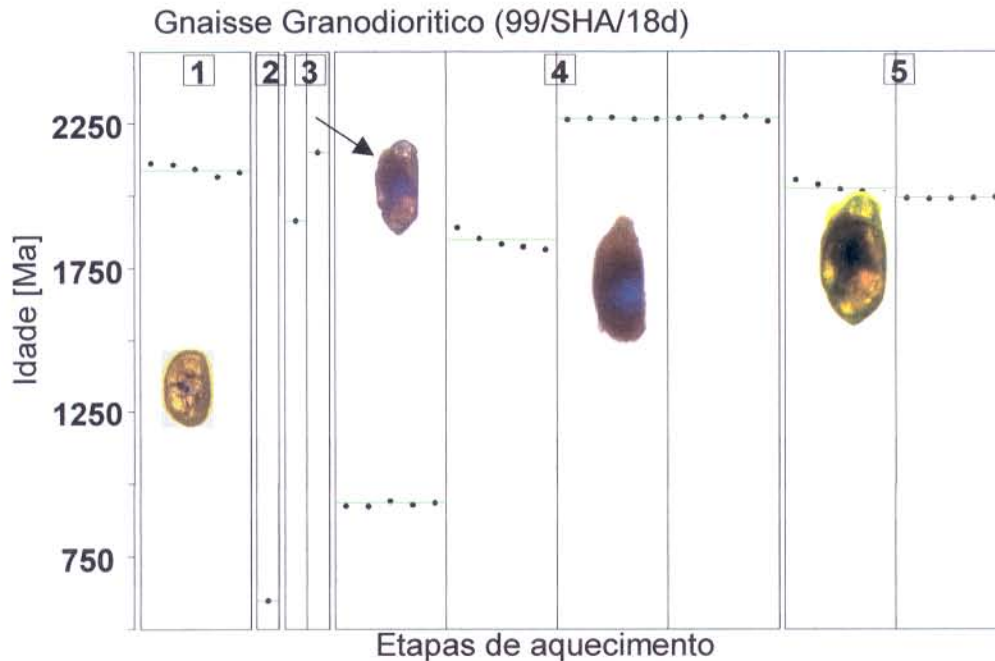


Figura 4.7: Diagrama representando a idade (ordenada) versus etapas de aquecimento (abcissa) para dois cristais de zircão do gnaiss granodiorítico (99/SHA/18d). ● Blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que estariam participando do cálculo estatístico da idade, apenas ilustrativo. A idade média para este conjunto não pôde ser calculada.

4.3. ORTOGNAISSES INTRUSIVOS NO COMPLEXO RIO DOS MANGUES

4.3.1. Gnaiss Tonalítico (99/SHA/21)

Os cristais de zircão do gnaiss tonalítico representado pela amostra 99/SHA/21 analisados, foram aqueles da fração 0^0 magnética (0^0M). Os cristais eram subédricos, subarredondados (cristal 3) a anédricos (cristais 2, 4), com tamanho relativo (comprimento / largura) nas proporções 2/1 e 3/1. Alguns grãos apresentavam-se fraturados ou até mesmo geminados (cristal 10). Em geral eram translúcidos, porém levemente amarelados, e alguns grãos apresentavam

características metamícticas (cristal 5), conforme indicado pela tonalidade marrom do cristal.

Foram analisados treze cristais de zircão nesta amostra, porém a diversidade das idades obtidas induziu a que se reunisse os diferentes grãos, com médias de idades diferentes, em grupos distintos. Em um grupo de quatro grãos de zircão, reunidos dois a dois (3 e 7 e 4 e 5), as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ nas etapas de evaporação de mais alta temperatura situaram-se entre 736 ± 46 e 837 ± 42 Ma.

No cristal 3, entre as etapas de 1500 e 1550°C as idades aumentaram de 786 ± 20 Ma para 834 ± 14 Ma. Situação semelhante ocorreu com o cristal 10 em que as idades passaram de 755 ± 23 a 883 ± 6 Ma, em duas etapas de evaporação de 1450°C e 1500°C . Este cristal 10 apresenta a particularidade de ser geminado e as idades registradas por ele podem estar incluindo algum ruído (cristal herdado), portanto optou-se por sua eliminação. Para o cristal 4, onde somente a etapa de 1500°C pode ser analisada, foi obtida a idade de 762 ± 6 Ma. No cristal 5, onde foi aproveitada apenas a etapa de 1550°C , uma vez que as de temperaturas mais baixas forneceram idades bem menores, foi obtida a idade de 763 ± 6 Ma. No cristal 7, a etapa de evaporação de 1500°C analisada forneceu idade de 836 ± 11 Ma. Estes dados são encontrados na Tabela 4.7, Figura 4.8.

O cristal de número 2, que se apresenta muito metamíctico, ao ser analisado individualmente, permitiu a evaporação de duas etapas, que forneceram ao final uma idade média de 1.100 ± 24 Ma (Figura 4.9).

Diferentemente destes dois primeiros conjuntos de idades, o cristal de número 6, ao ser analisado individualmente, em suas três etapas de evaporação, apresentou idade média de 1.887 ± 20 Ma (Figura 4.10).

A discussão destes valores obtidos nos diferentes cristais de zircão torna-se um pouco complexa, uma vez que cada um destes resultados merece uma avaliação individual. É importante observar que a posição geográfica em que a amostra se encontra é complicada geologicamente, visto que, apesar de encontrar-se dentro do domínio de uma expressiva unidade do embasamento, está também tanto próxima de

um conjunto de seqüência de rochas alcalinas (Suíte Monte Santo), como do batólito do Granito Matança.

O valor de 1.100 Ma obtido em um dos grãos de zircão (n^o 2) pode ter tido influência direta das rochas alcalinas, que afloram poucos quilômetros a norte deste gnaiss tonalítico e que possui idade conhecida de 1.001 ± 86 Ma (Arcanjo & Moura 2000).

A idade de 1.887 ± 20 Ma deve representar uma idade de crosta herdada e, neste caso, possivelmente representar uma idade mínima de cristalização associada ao Complexo Rio dos Mangues.

Por haver uma grande quantidade de zircões com idades que se situam entre 762 ± 6 Ma e 883 ± 6 Ma, é mais provável que a idade de 837 ± 42 Ma obtida pela média de dois cristais de zircão (3 e 7), possa indicar a idade mínima de cristalização para este gnaiss tonalítico, que no caso seria intrusivo no Complexo Rio dos Mangues. Esta idade é similar à idade obtida por Pimentel *et al.* (2000), para gnaisses tonalíticos no Arco Magmático de Goiás, cujas idades de cristalização são de 856 ± 13 Ma.

Tabela 4.7: Resultados analíticos dos cristais de zircão do gnaiss tonalítico (99/SHA21). O símbolo # representa a etapa de evaporação eliminada do cálculo da idade por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$ e * representa a etapa de evaporação eliminada do cálculo da idade por apresentar idade inferior àquela da etapa de mais alta temperatura.

Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	Idade (Ma)
SHA21/1	#1450	0/18	0.001083±234	0.24873±364	0.06838±147	0.06838±147	880±44
	*1500	0/54	0.000358±26	0.26258±142	0.06370±30	0.06370±30	732±10
	#1550	0/88	0.000500±19	0.70326±157	0.07071±22	0.07071±22	949±6
SHA21/2	*1500	0/36	0.000012±6	0.18064±125	0.07419±69	0.07419±69	1047±19
	*1550	0/84	0.000006±6	0.21523±57	0.07627±19	0.07627±19	1102±5
SHA21/3	1500	14/14	0.000000±0	0.07779±136	0.06535±61	0.06535±61	786±20
	1550	86/86	0.000045±8	0.10091±253	0.06750±36	0.06687±43	834±14
SHA21/4	1500	36/36	0.000118±4	0.21757±162	0.06634±17	0.06462±18	762±6
SHA21/5	*1450	0/6	0.000348±16	0.08360±49	0.06561±22	0.06057±32	624±11
	*1500	0/34	0.000084±5	0.06831±63	0.06439±23	0.06311±17	712±6
	1550	34/34	0.000101±3	0.07703±19	0.06609±15	0.06464±18	763±6
SHA21/6	1450	0/38	0.000320±33	0.18789±44	0.11756±40	0.11756±40	1859±8
	1500	0/38	0.000026±3	0.23361±310	0.11622±24	0.11622±24	1894±5
	1550	0/32	0.000042±13	0.29672±96	0.11658±47	0.11658±47	1895±9
SHA21/7	1500	34/34	0.000113±13	0.12357±71	0.06886±23	0.06693±35	836±11
SHA21/8	#1450	0/8	0.001185±116	0.38455±185	0.07694±59	0.07694±59	1120±15
SHA21/10	1450	49/49	0.000248±8	0.13015±43	0.06795±68	0.06441±71	755±23
	1500	32/32	0.000064±2	0.13194±106	0.06944±17	0.06848±19	883±6
SHA21/13	#1500	0/38	0.000786±24	0.53540±600	0.07531±80	0.07531±80	1077±21
	#1550	0/32	0.000483±46	0.56746±283	0.07277±45	0.07277±45	1008±13
		285/797					

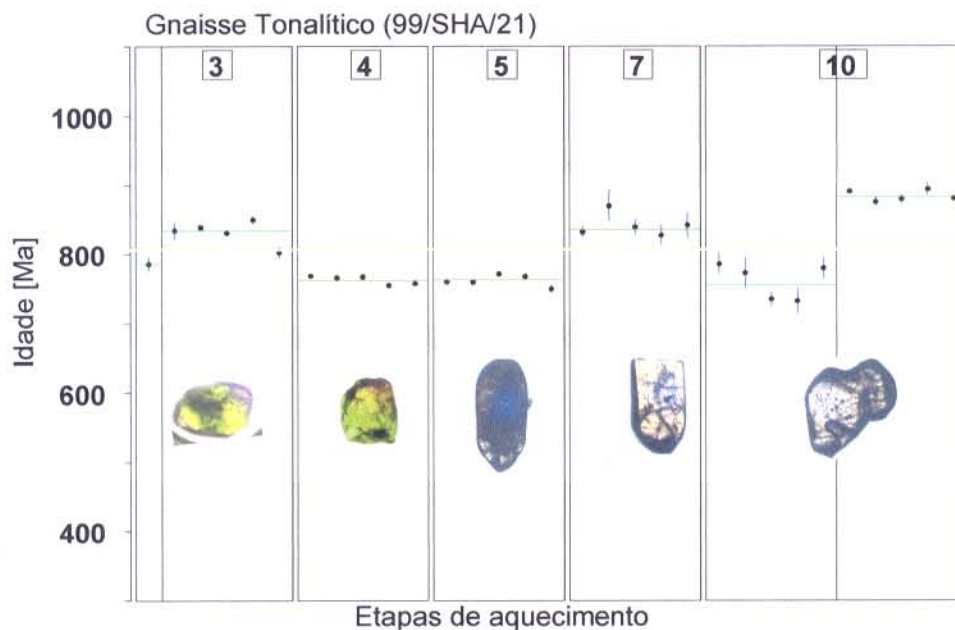


Figura 4.8: Diagrama representando a idade (ordenada) versus etapas de aquecimento (abcissa) para cinco cristais de zircão do gnaiss tonalítico (99/SHA/21). ● Blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que estariam participando do cálculo estatístico da idade, apenas ilustrativo. A idade para este grupo de cristais de zircão não pôde ser calculada.

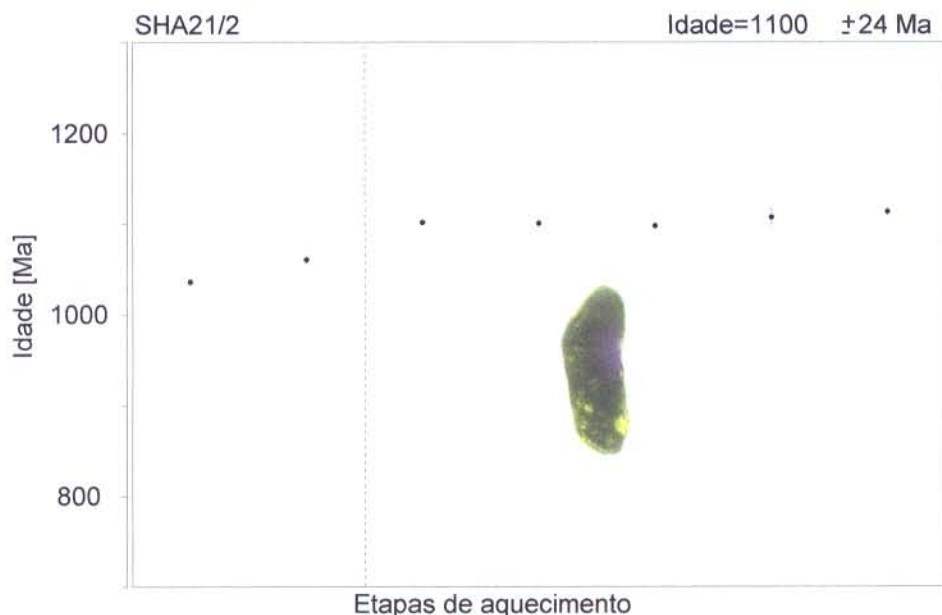


Figura 4.9: Diagrama representando a idade (ordenada) versus etapas de aquecimento (abcissa) para um único cristal de zircão do gnaiss tonalítico (99/SHA/21). ● Blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ utilizados no cálculo estatístico da idade do zircão.

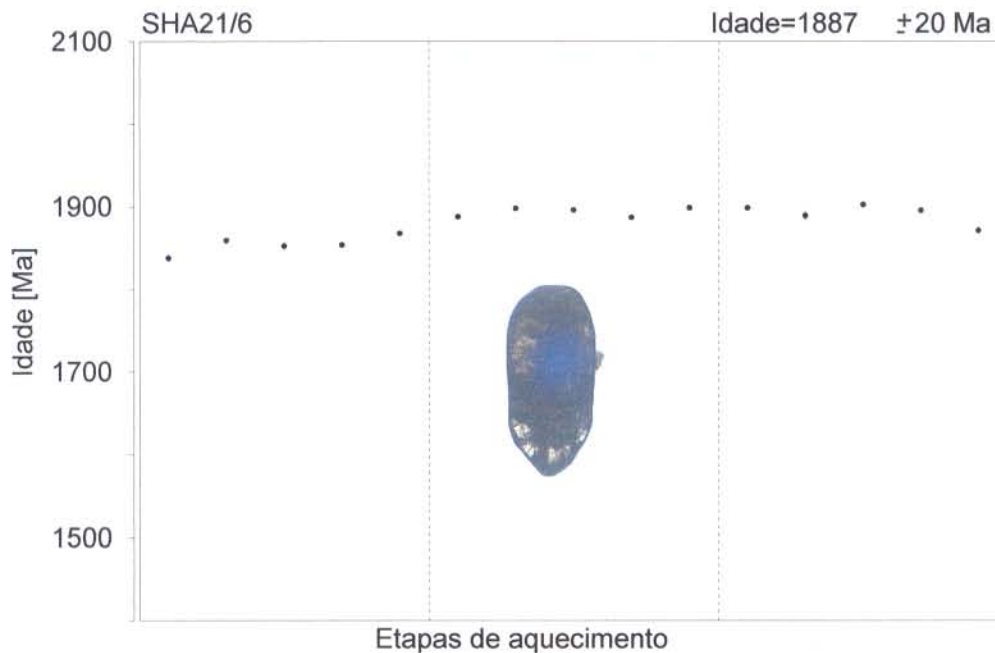


Figura 4.10: Diagrama representando a idade (ordenada) versus etapas de aquecimento (abscissa) para um único cristal de zircão do gnaiss tonalítico (99/SHA/21). ● Blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ utilizados no cálculo estatístico da idade do zircão.

4.3.2. Gnaiss Tonalítico (99/SHA/23a)

Os cristais de zircão analisados foram aqueles da fração 1° magnético (1°M). Os cristais eram subédricos, subangulosos (cristal 2) a subarredondados (cristal 3), predominantemente prismáticos, com tamanho relativo (comprimento / largura) nas proporções 2/1, 3/1 e até 4/1 (cristal 1). A coloração dos grãos era transparente, com tonalidades castanhas e levemente metamíticas.

À semelhança dos gnaisses tonalítico (99/SHA/25a) e granodiorítico (99/SHA/18d), foram reveladas idades bastante variáveis entre os cristais de zircão analisados. No cristal 5, onde foram lidas quatro etapas de evaporação (1500° , 1550° , 1580° e 1600° C), as idades variaram de 1650 Ma até 1860 Ma, aproximadamente

(Tabela 4.8, Figura 4.11). A idade média para este cristal, com a utilização das duas últimas etapas, à temperaturas elevadas, quando calculada foi de 1.850 ± 7 Ma. Os cristais 1 e 2 apresentaram-se com idades bem mais jovens. No cristal 1 a idade aumentou de 576 ± 7 Ma para 650 ± 42 Ma, em duas etapas de temperatura lidas. No cristal 2 as idades pouco variaram entre as três etapas de temperatura (1450, 1500 e 1550° C), tendo sido possível, a partir destas etapas, o cálculo da idade média de 547 ± 7 Ma. No cristal 3 a análise foi prejudicada em função da pouca quantidade de Pb emitida, que possibilitou a leitura de apenas um bloco da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e gerou a idade de 1.128 ± 42 Ma. No caso deste cristal, se tivesse havido um sinal de Pb suficientemente estável e duradouro, certamente a idade média final do zircão seria mais precisa. O cristal 4 forneceu valores distantes de idades entre as etapas de temperatura de 1500 e 1550° C, sendo os mesmos de 1298 ± 21 Ma e 1687 ± 2 Ma. No caso do cristal 6 a idade decresceu com aumento das temperaturas de evaporação. É importante salientar que estas idades são problemáticas e representam idades mínimas. Os grãos de zircão analisados foram da fração 1° M, portanto contribuíram para a aquisição dessas idades.

É possível que a idade média do cristal 2, de 547 ± 7 Ma represente a idade de um cristal de zircão contemporânea à cristalização do Granito Matança, já que esta rocha se situa imediatamente próxima ao mesmo. Por outro lado, aquela idade mais alta, de 1.850 ± 7 Ma obtida pela análise das duas últimas etapas de temperatura do cristal 5, pode ser a mais próxima da idade mínima de cristalização da rocha, que deve ser superior a 1.85 Ga. (Figura 4.11). É menos provável que este valor de 1.85 Ga. represente algum componente herdado (embasamento) e que a primeira, em torno de 550 Ma ateste a idade real de cristalização deste gnaiss, se fosse considerado parte do Granito Matança, uma vez que não foi reportado, para o Granito Matança a presença de zircão herdado com a mesma freqüência que têm sido encontrados nestas rochas.

Tabela 4.8: Resultados analíticos dos cristais de zircão do gnaiss tonalítico (99/SHA/23a). O símbolo # representa a etapa de evaporação eliminada do cálculo da idade por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$ e * representa a etapa de evaporação eliminada do cálculo da idade por apresentar idade inferior àquela da etapa de mais alta temperatura. Os valores de idades em negrito foram utilizados no cálculo das idades médias de cada zircão.

Zircao	Temp.	Razoes	204Pb/206Pb	208Pb/206Pb	207Pb/206Pb	(207Pb/206Pb) _c	Idade
SHA23a/1	1500	90/90	0.000000±0	0.01176±15	0.05924±19	0.05924±19	576±7
	1550	0/16	0.000000±0	0.02304±52	0.06129±147	0.06129±147	650±52
SHA23a/2	1450	66/66	0.000022±9	0.01312±37	0.05901±34	0.05860±23	553±9
	1500	90/90	0.000001±2	0.01262±13	0.05858±23	0.05858±23	552±9
	1550	84/84	0.000000±0	0.01302±18	0.05833±15	0.05833±15	543±6
SHA23a/3	1450	0/18	0.000007±10	0.02945±49	0.07724±161	0.07724±161	1128±42
SHA23a/4	1500	0/90	0.000006±2	0.02547±15	0.08424±93	0.08424±93	1298±21
	1550	0/86	0.000008±1	0.03397±18	0.10345±14	0.10345±14	1687±2
SHA23a/5	1500	0/30	0.000024±5	0.05041±91	0.10174±59	0.10174±59	1656±11
	*1550	0/80	0.000013±2	0.07006±115	0.11002±26	0.11002±26	1800±4
	1580	0/32	0.000000±0	0.09748±63	0.11319±31	0.11319±31	1852±5
	1600	0/8	0.000082±4	0.11313±174	0.11376±61	0.11376±61	1861±10
SHA23a/6	#1450	0/20	0.002098±580	0.11509±160	0.13859±238	0.13859±238	2210±30
	1450	0/28	0.000014±2	0.16905±68	0.10444±64	0.10444±64	1705±11
	1500	0/8	0.000000±0	0.18947±238	0.10850±60	0.10850±60	1775±10
		330/746					

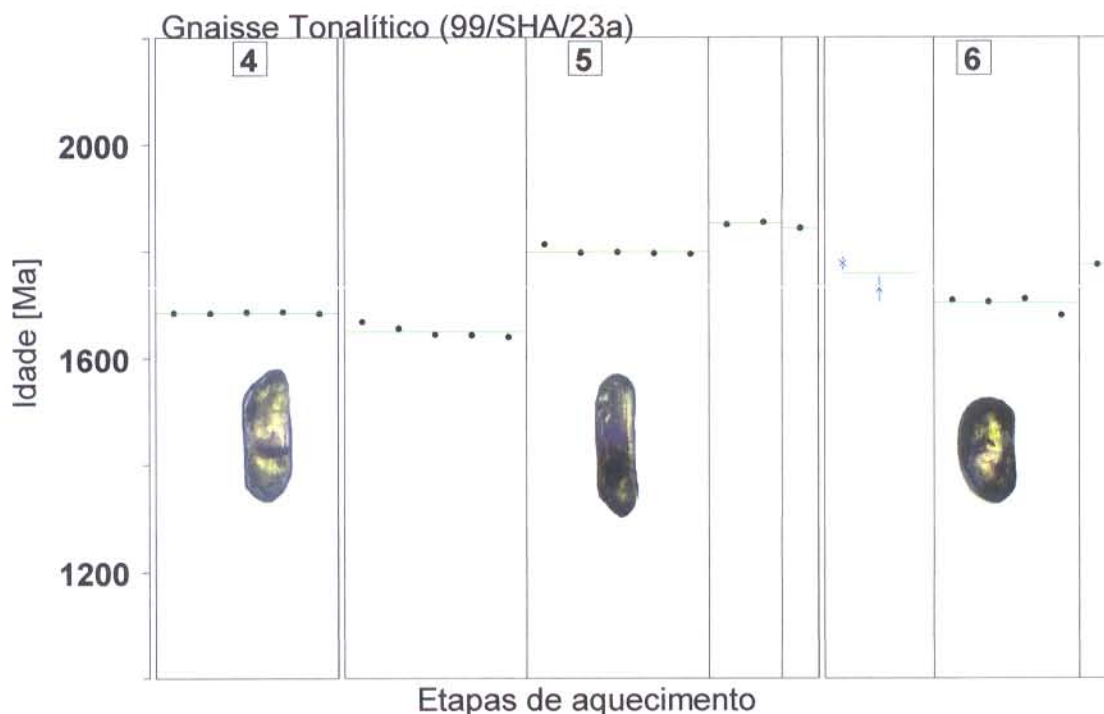


Figura 4.11: Diagrama representando a idade (ordenada) versus etapas de aquecimento (abscissa) para três cristais de zircão do gnaiss tonalítico (99/SHA/23a). ● Blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que estariam participando do cálculo estatístico da idade. A idade média para este conjunto não pôde ser calculada. O cristal cinco apresenta a idade média das duas últimas etapas de temperatura, correspondente a uma idade mínima mais próxima da idade de cristalização da rocha (1.850 ± 7 Ma).

4.3.3. Gnaiss Álcali-Feldspático Granítico (99/SHA/24)

Os cristais de zircão analisados desta rocha foram aqueles da fração 0^0 magnética (0^0M). Os cristais apresentavam-se subédricos, subangulosos, prismáticos, com tamanho relativo (comprimento / largura) nas proporções 2/1 e 3/1. Eram transparentes, levemente amarelados e apresentavam algumas inclusões.

Foram analisados quatro grãos de zircão, dos quais o primeiro, com duas etapas de evaporação, forneceu idades de 1.806 ± 3 Ma e 1.804 ± 4 Ma, sendo sua

idade média, 1.806 ± 2 Ma. No segundo cristal analisado, a idade mais velha foi obtida na terceira etapa de evaporação (1550° C), de 1.785 ± 3 Ma. O terceiro cristal apresentou as idades de 1.554 ± 6 Ma e 1.823 ± 3 Ma, nas duas etapas de temperatura lidas. Finalmente para o quarto cristal, que mesmo tendo apresentado três etapas de evaporação, a primeira não participou do cálculo para a idade média do zircão em função de ter apresentado um valor consideravelmente inferior. Individualmente este zircão forneceu uma idade média, calculada pelas duas últimas etapas de temperatura (1500 e 1550° C) de 1.691 ± 3 Ma.

Apesar de encontrar-se próxima da zona de contato com Granito Matança, esta rocha não registrou idades ao redor de 550 Ma, conforme foi constatado nos outros corpos alinhados à sudeste e que devem ter sofrido a influência do expressivo magmatismo brasileiro (Granito Matança). É possível que a idade mínima de cristalização para esta rocha granítica seja aquela revelada pela segunda etapa de temperatura na análise do cristal 3, de 1.823 ± 3 Ma (Tabela 4.9, Figura 4.12). Esta idade ainda, pode indicar uma idade mínima relacionada ao Complexo Rio dos Mangues ou alternativamente, representar a idade de um corpo contemporâneo ao Granito Serrote e, neste caso, intrusivo no Complexo Rio dos Mangues.

Tabela 4.9: Resultados analíticos dos cristais de zircão de um álcali-feldspato granito (99/SHA/24). O símbolo * representa a etapa de evaporação eliminada do cálculo da idade do zircão por apresentar idade inferior àquela da etapa de mais alta temperatura.

Zircão	Temp.	Razoes	204Pb/206Pb	208Pb/206Pb	207Pb/206Pb	(207Pb/206Pb) _c	Idade
SHA24/1	1500	88/88	0.000017±2	0.19858±45	0.11063±15	0.11041±15	1806±3
	1550	86/86	0.000044±2	0.16415±104	0.11086±24	0.11025±26	1804±4
SHA24/2	1500	0/34	0.000043±10	0.13055±75	0.10332±64	0.10274±79	1685±11
	1550	84/84	0.000046±3	0.23841±486	0.10975±18	0.10911±18	1785±3
SHA24/3	*1450	0/34	0.000059±13	0.14976±263	0.09632±31	0.09551±27	1554±6
	1500	84/84	0.000022±3	0.31835±401	0.11173±21	0.11143±19	1823±3
SHA24/4	1450	0/34	0.000083±7	0.08431±36	0.09898±20	0.09898±20	1584±4
	1500	0/86	0.000041±5	0.10992±100	0.10423±16	0.10423±16	1691±3
	1550	0/18	0.000068±44	0.22249±625	0.10428±79	0.10428±79	1658±18
		342/548					

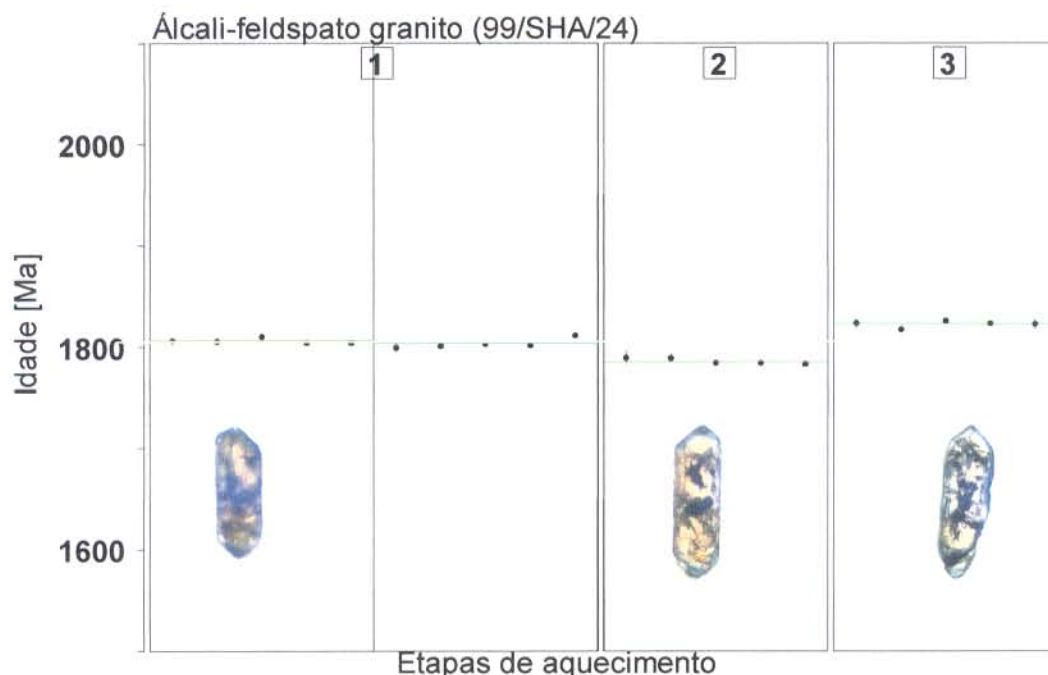


Figura 4.12: Diagrama representando a idade (ordenada) versus etapas de aquecimento (abscissa) para três cristais de zircão do álcali-feldspato granito (99/SHA/24). ● Blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que estariam participando do cálculo estatístico da idade. A idade média para este conjunto não pôde ser calculada. O cristal três apresenta a idade média da última etapa de temperatura, correspondente a uma idade mínima mais próxima da idade de cristalização da rocha (1.823 ± 3 Ma).

4.4. GNAISSE SIENÍTICO (99/SHA/2) DA SUÍTE MONTE SANTO

Os grãos de zircão selecionados para análise espectrométrica foram aqueles da fração 0^0 não magnética (0^0 NM), apresentavam formas subédricas, subarredondadas (cristal 2) a subangulosas (cristais 3 e 4). Eram curtos, com relações comprimento/largura 2/1 e 1/1 transparentes, com tonalidades castanho a amarelada e, mais raramente metamíticos.

Cada zircão apresentou uma idade de cristalização particular relativa a uma etapa de evaporação. O cristal n^o 2 forneceu as idades de 1.008 ± 5 Ma e 1.043 ± 5 Ma para as etapas de 1500 e 1550^o C, respectivamente. O cristal n^o 3, apresentou três etapas de temperatura onde a primeira de 1450^o C foi eliminada por ser consideravelmente menor que as das demais etapas (1500 e 1550^o C) de 1059 ± 7 Ma e 1090 ± 17 Ma. O valor mais alto, na última etapa, foi obtido com a leitura de apenas um bloco da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. A idade média para o zircão 3 foi de 1.064 ± 23 Ma, com a participação das duas últimas etapas de temperatura. Para o cristal n^o 4, em duas etapas de temperatura (1500 e 1550^o C), as idades obtidas foram de 938 ± 10 Ma e 1.008 ± 3 Ma.

A idade, calculada a partir de dois dos quatro grãos analisados foi de 1.051 ± 17 Ma (Tabela 4.10, Figura 4.13), a qual é interpretada como a idade mínima de cristalização para esta rocha alcalina e que está sendo estendida ou sugerida para o corpo de Monte Santo.

Tabela 4.10: Resultados analíticos dos cristais de zircão do gnaissie sienítico (99/SHA/2). O símbolo * representa a etapa de evaporação eliminada do cálculo da idade tanto por conter apenas bloco de leitura da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ como por apresentar idade inferior àquela da etapa de mais alta temperatura.

Zircão	Temp.	Razoes	204Pb/206Pb	208Pb/206Pb	207Pb/206Pb	(207Pb/206Pb) _c	Idade (Ma)
SHA2/1	*1550	0/36	0.000349±80	0.47871±460	0.08124±154	0.08124±154	1228±37
SHA2/2	*1500	90/90	0.000072±3	0.16530±128	0.07381±15	0.07277±19	1008±5
	1550	88/88	0.000028±5	0.15177±41	0.07448±16	0.07406±20	1043±5
SHA2/3	*1450	0/86	0.000197±7	0.32220±368	0.07193±16	0.06910±21	902±6
	1500	86/86	0.000060±11	0.40258±521	0.07544±20	0.07463±27	1059±7
	1550	18/18	0.000000±0	0.38747±343	0.07579±64	0.07579±64	1090±17
SHA2/4	*1500	0/82	0.000063±4	0.21934±93	0.07122±29	0.07030±34	938±10
	*1550	84/84	0.000029±7	0.25325±207	0.07320±17	0.07277±12	1008±3
		366/570					1051±17

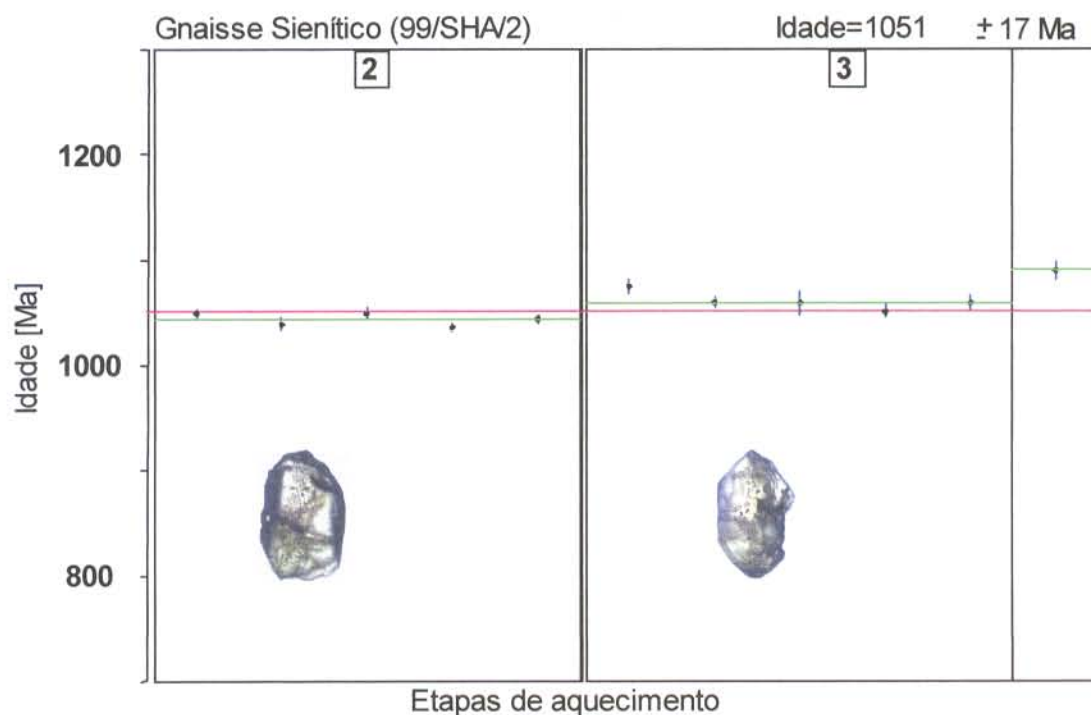


Figura 4.13: Diagrama representando a idade (ordenada) versus etapas de aquecimento (abscissa) para três cristais de zircão do gnaissie sienítico (99/SHA/2). ● Blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ utilizados no cálculo estatístico da idade.

4.5. GNAISSE MONZOGRANÍTICO (99/SHA/22) DO GRANITO MATANÇA

Os cristais de zircão analisados foram aqueles da fração 1^o não magnética (1^oNM). Os cristais possuíam formas euédricas, eram prismáticos, com tamanho relativo (comprimento / largura) na proporção 2/1, transparentes e com tonalidades amareladas. Normalmente apresentavam algumas inclusões e fraturas internas.

Foram analisados quatro cristais de zircão desse gnaiss. O cristal 2 forneceu três etapas de evaporação. Na primeira, a idade obtida foi de 541 ± 15 Ma; na etapa de 1550, a idade foi de 549 ± 6 Ma e na etapa de 1550, a idade foi de 527 ± 36 Ma. Para este zircão a idade média foi de 547 ± 6 Ma. No zircão de número 3, as idades obtidas nas etapas de evaporação de 1500 e 1550^o C, foram de 666 ± 6 Ma e 1.009 ± 20 Ma. No cristal 4, onde foram lidas duas etapas de evaporação, as idades variaram de 606 ± 6 Ma para 721 ± 16 Ma.

Acredita-se que pela estabilidade dos resultados do cristal 2, durante as três etapas de evaporação, a idade média de 547 ± 6 Ma (Tabela 4.11, Figura 4.14) obtida represente um valor compatível com a idade mínima de cristalização do Granito Matança. Esta possível contemporaneidade pode ser reforçada pela proximidade deste corpo com aquele batólito granítico, podendo até mesmo representar uma fácies de borda daquele granito.

Tabela 4.11: Resultados analíticos dos cristais de zircão do gnaiss monzogranítico (99/SHA/22). Os valores de idades em negrito foram utilizadas no cálculo da idade média do zircão.

Zircão	Temp.	Razoes	204Pb/206Pb	208Pb/206Pb	207Pb/206Pb	(207Pb/206Pb) _c	Idade (Ma)
SHA22/2	1450	18/18	0.000079±16	0.03106±26	0.05943±32	0.05828±40	541±15
	1500	90/90	0.000053±3	0.10298±265	0.05934±15	0.05850±15	549±6
	1550	14/14	0.000058±62	0.37540±336	0.05877±31	0.05793±95	527±36
SHA22/3	1500	86/86	0.000014±4	0.03299±18	0.06201±15	0.06176±17	666±6
	1550	0/18	0.000000±0	0.04863±42	0.07280±71	0.07280±71	1009±20
SHA22/4	1500	88/88	0.000058±2	0.05687±175	0.06089±16	0.06006±16	606±6
	1550	88/88	0.000034±2	0.11742±411	0.06385±46	0.06337±47	721±16
		384/402					

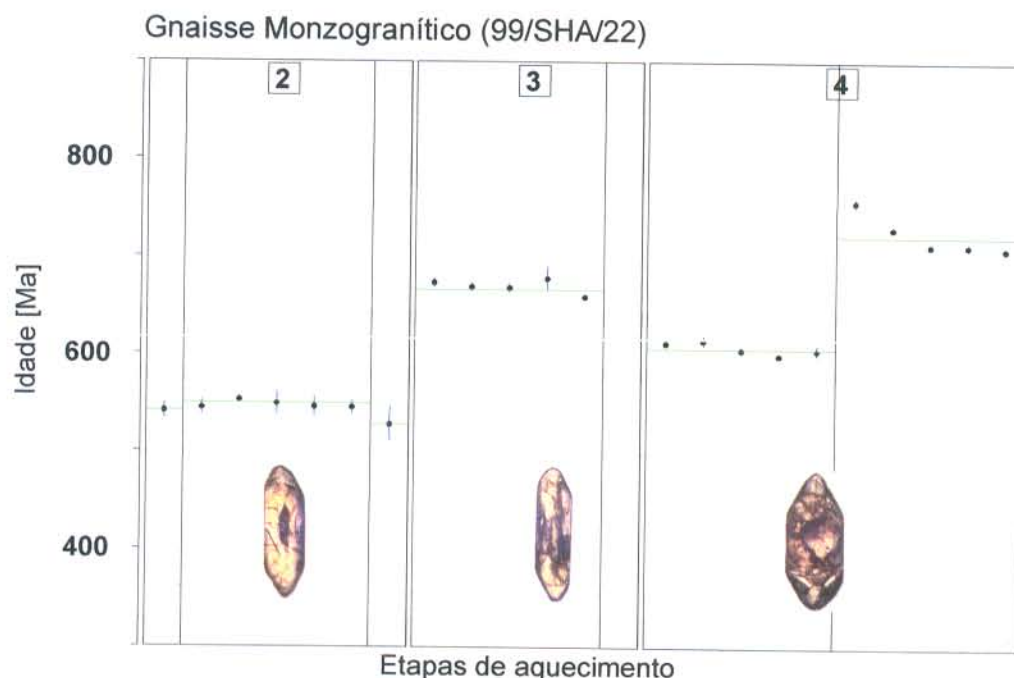


Figura 4.14: Diagrama representando a idade (ordenada) versus etapas de aquecimento (abscissa) para cinco cristais de zircão do gnaiss monzogranítico (99/SHA/22). ● Blocos de razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb utilizados no cálculo estatístico da idade. A idade média para este conjunto não pôde ser calculada. O cristal dois apresenta a idade mínima mais próxima da idade de cristalização da rocha.

Capítulo 5

Geocronología Sm-Nd

5. GEOCROLOGIA (Sm-Nd)

O método Sm-Nd (rocha total) foi aplicado a 12 amostras pertencentes à região de Paraíso do Tocantins e as idades modelo T_{DM} foram calculadas conforme o modelo de manto empobrecido proposto por De Paolo (1981). Deste total de amostras datadas, três correspondem ao Complexo Rio dos Mangues, sendo elas 99/SHA/14a, 99/SHA/25a (gnaisses tonalíticos) e 99/SHA/13b (gnaisse granodiorítico). Outras três amostras pertencem ao Granito Serrote, sendo elas DL-07, DL-12 e DL-15. Um conjunto de três rochas alcalinas (CM-60, CM-61 e SH-33) representa a Suíte Monte Santo e as demais (três) correspondem a rochas intrusivas no Complexo Rio dos Mangues, sendo elas, gnaisses tonalíticos (99/SHA/21 e 99/SHA/23a) e um gnaisse álcali-feldspático granítico (99/SHA/24). Os dados analíticos das amostras datadas pelo método Sm-Nd encontram-se na tabela 5.1.

O método Sm-Nd em rocha total é empregado sobretudo na determinação, baseada em idades modelo, do tempo de residência crustal das rochas analisadas, que pode ser reflexo do tempo de diferenciação crosta-manto ou simplesmente do tempo de geração de crosta. Estas informações são fundamentais para o entendimento da origem, evolução e relações entre os gnaisses do embasamento do Cinturão Araguaia.

Tabela 5.1: Dados analíticos das amostras datadas pelo método Sm-Nd. As siglas CRM correspondem ao Complexo Rio dos Mangues; GS, Granito Serrote e SMS, Suíte Monte Santo.

Unidade	Amostra	Rocha	*Pb-Pb Zr (Ga)	Sm	Nd	Sm/Nd	f Sm/Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε (0)	ε (t)	T chur	T _{DM} (Ga)
	99/SHA/21	Gnaise Tonalítico	0.84	9,37	48,16	0,195	-0,402	0,1967	0,512638 0,510244	-14,65	-6,20	1,45E+09	De Paolo
	99/SHA/23a	Gnaise Tonalítico	2.06	4,28	26,47	0,162	-0,502	0,09788	0,510948	-32,97	-6,86	2,59E+09	2,78
	99/SHA/24	Álc-Felds Granito	1.82	2,69	14,1	0,191	-0,414	0,11533	0,510978	-32,38	-13,65	3,09E+09	3,25
SMS	90/CM/60	Gnaise Sienítico	1.05	1,15	10,64	0,108	-0,669	0,06515	0,511595	-20,35	-2,52	1,21E+09	1,49
	90/CM/61	Gnaise Sienítico	1.05	0,92	5,86	0,157	-0,516	0,09516	0,511741	-17,50	-3,74	1,34E+09	1,67
	SH33	Gnaise Sienítico	1.01	0,74	4,3	0,172	-0,467	0,10482	0,511827	-15,82	-4,06	1,34E+09	1,70
GS	DL-15	Granito Serrote	1.86	7,25	44,56	0,163	-0,500	0,09831	0,511158	-28,87	-5,41	2,28E+09	2,50
	DL-12	Granito Serrote	1.86	5,07	40,67	0,125	-0,617	0,07542	0,510847	-34,94	-6,01	2,24E+09	2,43
	DL-07	Granito Serrote	1.86	4,78	33,42	0,143	-0,560	0,08656	0,511024	-31,48	-5,21	2,22E+09	2,43
CRM	99/SHA/13b	Gnaise Granod	2.06	2,42	17,15	0,141	-0,566	0,08531	0,511074	-30,51	-1,04	2,13E+09	2,35
	99/SHA/14a	Gnaise Tonalítico	2.06	4,2	25,09	0,167	-0,486	0,1011	0,511385	-24,44	0,86	1,99E+09	2,25
	99/SHA/25a	Gnaise Tonalítico	2.12	7,66	39,55	0,194	-0,405	0,1171	0,511649	-19,29	2,40	1,89E+09	2,21

* Idade utilizada como referência para o cálculo de ε Nd (t)

5.1. COMPLEXO RIO DOS MANGUES

No grupo dos ortognaisses do Complexo Rio dos Mangues foram reunidos gnaisses tonalíticos (99/SHA/14a, 25a) e um gnaiss granodiorítico (99/SHA/13b).

Para o gnaiss tonalítico (99/SHA/14a) foi obtida uma idade modelo de 2,25 Ga, com valor do $\epsilon\text{Nd}_{(T=2.06 \text{ Ga})}$ de 0,86. A razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ é de 0,1011 e o f Sm/Nd é de -0,486.

A idade modelo obtida para o gnaiss tonalítico (99/SHA/25a) foi de 2,21 Ga, com valor de $\epsilon\text{Nd}_{(T=2.12 \text{ Ga})}$ de 2,40. Conforme discutido no capítulo 6, esta rocha poderia alternativamente, apresentar como idade de cristalização, um valor mínimo de 2.058 ± 7 Ma. Se fosse utilizada como idade de referência para o cálculo do $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$, esta segunda idade induziria a um valor mais baixo, passando de 2,40 para 1,78. O valor da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ é de 0,1171 e do f Sm/Nd, de -0,405.

A idade modelo obtida para o gnaiss granodiorítico (99/SHA/13b) foi de 2,35 Ga e o $\epsilon\text{Nd}_{(T=2.06 \text{ Ga})}$ forneceu um valor de -1,04. Os valores da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e do f Sm/Nd são de 0,8531 e -0,566, respectivamente.

À exceção desta última amostra que se apresenta levemente fracionada, as demais se encontram perfeitamente dentro do intervalo normal de fracionamento, situado entre 0,09 e 0,125, conforme sugerido por Sato & Siga Jr (2000). Em consequência do fator fracionamento que se situa abaixo do limite inferior do intervalo proposto, também a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ desta amostra (-0,566) escapa um pouco ao intervalo aceitável que é de $-0,45 \pm 10$, conforme discutido por aqueles autores.

Estes dados são apresentados na Tabela 5.1 e a Figura 5.1, mostra a distribuição das amostras, de acordo com as idades modelo T_{DM} , em função da curva DM (*Depleted Mantle*), segundo modelo de De Paolo (1981).

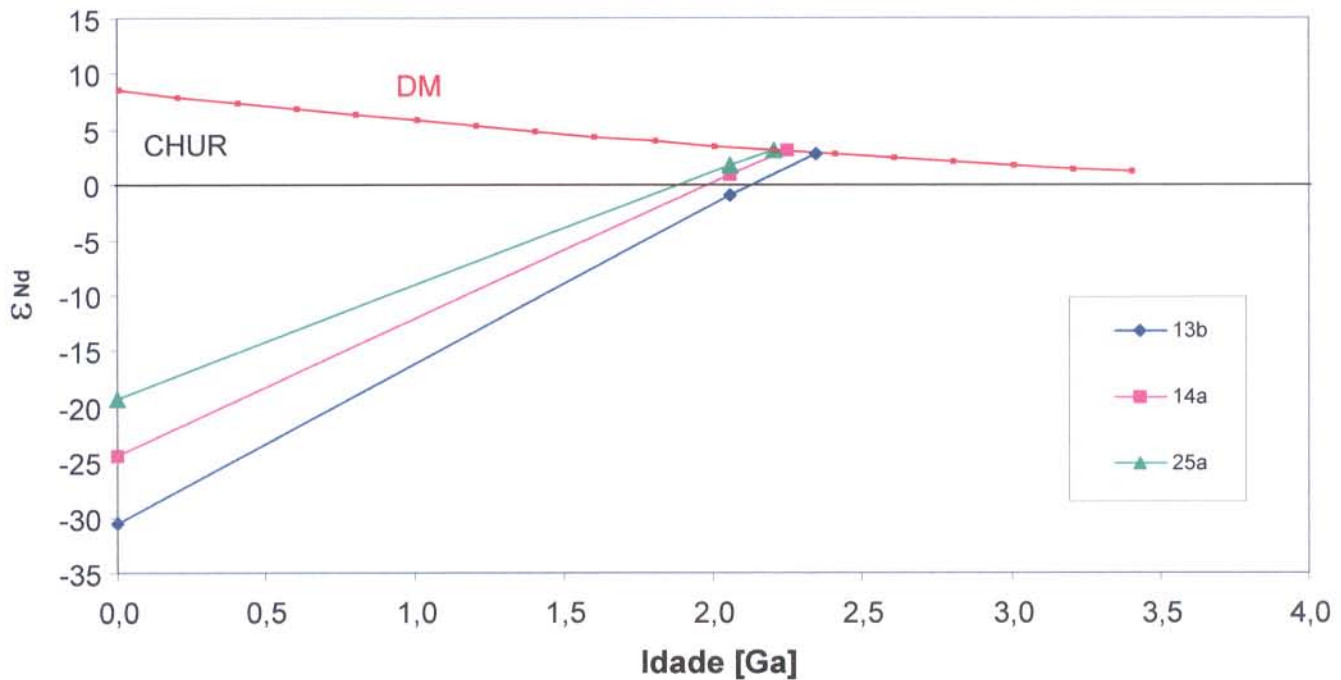


Figura 5.1: Diagrama representando as idades modelo T_{DM} dos ortognaisses do Complexo Rio dos Mangues (14a e 25a correspondem a gnaisses tonalíticos e 13b, um gnaiss granodiorítico). A curva do Manto Empobrecido (DM) segue o modelo de De Paolo (1981).

5.2. GRANITO SERROTE

Uma vez que a idade de cristalização de 1.861 ± 41 Ma para o Granito Serrote foi determinada (Sousa & Moura 1996), e este corpo é intrusivo nas rochas do Complexo Rio dos Mangues, procurou-se obter nesta tese as idades modelo (T_{DM}) para este granito.

Foram selecionadas e datadas três amostras, DL-07, DL-12 e DL-15.

A amostra DL-07 forneceu a idade modelo T_{DM} de 2,43 Ga, com valor de $\epsilon Nd_{(T=1.86 \text{ Ga})}$ de -5,21. Os valores da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e do $f \text{ Sm/Nd}$ são de 0,8656 e -0,560, respectivamente, denotando certo fracionamento.

Para a amostra DL-12 foi obtida a idade modelo T_{DM} também de 2,43 Ga e o valor do $\epsilon Nd_{(T=1.86 \text{ Ga})}$ foi de -6,01. O fracionamento sentido na amostra anterior é ainda mais evidente nesta, conforme indica o fator $f \text{ Sm/Nd}$, de -0,617 e conseqüentemente a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, com valor baixo, de 0,07542.

Na amostra DL-15, a idade modelo T_{DM} registrada foi de 2,50 Ga, com valor de $\epsilon Nd_{(T=1.86 \text{ Ga})}$ de -5,41. Ao contrário das duas primeiras, esta amostra apresenta-se dentro dos limites aceitáveis de fracionamento químico do sistema Sm-Nd, fornecendo os valores de -0,500 e 0,09831, respectivamente para o $f \text{ Sm/Nd}$ e para a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$.

A Figura 5.2 mostra a distribuição das amostras do Granito Serrote segundo as idades modelo T_{DM} , em relação ao campo do Complexo Rio dos Mangues.

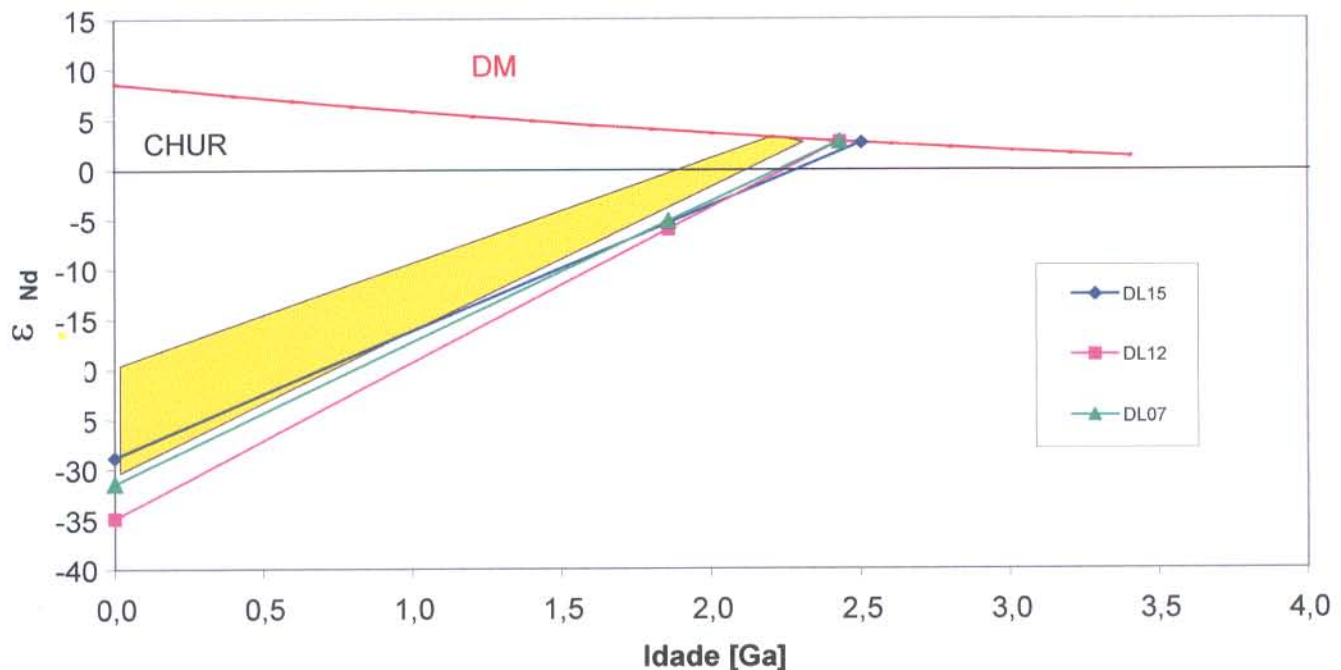


Figura 5.2: Diagrama representando a idade modelo para três amostras do Granito Serrote (DL-07, DL-12 e D-15). O campo em amarelo representa o Complexo Rio dos Mangues. A curva do Manto Empobrecido (DM) segue o modelo de De Paolo (1981).

5.3. SUÍTE MONTE SANTO

O grupo de rochas alcalinas da Suíte Monte Santo datado pelo método Sm-Nd (rocha total) compreende duas amostras de gnaisses sieníticos do corpo de Monte Santo (90/CM/60 e 90/CM/61) e um gnaissie sienítico coletado do corpo de Serra da Estrela (SH33). Aquelas primeiras foram cedidas para este trabalho pelo Prof. Dr. Candido A. V. Moura.

A amostra 90/CM/60 forneceu uma idade modelo de 1,49 Ga. Para o cálculo do $\epsilon_{Nd(T)}$, de -2,52, foi utilizado o valor de referência de 1,05 Ga, uma vez que uma amostra deste corpo, datado na presente tese (amostra 99/SHA/2, capítulo 4), forneceu a idade Pb/Pb em zircão de 1.051 ± 17 Ma. O fator f Sm/Nd, é -0,669 e a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, 0,06515, mostrando ter havido fracionamento químico do SM-Nd.

Para a amostra 90/CM/61 foi obtida uma idade modelo de 1,67 Ga, com valor de $\epsilon_{Nd(T=1.05 \text{ Ga.})}$ de -3,74. A razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ nesta amostra é 0,09516 e o f Sm/Nd, -0,516.

Para a amostra SH-33, que representa o corpo de Serra da Estrela, a idade modelo obtida foi de 1,70 Ga, com $\epsilon_{Nd(T)}$ de -4,06, calculado para uma idade de referência de 1.001 ± 86 Ma. O fator f Sm/Nd, é -0,467 e a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, 0,10482, valores estes os mais precisos para o conjunto de gnaisses sieníticos, coerentes com o intervalo aceitável de fracionamento químico.

A Figura 7.3 mostra o espalhamento destas amostras em relação a curva do DM. O campo do Complexo Rio dos Mangues foi plotado no mesmo diagrama para facilitar a visualização entre as duas unidades.

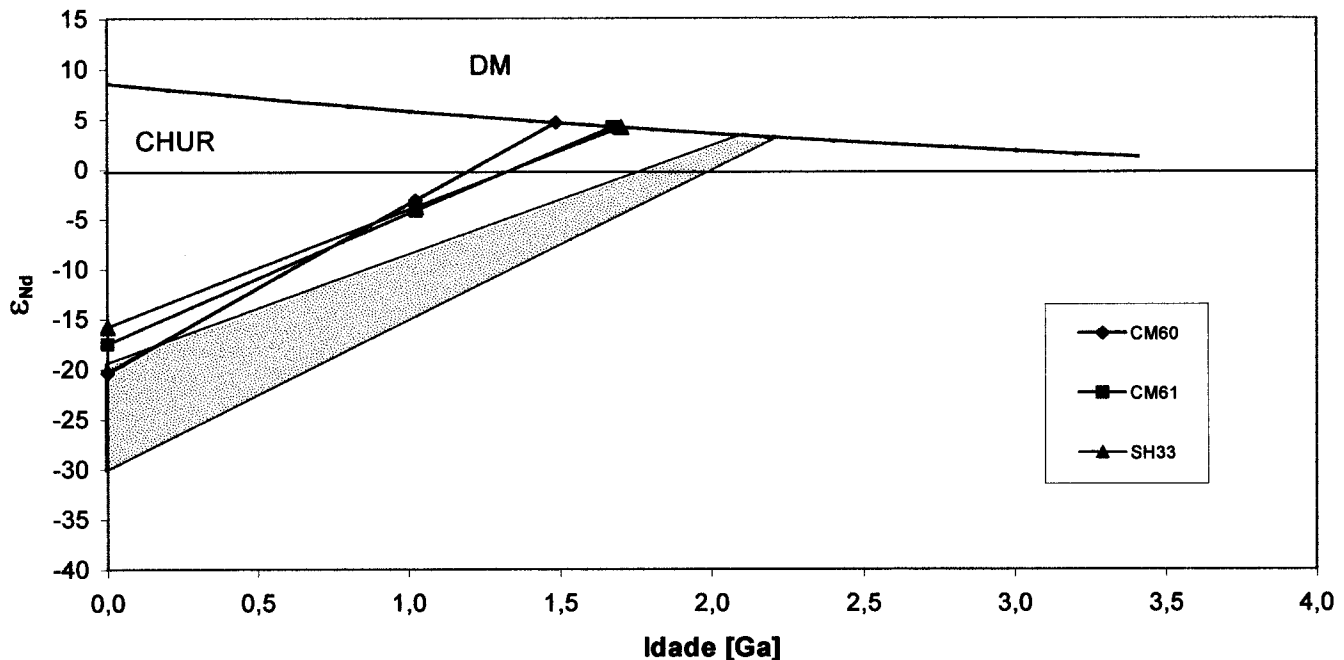


Figura 5.3: Diagrama representando a idade modelo para três amostras da Suíte Monte Santo (90/CM/60, 90/CM/61 e SH33). O campo em amarelo representa o Complexo Rio dos Mangues. A curva do Manto Empobrecido (DM) segue o modelo de De Paolo (1981).

5.4. ORTOGNAISSES INTRUSIVOS NO COMPLEXO RIO DOS MANGUES

Com área de afloramento dentro dos domínios do Complexo Rio dos Mangues, três ortognaisses foram datados pelo método de Pb-Pb em zircão e forneceram idades de cristalização mais jovens que às daquele complexo. São eles dois gnaisses tonalíticos, 99/SHA/21 e 23a e um gnaixe de composição álcali-feldspático granítica, 99/SHA/24.

O gnaixe tonalítico (99/SHA/21), cuja idade de cristalização foi de 837 ± 42 Ma, forneceu uma idade modelo T_{DM} de 1,83 Ga, com valor de $\epsilon_{Nd}(T=0,84 \text{ Ga.})$ de -6,20. O fator $f_{Sm/Nd}$, é -0,402 e a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, 0,11768.

O gnaissé tonalítico (99/SHA/23a), com idade de cristalização de 1.850 ± 7 Ma, forneceu uma idade modelo T_{DM} de 2,78 Ga e um $\epsilon Nd_{(T=1.85 \text{ Ga.})}$ de -9,55. No capítulo 6 foi apresentada uma idade alternativa a esta, a qual poderia também indicar uma idade de cristalização para a rocha, com valor de 547 ± 7 Ma, que seria contemporânea ao Granito Matança. Se utilizado este valor, o $\epsilon Nd_{(T)}$ teria variação para -26,06. A razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ é de 0,09788 e o fracionamento $f \text{ Sm/Nd}$ é de -0,502.

O gnaissé álcali-feldspático granítico (99/SHA/24), também com característica intrusiva no Complexo Rio dos Mangues, foi datado em 1.823 ± 3 Ma e sua idade modelo T_{DM} foi de 3,25 Ga. O $\epsilon Nd_{(T=1.82 \text{ Ga})}$ dessa rocha foi negativo e igual a -13,65. Por ter apresentado a idade modelo T_{DM} mais elevada que todas as outras rochas estudadas na região, poder-se-ia supor até mesmo que este gnaissé tivesse sofrido algum evento de fracionamento químico. Porém este questionamento não é sustentado pelos valores do $f \text{ Sm/Nd}$, de -0,414, nem tão pouco da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, de 0,11533, valores estes coerentes para o fracionamento da rocha.

A distribuição destas amostras é mostrada no diagramam da Figura 5.4, onde também foi plotado o campo do Complexo Rio dos Mangues.

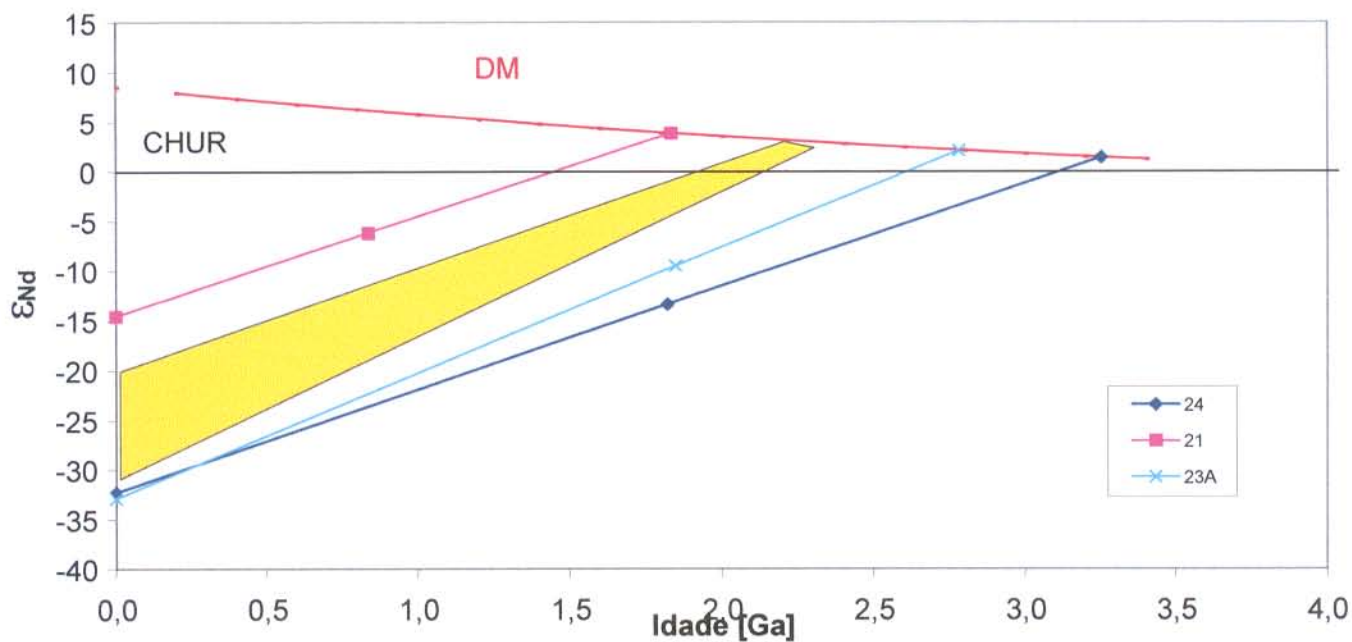


Figura 5.4: Diagrama representando a idade modelo para três ortognaisses intrusivos no Complexo Rio dos Mangues; o gnaisse álcali-feldspático granítico (24); o gnaisse tonalítico (21) e o gnaisse tonalítico (23a). O campo em amarelo representa o Complexo Rio dos Mangues. A curva do Manto Empobrecido (DM) segue o modelo de De Paolo (1981).

Capítulo 6

Discussão dos Resultados

6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Rochas da região de Paraíso do Tocantins que estão inseridas no contexto do setor setentrional da Província Tocantins foram analisadas geocronologicamente pelas metodologias Pb-Pb em zircão e Sm-Nd. Os ortognaisses datados variaram composicionalmente, conforme a seguir: gnaisses tonalíticos e granodioríticos, pertencentes ao Complexo Rio dos Mangues; gnaisses sieníticos, pertencentes à Suíte Monte Santo, um gnaisse monzogranítico integrante do Granito Matança, além de um gnaisse álcali-feldspático granítico, intrusivo no Complexo Rio dos Mangues. De forma a simplificar os dados obtidos, os mesmos foram organizados e reunidos em uma tabela (tabela 8.1), onde se estabelecem correlações com as unidades litoestratigráficas presentes na região.

A única evidência de processos geológicos do Arqueano na região restringe-se à um exemplar da seqüência vulcano-sedimentar Rio do Coco (rocha metabásica). Sua idade de 2.618 ± 14 Ma, é interpretada como a idade de extrusão do protólito vulcânico e constitui-se na primeira evidência geocronológica da idade arqueana do Grupo Rio do Coco. No entanto, é mais jovem que os *greenstone belts* arqueanos existentes no Maciço de Goiás, tendo como exemplo o granito-greenstone de Crixás, com idade de 2,84 Ga (Queiroz 1995; Queiroz & Mc Naughton 1999). Este terreno é também mais jovem que os *greenstone belts* do Cráton Amazônio e que os ortognaisses (2,85 Ga) do embasamento na porção norte do Cinturão, o qual pode ter sido parte do Cráton Amazônio. No Cráton Amazônico, os terrenos *greenstone* são reunidos no Supergrupo Andorinhas, representado pelo Grupo Tucumã, com idade de 2.868 ± 8 Ma (Avelar *et al.* 1999) e pelo Grupo Lagoa Seca, com idades de $2.904 +29/-22$ e 2.979 ± 5 Ma (Pimentel & Machado 1994; Macambira & Lancelot 1996). Estendendo-se esta comparação, lembra-se ainda que o mesmo é bem mais jovem que os remanescentes do embasamento arqueano expostos no Cráton São Francisco, citando-se como exemplo rochas do Bloco Uauá, da unidade vulcano-sedimentar Rio Capim, com idade de 3.1 Ga (Oliveira *et al.* 1999).

Do Paleoproterozóico, rochas do Complexo Rio dos Mangues, agrupando um conjunto de ortognaisses de natureza tonalítica e granodiorítica, forneceram idades de cristalização de 2.054 ± 4 Ma, 2.065 ± 3 Ma, 2.066 ± 6 Ma, 2.086 ± 16 Ma e 2.127 ± 7

Ma (e/ou 2.058 ± 6 Ma). À propósito, tem sido demonstrado por diversos autores que os grãos de zircão de rochas dessa natureza (ortoderivadas) normalmente indicam a idade do magmatismo e oferecem resultados precisos a partir de uma pequena quantidade de cristais de zircão datados (Dougherty-Page & Foden 1996; Gaudette *et al.* 1993; Gaudette *et al.* 1998; Karabinos e Gromet 1993; Kober 1986, 1987; Kröner *et al.* 1991; Moura & Gaudette 1993b; Nedelec *et al.* 1990; Soderlund 1996). Portanto, as idades encontradas estão sendo interpretadas como idades mínimas de cristalização dos protólitos ígneos dos diversos litotipos estudados pertencentes ao Complexo Rio dos Mangues (CRM). Informações que venham resgatar um evento metamórfico posterior à cristalização dessas rochas, durante o Paleoproterozóico, são apenas especulativas. Pode-se até mesmo questionar que tenha havido um evento expressivo neste período e caso tenha ocorrido, poderia ter se situado por volta de 2,0 Ga, logo após a cristalização dos protólitos ígneos finais (2,05 Ga).

Até o momento, as evidências de ter havido um episódio metamórfico nas imediações da área estudada são descritas no terreno de alto grau metamórfico de Porto Nacional, onde a idade do metamorfismo na fácies granulítico foi estimado em 2.100 ± 2 Ma, (Gorayeb *et al.* 2000).

Nos ortognaisses do Complexo Rio dos Mangues as idades Pb/Pb em zircão das amostras 99/SHA/13b, 14a e 15a, que estão situadas na porção noroeste da área do mapa (Figura 5.2; Anexo 5), foram as mais precisas obtidas para esta unidade, neste trabalho, com valores de 2.066 ± 6 Ma, 2.065 ± 3 Ma e 2.054 ± 4 Ma, respectivamente. Ao se estudar as rochas do Complexo Rio dos Mangues nos setores leste e sudeste do mapa, onde se acham representadas as amostras 99/SHA/25a e 18d, as idades ali encontradas merecem uma discussão mais detalhada.

A amostra 99/SHA/25a, que corresponde a um gnaiss tonalítico migmatizado, situado próximo da zona de contato com o Granito Matança, apresentou idades variáveis para os diversos cristais de zircão analisados. Em um dos cristais foi registrada a idade de 546 ± 4 Ma. Como os gnaisses possuem porções migmatizadas e encontram-se a poucos quilômetros a oeste do Granito Matança, é possível que estas porções representem injeções ígneas daquele batólito. Neste caso, esta idade

neoproterozóica, seria similar e consistente com a idade de cristalização do Granito Matança, de 564 ± 4 Ma (Gorayeb *et al.* 2000).

Em um outro cristal de zircão foi obtido o resultado de 2.058 ± 6 Ma. Esta idade aproxima-se daquelas encontradas nos ortognaisses do Complexo Rio dos Mangues, que afloram no setor noroeste da área de trabalho, os quais apresentam idades em torno de 2,06 Ga. À semelhança daquelas, esta poderia perfeitamente representar uma idade mínima de cristalização para este gnaiss tonalítico, não fosse o cristal de zircão que a forneceu, um pouco metamítico. Sendo assim, é provável que esta idade seja um pouco mais jovem do que aquela que realmente se encontraria, caso o zircão tivesse melhor qualidade.

A terceira idade obtida para o gnaiss tonalítico mencionado foi de 2.127 ± 9 Ma. Esta, apesar de ser mais elevada do que as idades que têm sido encontradas para os ortognaisses do Complexo Rio dos Mangues, poderia no entanto, ser assumida como representativa da idade mínima de cristalização do protólito ígneo que gerou este gnaiss tonalítico. Registros de idades Pb/Pb em zircão semelhantes, de 2.125 ± 3 e 2.153 ± 1 Ma, foram encontrados em granulitos da região mais a leste de Porto Nacional por Gorayeb *et al.* (2000) que as interpretaram como sendo as idades mínimas de cristalização daqueles corpos.

Neste gnaiss tonalítico foram ainda constatadas, com uma certa freqüência, idades que se situaram entre 2.264 ± 7 Ma e 2.343 ± 4 Ma, os quais a princípio, estão sendo considerados como representativas de cristais de zircão herdados.

Estudo geocronológico já havia sido feito em zircão deste gnaiss tonalítico na dissertação que precedeu esta tese. Apesar das análises terem sido feitas em um outro espectrômetro (ISOMASS, modelo VG54E), que tem um grau de precisão inferior ao FINNIGAN Mat 262, este mesmo comportamento pôde ser observado. Naquela ocasião, foi discutido que as idades progressivas obtidas em uma análise deveriam representar uma zonação composicional do mineral ou ainda uma feição do tipo núcleo-sobrecrescimento, onde o núcleo poderia ser transamazônico, com sobrecrescimento de idade brasileira. Como se tratam de rochas extremamente migmatizadas e deformadas, esta deformação poderia induzir diretamente a perda parcial de Pb,

obliterando a idade de cristalização do zircão e, conseqüentemente, levando à obtenção de uma idade sem significado geológico para a rocha.

O gnaise granodiorítico 99/SHA/18d, que se encontra situado no setor sudeste do mapa, próximo da zona de contato do Complexo Rio dos Mangues com o Granito Matança, apresentou uma idade de 2.086 ± 16 Ma. Embora tenha sido registrada em um único cristal de zircão, é possível que esta represente uma idade mínima de cristalização para a rocha. Também neste gnaise foi encontrada uma idade acima de 2.260 Ma, em um dos grãos analisados que deve estar indicando a presença de componentes crustais mais antigos (herdados), semelhantemente como foi constatado no gnaise tonalítico da amostra 99/SHA/25a.

Três das amostras do Complexo Rio dos Mangues foram analisadas pelo método Sm-Nd (rocha total), os gnaisses tonalíticos (99/SHA/14a e 25a) e o gnaise granodiorítico (99/SHA/13b). Foram obtidas para estas rochas as idades modelo T_{DM} de 2,25 Ga; 2,21 Ga e 2,35 Ga, compondo um intervalo de tempo de 140 Ma, assinalando um período durante o qual aconteceu a geração de crosta no Paleoproterozóico. Já os valores de $\epsilon Nd_{(T=2,06\text{ Ga})}$, são próximos e iguais a 0,86, 1,78 e -1,04 e revelam que a geração dos ortognaisses se deu a partir de uma fonte mantélica, juvenil, com pequena contribuição crustal justificada pelo valor negativo de $\epsilon Nd_{(T)}$. Em uma das amostras (99/SHA/25a) o $\epsilon Nd_{(T)}$ pode mudar de 1,78 para 2,40, caso seja utilizada a idade de referência de 2,12 Ga. Pelos valores de $f_{Sm/Nd}$, que se situaram entre -0,405 e -0,566, entende-se que estes encontram-se dentro de um intervalo aceitável de fracionamento para o sistema Sm-Nd, assim como as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$, situadas entre 0,08531 e 0,1171 (tabela 7.1). Conforme demonstrado por Sato & Siga Jr. (2000), valores da razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ que fogem ao intervalo de 0,09 até 0,125, correspondente ao fator de fracionamento $f_{Sm/Nd}$ entre -0,35 e -0,60, podem estar indicando grande variação no fracionamento químico do Sm e do Nd durante o tempo geológico. Esta afirmativa não é constatada para os ortognaisses do Complexo Rio dos Mangues.

O Granito Serrote, intrusivo no Complexo Rio dos Mangues, é a principal unidade do final do Paleoproterozóico na região, com idade de cristalização de 1.861 ± 41 Ma (Sousa & Moura 1996). As idades modelo T_{DM} do Granito Serrote, obtidas em três amostras, foram de 2,43, 2,43 e 2,50 Ga, o que estabelece um curto intervalo de

tempo de 70 Ma, entre elas, que são mais antigas que aquelas do Complexo Rio dos Mangues. Os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(T=1,86 \text{ Ga})}$ são francamente negativos (-5,21, -6,01 e -5,41). Estes valores negativos mostram claramente que este batólito granítico é produto de fusão de uma crosta mais antiga (Figura 7.2). Acredita-se que essas idades modelo possam refletir uma pequena contribuição de fontes de crosta arqueana, provavelmente superior a 2,6 Ga, misturada a uma fonte mais nova, do Paleoproterozóico, da ordem de 2,21 a 2,35 Ga. O fator fracionamento $f_{\text{Sm/Nd}}$, em duas das amostras forneceu valores de -0,560 e -0,617, escapando um pouco ao intervalo de $-0,45 \pm 0,10$ sugerido por Sato & Siga Jr. (2000), atribuído às rochas que não sofreram fracionamento químico do sistema Sm-Nd. Este mínimo fracionamento, possivelmente ocorrido, teria influenciado diretamente a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, gerando valores de 0,08656 e 0,07542, que se situam abaixo do limite esperado para rochas graníticas (0,09 – 0,125), conforme anteriormente mencionado. Este fracionamento das amostras do Granito Serrote poderia ser contornado, utilizando-se o modelo de evolução em estágio duplo (Sato & Tassinari 1997) de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em função do tempo geológico. Para uma das amostras do Granito Serrote (DL-15), tanto a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ como o $f_{\text{Sm/Nd}}$, estão dentro dos limites aceitáveis, pois emitiram os respectivos valores de 0,09831 e -0,500.

Como representante do embasamento paleoproterozóico no segmento sul do Cinturão Araguaia, o Granito Serrote tem sido comparado ao Gnaiss Cantão, de idade conhecida paleoproterozóica (1,85 Ga) no embasamento da porção norte deste cinturão. As idades modelo encontradas para o Gnaiss Cantão por Moura (1992) situaram-se entre 2,74 e 2,64 Ga e os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(T=1,85 \text{ Ga})}$ variaram entre -10,00 e -12,25. Moura (1992) discutiu estes valores como sendo indicativos de um longo tempo de residência crustal para o protólito do Gnaiss Cantão, interpretando ainda este protólito como produto do retrabalhamento do segmento crustal formado durante o Arqueano.

O gnaiss tonalítico (amostra 99/SHA/23a) localizado no setor leste do mapa, forneceu as idades Pb/Pb em zircão de $547 \pm 7 \text{ Ma}$ e $1.850 \pm 7 \text{ Ma}$. A primeira idade, mais jovem, foi obtida em um único cristal de zircão. Se esta rocha fosse considerada como parte do Granito Matança que possui idade de cristalização de $564 \pm 4 \text{ Ma}$

(Gorayeb *et al.* 2000), a idade de 547 ± 7 Ma estaria sendo interpretada como uma idade contemporânea à cristalização daquele granito que marcou a granitogênese da região no final do Neoproterozóico (Brasiliano). Se assim for, a idade mais antiga, de 1850 Ma poderia ser indicativa da presença de zircão herdado do embasamento.

Neste mesmo gnaisse tonalítico a idade de 1.850 ± 7 Ma que foi registrada, caso ela ateste a idade de cristalização do corpo, este provavelmente seria intrusivo no Complexo Rio dos Mangues, provindo de uma granitogênese contemporânea ao Granito Serrote. Aquela idade mais jovem, de 547 Ma, poderia ter sido obtida a partir de um zircão proveniente do Granito Matança. Como esta rocha tonalítica encontra-se próxima da borda do Granito Matança, durante a colocação daquele batólito granítico, poderiam ter havido injeções de magmas entre as rochas encaixantes, as quais provavelmente teriam se deformado em função da plasticidade em que se encontravam quando da colocação do granito. ou ainda esta deformação poderia ter acontecido bem mais tarde, durante a estruturação do Cinturão Araguaia. O produto final neste caso seria uma rocha gnáissica com porções tanto da encaixante como do granito. Zircões pertencentes a estas duas porções poderiam perfeitamente ter sido coletados em uma mesma amostragem.

O registro de idades mais velhas, superiores a 1.700 Ma, predomina entre os zircões desta rocha. Este é um dos motivos pelos quais se prefere, para esta amostra, assumir a idade de 1850 Ma como sendo a mais provável ou próxima da idade mínima de cristalização da mesma, que deve ser superior a 1.85 Ga. Além do mais, depara-se com o fato de que não tem sido reportada a presença de zircão herdado no Granito Matança, no caso dessa amostra ser considerada parte daquele corpo, com idade de cristalização em torno de 550 Ma e a idade de 1850 Ma representar um valor herdado. Ressalta-se que a idade de 1,85 Ga, apesar de estar sendo atribuída à cristalização deste corpo, ela contudo não atingiu a idade do Complexo Rio dos Mangues, o que reforça a idéia de ser este um corpo intrusivo naquela unidade.

O gnaisse tonalítico (99/SHA/23a), quando datado pelo método Sm-Nd (rocha total) forneceu uma idade modelo T_{DM} de 2,78 Ga, indicando, uma forte influência arqueana na geração de seu protólito. O valor do $\epsilon Nd_{(T=1.85\text{ Ga})}$, de -9,55, sugere contribuição crustal durante o processo de formação da rocha. Se fosse utilizado para

idade de referência o valor de 547 Ma, o $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$, sofreria uma variação para -26,06, indicando forte contribuição crustal. Apesar de ser contemporâneo ao Granito Serrote, o valor da idade modelo T_{DM} mostra que provém de uma fonte crustal diferente, mais antiga. Esta idade modelo T_{DM} é também diferente tanto daquela do Complexo Rio dos Mangues, que se situa entre 2,21 e 2,35 Ga, como do Granito Matança, que se situa entre 1,93 e 2,10 Ga, conforme indicam os recentes resultados de Chaves *et al.* (no prelo). A razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ desta amostra é de 0,09788 e o $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ é de -0,502, enfraquecendo a idéia de ter havido fracionamento intracrustal e por este motivo, levando a se acreditar na existência de uma fonte arqueana, ainda que restrita e não aflorante, nesta região.

Idades modelo T_{DM} que se aproximam a esta foram encontradas à leste desta região, as proximidades de Dianópolis, para o Pluton São Martins, cujos valores são de 2,60 Ga, 2,62 Ga e 2,76 Ga, com valores de $\epsilon\text{Nd}_{(T=2,2\text{ Ga})}$ negativos e variáveis, obtidos por Cruz (2001). Segundo Cruz (2001), estes resultados indicam presença de material com um certo tempo de residência crustal, considerando ainda heterogeneidade na região fonte dos granitóides ou diferentes graus de assimilação de componentes crustais mais antigos.

A existência desta crosta sílica arqueana, no embasamento do Terreno Almas-Conceição-Dianópolis, segundo Cruz (2001) ainda é objeto de debate, pois não foram descritas rochas com idades mais antigas que 2,45 Ga. No entanto, este autor lembra que registros de zircão herdado em granitos estaníferos da Subprovíncia Rio Paraná haviam sido anteriormente referidos por Pimentel *et al.* (1991).

O gnaise de composição álcali-feldspática granítica (amostra 99/SHA/24), localizado também no setor leste do mapa (Figura 5.2), forneceu uma idade de 1.823 ± 3 Ma. Duas alternativas podem ser consideradas na discussão dessa idade. Como esta rocha aflora dentro da área mapeável como Complexo Rio dos Mangues, a idade poderia representar uma idade mínima de cristalização relacionada aquela unidade, ou ainda poderia estar representando um dos pulsos de granitogênese do final do Paleoproterozóico. Se esta segunda alternativa for válida, esta rocha estaria sendo considerada intrusiva no Complexo Rio dos Mangues, com idade contemporânea ao Granito Serrote (1.861 ± 41 Ma, Sousa & Moura 1996).

A idade modelo T_{DM} desta rocha é a mais antiga até o momento obtida, pois revelou um protólito arqueano, de 3.25 Ga, com o valor do $\epsilon Nd_{(T=1.82 \text{ Ga})}$ de -13,65, indicando um período de residência crustal significativo. O valor da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ é de 0,11533 e o $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ é de -0,414. Estes dados permitem esclarecer que não houve um evento de fracionamento geoquímico do Sm-Nd, corroborando a idade de 3.25 Ga. Se por um lado ainda não foi encontrada uma evidência direta da ocorrência de crosta arqueana com idade tão antiga nesta região, os dados mostram que é perfeitamente aceitável a existência desta fonte com contribuição crustal francamente arqueana.

Um outro gnaisse de natureza tonalítica datado (amostra 99/SHA/21), localizado na porção centro-sudeste da área trabalhada revelou uma idade de cristalização diferente e desconhecida para este tipo de rocha na região, $837 \pm 42 \text{ Ma}$. Em regiões vizinhas como nos casos de Arenópolis e Mara Rosa, foram descritos gnaisses tonalíticos com idades semelhantes ($856 \pm 13 \text{ Ma}$, idade de cristalização do protólito) (Pimentel *et al.* 1996; 2000). No caso destas regiões foi definido o Arco Magmático de Goiás, cujas idades modelo T_{DM} variam entre 1.000 e 900 Ma. A princípio, cogitou-se a idéia de se ter encontrado nesta porção do estado do Tocantins resquícios de um arco magmático tal qual aquele descrito em Goiás. No entanto, o resultado das primeiras investigações isotópicas forneceu uma idade modelo T_{DM} mais elevada, de 1,83 Ga e um valor de $\epsilon Nd_{(T=0.84 \text{ Ga})}$ de -6,20. Não é descartada totalmente a hipótese de que estes terrenos de arco ocorram expostos nessa região. Propõe-se até mesmo que novas análises sejam feitas para que os resultados das idades modelo sejam comprovados ou não. A idade modelo T_{DM} deste gnaisse tonalítico é contudo similar às aquelas encontradas tanto para o Granito Palmas, entre 1,73 e 1,81 Ga, como para o Granito Lajeado, com valor entre 1,71 e 1,86 Ga (Chaves *et al.* no prelo). Os valores de $\epsilon Nd_{(T=0.55 \text{ Ga})}$ situaram-se entre -9,77 e -10,51, mostrando forte contribuição crustal para a formação desses granitos. Com estes dados fica clara a idéia da existência de protólitos com idades afins nestas regiões vizinhas. A análise da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e do $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ forneceu os valores 0,11768 e -0,402, respectivamente, sugerindo resultados aceitáveis dentro dos limites de fracionamento químico.

Para esta mesma rocha foram obtidas outras duas idades em dois cristais de zircão distintos, $1.100 \pm 24 \text{ Ma}$ e $1.887 \pm 20 \text{ Ma}$. Com relação à primeira idade obtida,

vale fazer o seguinte comentário. Este gnaiss está situado a poucos quilômetros à sul da Serra da Estrela, sustentada por gnaisses sieníticos que pertencem à Suíte Monte Santo, de idade conhecida de 1.001 ± 86 Ma. Entende-se, portanto, que esta idade mesoproterozóica seja correlata a dos gnaisses sieníticos daquela unidade. A idade de 1.887 ± 20 Ma também registrada, poderia estar sugerindo a presença de zircões herdados, possivelmente do Complexo Rio dos Mangues, apesar de não ter atingido o seu intervalo de idade, entre 2.054 ± 4 Ma e 2.066 ± 6 Ma. Este valor estaria representando uma idade mínima de cristalização para o gnaiss tonalítico. Pela pouca frequência com que foram registradas, optou-se por não considerar as idades de 1.100 ± 24 Ma e 1.887 ± 20 Ma como características deste gnaiss tonalítico, mas sim assumir a idade de 837 ± 42 Ma, como uma idade mínima de cristalização para esta rocha, a qual seria intrusiva no Complexo Rio dos Mangues.

Resumidamente, tem-se na região, três pequenos corpos com caráter intrusivo no Complexo Rio dos Mangues, os gnaisses tonalíticos 99/SHA/23a e 21 e o gnaiss álcali-feldspático granítico 99/SHA/24. Estas rochas, contudo, são provenientes de fontes crustais diferentes, conforme mostram as idades modelo T_{DM} (2,78 Ga, 1,83 Ga e 3,25 Ga) e foram colocadas em condições de crosta, também em momentos diferentes, muito embora duas delas mostrem contemporaneidade com a colocação do Granito Serrote.

Dentre os gnaisses sieníticos foram datadas rochas pertencentes aos dois principais corpos alcalinos da região, corpo de Monte Santo (99/SHA/2, CM-60 e CM-61) e da Serra da Estrela (SH33), ambos enfeixados na Suíte Monte Santo. A amostra 99/SHA/2 foi datada pelo método Pb-Pb em zircão e forneceu a idade de 1.051 ± 17 Ma, idade esta utilizada como referência para o cálculo do $\epsilon Nd(\tau)$ nas análises de Sm-Nd (rocha total) das demais amostras deste corpo. As análises geocronológicas realizadas entre as amostras dos dois corpos desta mesma suíte foram necessárias para que os mesmos pudessem ser comparados.

As rochas da Suíte Monte Santo que afloram no corpo de Monte Santo, foram pela primeira vez datadas nesta tese e o resultado obtido reforça a presença do magmatismo alcalino do final do Mesoproterozóico, marcadamente nesta região, a exemplo do que já havia sido registrado por Souza (1996), quando da datação do

gnaisse sienítico do corpo de Serra da Estrela, o qual apresentou idade de 1.001 ± 86 Ma. As idades modelo obtidas em outras duas amostras deste corpo (CM-60 e CM-61) revelaram valores bem próximos e constantes entre 1,49 e 1,67 Ga, indicando que o protólito de que se derivou esta suíte alcalina é de idade mesoproterozóica. Os valores negativos de $\epsilon\text{Nd}_{(T=1.05 \text{ Ga})}$, de -2,52 e -3,74 mostram que o mesmo sofreu uma contaminação crustal. Uma das amostras (CM-60) apresentou valor um pouco fracionado de $f_{\text{Sm/Nd}}$ de -0,669 e da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, 0,06515. Já a amostra CM-61 apresentou um comportamento dentro do padrão normal de fracionamento do sistema Sm-Nd, com $f_{\text{Sm/Nd}}$ de -0,516 e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ igual a 0,09516.

Para o gnaisse sienítico da Serra da Estrela (SH33) a idade modelo T_{DM} é 1,70 Ga e o $\epsilon\text{Nd}_{(T=1.01 \text{ Ga})}$ é de -4,06, coerentes com aqueles encontrados para o corpo de Monte Santo. As idades T_{DM} apontam um intervalo de 190 Ma entre os gnaisses sieníticos desta suíte. Os registros de $f_{\text{Sm/Nd}}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ são de -0,467 e 0,10482 respectivamente, e não se distanciam muito daqueles encontrados para o corpo de Monte Santo, com exceção de uma amostra algo fracionada (CM-60).

A idade obtida para o gnaisse monzogranítico (99/SHA/22) foi de 547 ± 6 Ma e está sendo interpretada como idade mínima de cristalização desta rocha que por sua vez é semelhante à idade do Granito Matança, de 564 ± 6 Ma (Gorayeb *et al.* 2000). Esta contemporaneidade é aceitável pela proximidade desta rocha com o batólito do Granito Matança, podendo até mesmo representar uma fácies de borda daquele granito.

Procurando sintetizar as informações geocronológicas obtidas, foi organizada uma tabela (Tabela 6.2) onde se estabelece a correlação entre as unidades lito-estratigráficas e suas respectivas fontes. Conforme pode ser visto, as fontes são em grande parte crustais, o que significaria a existência de crosta continental pretérita. Esta crosta estaria envolvida em processos geológicos posteriores à sua formação, os quais apagaram quase que totalmente os "imprints" originais. Uma fonte mantélica, juvenil, de forma clara e de expressão cartográfica é apenas assinalada na composição do Complexo Rio dos Mangues, com uma discreta contribuição crustal.

Tabela 6.1: Síntese dos resultados das datações (Pb-Pb em zircão e Sm-Nd) das rochas estudadas na região de Paraíso do Tocantins. (1) Arcanjo & Moura (2000); (2) Sousa & Moura (1996).

	Unidade Litoestratigráfica	Litotipo	Amostra	Idades Pb-Pb em Zircão	Idades Modelo	$\epsilon_{Nd(T)}$
NEOPROTE-ROZÓICO	Granito Matança	Gn Monzogr	99/SHA/22	547 ± 6 Ma		
		Gn Tonalítico	99/SHA/21	837 ± 42 Ma	1,83 Ga	-6,20
MESOPROTE-ROZÓICO	Suíte Monte Santo	Gn Sienítico	99/SHA/2	1.051 ± 17 Ma		
		Gn Sienítico	CM-60	1.050 Ma	1,49 Ga	-2,52
		Gn Sienítico	CM-61	1.050 Ma	1,67 Ga	-3,74
		Gn Sienítico	SH33	1.001 ± 86 Ma (1)	1,70 Ga	-4,06
P R O T A L E O Z Ó I C O A R Q U E A N O	Granito Serrote	Gn Tonalítico	99/SHA/23a	1.850 ± 7 Ma (547 ± 7 Ma)	2,78 Ga	-9,55 (-26,06)
		Gn Álc-FdsGr	99/SHA/24	1.823 ± 3 Ma	3,25 Ga	-13,65
		Granito	DL-07	1.861 ± 41 Ma (2)	2,43 Ga	-5,21
	Granito	DL-12	1.861 ± 41 Ma (2)	2,43 Ga	-6,01	
	Granito	DL-15	1.861 ± 41 Ma (2)	2,50 Ga	-5,41	
	Complexo Rio dos Mangues	Gn Granodior	99/SHA/13b	2.066 ± 6 Ma	2,35 Ga	-1,04
	Gn Tonalítico	99/SHA/15a	2.054 ± 4 Ma			
	Gn Tonalítico	99/SHA/14a	2.065 ± 3 Ma	2,25 Ga	0,86	
	Gn Granodior	99/SHA/18d	2.086 ± 16 Ma			
	Gn Tonalítico	99/SHA/25a	2.127 ± 7 Ma (2.058 ± 7 Ma)	2,21 Ga	2,40 (1,78)	
Grupo Rio do Coco	Metabáfica	97/SH/03	2.618 ± 14 Ma			

Tabela 6.2: Relação das idades das unidades do embasamento x idades de suas fontes protolíticas no intervalo Arqueano-Paleoproterozóico. CRM – Complexo Rio dos Mangues; GS – Granito Serrote; GRC – Grupo Rio do Coco.

Idades Pb-Pb em zircão das unidades (Ga)	Idades modelo T_{DM} (Ga)	Origem da fonte
1,85 (intrusiva no CRM)	2,25 – 2,21 (+)	Mantélica
1,82 (intrusiva no CRM)	2,35 (-)	Crustal
1,86 (GS)	2,43 – 2,50 (-)	Crustal
2,04 – 2,08 (CRM)	?	2,78 – 3,25 (-) Crustal
2,6 (GRC)		

Capítulo 7

Evolução Geológica

7. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Os vestígios mais antigos de uma crosta continental na porção sul do Cinturão Araguaia expõem-se em uma pequena área, em um segmento crustal posicionado no setor oeste do mapa (anexo 5). São formados por seqüências vulcano-sedimentares que evoluíram em contexto geológico semelhante aos dos *greenstone belts* arqueanos, os quais são reunidos no Grupo Rio do Coco, com idade de 2.618 ± 14 Ma.

Adicionalmente, neste mesmo segmento, têm-se registros de protólitos com idades T_{DM} de 2,43 – 2,50 Ga. Pela proximidade com o terreno arqueano supra mencionado e por estar em contato com um segmento representado por rochas cujas idades T_{DM} são mais jovens, situadas entre 2,35 e 2,21 Ga, existe a possibilidade de que estas idades, do início do Paleoproterozóico, possam representar o resultado de mistura de fontes, provavelmente daquela crosta arqueana, mais antiga que 2,6 Ga, com este material mais novo (2,35 - 2,21 Ga). Também não se descarta a alternativa da ocorrência de uma crosta continental ainda não registrada nos trabalhos de cartografia geológica a qual teria sido a fonte das fusões que originaram o Granito Serrote.

O segmento localizado a leste reúne informações de ter ali existido uma crosta ainda mais antiga, com processos evolutivos que se situaram entre 2,78 e 3,25 Ga (idades modelo T_{DM}), que supostamente representaria as fontes a partir das quais teriam se formado as rochas graníticas estudadas naquela área. É possível que uma crosta mais antiga que 3,2 Ga, tenha, à semelhança do que foi discutido para o segmento mais a oeste, se misturado com protólitos de rochas mais jovens (2,21-2,35 Ga) que fazem limite imediatamente a leste e com isso ter originado o valor intermediário de 2,78 Ga, conforme registrado.

O cenário vislumbrado para a região, de forma geral, seria o da existência de núcleos siálicos de idades e dimensões distintas, justapostos ou não e separados por uma crosta oceânica de expressão desconhecida (Figura 7.1).

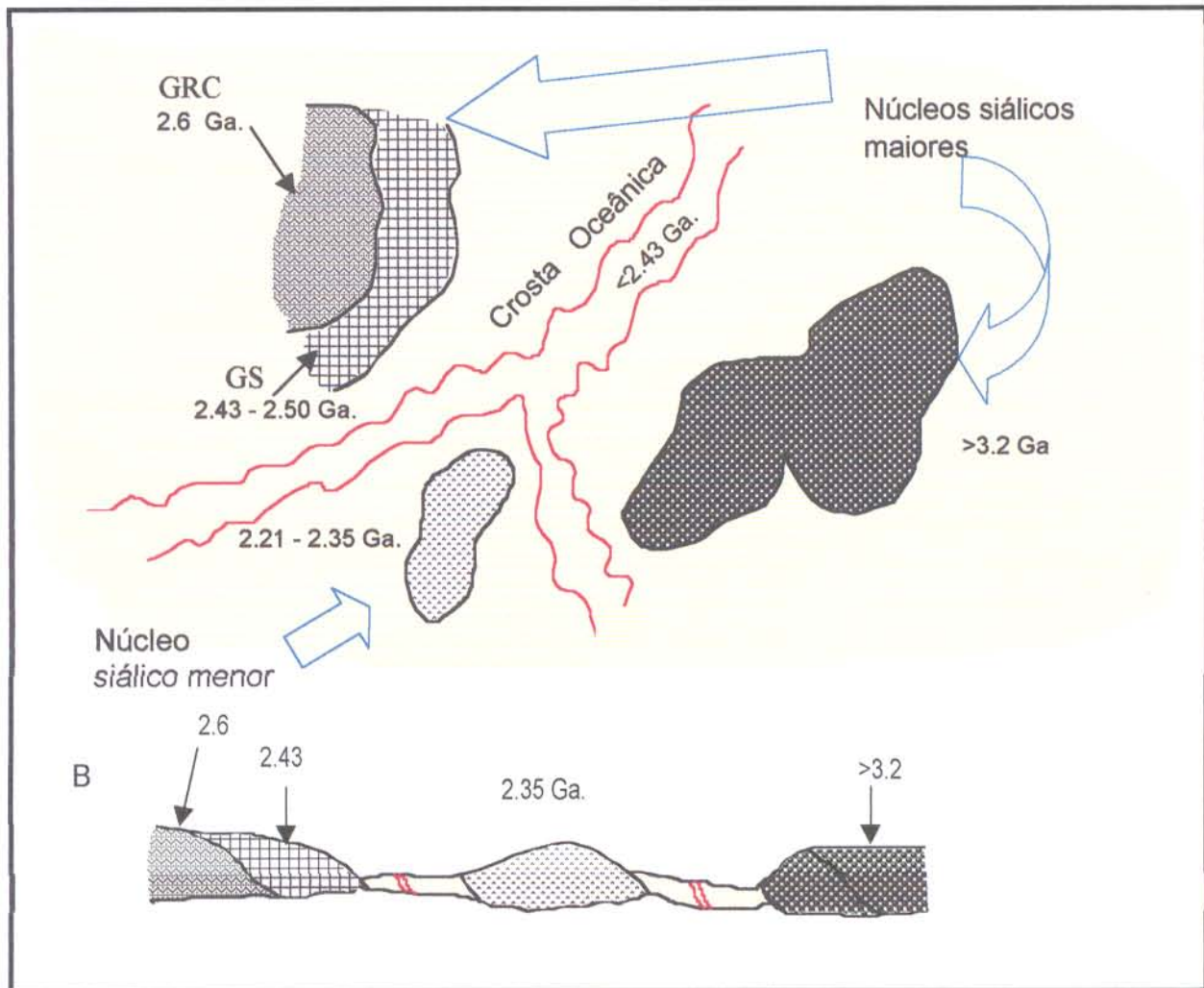


Figura 7.1: A) Concepção cartográfica mostrando a arquitetura dos primeiros blocos síalicos (Arqueano – Paleoproterozóico). Nas extremidades, blocos maiores e, um bloco menor, em uma posição mais central. GRC: Grupo Rio do Coco; GS: protólito do Granito Serrote; B) Perfil esquemático da situação ilustrada acima.

Esse cenário perduraria até o surgimento de eventos vulcano-plutônicos e tectônicos (2,21 – 2,35 Ga), que geraram, por reciclagem dessa crosta oceânica pretérita em interação com o funcionamento de núcleos vulcânicos, rochas de composição tonalítica, trondjemítica e granodiorítica (TTG), associadas ao aparecimento de platôs oceânicos, relacionados a instabilidades mantélicas e ao funcionamento de plumas (Figura 7.2).

Em geral, a fusão parcial da litosfera oceânica subductada é considerada o processo mais eficiente para explicar a reciclagem de fontes máficas (Drumond & Defant 1990).

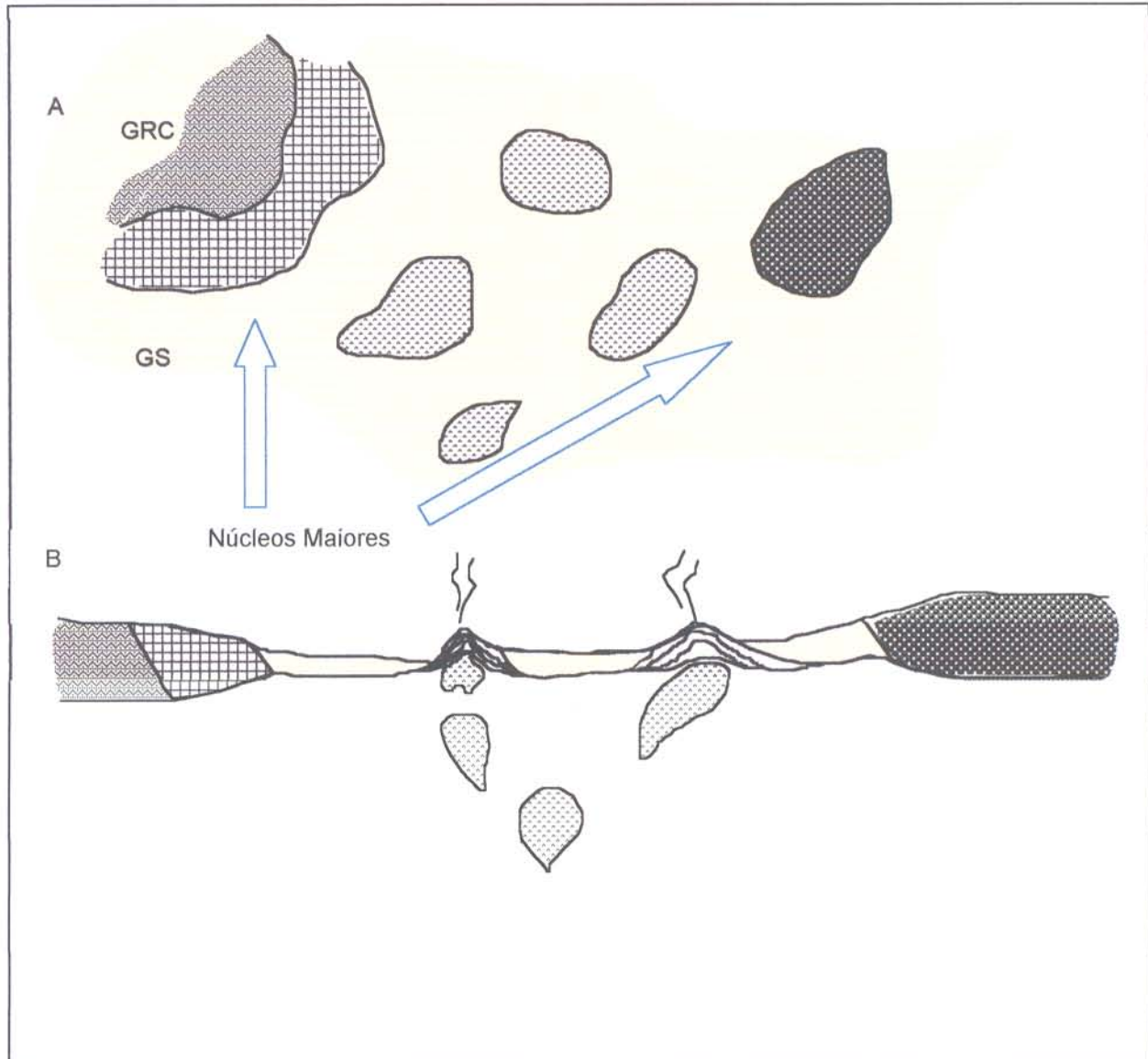


Figura 7.2: A) Concepção cartográfica mostrando o surgimento dos primeiros platôs meso-oceânicos gerados a partir de plumas mantélicas. Nas extremidades, blocos maiores; na porção central, blocos menores. GRC: Grupo Rio do Coco; GS: protólito do Granito Serrote. B) Perfil esquemático da situação ilustrada acima.

Estes seriam estágios iniciais de evolução paleoproterozóica registrados por exemplo no modelo apresentado por Boher *et al.* (1992), para explicar crescimento crustal no continente oeste africano. Naquele modelo, desenvolvido para explicar o aparecimento dos “terrenos Birrimianos” há 2,1 Ga, após as atividades de uma pluma e a formação de *pillow* lavas basálticas, seguir-se-ia o estágio caracterizado pelo magmatismo cálcio-alcálico, relacionado à subducção intraoceânica, próxima aos platôs e finalmente a colisão destes com um continente arqueano (Figura 9.3).

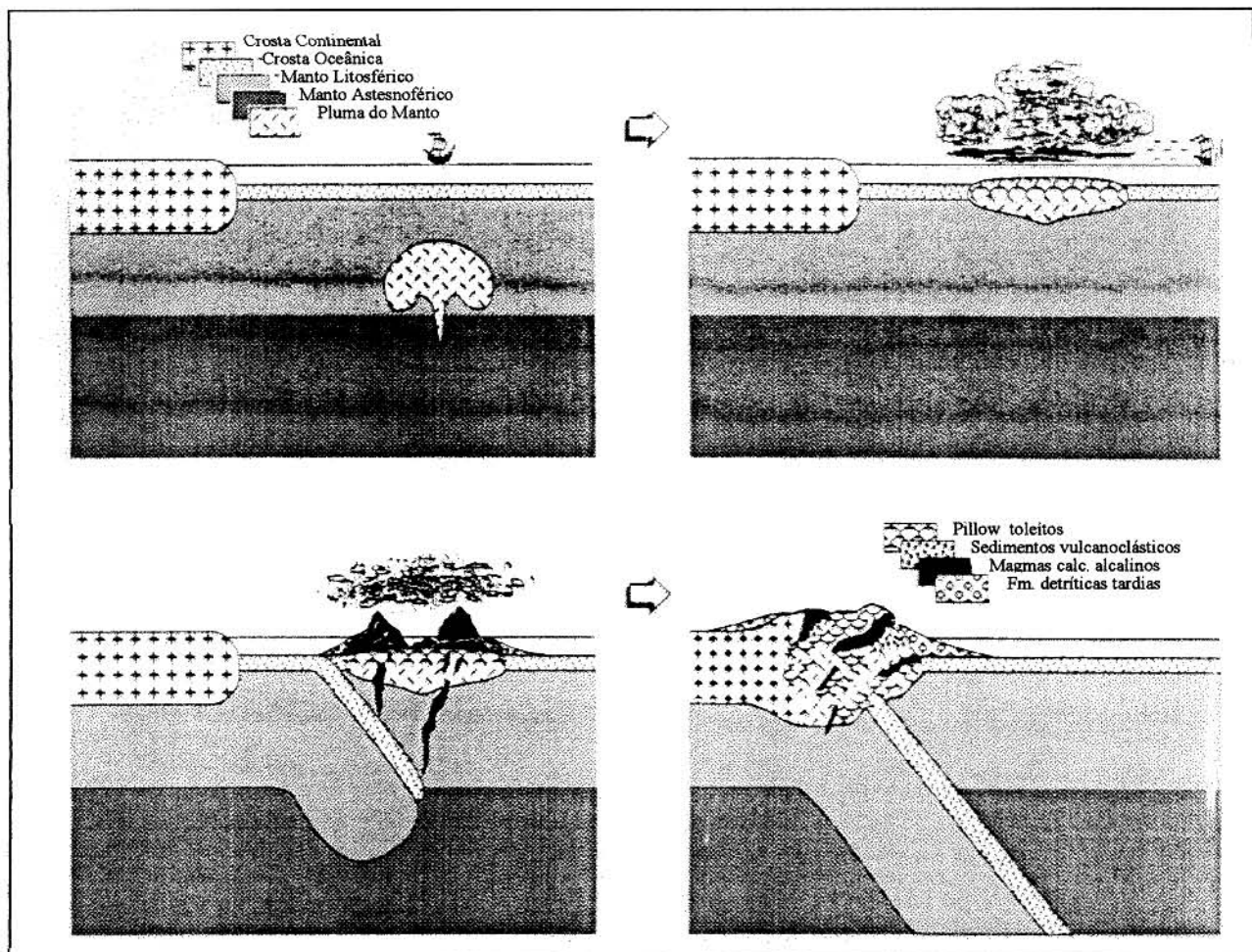


Figura 7.3: Modelo de crescimento crustal para a crosta Birrimiana; primeiros estágios envolvem atividades próximas aos platôs oceânicos, passando por um estágio de magmatismo cálcio-alcálico decorrente de subducção e por último, o estágio colisional (Boher *et al.* 1992).

Situação semelhante é provável que tenha acontecido em outras áreas, envolvendo núcleos arqueanos, e terrenos paleoproterozóicos. É o caso, por exemplo, da porção central no embasamento da Bacia do Parnaíba/região do Gurupi (Cordani *et al.*³ *apud* Abreu 1990 e Nunes⁴ *apud* Abreu 1990) onde, indícios de crosta arqueana foram documentados por Palheta (2001), a partir de idades modelo (T_{DM}) de 2,5 e 3.23 Ga, obtidas respectivamente, nos granitóides paleoproterozóicos Tracuateua e Japiim. Os vestígios de crosta do início do Paleoproterozóico, 2,4 Ga e 2,3 Ga, foram citados por Oliveira⁵ (*apud* Palheta 2001) e Palheta (2001) na região do Gurupi. Palheta (2001) e Abreu (1990) correlacionaram esta crosta, onde as supracrustais foram intrudidas por granitóides, com aquela gerada durante o evento Burkimiano (2,4 – 2,15 Ga) no Cráton Oeste Africano.

No Cráton Oeste Africano as rochas do Paleoproterozóico estão preservadas nas plataformas Man e Reguibat e ainda na plataforma de Tuareg adjacente. A plataforma Man é recoberta pelas rochas do Supergrupo Birrimiano (2,2 – 2,1 Ga) e um subdomínio de bacias, *greenstone belts*, domos granitóides, formando o embasamento gnáissico com idades entre 2,1 e 1,9 Ga. Os terrenos birrimianos distribuem-se em *trends* com direções NNE-SSW e compreendem duas associações litológicas principais: 1) rochas vulcânicas máficas a félsicas, quartzitos filitos e gonditos; 2) fácies vulcânica-félsica e areno-rudácea. Coletivamente, estas rochas representam um importante episódio de formação de crosta entre 2,3 e 2,0 Ga, sendo provindas, na sua maioria, de processos de diferenciação a partir do manto empobrecido (Taylor *et al.* 1992).

A região sul do Cinturão Araguaia, representando o embasamento da Faixa Brasília, onde se fazem presentes os Complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional, o terreno Almas – Conceição - Dianópolis, encerra vários plutons graníticos com idades (U-Pb *Shrimp*) entre 2,2 e 2,45 Ga descritos por Cruz (2001).

³Oliveira, S.A.C. 1997. Geologia e Geocronologia do Granitóide Maria Suprema da Fazenda Cachoeira, Capitão Poço – PA. Belém. Univ. Fed. do Pará. 34p. (Trab. De Conclusão de Curso).

⁴Cordani, U.G.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A.; Porto, R.; Thomaz Filho, A.; Cunha, F.M.B. 1984. Evolução preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das Bacias Sedimentares Brasileiras. Rio de Janeiro, PETROBRAS. 70p. (Série Ciências – Técnicas – Petróleo, seção: exploração de petróleo, 15).

⁵Nunes, K.C. 1993. Interpretação integrada da Bacia do Parnaíba com ênfase nos dados aeromagnéticos. In: Cong. Intern Soc. Bras. Geofísica, 3, Rio de Janeiro. *Res. Exp...* SBGF. V.1, p.152-157.

Estes granitóides, de composições variáveis (tonalítica a trondhjemitica) foram interpretados por Cruz (2001) como batólitos multiplutônicos relacionados a um sistema de arco magmático e gerados a partir de episódios de agregação crustal. Este terreno teria sido agregado ao Continente Atlântica (Figura 7.4) durante o Paleoproterozóico.

No terreno Almas-Conceição-Dianópolis, aliás, considerando haver correlações temporais e semelhanças de processos geológicos com aqueles descritos na área deste trabalho, ocorrem rochas máficas e sedimentos vulcanoclásticos, paleoproterozóicos, que ainda não foram cartografados na porção adjacente ao Cráton Amazônico. A evidência de tais rochas serviria para complementar o modelo evolutivo, à semelhança daquele originalmente proposto para geração de crosta na África, onde comumente estão presentes as *pillow* lavas. Apesar de não estarem presentes na área trabalhada, possivelmente em decorrência do fator de erosão que lá se impõe, esta região vizinha poderia justificar tais ocorrências. Outro fato que possa vir a justificar tal hipótese já havia sido indicado por Gorayeb (1996), quando assinalou, na região de Porto Nacional, a presença de basaltos derivados de magmas toleíticos e cálcio-alcalinos típicos de cadeia meso-oceânica, que petrogeneticamente são provenientes de fontes mantélicas, que se alojaram como extrusões e corpos intrusivos na seqüência supracrustal.

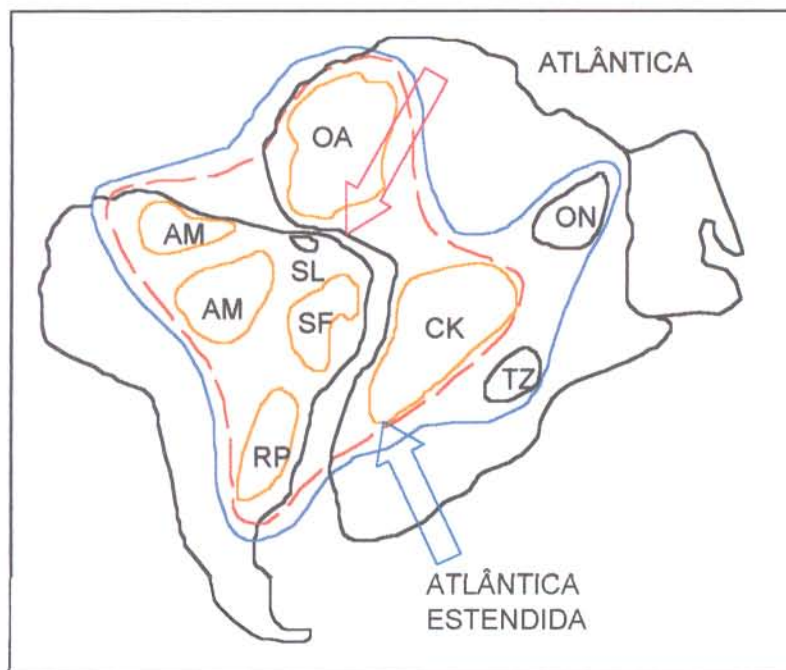


Figura 7.4: Mapa de Atlântica. Cratons de 2,0 dentro de Atlântica: OA, Oeste Africano; CK, Congo Kazai; AM, Amazônico; SL, São Luiz; SF, São Francisco e RP, Rio de la Plata. Na Atlântica estendida: ON, Oeste do Nilo e TZ, Tanzânia (Rogers 1996).

O terreno de alto grau metamórfico, na porção norte do Maciço de Goiás, região de Porto Nacional, foi formado principalmente durante o Paleoproterozóico, como resultado de colagens orogênicas durante o evento termo-tectônico Transamazônico, conforme os dados de Pb/Pb em zircão de rochas granulíticas, fornecendo idades da ordem de 2,12 Ga, representativas da fase de cristalização magmática e imediatamente a 2,1 Ga, idades indicativas do metamorfismo da fácies granulito (Gorayeb *et al.* 2000). *Emplacement* de rochas tonalíticas nessa região (Gnaiss Pontal) ocorrido a 2.100 ± 14 Ma concomitante com o metamorfismo de alto grau sugere a origem sintectônica desse corpo ou a possibilidade curtos hiatos temporais entre os processos litogenéticos e o metamorfismo regional (Gorayeb (1996).

Após um período de grande atividade magmática, sobretudo, tiveram início, na área enfocada, as colagens tectônicas, a partir de 2,21 Ga, com envolvimento de processos de subducção que facilitarão o desaparecimento dos segmentos crustais oceânicos e a amalgamação dos antigos platôs meso-oceânicos. Nesse período, é possível que tivessem sido gerados os produtos sedimentares e arcos de ilhas (Figura 7.5).

As interações de colisões, imbricamentos e cavalgamentos contribuíram para a gnaissificação das rochas ígneas e a implantação de marcantes feições tectônicas, de direção NNE-SSW, com expressão principalmente na porção norte do Maciço de Goiás, onde se destaca o Cinturão de Cisalhamento Tocantins, definido por Gorayeb (1996). A geometria deste cinturão é definida por feições anastomosadas com mergulhos de baixo ângulo para SE e lineações de estiramento NW-SE. Durante o processo colisional estes terrenos teriam sido lançados sobre a borda oriental do Cráton Amazônico em torno de 2,0 Ga que, sugestivamente poderia ser também a idade de processos metamórficos registrados no segmento que encerra o Complexo Rio dos Mangues.

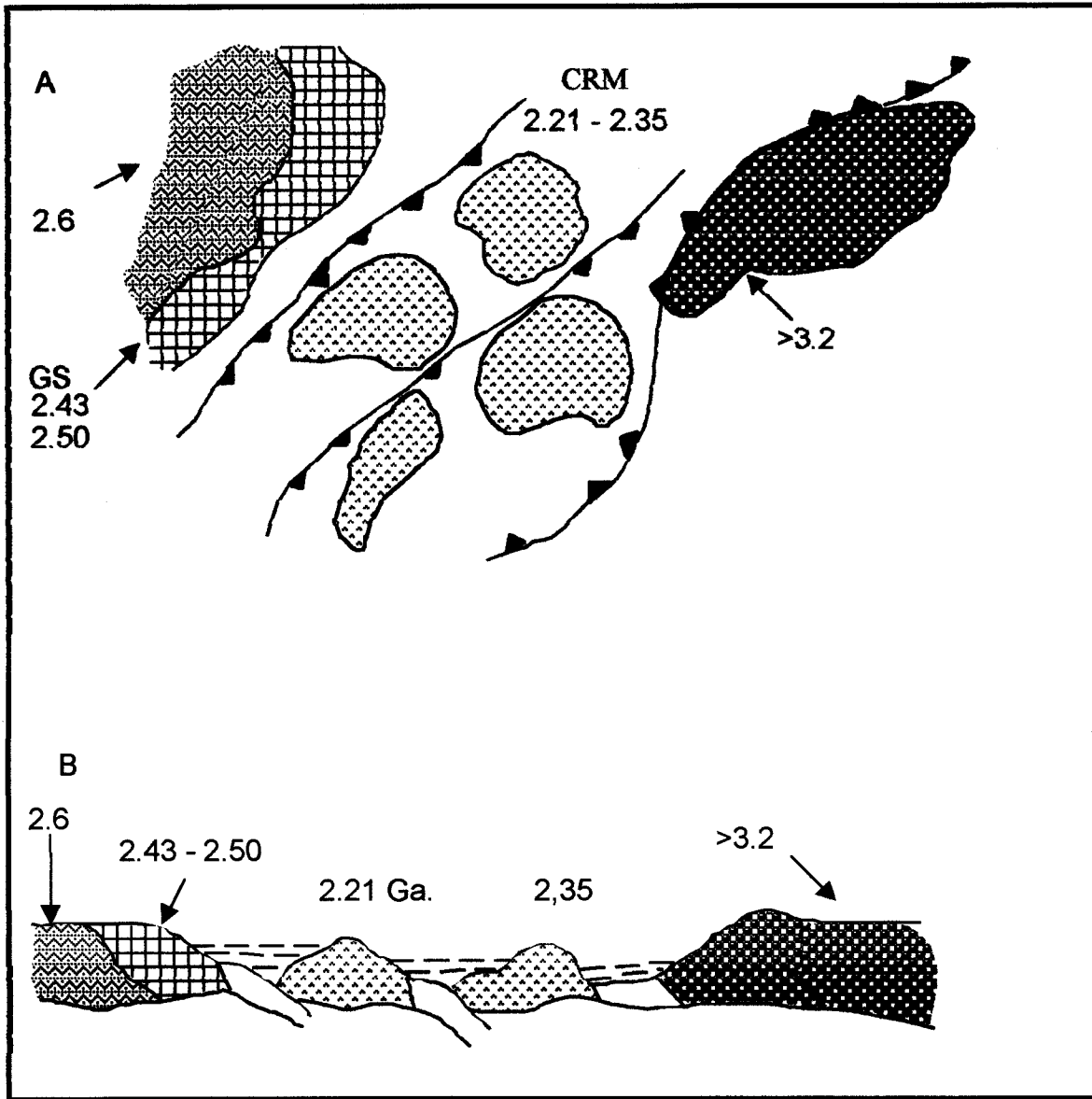


Figura 7.5: Desenho esquemático mostrando: A) Aparecimento de grandes zonas de fraqueza que facilitaram o consumo da crosta oceânica; B) Perfil esquemático ilustrando a disposição dos vários segmentos crustais. GR: Grupo Rio do Coco; GS: protólito do Granito Serrote; CRM: fontes crustais do Complexo Rio dos Mangues.

Os processos de colisão e amalgamação não aconteceram simultaneamente ao longo de toda a área enfocada, de forma que há uma variabilidade expressiva das idades das rochas presentes no Complexo Rio dos Mangues, a unidade litoestratigráfica principal formada nesse período.

Os resultados dos estudos isotópicos de Nd, obtidos a partir das rochas gnáissicas paleoproterozóicas, indicaram ter havido provavelmente mistura de fontes, com envolvimento de contribuições mantélica e de material crustal, conforme mostraram os valores positivos e negativos de ϵNd . As idades modelo sugeriram a participação de crosta formada predominantemente no início do Paleoproterozóico, com menor envolvimento de processo de formação de crosta durante o Arqueano.

Na fase final de funcionamento dos processos assinalados, cessado o estágio de encurtamento com a justaposição dos blocos crustais, aconteceu, à oeste o desaparecimento de domínios oceânicos e provavelmente, assinalando os registros finais do Paleoproterozóico nessa área, houve injeções de plútons graníticos representados pelo Granito Serrote (1,86 Ga). Este magmatismo paleoproterozóico foi também evidenciado no setor norte do Cinturão Araguaia, tendo como representante o Gnaisse Cantão (1,85 Ga) o qual tem sido comparado aos granitóides do Cráton Amazônico (Moura & Gaudette 1993b; Moura & Gaudette 1999).

A leste na área estudada, em um modelo semelhante, surgiram pequenos corpos ígneos, cujas idades de 1,85 e 1,82 Ga, representam as manifestações tardias dessa fase (Figura 7.6).

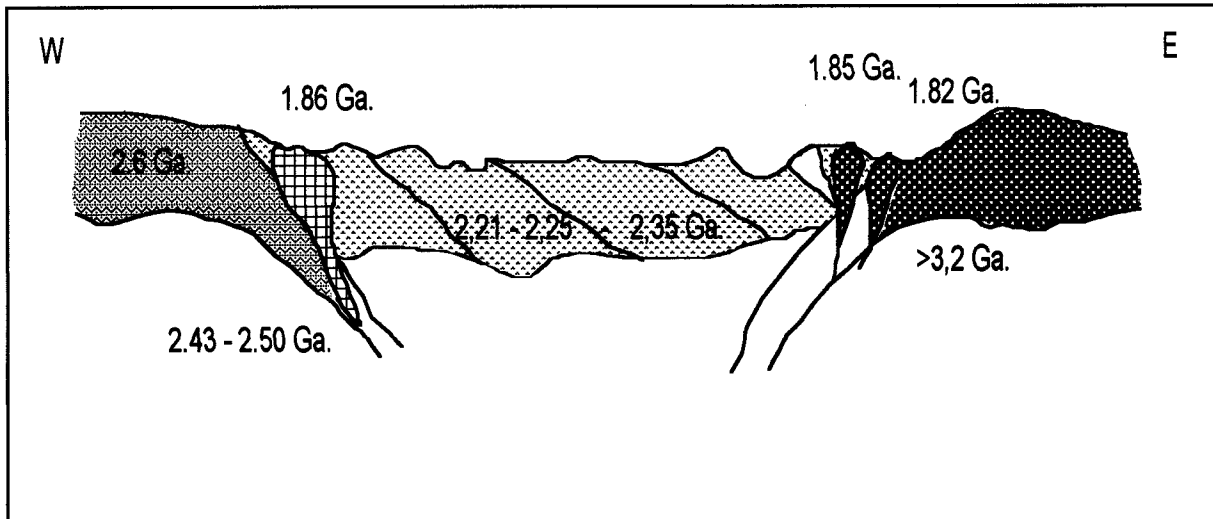


Figura 7.6: Perfil esquemático mostrando a colocação de corpos graníticos durante o Paleoproterozóico. À oeste, o Granito Serrote e à leste, plútons de natureza tonalítica e granítica.

Na porção oriental, o desaparecimento dos protólitos arqueanos pode ter acontecido pelo recobrimento total desses terrenos, por cavalgamento das unidades do paleoproterozóico, as quais têm larga ocorrência na região a leste do Granitóide Matança, o qual foi originado em processos geológicos posteriores, no Neoproterozóico.

O processo de peneplanização que se seguiu à geração dos gradientes topográficos por efeito da formação do relevo em função do espessamento crustal, foi responsável pela geração das coberturas cratônicas.

O Paleoproterozóico, registrado na América do Sul, com expressão na África (Eburneana) foi um importante período de crescimento da crosta continental com forte expressão na formação da Plataforma Sulamericana (Cordani & Sato 1999). Durante esse período, a partir da agregação de orógenos paleoproterozóicos foi formado o Continente Atlântica (Figura 9.4). Este sofreu sucessivos eventos de quebra e colagem, os quais levaram, em épocas distintas, inicialmente à formação do Supercontinente Rodínia e posteriormente à formação do Supercontinente Gondwana (Brito Neves *et al.* 1999).

Ao final de um longo período de estabilização que aconteceu após a tectogênese do Paleoproterozóico (1,82 – 1,86 Ga) e se estendeu até o intervalo de 1,1 Ga, tiveram lugar processos de rifteamento e afastamento de massas rochosas que foram sentidos em várias regiões. Na periferia da massa cratônica São Luís/Oeste Africano aconteceu o desenvolvimento de um oceano, bem marcado no domínio das faixas Farusiana e *Dahomeyides* (Palheta 2001). No segmento sul do Cinturão Araguaia esta distensão foi sentida através da discreta tentativa de fragmentação intracratônica com a manifestação de um magmatismo alcalino responsável pela colocação das rochas alcalinas da Suíte Monte Santo. Na região do Gurupi é assinalada a ocorrência do Nefelina Gnaisse de Boca Nova, com idade Rb/Sr em rocha total de 723 Ma, mas que poderia ter uma idade mesoproterozóica segundo Palheta (2001). Vulcanismo fissural e plutonismo de afinidade alcalina, entre o Neoproterozóico (650 Ma) e o início do Ordoviciano também são citados por Brito Neves (1998) e Brito Neves *et al.* (1999), como estando associados ao aparecimento de bacias que controlaram a deposição do Grupo Jaibaras, ao longo do Lineamento Transbrasiliano.

Este processo de rifteamento provavelmente foi responsável pela formação da bacia que resultou na deposição dos sedimentos do Supergrupo Baixo Araguaia (Arcanjo & Moura 2000), em uma bacia submeridiana (Abreu 1990). Abreu (1990) sugeriu que, concomitantemente com o aporte de sedimentos, estava havendo subsidência e movimentos distensivos que facilitaram a subida de magmas máfico-ultramáficos. Com a continuação dos movimentos distensivos, este segmento crustal evoluiu para um proto-rifte, não chegando porém a formar uma crosta oceânica propriamente, mas apenas uma feição adelgada e penetrada por diápiros gabro-periditíticos. Em um contexto mais a leste da área do mapa, até os arredores de Monte do Carmo e Porto Nacional, as expressões do embaciamento são evidenciadas pela seqüência de metassedimentos do Grupo Natividade (Figura 7.7). Esta unidade orienta-se em faixas na direção NE-SW, sobre as rochas gnáissicas e granulíticas do Complexo Porto Nacional e também sobre granitos da Suíte Lajeado, limitando-se lateralmente através de falhas normais (Gorayeb 1996).

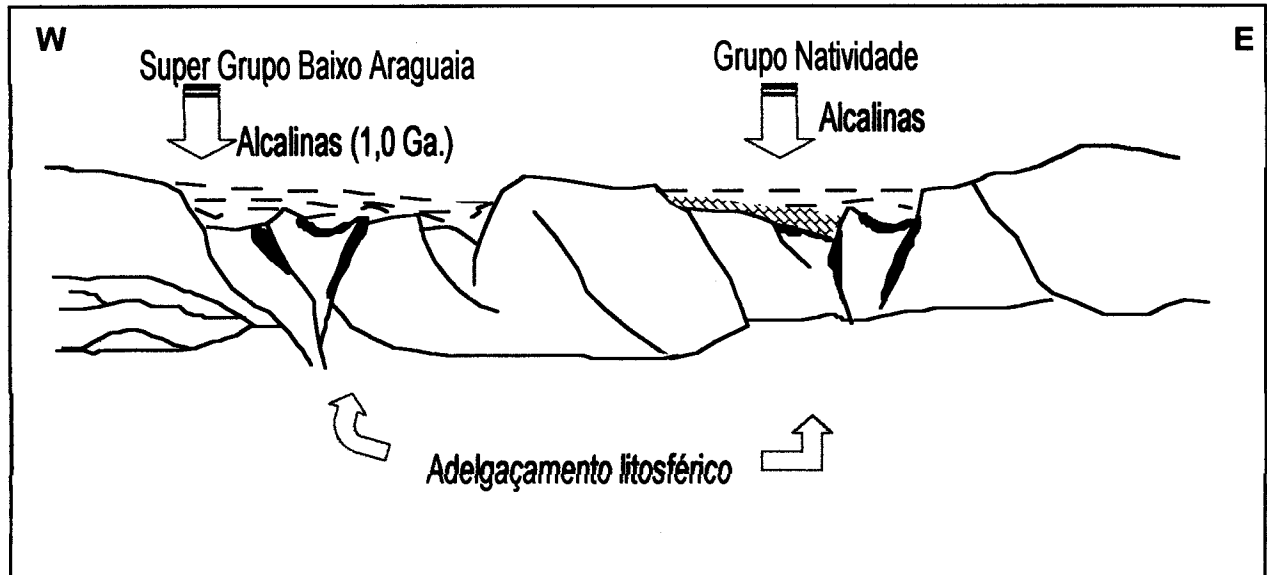


Figura 7.7: Perfil ilustrando bacias formadas a partir de adelgaçamento litosférico. À oeste, os depósitos sedimentares do Super Grupo Baixo Araguaia e à leste, do Grupo Natividade.

Vale especular, neste momento, à respeito da época de colocação das rochas alcalinas (1,0 – 1,1Ga) uma vez que, atualmente, pesquisadores do mundo inteiro buscam encontrar evidências para reconstrução do Supercontinente Rodínia (Hoffman 1991) que foi estruturado entre o Mesoproterozóico e o Neoproterozóico, como resultado de colagens orogênicas. Conforme discutem Karlstrom *et al.* (1999) a reconstrução detalhada ainda é prejudicada principalmente pela ausência de registros do assoalho oceânico, deficiência de informações geocronológicas que sincronizem estas idades e identificação de pontos únicos de ligação entre continentes (*piercing points*) que estiveram unidos antes da fissão e são relacionados a Orogenia e/ou Tectonismo Grenville (1.3 a 1.0 Ga) reconhecido desde o Labrador até o México. Uma das principais reconstituições deste supercontinente, foi apresentada por Brito Neves *et al.* (1999), que também apontou a tafrogênese do período Toniano, com intervalos entre 1000-900 Ma e 750-600 Ma, como aquela pela qual se iniciaram os processos de fissão do supercontinente Rodínia. Deste processo resultaram diferentes segmentos litosféricos; crátons, terrenos, maciços, além de diferentes tipos de bacias, designados

por Brito Neves *et al.* (1999) como “descendentes de Rodínia”. No Brasil, são encontrados exemplos da atuação deste evento de quebramento na Amazônia (Rondônia) (Bettencourt *et al.* 1999), na Província Borborema (Brito Neves *et al.* 1999) e no Cráton São Francisco (região de Guanhões) (Machado & Noce 1993).

Durante a fragmentação do Supercontinente Rodínia, foram gerados pulsos de magmatismo de natureza alcalina, os quais têm sido interpretados como evidências para o reconhecimento da tafrogênese ocorrida no Neoproterozóico, uma vez que o “*emplacement*” destes magmas está vinculado freqüentemente a ambientes tectônicos com caráter distensivo (Souza 1996; Arcanjo & Moura 2000; Arcanjo em preparação). Na literatura, uma numerosa incidência de complexos plutônicos desta natureza tem sido registrada tais como, augita sienitos, álcali granitos, nefelina sienitos e granitos cálcio alcalinos (Windley 1995).

Pimentel & Fuck (1992), Pimentel *et al.* (1996) e Pimentel *et al.* (2000) reportaram-se nas regiões de Arenópolis e Mara Rosa, ao aparecimento de arcos magmáticos após investigação sobre gnaisses os quais apresentaram idades em torno de 850 Ma e idades modelo entre 1.000 e 900 Ma. Estes dados assinalariam a presença de um domínio oceânico, traçado entre a borda oeste do Cráton São Francisco e o lado oriental do Cráton Amazônico, domínio esse que se propagaria para NE, em direção a região enfocada. Esta reconstituição paleogeográfica é mostrada na Figura 7.8.

Embora muito restritas, algumas informações geocronológicas (837 ± 42 Ma) referentes a um dos gnaisses de natureza tonalítica encontrado na porção leste da área do mapa, marcam a existência de processos geológicos com idades de cristalização do protólito semelhantes àquelas registradas para o Arco Magmático de Goiás (856 ± 13 Ma). O registro da idade modelo T_{DM} do gnaisse tonalítico descrito na área de trabalho, foi contudo mais elevado (1,83 Ga) que aqueles obtidos no Arco Magmático de Goiás, o que deixa em suspenso a hipótese de que terrenos relacionados a ambientes de arco aqueles correlacionáveis, ocorram nessa região. Por outro lado, este valor mais antigo poderia estar indicando uma fonte já reciclada na crosta, o que não descartaria a possibilidade de se ter encontrado nesta porção do estado do Tocantins, resquícios de um arco magmático tal qual aquele descrito em Goiás.

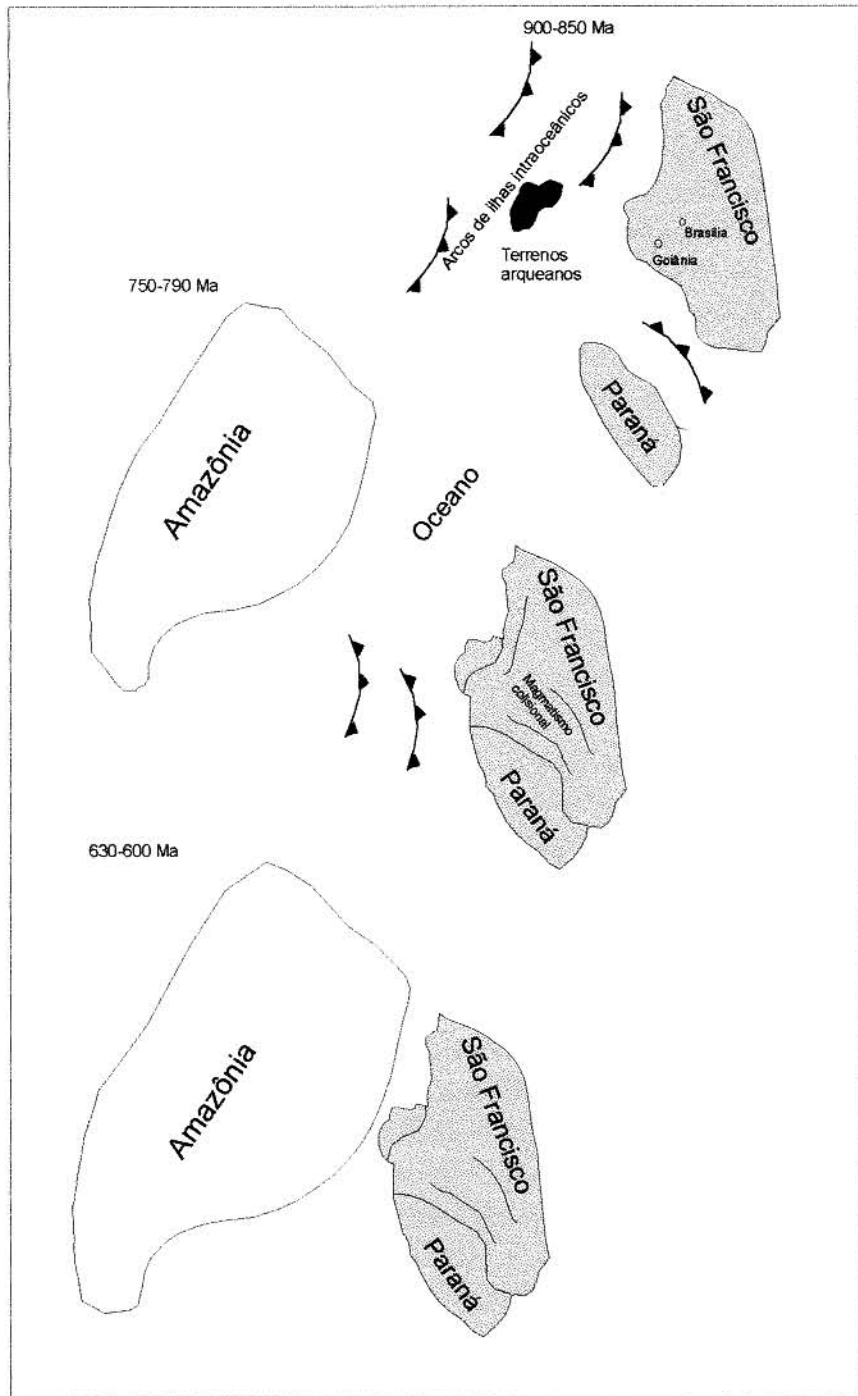


Figura 7.8: Modelo de reconstrução na região do Maciço de Goiás (Província Tocantins) durante o Neoproterozóico (Pimentel *et al.* 2000).

Novamente, iniciando um processo de inversão tectônica, com a aproximação de blocos, os sedimentos depositados nas bacias anteriormente descritas, foram envolvidos em processos metamórficos e deformacionais no Neoproterozóico e, nesse momento, passaram a estruturar ou originar os cinturões metamórficos da região (Cinturão Araguaia).

O regime compressivo impresso ao Cinturão Araguaia variou de fraco na porção ocidental a moderado no limite leste do Bloco Araguacema. Estruturalmente neste momento foram geradas foliações, xistosidade e bandamento, com mergulhos fracos a médios estatisticamente para leste, na parte oriental e para quadrantes opostos nas partes central e ocidental, configurando grandes ondulações, nappismo e imbricações tectônicas em diferentes escalas e intensidades (Abreu 1990). A estruturação geral do Cinturão Araguaia é concordante com as rochas do embasamento, da porção ocidental, podendo ser devido, segundo Abreu (1990) a reativação de antigas zonas de deformação provavelmente relacionadas à estruturação do Cinturão Granulítico do Médio Tocantins e sua interação com os blocos Araguacema e Brasília.

Finalmente, houve um empilhamento e espessamento litosféricos, colocando lado a lado níveis crustais diferentes e gerando fusões que deram lugar à formação do Granito Santa Luzia, no domínio do Cinturão Araguaia, bem como a grande massa batolítica do Granito Matança (Figura 7.9). Fusões localizadas, associadas ao aumento geral do gradiente térmico, na porção leste da área do mapa, próximas ao contato com o Granito Matança, tiveram forte influência sobre os ortognaisses localizados, de forma alinhada, ao longo desta faixa. As idades em torno de 550 Ma registradas em alguns destes corpos, refletem claramente as idades de sobrecrescimento e/ou idades de cristais de zircão neoformados durante a colocação do Granito Matança.

Na região do Gurupi foram geradas fusões restritas durante o imbricamento das lascas tectônicas que proporcionaram o aparecimento do Granitóide Ney Peixoto (550 Ma, Palheta 2001).

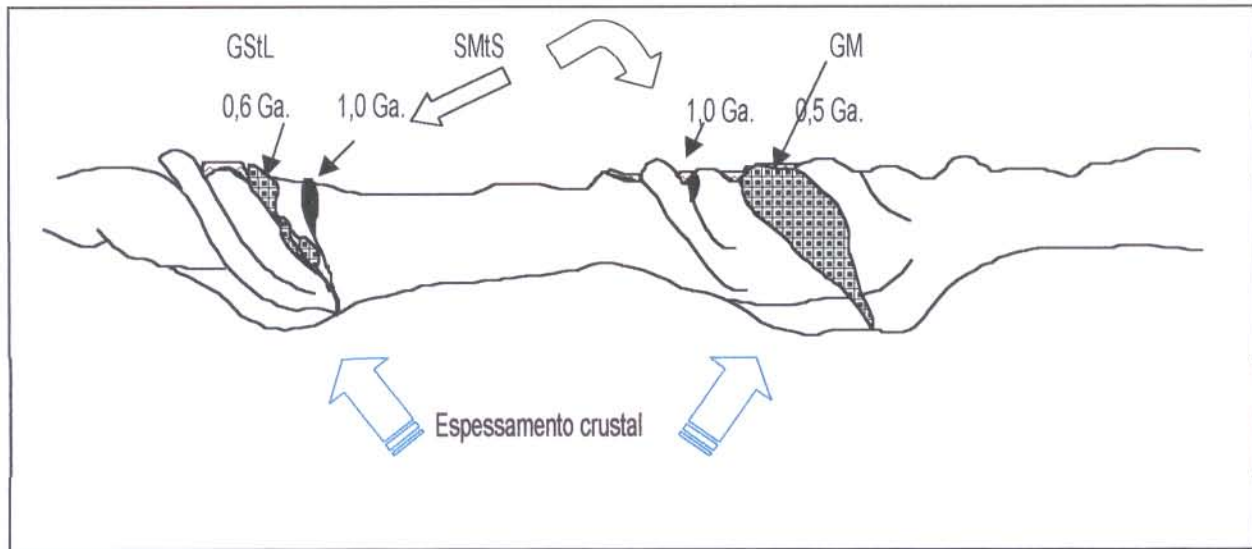


Figura 7.9: Representação esquemática, em perfil, mostrando a geração de granitos e rochas alcalinas, a partir do Mesoproterozóico. GSTL: Granito Santa Luzia; GM: Granito Matança; SMtS: Suíte Monte Santo.

Capítulo 8

Conclusões

8. CONCLUSÕES

a) O Cinturão Araguaia, no contexto de seu embasamento, tem sido comumente referido na literatura, como compondo dois segmentos, um norte ou setentrional e o outro sul, ou meridional. Em sua porção setentrional é representado predominantemente por ortognaisses de idade arqueana, reunidos no Complexo Colméia (2,85 Ga), além do Gnaisse Cantão (1,85 Ga), rochas essas que se assemelham geocronológica e composicionalmente aos granitóides arqueanos e paleoproterozóicos da porção sudeste da Amazônia Oriental, motivo pelo qual o embasamento deste segmento setentrional do Cinturão Araguaia tem sido considerado como uma extensão do Cráton Amazônico para leste. No segmento meridional (ao sul do paralelo 10° S) o embasamento arqueano é restrito, tendo como único vestígio o Grupo Rio do Coco (2,6 Ga). É contudo, representado majoritariamente, por um domínio geotectônico cuja principal característica é a presença de rochas paleoproterozóicas, reunidas no Complexo Rio dos Mangues e no Granito Serrote. Em razão disso, o segmento crustal representativo do embasamento da porção meridional do Cinturão Araguaia deve representar um terreno mais novo o qual teria sido justaposto às rochas arqueanas do Cráton Amazônico durante o Paleoproterozóico.

b) A história evolutiva na porção meridional do Cinturão Araguaia (abaixo do paralelo 10° S), região de Paraíso do Tocantins, após a análise integrada dos resultados, de maneira principal dos estudos geocronológicos realizados pelos métodos Pb-Pb em zircão e Sm-Nd, mostra a ocorrência de múltiplos eventos geológicos;

c) Dois segmentos crustais pretéritos são distinguidos. Um a oeste, mais jovem, iniciou sua evolução a partir de 2,6 Ga. É marcado pela presença do *greenstone belt* do Grupo Rio do Coco e ainda pelo registro das idades modelo de 2,43 – 2,50 Ga, do Granito Serrote. O segmento crustal posicionado mais a leste comporta rochas cujos protólitos são os mais antigos registrados até agora na região, com idades T_{DM} de 2,78 – 3,25 Ga;

d) Teria existido no início do Paleoproterozóico um cenário no qual pontuaram núcleos siálicos, de dimensões e idades diversas, separados por uma crosta oceânica, de extensão desconhecida;

e) Também no Paleoproterozóico se formaram platôs oceânicos, tendo havido a reciclagem de crosta oceânica e a formação de arcos magmáticos;

f) A interação tectônica das entidades mencionadas nos dois itens anteriores: os segmentos continentais, indicados nos estudos geocronológicos, além de outros presumidos, com o domínio oceânico assinalado, levou a que se edificasse um conjunto de rochas ortoderivadas que atualmente representam o Complexo Rio dos Mangues;

g) Os protólitos do Complexo Rio dos Mangues foram gerados a partir de duas fontes, uma mantélica, entre 2,21 – 2,25 Ga e outra crustal, de 2,35 Ga;

h) Essa interação aconteceu em um ambiente em que dominaram os processos de encurtamento crustal, do qual resultaram colisões, cavalgamentos e imbricações tectônicas, associados a um evento metamórfico regional que atingiu condições de alto grau(?) com idades situadas ao redor de 2,1 Ga;

i) A interação entre os blocos crustais, bem como o fechamento dos domínios oceânicos não foram sincrônicos por toda a região. Eles aconteceram primeiramente a oeste e depois a leste. O Granito Serrote (1,86 Ga.) e corpos restritos de natureza tonalítica e granítica (1,85 – 1,82 Ga), resultantes da fusão parcial de compartimentos crustais que se espessaram, quando do encurtamento horizontal, manifestam esta condição;

j) O cenário vislumbrado para o final do Paleoproterozóico na região é o de um segmento crustal continental, reunindo rochas de várias idades, geradas a partir de diferentes processos, o qual se estendeu para leste, muito além da área aqui enfocada, no contexto da arquitetura do Supercontinente Atlântica;

k) No final do Mesoproterozóico foi iniciado processo de fragmentação, marcado pela ocorrência de: rochas alcalinas (gnaisses sieníticos da Suíte Monte Santo, com idade de cristalização de 1,05 Ga); plutônicas máficas descritas ao longo do Cinturão Araguaia; diversas bacias que acolheram rochas que originaram as supracrustais, dentre outras as do Cinturão Araguaia, que durante o seu processo evolutivo, alcançou o estágio de proto-rifte;

l) As rochas alcalinas descritas no corpo de Monte Santo são correlacionadas aos corpos encontrados distalmente da área deste trabalho, na Serra da Estrela (1,01

Ga) sendo que os protólitos de ambas foram gerados durante o Mesoproterozóico (T_{DM} 1,49 –1,70 Ga);

m) As rochas alcalinas da Suíte Monte Santo pela sua natureza, idades e sua vinculação com a formação de bacia tectônica são consideradas os reflexos da fragmentação do Supercontinente Rodínia, na região central do Brasil. As idades de geração dessas rochas alcalinas mostram que os processos de alojamento (“*emplacement*”) aconteceram na fase precoce da fissão do supercontinente, durante o Toniano;

n) O processo de fissão de Rodínia em um contexto regional, mais abrangente, aparentemente permitiu a formação de domínio oceânico que por reciclagem gerou o arco magmático de Goiás (?), ainda não descrito de forma clara na área trabalhada, mas denunciado pelo aparecimento de um gnaiss tonalítico com idade de 840 Ma e T_{DM} de 1,83 Ga;

o) Novamente a região foi palco de inversão das condições geodinâmicas com processos de espessamento crustal e fusões, espacial e volumetricamente distintas, no Neoproterozóico;

p) Esses processos tectônicos geraram o Granito Matança, o mais expressivo deles e o Granito Santa Luzia, encontrado no domínio do Cinturão Araguaia;

q) Dessa movimentação tectônica resultou a edificação do Cinturão Araguaia; a formação de feições tectônicas meso e macroscópicas e o realce de estruturas tectônicas préteritas, presentes nos conjuntos litoestruturais mais antigos, bem como aconteceu o transporte de massas tectônicas no sentido do Cráton Amazônico, resultando na atual arquitetura em que se encontram regionalmente os conjuntos litoestruturais, na forma de lascas imbricadas;

r) Este modelo é comparável em parte àquele descrito para a região do Gurupi que por sua vez encontra analogia com o quadro descrito no Cráton Oeste Africano.

Referências Bibliográficas

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. 1978. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v.2, p. 539-545.
- ABREU, F.A.M. 1990. *Evolução Geotectônica do Pré-Cambriano da região meio-norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 440p. Tese (Doutorado em Geologia).
- ABREU, F.A.M.; GORAYEB, P.S.S.; HASUI, Y. 1994. Tectônica e Inversão Metamórfica no Cinturão Araguaia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém, p. 1-4.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; NEVES B.B.B. 1976. The upper Precambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências da USP*. 7: 45-80.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; NEVES, B. B. B.; FUCK, R. A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977, *Atas...* Campina Grande, SBG. p.363-391.
- ALVARENGA, C.J.S. de; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: CORDANI *et al.* *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, SBG. p.183-194.
- ANSDELL, K.M. & KYSER, T.K. 1991. Plutonism, deformation, and metamorphism in the Proterozoic Flin-Flon greenstone belt Canada: Limits on timing provided by the single zircon Pb-evaporation technique. *Geology*. 19:518-521.
- ARCANJO, S.H.S. & MOURA, C.A.V. 2000. Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia. Região de Paraíso do Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências*. 30(4): 665-670.

ARCANJO , S.H.S.; ABREU, F.A.M. de, MOURA, C.A.V. 2001. Magmatismo Alcalino Mesoproterozóico na Província Tocantins - Uma Evidência de Quebramento do Supercontinente Rodínia? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., Belém, 2001, *Anais...* Belém, CD ROM.

ARCANJO, S.H.S.; MOURA, C.A.V.; ABREU, F.A.M.; GORAYEB, P.S.S. 2000. Rio do Coco Group: a 2.6 exotic terrain in the Paleoproterozoic Tocantins Shear Belt, Central Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, 2000. *Anais...* CD ROM.

AVELAR, V.G. de. 1993. *Estudo Petrográfico e Petrológico da Suíte Santa Luzia, região de Paraíso do Norte – Tocantins*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 36p (Trabalho de Conclusão de Curso).

AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; CORREA Jr., F.C.; MACAMBIRA, E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(4):453-460.

BARRADAS, J. A. S.; LAFON, J. M.; KOTSCHOUBEY, B. 1992. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr da região de Monte do Carmo – Porto Nacional. TO. Novos resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. *Anais...* São Paulo, SBG. v.2, p.182-183.

BARREIRA, C.F. 1980. *Geologia, prospecção geoquímica e geofísica da área de Rio do Coco, Paraíso do Norte-GO*. Brasília, Universidade de Brasília. Departamento de Geociências. 143p. Dissertação (Mestrado em Geologia).

BARREIRA, C. F. & DARDENNE, M. A. 1981. Seqüência vulcano-sedimentar do Rio do Coco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, 1981, *Atas...*, SBG. P.241-264.

- BETTENCOURT, J.S.; TOSDAL, R.M.; LEITE Jr., W.B.; PAYOLLA, B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of Rondônia Tin Province, southwestern border of Amazonian craton, Brazil – I. reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research* **95**, 41-67.
- BOHER, M.; ABOUCHAMI, W.; MICHARD, A.; ALBAREDE, F.; ARNDT, N.T. 1992. Crustal Growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research*, **97**(B1):345-369.
- BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; FUCK, R. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An Approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and Orogenic Collage. *Episodes*, **22** (3): 155-165.
- CHAVES, C.L.; GORAYEB, P.S.S.; MOURA, C.A.V. no prelo. Geocronologia Idade Modelo Sm-Nd (T_{DM}) de Granitos Neoproterozóicos da região de Lajeado – Palmas – Porto Nacional – TO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa, 2002, *Resumos...* SBG.
- CHAPMANN, H.J. & RODDICK, J.C. 1994. Kinetics of Pb release during the zircon evaporation techniques. *Earth and planetary Science Letters*. **121**(2/4):601-611.
- CORDANI, U.G. & SATO, K. 1999. Crustal evolution of the South America platform based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*. **22**(3)167-173.
- COSTA, J. B. S. 1980. Estratigrafia da região de Colméia. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú: SBG. v.2, p.720-728.
- COSTA, J. B. S. 1985. *Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro norte de Goiás*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências.

209p. Tese (Doutorado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1985.

COSTA, J. B. S.; GORAYEB, P. S. de S.; BERMEGUY, R. L.; GAMA Jr., R.; KOTSCHOUBEY, B.; LEMOS, R. L. - 1983 - *Projeto Paraíso do Norte*. Belém, UFPA, DGL, Conv. CVRD. 125p.

COSTA, J. B. S.; LEMOS, R. L.; MARTINS, J.P.M.; BELTRÃO, J.F.; GÓES, A. M.; HASUI, Y. 1984. Geologia da região de Porto Nacional, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 14:3-11.

CRUZ, E.L.C.C. 2001. *A gênese e o contexto tectônico da mina córrego Paiol, Terreno Almas-Conceição: um depósito de ouro hospedado em anfibólito do embasamento da Faixa de Dobramentos Brasília*. Universidade de Brasília. 298 p. Tese (doutorado).

CUNHA, B.C.C.; POTYGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITTMAN, J.H.L.; SOUZA JR., J.J. de; MONTALVÃO, R.M.G. de; SOUZA, A.M.S.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, T.C.C. 1981. Geologia da Folha SC-22. Tocantins. In: *BRASIL. Projeto Radam. Geologia*. Rio de Janeiro, DNPM, p.21-196. (Levantamento de Recursos Naturais, 22).

DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N. P.; MACAMBIRA, J. B.; KOTSCHOUBEY, B.; GORAYEB, P.S. S.; SANTOS, M. D. 1988. Petrologia dos Gnaisses e Micaxistos da porção norte da Faixa de Dobramentos Araguaia-GO - Brasil. In: *CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7.*, Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v.1, p.1-9.

DE PAOLO, D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291:193-196.

- DE PAOLO, D.J. 1988. *Neodymium isotope geochemistry – An introduction*. Berlin, Springer-Verlag. 187p.
- DOUGHERTY-PAGE, J.S. & FODEN, J. 1996. Pb-Pb zircon evaporation date for the Charleston Granite, South Australia: Comparison with other zircon geochronology techniques. *Australian Journal of Earth Science*, **43**(2):133-137.
- DRUMOND, M.S. & DEFANT, M.J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons: *Journal of Geophysical Research*, **95**(B13):21.503-21.521.
- FUCK, R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica da Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 4, Brasília, *Anais...*p. 184-187.
- GAUDETTE, H.E.; LAFON, J. M.; MOURA, C. A. V.; SCHELLER, T. 1993. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb no Laboratório de Geologia Isotópica – UFPA: metodologia e primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., Brasília, 1993. *Resumos Expandidos...* Brasília, p.235-237.
- GAUDETTE, H.E.; LAFON, J.M.; MOURA, C.A.V.; SCHELLER, T. 1998. 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 Science*. **11**(4):351-363.
- GORAYEB, P. S. S. 1989. Corpos serpentínicos da Faixa Araguaia na região de Araguacema – Pequizeiro – Conceição do Araguaia (Goiás – Pará). *Revista Brasileira de Geociências*, **19**:51-62.

- GORAYEB, P. S. S. 1996. *Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional – TO*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 258p. Tese (Doutorado em Geologia).
- GORAYEB P.S.S., MOURA C.A.V., ARCANJO S.H.S. 2000. Granitogenesis events in the Porto Nacional – Palmas – Paraíso do Tocantins region, Tocantins Province, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, 2000. *Anais...* CD ROM.
- HASUI, Y. & COSTA, J. B. S. 1990. O cinturão Araguaia: Um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. v.6, p. 2535-2549.
- HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. 1985. A megaestruturação de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2., Goiânia, 1981. *Atas...* Goiânia, SBG. P. 1-18.
- HASUI, Y., COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. 1984a. Província Tocantins. In: HASUI, Y. & ALMEIDA, F.A.M. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blucher. p.187-204.
- HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; GORAYEB, P. S. S.; LEMOS, R. L.; GAMA Jr., T.; BEMERGUY, R. L. 1984b. Geologia do Pré-Cambriano da região de Paraíso do Norte de Goiás-GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. p.2220-2233.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G., SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F. F. M.; KAWASHITA, K. - 1980 - Datações Rb-Sr e K-Ar do centro norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú, SBG. v.5, p.2659-2667.

- HOFFMAN P.F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? *Science*, **252**:1405-1412.
- IWANUCHI, W. 1991. *Geologia dos complexos alcalinos proterozóicos do centro do Estado do Tocantins*. São Paulo, Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. 202p. Tese (Doutorado em Geologia).
- KARABINOS, P. & GROMET, P. 1993. Applications of single grain zircon evaporation analyses to detrital grain studies and age discrimination in igneous suites. *Geochimica and cosmochimica Acta*, **57**(17):4257-4267.
- KARLSTROM, K; WILLIAMS, M.L.; Mc LELLAND, J.; GEISSMAN, J.W.; AHALL, K-I. 1999. Refining Rodinia: Geologic evidence for the Austrália-Western U.S. connection in the Proterozoic. *GSA Today*, **9**(10): 1-7.
- KOBER, B. 1986. Whole Grain Evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age Investigations on Single Zircons Using a Doble Filament Thermal Ion Source. *Contribution Mineralogy and Petrology*, **93**: 482-490.
- KOBER, B. 1987. Single Grain Evaporation Combined with Pb Emitter Bedding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Investigations using Thermal Ion Mass Spectrometry and Implications to Zirconology. *Contribution Mineralogy and Petrology*, **96**: 63-71.
- KRÖNER, A.; BYERLY, G.R.; LOWE, D.R. 1991; Chronology of early Archean granite – greenstone evolution in the Barbeton Moutain Land, South Africa, based on precise dating by single zircon evaporation. *Earth and Planetary Science Letters*, **103**(1):41-54.

- LAMARÃO, C.N. & KOTSCHOUBEY, B. 1994. Mineralização a Berilo e Turmalina do Corpo Pegmatítico do Catingueiro, Suíte Santa Luzia, Região de Paraíso do Tocantins (TO). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém. p. 89-90.
- MACAMBIRA, J. B.; MOURA, C. A. V. ; LAFON, J. M.; SCHELLER, T. 1994. O método Pb-Pb por Evaporação em Zircão: Avaliação dos Dados Obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriú, 1994. *Anais...* SBG. p. 404-406.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J.R. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, 38:1134-1142.
- MACHADO, N. & NOCE, C.M. 1993. A evolução do setor sul do Cráton do São Francisco entre 3.1 e 0.5 Ga baseada em geocronologia U-Pb. In: SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2., Salvador, 1993. *Anais...* Salvador. P.100-102.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A. 1981. A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS. 1, *Anais...* Salvador, 1981, p.100-115.
- MOURA, C. A. V. 1992 . *Geochronology and geochemistry of the Basement orthogneisses of the Araguaia Belt, Brasil*. New Hampshire, University of New Hampshire. 236p. Tese (Doutorado em Geoquímica).

- MOURA, C. A. V. & GAUDETTE, H. 1992. Evidence of Brasiliano/Panafrican Deformation in the Araguaia Belt. Implications for Gondwana Evolution. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. *Anais...* São Paulo, SBG. v.1, p.316-317.
- MOURA, C. A. V. & GAUDETTE, H. 1993a. Evidence of Brasiliano/Panafrican deformation in the Araguaia Belt: Implication for Gondwana evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**(2): 117-123.
- MOURA, C. A. V. & GAUDETTE, H. E. 1993b. Zircon Ages of the Basement Orthogneisses of the Araguaia Belt, North - Central Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., Brasília, 1993. *Boletim de Resumos Expandidos...* Brasília. p. 232-234.
- MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1994. Geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia Belt, Tocantins-Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. *Anais...* SBG. V.2, p.240-241.
- MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1999. Zircon ages of basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil. *Basement Tectonics*, **13**: 155-178.
- MOURA, C.A.V. & SOUZA, S.H.P. 1996. Síntese dos dados Geocronológicos das rochas do Embasamento do Cinturão Araguaia e suas Implicações Estratigráficas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, 1996. *Anais...* SBG. v.6, p.31-34.
- MOURA, C. A. V.; GAUDETTE, H.E.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1996. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb em filamento simples: comparação com resultados U-Pb. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, 1996. *Anais...* SBG. v.6, p.480-483.

- NUNES, K. C. 1993. Interpretação Integrada da Bacia do Parnaíba com Ênfase nos Dados Aeromagnéticos. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 3. Rio de Janeiro. *Res. Exp. SBGf. V. 1*, p. 152-157.
- OLIVEIRA, E. C. & MOURA, C. A.V. 1995. Metodologia de separação de Sm e Nd por cromatografia de troca iônica. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO PARA O PROGRESSO DA CIÊNCIA, 47, São Luis.
- OLIVEIRA, E.P.; LAFON, J.M.; SOUZA, Z. 1999. Archaean-Proterozoic transition in the Uauá Block, NE São Francisco Craton, Brazil: U-Pb, Pb-Pb and Nd isotope constraints. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS. 7, Salvador. *Bol. Res. Exp...*, p. 38-40.
- OLSZEWSKI, W. J.; GAUDETTE, H.E.; CHEATAM, M.M. 1990. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Ages from the Chain Lakes Massif, NW Maine, Using Single Grain Direct Thermal Ionization. In: ANUAL MEETING ON SECTION GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICAN, 25., Syracuse, 1990. *Abstracts Progressives...* Syracuse, GSA. p. 61.
- PALHETA, E.S.M. 2001. *Evolução Geológica da Região Nordeste do Estado do Pará com base em Estudos Estruturais e Isotópicos de Granitóides*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 143p. Dissertação (Mestrado em Geologia).
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**(4): 375-379.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. ; ALVARENGA, C.J.S. de .1996. Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granite magmatism in central Brazil: late Precambrian/early Paleozoic extension. *Precambrian Research*, **80**: 217-238.

- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; JOST, H.; FERREIRA FILHO, C.F.; ARAÚJO, S.M. 2000. The Basement of the Brasília fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: CORDANI *et al.* 2000. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, SBG. p.195-229.
- PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L. FUCK, R.A., MARINI, O.J. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in Central Brazil. *Precambrian Research*, 52:321-335.
- PIMENTEL, M.M. & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, SBG. *Anais...2*:390-391.
- QUEIROZ, C. L. 1995. *Caracterização dos domínios estruturais e da arquitetura do Greenstone Belt de Crixás, GO*. Universidade de Brasília. Instituto de Geociências, 125 pg. Dissertação (Mestrado).
- QUEIROZ, C. L. & McNAUGHTON, N.J. 1999. U/Pb – SHIRIMP Ages of Crixás Granite- Greenstone Belt Terranes: From Archaean to Neoproterozoic. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS. 7, Salvador. *Bol . Res. Exp.*, p. 35-37.
- SATO, K. & SIGA JR., O. 2000. Evidence of the superproduction of the continental crust during Paleoproterozoic in South American Platform. Implications regarding the interpretative value of the Sm-Nd model ages. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):126-129.

- SATO, K. & TASSINARI, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: *Contribuições à geologia da Amazônia*. P.91-142.
- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *An. Acad. Bras. Ciencias*. **67**(3): 313-336.
- SOARES, P.C. & FIORI, A. P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notícia geomorfológica*, **16**(32):71-104.
- SODERLUND, U. 1996. Conventional U-Pb dating versus single-grain Pb evaporation dating of complex zircons from a pegmatite in the high grade gneisses of southwestern Sweden. *Lithos*, **38**(1)93-105.
- SOUSA, D. J. L. de & MOURA, C.A.V. 1996. Estudo Geocronológico do Granito Serrote, Paraíso do Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 5., e CONGRESSO GEOQ. DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA., 3, Niterói, 1996. *Anais...* Niterói, CD-ROM.
- SOUZA, A. C. 1984. *Geologia e Petrologia do Estremo Norte da Serra do Estrondo - GO*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 177p. Dissertação (Mestrado em Geologia).
- SOUZA, A. C. C.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N. P. 1985. Petrologia do Gnaise Cantão: Implicações na Faixa de Dobramento Araguaia Serra do Estrondo-GO. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**: 300-310.

- SOUZA, S. H. P. de. 1996. *Geologia e Geocronologia da Região a sul de Paraíso do Tocantins*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 127p. Dissertação (Mestrado em Geologia).
- SOUZA, S.H.P. & MOURA, C.A.V. 1995. Idades Pb-Pb em Zircões das Rochas do Embasamento do Cinturão Araguaia na Região de Paraíso do Tocantins (TO). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS. 5, Gramado. *Bol . Res. Exp.*, p. 95-97.
- SOUZA, S.H.P. & MOURA, C.A.V. 1996. Considerações Estratigráficas, com base em Datações Geocronológicas, para as Rochas Graníticas de Paraíso do Tocantins (To). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA. 5, *Anais ...* Belém.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. 1975. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by two-Stage Model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**(2): 207-221.
- STRACKEISEN, A. 1976. To Each Plutonic Rock its Proper Name. *Earth Science Review*. 12:1-33.
- TAYLOR, P.N.; MOORBATH, S.; LEUBE, A.; HIRDES, W. 1992. Earth Proterozoic Crustal evolution in the Birrimian of Ghana: constraints from geochronology and isotope geology. *Precambrian Research*, 56:97-111.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazon Craton. *Episodes*. **22**(3):174-182.
- TEIXEIRA, N.A.; POLI, A.J.C.; FERREIRA, M.C.B. 1982. Contribuição à geologia e petrologia da região de São Domingos – GO. *Revista Brasileira de Geociências*. **12**(4):526-571.

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

WINDLEY, B.F. 1984. *The Evolving Continents*. New York, Great Britain. 399 p.

WINDLEY, B.F. 1995. *The Evolving Continents*. 2.ed. New York, John Willey and Sons. 526 p.

WINDRIM, D.P. & McCULLOCH, M.T. 1986. Nd and Sr isotopic systematics of central Australian granulites: chronology of crustal development and constraints on the evolution of lower continental crust.

Anexos

Anexo 1: ABERTURA DA AMOSTRA

- Pesar 0,100 mg de amostra (dentro de bombas de teflon) em balança com precisão de até 5 casas decimais
 - Acrescentar 0,200 mg de traçador ("*spike*")
 - Adicionar 1ml de HNO₃** 13N(conc.) no cadinho
 - Adicionar 5ml de HF** (48%)
 - Acondicionar as bombas dentro de cápsulas metálicas e levar para a estufa por 7 dias à 145^oC
 - Retirá-las da estufa e deixá-las esfriar
 - Colocar os cadinhos, destampados p/ evaporar na chapa à 100^oC
 - Adicionar 5ml de HF** e 1ml de HNO₃** (conc.) no cadinho
 - Deixar os cadinhos tampados na chapa por uma noite à 100^oC
 - Destampar e deixar secar na chapa à 100^oC
 - Adicionar 3ml de HCl** 6.2N e deixar evaporar na chapa à 100^oC
 - Adicionar 3ml de HCl** 2N e deixar evaporar na chapa à 100^oC
 - Adicionar 1ml de HCl** 2N e transferir p/o tubo de centrifuga
 - Centrifugar por 20 minutos as amostras
 - Transferir 0,5ml da amostra centrifugada p/ o cadinho e deixar evaporar na chapa à 100^oC.
-

Anexo 2: SEPARAÇÃO DE TERRAS RARAS

- **LIMPEZA DA COLUNA**
- Adicionar 5ml de HCl** 6.2N
- Adicionar 5ml de HCl** 6.2N
- Adicionar 5ml de HCl** 6.2N
- **“BACKWASH”**
- Adicionar 5ml de HCl** 2N
- Adicionar 5ml de HCl** 2N
- **CONDICIONAMENTO DA COLUNA**
- Adicionar 5ml de HCl** 2N
- **INTRODUÇÃO DA AMOSTRA**
- Adicionar 0,1ml de HCl** 2N na amostra para dissolver e remover (catéter) para a coluna
- Adicionar 0,1ml HCl** 2N
- Adicionar 0,1ml HCl** 2N
- Adicionar 0,1ml HCl** 2N
- Adicionar 0,2ml HCl** 2N
- Adicionar 0,2ml HCl** 2N
- Adicionar 0,2ml HCl** 2N
- Adicionar 6ml de HCl** 2N
- Adicionar 1,5ml de HCl** 2N
- Adicionar 6ml de HCl** 2N
- Adicionar 4ml de HCl** 2N
- **MUDANÇA DE MEIO**
- Adicionar 5ml de HNO₃** 3N e desprezar
- Adicionar 6ml de HNO₃**3N, coletar e deixar evaporando na chapa à 100^oC
- **LIMPEZA DA COLUNA**
- Adicionar 5ml de HNO₃** 3N e desprezar

Anexo 3: SEPARAÇÃO DE Sm e Nd

- **"BACKWASH"**
- Adicionar 5ml de HNO_3^{**} 1N
- Adicionar 5ml de HNO_3^{**} 1N
- **LIMPEZA DA COLUNA**
- Adicionar 5ml de HNO_3^{**} 1N
- **CONDICIONAMENTO DA COLUNA**
- Adicionar 5ml de HNO_3^{**} - Metanol* (40-60%)
- Adicionar 5ml de HNO_3^{**} - Metanol* (40-60%)
- **INTRODUÇÃO DA AMOSTRA**
- Adicionar 0,1ml na amostra para dissolver e remover HNO_3^{**} - Metanol* (catéter)
- Adicionar 0,1ml de HNO_3^{**} - Metanol*
- Adicionar 0,1ml de HNO_3^{**} - Metanol*
- Adicionar 0,1ml de HNO_3^{**} - Metanol*
- Adicionar 0,2ml de HNO_3^{**} - Metanol*
- Adicionar 0,2ml de HNO_3^{**} - Metanol*
- Adicionar 0,2ml de HNO_3^{**} - Metanol*
- Adicionar 6ml de HNO_3^{**} - Metanol* e desprezar
- Adicionar 4ml de HNO_3^{**} - Metanol* e coletar (Sm), levar à chapa a 100°C para evaporar.
- Adicionar 4ml de HNO_3^{**} - Metanol* e desprezar
- Adicionar 7ml de HNO_3^{**} - Metanol* e coletar (Nd), levar à chapa a 100°C para evaporar
- **LIMPEZA DA COLUNA**
- Adicionar 5ml de HNO_3^{**} 1N e desprezar
- **PREPARO DA AMOSTRA PARA ANÁLISE**
- Adicionar 1ml de HNO_3^{**} conc.(13N) na amostra e evaporar à 100°C

Anexo 4: DEPÓSITO DE Sm e Nd

- Preaquecer filamentos a 0,5 Amp.
- Colocar 1 μ l de H₃PO₄ (0,1M) no filamento
- Evaporar a 0,5 Amp.
- Dissolver a amostra com 1 μ l de HNO₃ (5%) e 1 μ l de HPO₄
- Remover 1 μ l desta solução (amostra) com ponteira específica
- Depositar a amostra no filamento
- Aquecer até ~ 1,5 Amp.
- Elevar a corrente lentamente até 2,2 Amp. até encandecer o filamento por alguns segundos.