



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

**GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO E Sm-Nd ROCHA TOTAL DA  
PORÇÃO CENTRO-NORTE DO ESTADO DO AMAPÁ-BRASIL:  
IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DO SETOR  
ORIENTAL DO ESCUDO DAS GUIANAS**


TESE APRESENTADA POR

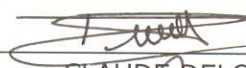
**VALTER GAMA DE AVELAR**

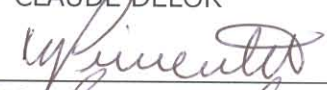
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências  
na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

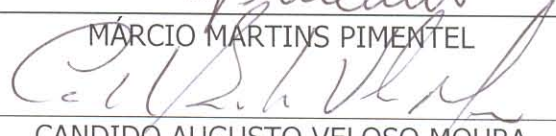
Data de Aprovação: **13 / 09 / 2002**

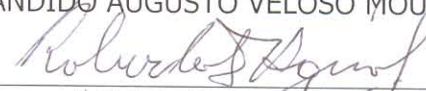
**Comitê de Tese:**

  
\_\_\_\_\_  
JEAN-MICHEL LAFON (Orientador)

  
\_\_\_\_\_  
CLAUDE DELOR

  
\_\_\_\_\_  
MÁRCIO MARTINS PIMENTEL

  
\_\_\_\_\_  
CANDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA

  
\_\_\_\_\_  
ROBERTO DALL'AGNOL

Belém

*À minha esposa Rosangela e ao meu Lucas  
com apreço e gratidão.*



## AGRADECIMENTOS

Como todo trabalho de pesquisa, esta Tese de Doutorado reflete o esforço de vários colaboradores que contribuíram direta ou indiretamente para a conclusão da mesma. Faço aqui meus agradecimentos às instituições e pessoas que permitiram a concretização desse trabalho.

Do ponto de vista formal, gostaria de agradecer as seguintes instituições:

-À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de doutorado, por um período de quatro anos, dando-me, de certo modo, a “tranquilidade” econômica durante esse período, e pelo fornecimento de auxílio à pesquisa que, em parte, viabilizou os trabalhos de campo;

-Ao Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, que disponibilizou toda sua infra-estrutura laboratorial, durante a preparação e análises de amostras;

-À Companhia de Pesquisa e de Recursos Minerais (CPRM/ Serviço Geológico Brasileiro-Belém), pela cessão de parte das amostras coletadas. Em especial agradeço aos geólogos Dra. Maria Telma Lins Faraco e José Maria de Azevedo Carvalho pela prestimosa ajuda durante a fase de campo para a coleta de amostras, bem como pelas discussões sobre a geologia da área;

-Aos seguintes projetos e instituições que de certa forma forneceram suporte financeiro para o desenvolvimento dessa tese: 1. Projeto PRONEX (662103/19888-0): “Magmatismo, Evolução Crustal e Metalogênese da Província Mineral de Carajás e Províncias Adjacentes”; 2. Projeto PROINT2001/UFPA: “Geocronologia das regiões Centro-Sul do Amapá, da Serra dos Carajás e de Gurupi. Implicações para a evolução geodinâmica e metalogênese da porção oriental do Cráton Amazônico”; 3. Auxílio à Pesquisa CNPq (467104/00-0): Geocronologia e geoquímica isotópica das regiões centra do Amapá e Serra dos Carajás. Implicações para a evolução crustal e metalogênese da porção oriental do Cráton Amazônico. Esses projetos são coordenados pelo Prof. Dr. Jean-Michel Lafon.

Expresso minha admiração e gratidão ao Prof Dr. Jean-Michel Lafon pela orientação criteriosa e ensinamentos que ao longo desses anos tem contribuído para meu amadurecimento científico e profissional.

Ao Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira, chefe do laboratório de geologia isotópica / Pará-Iso, por disponibilizar toda a infra-estrutura indispensável ao bom desenvolvimento das análises isotópicas nesse trabalho de tese.

Ao Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura pela ajuda indispensável durante aquisição de dados Sm-Nd, bem como pelas prestimosas discussões sobre a interpretação dos dados isotópicos.

Ao Prof. Dr. Thomas Scheller pela sua prestimosa e incansável contribuição ao Pará-Iso; pela orientação dispensada a mim, durante a fase de tratamento de dados isotópicos, orientando-me e/ou melhorando os programas voltados a esse tratamento.

Ao colega Marco Antonio Galarza pelas discussões e ajuda sempre oportunas sobre os “softwares”. À química Elma Costa Oliveira pela valiosa contribuição e discussões durante a fase de preparação e separação química do Sm e do Nd das amostras para análises Sm-Nd;

Aos colegas do Laboratório de Geologia Isotópica – Pará / Iso (Rose Brabo, Robert Krymski, Pablo Ariel, Roberta Florêncio, Rose Rocha e aos estudantes de iniciação científica), que dentro do possível esforçaram-se em proporcionar condições mínimas aceitáveis para o bom convívio social, refletindo em um ambiente favorável às atividades inerentes a pesquisa.

À Família GAMA DE AVELAR por terem acreditado e apoiado incondicionalmente minha condição de pesquisador. Divido com meus pais (José e Nilda) e irmãos a conclusão desse trabalho.

À Família BATISTA DE AVELAR que nos momentos difíceis mostraram-se sempre amigos e amáveis, dando-me suporte espiritual para seguir caminho. Dedico essa obra à Rosângela e ao Lucas que juntos inspiram o AMOR.

Agradeço a DEUS, acima de tudo, por ter me permitido alcançar mais esse objetivo.

*“De tudo ficam três coisas:  
☞ a certeza de estar sempre começando,  
☞ a certeza de que é preciso continuar e  
☞ a certeza de ser interrompido antes de terminar.  
Fazer da interrupção um caminho novo.  
Fazer da queda um passo de dança.  
Do medo uma escada  
Do sono uma ponte  
Da procura um encontro.”*

*Fernando Sabino*

## SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
EPÍGRAFE	iv
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
RESUMO	1
ABSTRACT	4
CAPÍTULO I	7
1 - INTRODUÇÃO	8
CAPÍTULO II	11
2 - O CRÁTON AMAZÔNICO E O ESCUDO DAS GUIANAS	12
2.1 - O CRÁTON AMAZÔNICO	12
2.2 - O ESCUDO DAS GUIANAS	19
2.2.1 - Província Maroni-Itacaiúnas	21
2.2.1.1 - Complexos metamórficos de alto grau (terrenos granulíticos)	22
2.2.1.2 - Outros terrenos metamórficos de alto grau (gnaisses e migmatitos)	24
2.2.1.3 - <i>Greenstone Belts</i>	25
2.2.1.4 - Outras rochas supracrustais	27
2.2.1.5 - Granitóides e ortognaisses	28
2.2.1.6 - Magmatismo pós-Transamazônico	29
2.2.2 - Principais Aspectos da Evolução Geodinâmica do Escudo das Guianas e da Província Maroni-Itacaiúnas	30
CAPÍTULO III	32
3 - GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DA PORÇÃO ORIENTAL DO ESCUDO DAS GUIANAS	33
3.1 - GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DA GUIANA FRANCESA	33
3.2 - GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO ESTADO DO AMAPÁ	42
3.2.1 - Granitóides e migmatitos	45
3.2.2 - Terreno metamórfico de alto grau (Complexos granulíticos)	46
3.2.3 - Terrenos <i>Greenstones belts</i>	47
3.2.4 - Granitóides Transamazônicos	48
3.2.5 - Magmatismo Pós-Transamazônico e Potencial Metalogenético	49
CAPÍTULO IV	53
4 - PROBLEMÁTICA DA ÁREA	54
CAPÍTULO V	59
5 - OBJETIVOS	60
CAPÍTULO VI	62
6 - METODOLOGIAS E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS	63
6.1 - O MÉTODO Pb-Pb POR EVAPORAÇÃO DE ZIRCÃO EM DUPLO FILAMENTO	63



6.2 - IMPLANTAÇÃO DO PROCEDIMENTO DE KÖBER NO Pará-Iso/UFPA	67
6.2.1 - Implantação do método Pb-Pb em zircão: Calibração do Espectrômetro MAT262	69
6.2.1.1 - Resultados Isotópicos Pb-Pb em zircão, filamento simples, no espectrômetro de massa VG 54E	70
6.2.1.2 - Resultados Isotópicos Pb-Pb em zircão, duplo filamento, no espectrômetro MAT262	73
6.2.1.3 - Avaliação dos resultados Pb-Pb em zircão gerados no espectrômetro VG 54E e no espectrômetro MAT262	75
6.2.1.4 - Resultado isotópico U-Pb (SHRIMP) em zircão do Granitóide da Suíte Plaquê	77
6.2.1.5 - Avaliação dos dados analíticos Pb-Pb em zircão, duplo filamento, obtidos com o espectrômetro MAT262 do Pará-Iso / UFPA e do BRGM / Orléans-França	78
6.3 - PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL DO MÉTODO DE EVAPORAÇÃO DE Pb EM ZIRCÃO NO Pará-Iso / UFPA	82
6.3.1 - Separação e seleção de zircão para análise Pb-Pb por evaporação no espectrômetro de massa MAT262	82
6.3.2 - Procedimentos analíticos no espectrômetro MAT262	83
6.4 - O MÉTODO Sm-Nd EM ROCHA TOTAL.	86
6.4.1 - Idades Isocrônicas em Rocha Total e em Minerais	87
6.4.2 - Idades Modelo Sm-Nd em Rocha Total	88
6.4.2.1 - O significado das idades modelo $T_{(DM)}$ e do parâmetro $\epsilon_{Nd}$	91
6.5 - PROCEDIMENTO ANALÍTICO DO MÉTODO Sm-Nd NO PARÁ-ISO / UFPA	92
<b>CAPÍTULO VII</b>	<b>95</b>
<b>7 - GEOLOGIA LOCAL E DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA</b>	<b>96</b>
7.1 - PERFIL OIAPOQUE-CAMOPI / POC	99
7.2 - PERFIL TRANS-AMAPÁ / PTA	103
<b>CAPÍTULO VIII</b>	<b>126</b>
<b>8 - RESULTADOS ANALÍTICOS E INTERPRETAÇÕES DOS DADOS ISOTÓPICOS Pb-Pb EM ZIRCÃO</b>	<b>127</b>
8.1 - IDADES Pb-Pb EM ZIRCÃO DAS ROCHAS DO PERFIL OIAPOQUE-CAMOPI	127
8.1.1 - Quartzito (B73F)	127
8.1.2 - Gabro (B91A)	129
8.1.3 - Sienogranito (B102B)	131
8.1.4 - Granito sin-folial (B119B)	132
8.2 - IDADES Pb-Pb EM ZIRCÃO DAS ROCHAS DO PERFIL TRANS-AMAPÁ	132
8.2.1 - Biotita sienogranito (BA1)	133
8.2.2 - Biotita sienogranito (BA2A)	134
8.2.3 - Biotita sienogranito (BA5A)	135
8.2.4 - Biotita álcali-feldspato granito (CA8A)	136
8.2.5 - Biotita sienogranito (CA10A)	138
8.2.6 - Anfibolito (BA10B)	138
8.2.7 - Anfibolito (BA11B)	139
8.2.8 - Diorito (BA22A)	139
8.2.9 - Granulito Charnokito com Granada (CA13A)	140
8.2.10 - Charnokito com ortopiroxênio (CA13B)	141
8.2.11 - Charnokito (B21A)	143
8.2.12 - Metatonalito (CA17A)	144
8.2.13 - Migmatito granítico (CA17B)	145
8.2.14 - Muscovita-Biotita Monzogranito (CA18)	146

8.3 - SÍNTESE DAS INFORMAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS OBTIDAS PELO MÉTODO Pb/Pb EM ZIRCÃO	148
<b>CAPÍTULO IX</b>	<b>151</b>
<b>9 - RESULTADOS ANALÍTICOS E INTERPRETAÇÕES DOS DADOS ISOTÓPICOS Sm-Nd EM ROCHA TOTAL</b>	<b>152</b>
9.1 - INTERPRETAÇÕES DOS RESULTADOS ISOTÓPICOS Sm-Nd: Idade modelo $T_{(DM)}$	155
9.1.1 - Resultados Isotópicos Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) para as Rochas com Idades Pb-Pb em Zircão Arqueanas	157
9.1.2 - Resultados Isotópicos Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) para as Rochas com Idades Pb-Pb em Zircão Paleoproterozóicas	160
<b>CAPÍTULO X</b>	<b>169</b>
<b>10 - DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÕES DOS DADOS ISOTÓPICOS Pb-Pb EM ZIRCÃO E Sm-Nd ROCHA TOTAL</b>	<b>170</b>
<b>CAPÍTULO XI</b>	<b>190</b>
<b>11 - CONCLUSÕES</b>	<b>191</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>195</b>

# LISTAS DE ILUSTRAÇÕES

## FIGURAS

Figura 1 - Mapa da plataforma Sul-americana	12
Figura 2 - O Cráton Amazônico segundo Hasui et al. (1984) e Costa & Hasui (1997)	14
Figura 3 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira 1999)	15
Figura 4 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico segundo Santos et al. (2000)	17
Figura 5 - Mapa geológico do Escudo dos Guianas	20
Figura 6 - Mapa geológico da Guiana Francesa	36
Figura 7 - Evolução Geodinâmica da Guiana Francesa	40
Figura 8 - Mapa geológico do Estado do Amapá	44
Figura 9 - Espectrômetro de massa Finnigan MAT262	68
Figura 10 - Espectrômetro de massa VG 54E	68
Figura 11 - Mapa geológico de Tucumã	70
Figura 12 - Diagrama Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus Número de Blocos	72
Figura 13 - Diagrama U-Pb (SHRIMP) em zircão, amostra PLQ193F	79
Figura 14 - Tambor com os filamentos de evaporação e de ionização do espectrômetro Finnigan MAT262	83
Figura 15 - Carta dos nuclídeos (Sm e Nd)	87
Figura 16 - Diagrama Idade (Ga) versus $\epsilon_{\text{Nd}}$ exibindo as linhas de evolução do Nd segundo DePaolo (1981, 1988) e Goldstein et al. (1984)	90
Figura 17 - Mapa geológico simplificado da porção SE do Escudo das Guianas (Guiana Francesa e Estado do Amapá-Brasil)	97
Figura 18 - Mapa de drenagem do Estado do Amapá, mostrando as principais cidades e os pontos de coletas das amostras estudadas nesse trabalho	98
Figura 19 - Fotomicrografia de lâmina delgada da amostra quartzito (B73F)	101
Figura 20 - Fotomicrografia de lâmina delgada da amostra de gabro (B91A)	102
Figura 21 - Fotomicrografia de lâmina delgada do filão granítico (B119B)	102
Figura 22 - Aspecto batolítico do corpo granitóide do Ponto CA05	105
Figura 23 - Detalhe do afloramento da rocha granitóide do Ponto CA07	106
Figura 24a, b - Detalhe do afloramento da rocha granitóide do Ponto CA08	108
Figura 25 - Aspecto macroscópico da rocha granitóide do Ponto CA09	109
Figura 26a, b, c - Detalhe do afloramento do granitóide do Ponto CA10	110
Figura 27a, b, c - Fotomicrografia de lâmina delgada da rocha anfibolítica CA11B	112
Figura 28 - Aspecto do afloramento onde ocorre a rocha diorítica (BA22A)	113
Figura 29 - Ocorrência de mesoencrave anfibolítico na rocha diorítica (Ponto BA22). Detalhe da feição tipo "boudinage"	114
Figura 30 - Aspecto do afloramento onde ocorrem as rochas granulíticas do Ponto CA13	115



Figura 31a, b, c, d - Fotomicrografias da rocha granulítica CA13A	115
Figura 32a, b, c, d, e - Aspecto do afloramento onde ocorre a rocha granulítica do Ponto CA14.	
Fotomicrografias da rocha granulítica CA14	116
Figura 33a, b, c, d - Aspecto do afloramento onde ocorre a rocha granulítica do Ponto BA21A.	
Fotomicrografias de lâmina delgada da amostra CA13A	119
Figura 34 - Ocorrência em forma de “boulders” da rocha granítica CA18	122
Figura 35a, b, c - Ocorrência de paleossoma (CA17A) e neossoma (CA17B) no Ponto CA17	123
Figura 36 - Fotomicrografias de lâmina delgada da rocha anfibolítica CA16	136
Figura 37 - Diagrama da evolução isotópica do Nd durante o tempo geológico das amostras paleoproterozóicas e arqueanas da região centro-norte do Estado do Amapá	156
Figura 38 - Diagrama da evolução isotópica do Nd durante o tempo geológico das rochas arqueanas	158
Figura 39 - Diagrama da evolução isotópica do Nd durante o tempo geológico, incluindo a linha de evolução média para as rochas arqueanas	159
Figura 40 - Diagrama da evolução isotópica do Nd durante o tempo geológico das rochas paleoproterozóicas	162
Figura 41 - Diagrama da evolução isotópica do Nd durante o tempo geológico, incluindo a linha de evolução média para as rochas paleoproterozóicas	163
Figura 42 - Diagrama da evolução isotópica do Nd durante o tempo geológico, ilustrando um modelo de mistura entre um componente crustal paleoproterozóico e um componente crustal masoarqueano	165
Figura 43 - Diagrama da evolução isotópica do Nd durante o tempo geológico, ilustrando um modelo de mistura de fontes, dando uma evolução aparente com idade intermediária para a rocha (Arndt & Goldstein (1987)	166
Figura 44 - Diagrama da evolução isotópica do Nd durante o tempo geológico, ilustrando as linhas de evolução do Nd para rochas do sudeste do Escudo das Guianas (dados disponíveis na literatura)	173
Figura 45 – Diagrama Idade (Ga) versus $\epsilon_{Nd}$ ilustrando o campo de evolução isotópica do Nd para as rochas paleoproterozóicas do Escudo das Guianas em comparação com os campos de evolução de rochas paleoproterozóicas e arqueanas identificados nesse trabalho	174
Figura 46 - Diagrama U-Pb (SHRIMP) em zircão dos granitóides da região de Oiapoque-Camopi	177

## TABELAS

Tabela 1 – Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira 1999, Dall’Agnol et al. 2000, Santos et al. 2000)	18
Tabela 2 - Síntese dos principais dados geocronológicos da Guiana Francesa	41
Tabela 3 - Síntese dos principais dados geocronológicos do Estado do Amapá	51
Tabela 4 – Colunas estratigráficas propostas para o Estado do Amapá	52
Tabela 5 - Resultados isotópicos, Pb-Pb em zircão, obtidos com o espectrômetro VG 54E para as amostras CX93, TGG93 e PLQ193	71
Tabela 6 - Resultados isotópicos, Pb-Pb em zircão, obtidos com o espectrômetro MAT262 para as amostras CX93, TGG93	74
Tabela 7 - Resultados isotópicos Pb-Pb em zircão, obtidos com o espectrômetro MAT262 para as amostras PLQ193 e PLQ395	74
Tabela 8 - Resultados isotópicos, U-Pb (SHRIMP) em zircão, obtidos para a amostra PLQ193F	80
Tabela 9 - Resultados isotópicos, Pb-Pb em zircão, obtidos com o espectrômetro MAT262 do Pará-Iso/UFPA para o gabro (B91A)	80
Tabela 10 - Resultados isotópicos, Pb/Pb em zircão, obtidos com o espectrômetro MAT262 do BRGM/França para o gabro (B91A)	81
Tabela 11 - Coordenadas geográficas, localização GPS, dos pontos de coletas de amostras do POC e PTA	99
Tabela 12 - Resultados isotópicos, Pb-Pb em zircão, obtidos com o espectrômetro MAT262 do quartzito (B73F)	128
Tabela 13 - Resultados isotópicos, Pb-Pb em zircão, do gabro (B91A), de sienogranito (B102B) e do filão granítico sin-folial (B119B)	130
Tabela 14 - Resultados isotópicos, Pb-Pb em zircão, de amostras de sienogranitos (BA1, BA2A e BA5A)	134
Tabela 15 - Resultados isotópicos, Pb-Pb em zircão, obtidos com o espectrômetro MAT262 do filão granítico sinfolial (B119B)	143
Tabela 16 - Resultados isotópicos, Pb-Pb em zircão, de álcali-feldspato granito (CA8A e BA8A), de biotita sienogranito (CA10A) e anfíbolitos (BA10B e BA11B)	137
Tabela 17 - Resultados isotópicos, Pb-Pb em zircão, de metatonalito (CA17A), mobilizado granítico (CA17B) e monzogranito (CA18)	146
Tabela 18 - Síntese dos resultados isotópicos Pb_Pb em zircão obtidos para as rochas da porção centro-norte do Estado do Amapá	148
Tabela 19 - Resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total das amostras da região centro-norte do Estado do Amapá	153
Tabela 20 - Fracionamento químico das rochas granitóides da região centro-norte do Estado do Amapá	171
Tabela 21 - Síntese dos dados geocronológicos Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total para as amostras da região centro-norte do Estado do Amapá	188

Tabela 22 - Resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total, idades modelo $T_{(DM)}$ disponíveis para o sudeste do Escudo das Guianas	172
Tabela 23 - Resultados isotópicos Rb-Sr em rocha total, idades modelo $T_{Sr}$ (UR) obtidos para amostras da porção sudeste da Escudo das Guianas	175

## ÍNDICE DE EQUAÇÕES

Equação 1 - Desintegração dos isótopos $^{235}\text{U}$ em $^{207}\text{Pb}$	64
Equação 2 - Desintegração dos isótopos $^{235}\text{U}$ em $^{207}\text{Pb}$	64
Equação 3 - Equação $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em função do tempo (T)	64
Equação 4 - Determinação da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ em função do $^{204}\text{Pb}$ , de acordo com Gaudette et al. (1998)	84
Equação 5 - Desintegração isotópica do $^{147}\text{Sm}$ em $^{143}\text{Nd}$ , a partir da equação fundamental de geocronologia	86
Equação 6 - Equação do tipo linear ( $Y = b + aX$ ) para cálculo da idade Sm-Nd	87
Equação 7 - Equação para determinação de idades modelo $T_{(DM)}$ aplicada a uma evolução linear dos isótopos de Nd (Faure 1986, DePaolo 1981, 1988)	89
Equação 8 - Equação para determinação de idades modelo Nd aplicada a uma evolução parabólica dos isótopos de Nd (DePaolo 1981, 1988)	89
Equação 9 - Determinação do parâmetro $\varepsilon_{Nd}(T)$ com a idade de cristalização	89
Equação 10 - Determinação do parâmetro $\varepsilon_{Nd}(0)$ atual	90
Equação 11 - Determinação do parâmetro de fracionamento químico / $f_{(Sm-Nd)}$	90



## RESUMO

O Escudo das Guianas constitui um extenso domínio paleoproterozóico com evolução principal relacionada ao Evento Orogênico Transamazônico (2,2-1,9 Ga). No entanto, registros de uma história arqueana foram obtidos em rochas metamórficas e ígneas do Complexo Imataca na Venezuela ( $>3,0$  Ga). As idades Rb-Sr e Sm-Nd, obtidas para as rochas granulíticas e ortognaissicas da região central do Estado do Amapá (2,45 Ga e 3,0 Ga), são outras evidências da presença de relíquias arqueanas nesse escudo.

O setor oriental do Escudo das Guianas inclui o Estado do Amapá, no Brasil e a Guiana Francesa. Essa porção do escudo integra a Província Maroni-Itacaiúnas (PMI), considerada uma faixa móvel paleoproterozóica acrescida a um bloco arqueano (Província Amazônia Central-PAC), entre 2,20-1,95 Ga. Trabalhos recentes mostram um modelo de evolução geodinâmica Transamazônica entre 2,20-2,08 Ga para o sudeste do Escudo das Guianas, incluindo um primeiro episódio de crescimento crustal por acreção magmática eo- a mesotransamazônico (2,20-2,13 Ga), seguido de um episódio de reciclagem crustal (2,10-2,08 Ga) durante um estágio colisional.

As principais unidades geológicas do Amapá são constituídas por ortognaisses tonalíticos, migmatitos, granulitos (3,1-2,6 Ga) e seqüências *greenstones belts* paleoproterozóicas (2,26 Ga) e, predominância de granitóides e ortognaisses transamazônicos, de composição cálcio-alcálica até sienogranítica. Na região norte, uma idade de 2,15 Ga foi definida para um tonalito, enquanto que na porção central, migmatitos foram associados a um magmatismo potássico ocorrido a 2,06 Ga. Intrusões félsicas (1,76 Ga) e alcalinas (1,68 Ga) pós-Transamazônicas ocorrem no Amapá.

Neste trabalho, um conjunto de 41 novos dados isotópicos foi gerado pelos métodos Pb-Pb em zircão (18) e Sm-Nd em rocha total (23), em 25 amostras de rochas ortognaissicas, metassedimentares e granitóides das regiões central e norte do Amapá. Esses dados visam trazer novas referências cronológicas para unidades chaves da área e estabelecer uma cronologia dos eventos termo-tectônicos transamazônicos. Visam ainda investigar a natureza e a extensão de segmentos de crosta arqueana retrabalhada e de crosta paleoproterozóica juvenil novamente acrescida nesse setor do escudo.

Na região central do Amapá, zircões de granulitos félsicos, nas imediações da cidade de Tartarugal Grande, forneceram uma idade Pb-Pb em torno de 2,6 Ga. Ainda nessa área, uma

idade Pb-Pb em zircão de  $2053 \pm 1$  Ma foi obtida para um plúton charnoquítico. Nos arredores da Vila de Cupixi, cristais de zircão de gnaisses tonalíticos definiram uma idade de  $2849 \pm 6$  Ma, enquanto idades limitadas desde 2,13 a 2,07 Ga foram definidas por cristais de zircão de um mobilizado granítico associado a essa rocha. Cristais de zircão de um monzogranito estabeleceram uma idade de cristalização de  $2055 \pm 6$  Ma e idades de até 2,56 Ga para um componente herdado. As idades Nd  $T_{(DM)}$  para todas essas rochas situaram-se no intervalo de 2,70 Ga até 3,29 Ga.

Na porção norte do Amapá diversos sienogranitos forneceram idades de cristalização de  $2107 \pm 2$  Ma,  $2098 \pm 2$  Ma e  $2087 \pm 3$  Ma. Contudo, para um sienogranito e um álcali-feldspato granito as idades Pb-Pb em zircão definiram um intervalo de 2,13-2,05 Ga e 2,10-1,95 Ga respectivamente. Este último granito apresentou também cristais de zircão herdados com idades de 2,60-2,54 Ga. Para um diorito uma idade Pb-Pb em zircão de cristalização de  $2181 \pm 2$  Ma foi definida. As idades modelo Nd  $T_{(DM)}$  para esse conjunto de rochas espalharam-se no intervalo de 2,75 Ga até 2,18 Ga. Na região de fronteira com a Guiana Francesa, ao longo do rio Oiapoque, cristais de zircão de um sienogranito e de uma intrusão de gabro apresentaram idades de cristalizações, respectivas, de  $2096 \pm 2$  Ma e  $2099 \pm 1$  Ma. Dados Pb-Pb em cristais de zircão detríticos de um quartzito, associado ao Grupo Paramacá, forneceram idades entre 3,19-2,77 Ga para as fontes dos sedimentos.

Dois episódios magmáticos principais foram identificados a partir dos dados Pb-Pb em zircão: Um cálcio-alcálico (diorítico e tonalítico) eo- a mesotransamazônico, entre 2,18-2,14 Ga, associado a arcos magmáticos e um outro, com afinidades alcalino-potássico, entre 2,11-2,08 Ga, com predominância no norte do Amapá, sendo caracterizado por processos tectônicos transcorrentes e anatexia crustal. A colocação de um plúton charnoquítico a 2,05 Ga, na região central do Amapá, sugere uma idade tardi-Transamazônica para o metamorfismo de alto grau identificado, neste mesmo setor, em rochas granulíticas com protólito arqueano (2,6 Ga). Esse evento de alto grau foi relacionado ao evento “UHT” (*ultra high temperature*) tardi-Transamazônico (2,07-2,06 Ga) identificado no Suriname. O resfriamento regional pós-orogênico, entre 2,05-1,80 Ga, foi registrado pelos métodos K-Ar, Ar-Ar e Rb-Sr em minerais.

As idades modelo Nd  $T_{(DM)}$  e Pb-Pb em zircão apontam, para a porção centro-norte do Amapá, um período principal de diferenciação manto-crosta meso-arqueana, entre 3,0-2,9 Ga, com possíveis relíquias de crosta em torno de 3,29 Ga. Dois episódios magmáticos distintos



foram identificados, sendo um em torno de 2,85-2,79 Ga, definido pelos gnaisses tonalíticos de Cupixi e um outro episódio de cerca de 2,62-2,58 Ga, constituído pelos precursores ígneos dos granulitos de Tartarugal Grande. Esses dados confirmam a presença de núcleos arqueanos preservados, com idades idênticas a da crosta arqueana da Província de Carajás. Contudo, nessa última, não há evidência marcante de um episódio neoarqueano, entre 2,62-2,58 Ga, o que sugere que a Província de Carajás estava estabilizada nessa época, enquanto o segmento crustal arqueano do sudeste do Escudo das Guianas estava sendo reativado no final do Neoarqueano.

Na região norte do Amapá e na fronteira com o sudeste da Guiana Francesa, testemunhas de crosta arqueana são registradas apenas em cristais de zircão detríticos (3,19-2,77 Ga) de metassedimentos e como cristais herdados de granitóides e ortognaisses paleoproterozóicos (2,6 Ga até 2,9 Ga). Os dados Sm-Nd obtidos para as rochas paleoproterozóicas (2,18-2,05 Ga) determinam um intervalo de idades entre 2,75-2,39 Ga, indicando uma mistura entre uma crosta arqueana reciclada e uma crosta paleoproterozóica juvenil na fonte dessas rochas.

Os dados Pb-Pb em zircão e Sm-Nd, idades modelo Nd  $T_{(DM)}$  obtidos neste trabalho confirmam uma evolução transamazônica da região centro-norte do Amapá, similar a da Guiana Francesa, no período entre 2,20-2,08 Ga. No entanto, a evolução geológica do Amapá se diferencia da evolução da Guiana Francesa pela presença de uma crosta retrabalhada no arqueano, bem como pela existência de um evento magmático-metamórfico de alto grau tardi-Transamazônico. Três domínios foram reconhecidos no sudeste do Escudo das Guianas, um mais a norte, na Guiana Francesa apresenta características simática juvenil, o domínio mais a sul, na porção central do Amapá possui características ensialica, sendo formado por núcleos meso- a neo-arqueanos retrabalhados durante a Orogênese Transamazônica e finalmente, uma zona de transição, entre esses domínios foi identificada na porção norte do Amapá. Na Guiana Francesa o limite entre os domínios de transição e simático e, provavelmente WSE-ESE, enquanto o limite entre a zona de transição e o domínio arqueano é situado logo a norte do complexo granulítico de Tartarugal Grande.

## ABSTRACT

The Guyana Shield is an extensive Paleoproterozoic domain whose main evolution is related to the Transamazonian orogenic event (2.2-1.9 Ga). However, registrations of on Archean history were obtained in metamorphic and igneous rocks of the Imataca Complex in Venezuela ( $>3.0$  Ga). The Rb-Sr and Sm-Nd ages, obtained for granulitic and orthogneissic rocks of the central area of the Amapá State (2.45 Ga and 3.0 Ga), are other evidences of the presence of Archean relics in that shield.

The eastern Guyana Shield includes the Amapá State, in Brazil and French Guyana. This portion of the shield belongs to the Maroni-Itacaiúnas Province, considered a Paleoproterozoic mobile belt added to an Archean block (Central Amazonian Province), between 2.20 and 1.95 Ga. Recent works provide a model of the Transamazonian geodynamical evolution between 2.20 and 2.08 Ga for this part of the Guyana Shield. A first period is related to early- to middle-Transamazonian crustal growing by magmatic accretion (2.20-2.13 Ga) and a second one consists of crustal recycling (2.10-2.08 Ga).

The main geological units found in Amapá consist of Archean tonalitic orthogneisses, migmatites and granulites (3.1-2.6 Ga), Paleoproterozoic greenstones belts (2.26 Ga) and, predominantly, Transamazonian granitoids and orthogneisses, of calc-alkaline to syenogranitic composition. In the northern area, an age of 2.15 Ga was defined for a tonalite, while in the central region, migmatitic rocks are associated to a potassic magmatism which happened at 2.06 Ga. Felsic (1.76 Ga) and alkaline (1.68 Ga) post-Transamazonian intrusions have also been recognized in Amapá.

In this work a set of 41 isotopic data was obtained by Pb-Pb on zircon (18) and Sm-Nd on whole rocks (23) methods for 25 samples of orthogneiss rocks, metasedimentary rocks and granitoids from central and north Amapá. These data permitted to bring new chronological references for some key units of Amapá and to establish a chronology of the thermo-tectonic events during the Transamazonian orogeny. The data also allowed to investigate the nature and extension of reworked Archean crust and newly accreted Paleoproterozoic crust in that part of the shield.

In central Amapá, in the vicinity of Tartarugal Grande city, zircon crystals of felsic granulites yielded a Pb-Pb age around 2.6 Ga. Still in that area, Pb-Pb zircon age of  $2053 \pm 1$  Ma was obtained for a charnockitic pluton. In the surroundings of Cupixi village, zircon crystals from



a tonalitic gneiss defined an age of  $2849 \pm 6$  Ma, while ages ranging from 2.13 to 2.07 Ga was defined by the zircons of an associated granitic mobilized. Zircon crystals from a monzogranite gave a crystallization age of  $2055 \pm 6$  Ma and ages up to 2.56 Ga for an inherited component. The Nd  $T_{(DM)}$  ages for all these rocks ranged between 2.70 Ga and 3.29 Ga.

In northern Amapá, several syenogranites provided crystallization ages of  $2107 \pm 2$  Ma,  $2098 \pm 2$  Ma and  $2087 \pm 3$  Ma. However, for one syenogranite and an alkali-feldspar granite the Pb-Pb zircon ages defined an interval of 2.13-2.05 Ga and 2.10-1.95 Ga, respectively. The latter granite also presented zircons with an inherited component of 2.60-2.54 Ga. Zircons from a diorite, defined a Pb-Pb crystallization age of  $2181 \pm 2$  Ma. The Nd  $T_{(DM)}$  model ages for that group of rocks spread in the interval of 2.75 Ga to 2.18 Ga. At the border area with French Guyana, along the Oyapock river zircons of a syenogranite and of a gabbroic intrusion yielded crystallization ages of  $2096 \pm 2$  Ma and  $2099 \pm 1$  Ma, respectively. Pb-Pb data on zircons from a quartzite, associate to the Paramacá Group, gave ages between 3.19-2.77 Ga, for the sources of the sediments.

Two main magmatic episodes were identified by the Pb-Pb zircon data. A calc-alkaline one (dioritic and tonalitic), early- to middle-Transamazonian between 2.18-2.14 Ga, is associated to magmatic accretion. Another alkaline-potassic magmatic episode, among 2.11-2.09 Ga, which prevails in northern Amapá, is characterized by transcurrent tectonics and crustal anatetic processes. The emplacement of a charnockitic pluton at 2.05 Ga, in the central Amapá, suggests a late-Transamazonian age for the high-grade metamorphism identified, in this same area, in granulitic rocks with Archean protolith (2.6 Ga). This high-grade event is related to the late-Transamazonian (2.07-2.06 Ga) UHT (ultra high temperature) event identified in Surinam. The post-orogenic regional cooling was registered by the K-Ar, Ar-Ar and Rb-Sr methods on minerals between 2.05-1.80 Ga.

In central and northern Amapá, the Nd  $T_{(DM)}$  model ages and Pb-Pb zircon ages indicate a main period of mantle-crust differentiation during Middle-archean, among 3.0-2.9 Ga, with possible relics of crust of up to 3.29 Ga. Two magmatic episodes were recognized, one at around 2.85-2.79 Ga, defined by the tonalitic gneisses of Cupixi, and the other at around 2.62-2.58 Ga, constituted by the igneous precursors of the Tartarugal Grande granulites. These results confirm the presence of preserved Archean nuclei, with similar age to those of the Archean crust of the Carajás Province. However, for the latter area there is not an outstanding registration of a

Neoarchean episode, among 2.62-2.58 Ga, suggesting that the Carajás Province behaved as a stabilized area, while the Archean crustal segment of the southeast of the Guyana Shield was reactivated at the end of Neoarchean.

In the northern Amapá and at the border with French Guyana witness of an Archean crust are only registered in detrital zircons (3.19-2.77 Ga) of metasediments and as inherited zircons in Paleoproterozoic granitoids and orthogneisses (2.6 Ga to 2.9 Ga). The Nd  $T_{(DM)}$  model ages among 2.75-2.40 Ga of the Paleoproterozoic rocks (2.18-2.05 Ga), indicate a mixture between a reworked Archean crust and a Paleoproterozoic juvenile crust in the source of these rocks.

The Pb-Pb data and Sm-Nd ages obtained in this work confirm a Transamazonian evolution for the central and northern Amapá, similar to that of the French Guyana, in the period between 2.20-2.08 Ga. However, the geological evolution of Amapá differs from the evolution of French Guyana by the presence of reworked Archean crust and by the existence of a late-Transamazonian high-grade magmatic-metamorphic event.

Three domains were recognized in southeast Guyana Shield. A northernmost domain, in French Guyana, displays juvenile characteristics. The southernmost domain, in central Amapá, possesses ensialic characteristics, being formed by middle- to neoarchean nuclei, reworked during Transamazonian orogeny. A transitional domain between those two domains has been identified in the north portion of Amapá. In French Guyana the limit between the transitional and juvenile domains is probably WNW-ESE oriented, while the limit between the transitional and the Archean reworked domain is located nearby the at north of granulitic complex of the Tartarugal Grande region.

## **CAPÍTULO I**

### **INTRODUÇÃO**



## 1 - INTRODUÇÃO

Este programa de doutorado inseriu-se em um programa de colaboração com o BRGM *Bureau de la Recherche Géologique et Minière* - Serviço Geológico Francês, a CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) - Serviço Geológico Brasileiro e o Laboratório de Geologia Isotópica / Pará-Iso do Centro de Geociências-CG da UFPA. Integrou-se também no contexto do Programa PRONEX (Apoio a Núcleos de Excelência), intitulado “Magmatismo, Evolução Crustal e Metalogênese da Província Mineral de Carajás e Províncias Adjacentes”. Parte dos resultados geocronológicos obtidos constituiu também uma contribuição à elaboração do mapa geológico da Guiana Francesa (1:500.000), dentro do Programa “*Carta Géologique de la France*” do BRGM, o qual foi publicado em 2001. O programa de doutorado consistiu essencialmente em estudos geocronológicos pelos métodos Sm-Nd e Pb-Pb de unidades geológicas das porções central e norte do Estado do Amapá, os quais foram desenvolvidos no Laboratório de Geologia Isotópica / Pará-Iso da UFPA.

Embora a maioria dos crátons pré-cambrianos no mundo, tais como os crátons Oeste Africano, Congo e Kaapval, na África, Yilgarn e Pilbara, na Austrália e o Cráton de Karnataka, na Índia, seja bem conhecida, outros ainda continuam desconhecidos. É o caso do Cráton Amazônico onde apenas algumas áreas foram estudadas em detalhes. A sul do Rio Amazonas, no Escudo Brasil Central ou Guaporé, avanços significativos foram alcançados em quase todas as regiões, merecendo destaque a Província Mineral de Carajás, a Província Aurífera do Tapajós e o extremo sudoeste do cráton, no Estado do Mato Grosso. O Escudo das Guianas, a norte do Rio Amazonas, particularmente na sua porção oriental, ainda se ressentia de estudos geológicos e geocronológicos, tanto no Brasil quanto nos países adjacentes. Isto tem dificultado a elaboração de um modelo geodinâmico integrado para essa porção do Cráton Amazônico.

A elaboração pelo BRGM do novo mapa geológico da Guiana Francesa, na escala de 1:500.000, levou a um melhor entendimento da evolução geológica paleoproterozóica tanto desse país, como da porção oriental do Escudo das Guianas. Entretanto, no Suriname e no Brasil, particularmente no Estado do Amapá e no extremo nordeste do Estado do Pará, o nível do conhecimento geológico ainda estava muito limitado. Essa situação motivou o desenvolvimento dessa tese de doutorado, com ênfase na porção centro-norte do Estado do Amapá até a região de fronteira com a Guiana Francesa. Trata-se de uma área com reconhecida importância quanto ao seu potencial metalogenético, cujos dados geológicos e geocronológicos disponíveis são ainda

insuficientes para proporcionar uma discussão mais apurada sobre os principais aspectos de sua evolução geológica. Dessa forma, a investigação dos processos de formação e evolução da crosta continental, durante o Arqueano e o Paleoproterozóico, constitui um ponto primordial para o entendimento da evolução geodinâmica desse setor do Escudo.

Uma apresentação sucinta dos procedimentos analíticos do método geocronológico Pb-Pb por evaporação de zircão em duplo filamento (Kober, 1986, 1987) no Pará-Iso/UFGA, e de sua aplicação em rochas, numa das regiões chaves do Escudo das Guianas, constituem respectivamente, os objetivos de cunho metodológico e geológico deste trabalho. Além disso, idades modelo  $T_{(DM)}$  das principais unidades geológicas foram obtidas visando determinar, junto com os dados Pb-Pb em zircão, o tempo de residência crustal e reconstituir os principais processos de formação e/ou retrabalhamento de crosta continental envolvida nessa porção do Escudo.

Os dados geocronológicos Pb-Pb em zircão, obtidos para as principais unidades geológicas da área, permitiram refinar a coluna estratigráfica regional, bem como a cronologia dos principais eventos magmáticos ocorridos na mesma. Um ponto preponderante desse trabalho consistiu na investigação da existência de crosta arqueana, na região em apreço, buscando-se definir a natureza, extensão e a idade dessa crosta. Os resultados obtidos, nesse estudo, propiciaram o melhor entendimento da evolução geológica da porção Oriental do Escudo das Guianas e possibilitaram a discussão e o melhoramento dos modelos geodinâmicos existentes. Dentro desse contexto, os principais aspectos da evolução da porção oriental do Escudo das Guianas foram discutidos e comparados com aqueles da Província Arqueana de Carajás.

A estruturação do presente trabalho obedece a seguinte ordem: Os principais modelos de evolução geológica para o Cráton Amazônico são apresentados inicialmente. Em seguida, os aspectos gerais da geologia do Escudo das Guianas e da Província Maroni-Itacaiúnas são descritos. Posteriormente, as principais feições geológicas da porção Oriental do Escudo das Guianas são descritas detalhadamente, com ênfase para o Estado do Amapá e para a Guiana Francesa, junto com um levantamento atualizado dos dados geocronológicos disponíveis para essas regiões.

Em capítulos subseqüentes são apresentados os principais problemas detectados para a região de estudo, a partir dos quais são enumerados os objetivos pretendidos nesse estudo. O capítulo seguinte aborda os principais aspectos da implantação do método de evaporação de Pb em monocristais de zircão no Pará-Iso / UFGA e os procedimentos analíticos adotados. Nesse



mesmo capítulo são abordados os princípios teóricos do método Sm-Nd, e os aspectos interpretativos das idades modelo Nd. Uma descrição sucinta dos procedimentos experimentais adotados no Pará-Iso, para o uso do método Sm-Nd em rocha total, é então apresentada.

Em um outro capítulo são apresentadas as principais unidades geológicas e as descrições petrográficas das rochas coletadas ao longo do perfil Oiapoque-Camopi, na região de fronteira entre Amapá e Guiana Francesa, e do perfil Trans-Amapá, nas rodovias BR-156 e BR-210. Em seguida, são apresentados os resultados geocronológicos Pb-Pb por evaporação de zircão das amostras, seguido da interpretação dos mesmos. Da mesma forma, as idades modelo  $T_{(DM)}$  obtidas para as principais unidades geológicas estudadas são apresentadas e interpretadas.

Finalmente, segue uma discussão integrada dos dados Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total, com as principais consequências para a evolução geológica da região centro-norte do Amapá, na qual a cronologia dos episódios magmáticos e metamórficos transamazônicos, bem como os registros crustais arqueanos são enfatizados. A luz desses novos dados, os modelos de evolução geodinâmica do sudeste do Escudo das Guianas são discutidos, e as principais conclusões desse trabalho são enumeradas.

## **CAPÍTULO II**

### **O CRÁTON AMAZÔNICO E O ESCUDO DAS GUIANAS**



## 2 - O CRÁTON AMAZÔNICO E O ESCUDO DAS GUIANAS

Nesse capítulo é apresentada uma síntese sobre o conhecimento geológico atual dos principais domínios geológicos do Cráton Amazônico e os aspectos mais relevantes de sua evolução, através dos modelos existentes. Um destaque igual é dado para o Escudo das Guianas com ênfase para a porção oriental, formada pelo Suriname, Guiana Francesa, Estado do Amapá e noroeste do Estado do Pará, no Brasil.

### 2.1 - O CRÁTON AMAZÔNICO

A Plataforma Sul-Americana, a Plataforma Patagônica e a Faixa Andina constituem os três grandes domínios tectônicos do continente sul-americano (Almeida 1978, Schobbenhaus et al. 1984). A Plataforma Sul-Americana é constituída por dois domínios pré-cambrianos maiores, denominados de Escudo Atlântico e Cráton Amazônico, que juntos cobrem uma área de cerca de 40% dessa plataforma (Figura 1). O Escudo Atlântico é formado pelos escudos de São Francisco, Luis Alves e Rio de la Plata.

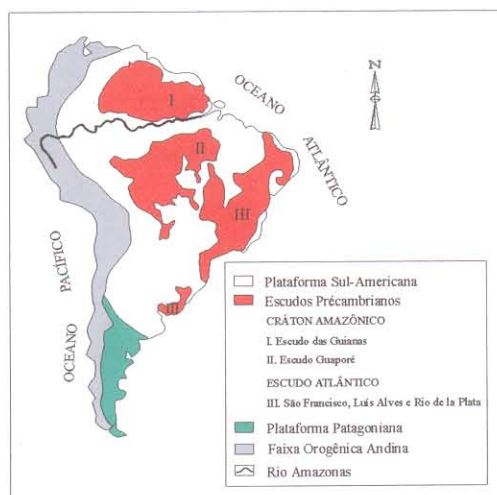


Figura 1 – Mapa simplificado do continente sul-americano, ilustrando a Plataforma Sul-Americana, com o Cráton Amazônico e o Escudo Atlântico, a Plataforma Patagônica e a Faixa Orogênica Andina (MacDaniel et al. 1997).

O Cráton Amazônico, na porção norte da plataforma sul-americana, é uma das maiores áreas cratônicas do mundo, cobrindo uma superfície aproximada de 4,3 milhões de Km<sup>2</sup>, cuja estabilização ocorreu no final do Mesoproterozóico (Almeida et al. 1976, Cordani et al. 1988). Geograficamente é dividido em dois escudos definidos como Escudo das Guianas e Escudo Brasil-Central ou Guaporé, separados pelas bacias paleozóicas do Solimões e Amazonas, ambas

recobertas por sedimentos mesozóicos e cenozóicos, de acordo com Almeida et al. (1976) e Almeida (1978). O Cráton Amazônico é limitado, a norte, pela margem atlântica, a oeste, pela Faixa Andina e a leste e sudeste, pela faixa neoproterozóica Araguaia. Abrange a porção norte do Brasil, Guiana Francesa, Guiana, Suriname, Venezuela, e parte da Colômbia e Bolívia (Figura 1).

Os dados geocronológicos e isotópicos indicam que a evolução do Cráton Amazônico envolveu diversos eventos tectônicos e uma importante adição de material juvenil durante o Arqueano, o Paleoproterozóico e o Mesoproterozóico, bem como o retrabalhamento de crosta continental mais antiga, nesses mesmos períodos. Os terrenos mais antigos identificados no Cráton Amazônico foram observados no Complexo Imataca, na Venezuela, com idades superiores a 3,2 Ga (Teixeira et al. 1999, Tassinari et al. 2001). Idade de residência crustal em torno de 3,6 Ga foi determinada na Guiana (Gibbs & Barron 1993). No Brasil, nos terrenos de Cupixi, no Amapá, foram definidas idades de protólitos arqueanos entre 2,9 Ga e 3,1 Ga (Sato & Tassinari 1997, Lafon et al. 1998). No sudeste do Pará, nas Províncias de Rio Maria/Carajás, a maioria das unidades geológicas tem idades entre 2,98 Ga e 2,70 Ga (Macambira & Lafon 1995, Tassinari & Macambira 1999). Na área dos terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria existem ainda registros de cristais de zircão herdados em granitos, gnaisses tonalíticos e em rochas sedimentares, com idades em torno de 3,7 Ga (Macambira et al. 1998, Teixeira et al. 2001).

Dois modelos principais foram propostos para a evolução geodinâmica do Cráton Amazônico. O primeiro modelo, considera que a estruturação pré-cambriana do cráton foi caracterizada por reativações plataformais e orogenias ensiálicas (Amaral 1974 e Almeida 1978). Nesse modelo de evolução, os processos de expansão de fundo oceânico e de subducção tiveram menor importância. O outro modelo de evolução foi apresentado por Hasui et al. (1984) e Costa & Hasui (1997), baseado em dados geofísicos, geológicos e geocronológicos. Segundo esse modelo, o Cráton Amazônico é descrito como um mosaico de 12 blocos crustais ou paleoplacas, constituídos por complexos gnáissicos, granitóides e *greenstone belts*. Essa estruturação é resultante de processos colisionais diácronos, no Arqueano e no Proterozóico Inferior, que resultou na aglutinação e formação de parte de um mega-continente. As bordas desses blocos são marcadas por cinturões de cavalgamentos e por cinturões transcorrentes, constituídos por rochas gnáissicas de médio grau, supracrustais e granitóides e, principalmente, pelos terrenos granulíticos. As rochas granulíticas representam porções de crosta inferior alçadas pela movimentação tectônica para níveis crustais mais elevados.



De acordo com esse modelo, a porção mais ao norte do Cráton Amazônico, no domínio oriental do Escudo das Guianas, constitui-se pelos blocos Guiana Central, Jarí e Amapá. Os blocos crustais definidos para o Cráton Amazônico de acordo com modelo de Hasui et al. (1984) e Costa & Hasui (1997) são apresentados na Figura 2.

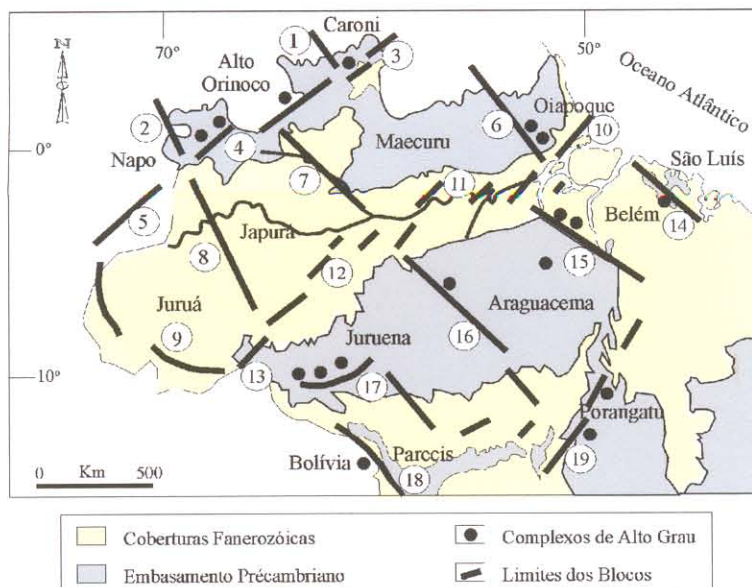


Figura 2 – Blocos crustais do Cráton Amazônico, no Brasil, de acordo com o modelo proposto por Hasui et al. (1984) e Costa & Hasui (1997). 1. Parima, 2. Uaupés, 3. Guiana Central, 4. Noroeste do Amazonas, 5. Leticia, 6. Jarí, 7. Rio Negro, 8. Baixo Juruá, 9. Acre, 10. Amapá, 11. Baixo Amazonas, 12. Madeira, 13. Abunã, 14. Gurupi, 15. Central do Pará, 16. Médio Tapajós, 17. Rondônia, 18. Guaporé, 19. Porto Nacional.

Um outro modelo, proposto inicialmente por Cordani et al. (1979) e Tassinari (1981), sugere que a evolução geotectônica que conduziu a cratonização da região amazônica foi resultante de um processo de acreção crustal progressiva, durante o Arqueano e o Paleo-Mesoproterozóico, a partir de um núcleo mais antigo, estabilizado no fim do Arqueano, e envolvido por faixas móveis que se sucederam no tempo e no espaço. Este modelo vem sofrendo modificações a medida que novos dados isotópicos, estruturais, geológicos e geofísicos são incorporados para as rochas do Cráton Amazônico (Cordani & Brito Neves 1982, Teixeira et al. 1989, Tassinari 1996, Tassinari et al. 1996, Sato & Tassinari 1997, Cordani & Sato 1999).

Os principais aspectos da evolução do Cráton Amazônico foram sintetizados em Tassinari & Macambira (1999) e Tassinari et al. (2000) que consideraram a existência de seis províncias geocronológicas principais para esse cráton. A província mais antiga, chamada de Província Amazônia

Central (PAC), com padrão de idade superior a 2,3 Ga, é constituída por um núcleo arqueano estável, formado pelos blocos Carajás-Iricoumé e Roraima. Esses blocos junto com o Complexo Imataca, na Venezuela, representariam micro-continentes arqueanos independentes, amalgamados durante o Paleoproterozóico, em torno dos quais se desenvolveram faixas orogênicas paleo- e mesoproterozóicas. A faixa paleoproterozóica mais antiga, denominada de Província Maroni-Itacaiúnas (PMI), ocorre a norte e nordeste da PAC e apresenta idades entre 2,25-1,95 Ga. Outras quatro faixas, com direção NW-SE se desenvolveram progressivamente no tempo, a oeste da PAC. Estas faixas foram denominadas de províncias Ventuari-Tapajós (PVT), com idade entre 2,0-1,8 Ga; Rio Negro-Juruena (PRNJ), com idade entre 1,80-1,55 Ga; Rondônia-San Ignácio (PRSI), com idade entre 1,55-1,30 Ga e, finalmente, a Província Sunsás (PS) com idade entre 1,30-1,0 Ga. A distribuição dessas províncias ao longo do Cráton Amazônico é apresentada na Figura 3.

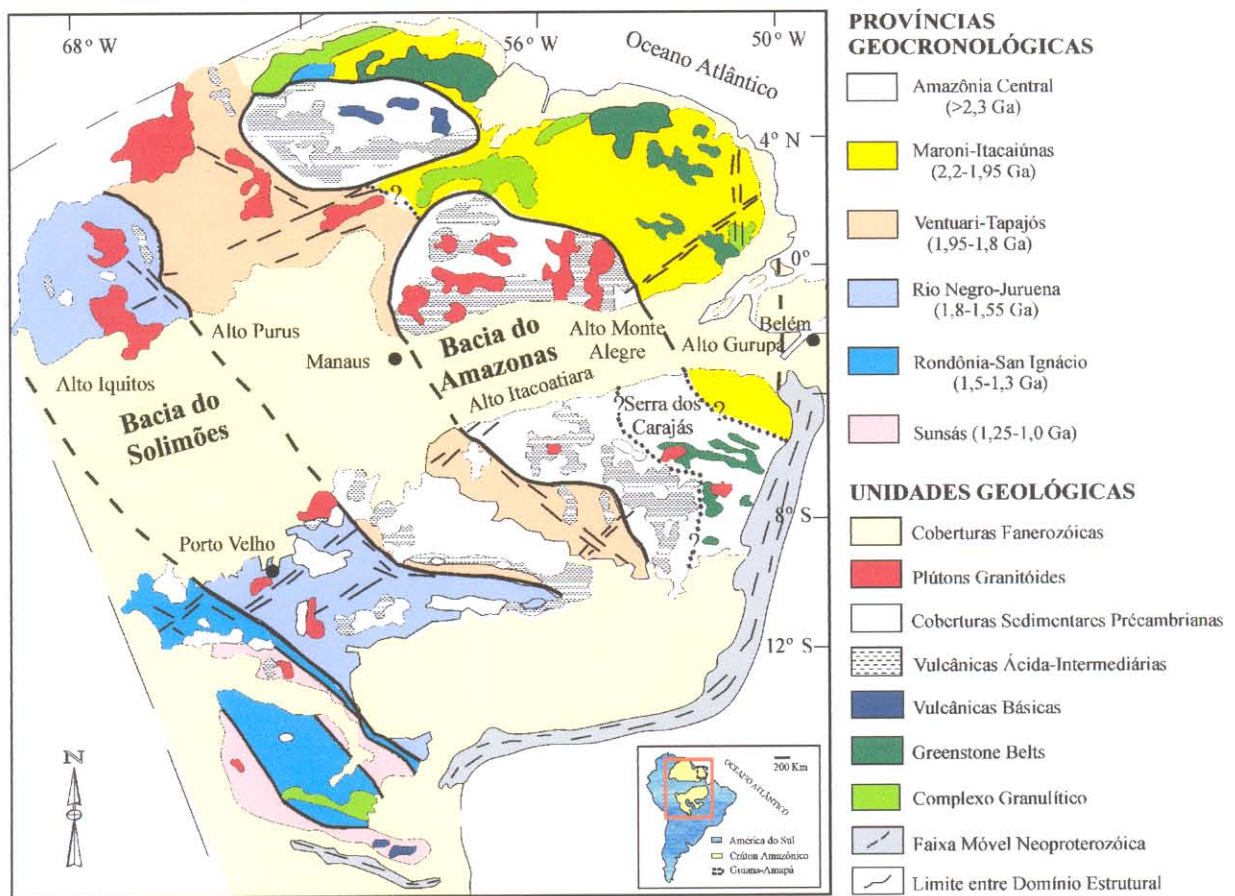


Figura 3 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (Tassinari et al. 2000)



As assinaturas isotópicas do Sr, Pb e Nd das rochas ígneas e ortognáissicas do Cráton Amazônico demonstram que o crescimento crustal pré-cambriano envolveu a adição de material juvenil durante o Arqueano e o Proterozóico, bem como o retrabalhamento de crosta continental (Tassinari & Macambira 1999 e Tassinari et al. 2000). As idades modelo Nd  $T_{(DM)}$  determinadas para as rochas granitóides, sugerem que cerca de 30% da crosta continental foi derivada do manto durante o Arqueano e cerca de 70% dessa crosta, no Proterozóico. Os principais episódios de diferenciação manto – crosta ocorreram nos intervalos entre 3,1-2,5 Ga; 2,2-2,0 Ga; 2,0-1,9 Ga; 1,9-1,7 Ga e 1,6-1,5 Ga. Uma parte das províncias Maroni-Itacaiúnas e Rondônia-San Ignácio, bem como toda a Província Ventuari-Tapajós e a Província Rio Negro-Juruena teriam se formado por acreção de material juvenil. Para a formação da Província Sunsás e para as outras partes das províncias Maroni-Itacaiúnas e Rondônia-San Ignácio são atribuídos, principalmente, processos de retrabalhamento crustal.

Recentemente, outras propostas de modelo foram apresentadas por Santos et al. (2000) e Dall'Agnol et al. (2000). Essas propostas, embora bastante inspiradas no modelo de acreção crustal progressiva de Cordani et al. (1979) e Tassinari & Macambira (1999), diferem desse modelo na divisão das províncias e, sobretudo, na localização dos limites entre as mesmas.

A partir da integração de informações geológicas e geocronológicas existentes e da incorporação de novos dados geocronológicos, pelas sistemáticas U-Pb e Sm-Nd, obtidos para a porção ocidental do Cráton Amazônico, Santos et al. (2000) propuseram dividir o cráton Amazônico em oito províncias principais, denominadas Carajás-Imataca (3,10-2,53 Ga), Transamazônica (2,25-2,0 Ga), Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga), Amazônia Central (1,88-1,86 Ga), Rio Negro (1,86-1,52 Ga), Rondônia-Juruena (1,75-1,47 Ga), K'Mudku (~1,20 Ga) e Sunsás (1,33-0,99 Ga). As províncias Carajás-Imataca, Transamazônica, Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena foram, segundo essa proposta, originadas a partir de processos de arcos acrecionários, enquanto as províncias Amazônia Central, Rio Negro, K'Mudku e Sunsás, foram geradas por reciclagem de crosta continental. A distribuição das províncias geológicas no Cráton Amazônico, segundo esse modelo sé apresentada na Figura 4.

Em linhas gerais, o modelo proposto por Santos et al. (2000) difere do modelo de Tassinari & Macambira (1999) pela definição de duas novas províncias no âmbito do Cráton Amazônico, províncias Carajás-Imataca e K'Mudku, e pela redefinição das demais províncias de acordo com os novos dados geocronológicos disponíveis. O modelo limita os núcleos arqueanos às regiões de Carajás e de Imataca, enquanto que os blocos arqueanos Iricoumé e Roraima de

Tassinari & Macambira (1999) foram incluídos na Província Amazônia Central, de idade paleoproterozóica. Entretanto, o núcleo arqueano de Carajás foi estendido até a região sudoeste do Amapá. A extensão da Província Ventuari-Tapajós foi reduzida, enquanto que a Província Rio Negro-Juruena foi desmembrada em Províncias Rio Negro e Rondônia-Juruena. As províncias Rondônia-San Ignácio e Sunsás foram agrupadas. Finalmente, a Província K'Mudku representa uma faixa de cisalhamento NE-SW que afetou as unidades geológicas das províncias Maroni-Itacaiúnas, Amazônia Central e Tapajós-Parima.

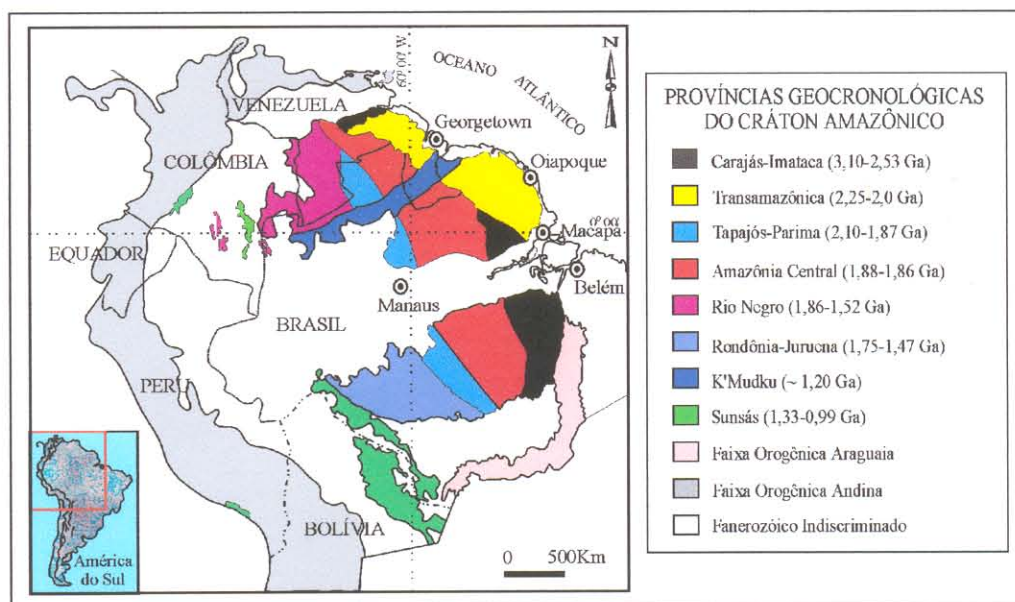


Figura 4 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, na porção norte da Plataforma Sulamericana (Santos et al. 2000).

De acordo com a proposta de Santos et al. (2000), as províncias Carajás-Imataca, Transamazônica, Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena seriam formadas por acreção juvenil, enquanto que a formação das províncias Rio Negro, K'Mudku e Sunsás, seria relacionada a processos colisionais. A Província Amazônia Central seria produto de retrabalhamento de crosta arqueana por processos de "underplating".

Dall'Agnol et al. (2000) discutiram os modelos anteriormente propostos para a evolução do Cráton Amazônico e apresentam uma proposta baseada naquelas de Tassinari & Macambira (1999) e de Santos et al. (2000) e que integra novos dados geológicos e geocronológicos, sobretudo da porção oriental do Cráton. De acordo com essa proposta, o domínio arqueano do



cráton se restringe ao Complexo Imataca e a Província de Carajás. As províncias Guiana Norte, Tapajós-Parima, Amazônia Central e Faixa Guiana Central constituem um domínio paleoproterozóico, relacionadas à Orogênese Transamazônica, enquanto que as províncias Rio Negro, Juruena-Rondonian e Sunsás são relacionadas a um domínio mesoproterozóico. Nesse trabalho, são realçadas as similaridades entre a evolução paleoproterozóica do Cráton Amazônico e a do Cráton Oeste Africano. Por outro lado, segundo os autores, a evolução mesoproterozóica do Cráton Amazônico assemelha-se àquela do Escudo Laurentia – Báltica. As principais diferenças com o modelo de Tassinari & Macambira (1999) residem na redução da extensão dos domínios arqueanos, na individualização da Faixa Guiana Central e na redefinição dos limites entre Província de Carajás e a Província Guiana Norte.

As principais províncias geocronológicas definidas de acordo com os modelos de evolução geodinâmica propostos para o Cráton Amazônico, nos trabalhos de Tassinari & Macambira (1999), Santos et al. (2000) e Dall'Agnol et al. (2000), são apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1 - Principais províncias geocronológicas propostas para o Cráton Amazônico, a partir dos modelos de evolução geodinâmica de Tassinari & Macambira (1999), Dall'Agnol et al (2000) e Santos et al. (2000).

Tassinari & Macambira (1999)	Santos et al. (2000)	Dall'Agnol et al. 2000
Amazônia Central (> 2,3 Ga)	Carajás-Imataca* (3,10-2,53 Ga)	Carajás-Imataca (3,7-2,73 Ga)
	Amazônia Central (1,88-1,70 Ga)	Amazônia Central (2,0-1,83 Ga)
Maroni-Itacaiúnas* (2,2-1,95 Ga)	Transamazônica (2,25-2,00 Ga)	Guiana Norte** (2,17-2,08 Ga)
		Faixa Guiana Central (< 2,0-1,5 Ga)
Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga)	Tapajós-Parima (2,0-1,87 Ga)	Tapajós-Parima (2,10-1,88 Ga)
Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga)	Rio Negro (1,86-1,52 Ga)	Rio Negro (1,86-1,5 Ga)
Rondônia-San Ignácio (1,5-1,3 Ga)	Rondônia-Juruena (1,75-1,47 Ga)	Rondônia-Juruena (1,5-1,3 Ga)
Sunsás (1,25-1,0 Ga)	Sunsás (1,20-1,99 Ga)	Sunsás (1,30-0,95 Ga)
	Faixa K'Mudku (1,25-1,10 Ga)	

\* Incluindo a porção sudoeste do Amapá e a região de Bacajás

\*\* Excluindo a região de Bacajás



Embora as propostas de evolução geodinâmica do Cráton Amazônico tenham evoluído significativamente para um modelo cada vez mais refinado e consolidado, ao longo dos últimos anos, em função do crescimento das informações geológicas, geofísicas e geocronológicas de alta resolução, as diferenças existentes entre as várias propostas de evolução indicam que muitos problemas ainda precisam ser esclarecidos. Por exemplo, a questão dos limites entre as províncias arqueana e paleoproterozóica, continua bastante polêmica, particularmente nas porções central e oriental do cráton, bem como o envolvimento de crosta continental arqueana nas províncias proterozóicas. Este é o caso particular entre as províncias de Carajás e Maroni-Itacaiúnas, fato esse que motivou, em parte, a realização dessa tese.

## 2.2 - O ESCUDO DAS GUIANAS

O Escudo das Guianas, localizado na porção norte Cráton Amazônico, constitui um extenso domínio com cerca de 900.000 km<sup>2</sup>, que se estende desde a margem Atlântica, no extremo norte, até a Bacia do Amazonas, ao sul (Figuras 1 e 5). A extensão do Escudo abrange a porção leste da Venezuela, o extremo oriental da Colômbia e toda a Guiana, Suriname, Guiana Francesa e a porção norte do Brasil, incluindo os Estados do Amapá, Roraima e o noroeste do Pará (Gibbs & Barron, 1983, 1993).

Gibbs & Barron (1983, 1993) dividiram esse escudo em três grandes domínios. O Domínio Noroeste, situado na porção leste da Venezuela, é constituído pelas rochas granulíticas e gnáissicas arqueanas (>2,60 Ga) do Complexo Imataca. O Domínio Centro-oeste é formado por unidades plutono-vulcânicas (Grupo Uatumã, magmatismo *Avanavero*) e sedimentares (Grupo Roraima) de idades mesoproterozóicas entre 1,9 e 1,6 Ga. O Domínio Nordeste, ao longo da margem atlântica, é constituído por uma alternância de seqüências vulcanossedimentares, unidades plutono-metamórficas de alto grau, de idades paleoproterozóicas entre 2,3 e 1,9 Ga. Esse último domínio relaciona-se a Província Maroni-Itacaiúnas de Cordani et al. (1979) e como tal, será apresentado detalhadamente mais adiante, já que inclui a região estudada nessa tese.

Eventos paleoproterozóicos, relacionados à Orogênese Transamazônica, em torno de 2,0 Ga, envolvendo metamorfismo, deformação e magmatismo granítico, afetaram as rochas do Complexo Imataca, dos terrenos granito-*greenstones* e, em parte, as rochas graníticas e gnáissicas não diferenciadas. Esses eventos estariam relacionados a processos de subducção, e seriam os responsáveis diretos pelo metamorfismo granulítico e anfibolítico, bem como pela orientação principal da faixa granulítica Guiana Central (Gibbs & Barron 1983, 1993).

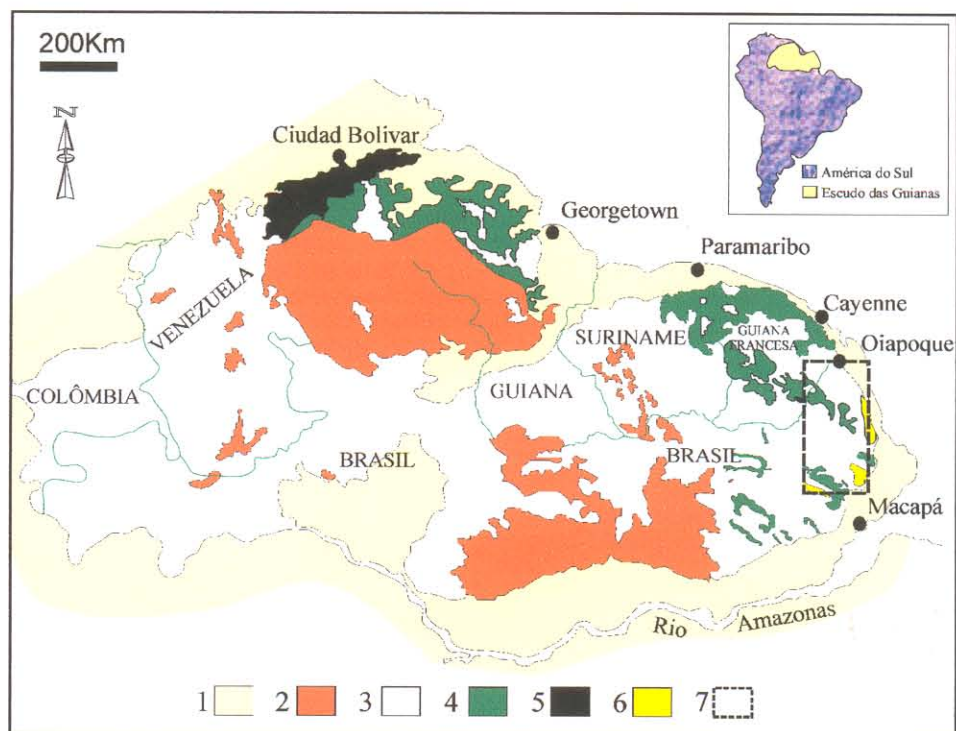


Figura 5 - Mapa geológico simplificado do Escudo das Guianas (segundo Gibbs & Barron 1993). 1. Coberturas mesozóicas e cenozóicas, 2. Formações sedimentares e vulcânicas mesoproterozóicas, 3. Granitóides e ortognaisses paleoproterozóicos, 4. Greenstone belts paleoproterozóicos, 5. Complexo arqueano Imataca (Venezuela) e 6. Ortognaisses/granulitos do Amapá, 7. Área estudada.

Milési et al. (1995) elaboraram o mapa geológico da parte norte da Guiana Francesa, na escala 1:350.000. Neste mapa são apresentadas as principais ocorrências minerais, com ênfase aos depósitos primários e secundários de ouro e aos depósitos de columbita-tantalita, de lítio, de bauxita, e de caulim. No norte da Guiana Francesa, os principais depósitos de ouro ocorrem nas rochas supracrustais da Formação Paramacá e nos sedimentos da Unidade Detrítica Superior.

No âmbito do Escudo das Guianas, Dardenne & Schobbenhaus (2001a, b) identificaram quatro épocas metalogenéticas no Paleoproterozóico, entre 2,2 Ga e 1,6 Ga. Duas dessas épocas, relacionadas aos depósitos de ouro, ocorrem no Estado do Amapá e serão abordadas mais adiante, em um item específico sobre a geologia desse estado. Com relação às outras épocas metalogenéticas, uma é relacionada aos minérios de estanho, em torno de 1,8 Ga, caracterizada pelos depósitos de cassiterita de *greisens* do Granito Água Boa e Sn-Nb-Zr-ETR associados ao albitito do Granito Madeira e, a outra época relaciona-se aos depósitos de diamante, em torno de 1,5 Ga, na forma de *paleoplaceros* encontrados nos conglomerados do Grupo Roraima.



No Escudo das Guianas, a maioria dos depósitos de ouro é epigenética e, encontra-se situada às proximidades de feições estruturais maiores. Todavia, alguns depósitos de ouro estão associados a unidades litoestratigráficas específicas, como no caso das rochas granitóides-*greenstone belts* de baixo a médio grau metamórfico (Voicu et al. 2001). Os granitóides mineralizados podem ser deformados ou não deformados como é o caso, nos depósitos de *St-Élie*, na Guiana Francesa e de Omai, na Guiana, respectivamente. Alguns depósitos são contemporâneos com a atividade tectônica e cisalhante, como os depósitos de *St-Élie*, Dorlin e Gross Rosebel. Outros depósitos são sin- a pós-tectônicos, caso em que são inseridos os depósitos de Omai, do Eagle Mountain e do “Kilômetro 88”. No entanto, todos esses depósitos são posteriores ao pico de metamorfismo.

### 2.2.1 - Província Maroni-Itacaiúnas

A Província Maroni-Itacaiúnas (PMI), ocupa toda a porção leste do Escudo das Guianas (Cordani et al. 1979, Tassinari & Macambira 1999). Sua extensão geográfica inclui o leste da Venezuela, Guiana, Suriname, Guiana Francesa e a porção mais ao norte do Brasil, abrangendo o Estado do Amapá, norte do Pará e o nordeste do Estado de Roraima (Figura 3). Nos modelos de Santos et al. (2000) e de Dall’Agnol et al. (2000), a PMI corresponde, respectivamente, a Província Transamazônica e a Província Guiana Norte (Figuras 3 e 4). Os dados geocronológicos obtidos nessa tese estão mais em acordo com a definição de Província Guiana Norte de Dall’Agnol et al. (2000), o que será discutido mais adiante. Entretanto, optou-se, nesse primeiro momento, referir-se ainda à Província Maroni-Itacaiúnas para descrever essa porção do Escudo das Guianas.

Os limites da PMI com as províncias adjacentes, ainda não são bem definidos, devido principalmente, as dificuldades de acesso ao campo e a cobertura vegetal e de solo, bem como a carência de dados geocronológicos (Tassinari 1996, Tassinari et al. 2000). A PMI é limitada pela bacia sedimentar do Rio Orinoco, a norte, e pelas coberturas sedimentares pós-transamazônicas (Grupo Roraima) e rochas vulcano-plutônicas paleo- e mesoproterozóicas (Grupo Uatumã), a oeste. No Estado de Roraima, as rochas magmáticas da Província Ventuari – Tapajós limitam-se com as rochas da PMI. A sul, a PMI se estende no Escudo Brasil Central e seu limite foi colocado logo a norte da Serra dos Carajás (Cordani et al. 1984).

As principais feições geológicas, geocronológicas e estruturais dessa província foram sintetizadas nos trabalhos de Cordani & Brito Neves (1982), Bosma et al. (1983), Gibbs &



Barron (1983 e 1993), Teixeira et al. (1989), Tassinari & Macambira (1999). Nos últimos cinco anos, foi gerado um grande número de novos dados geocronológicos, incluindo resultados Sm-Nd, U-Pb, Pb-Pb e Ar-Ar, que ajudaram a melhorar o grau de conhecimento sobre a PMI (Gaudette et al. 1976, 1996, Deckart et al. 1997, Fraga et al. 1997, Sato & Tassinari 1997, Lafon et al. 1998 e 2000, Norcross et al. 1998 e 2000, Vanderhaghe et al. 1998, Lafrance et al. 1999, Teixeira et al. 1999 e 2000, Nogueira et al. 2000, Nomade et al. 2000 e 2001, Avelar et al. 2001, Delor et al. 2001a, b, De Roever & Kroonenberg 2001, Lafon et al. 2001, Rosa Costa et al. 2001, Vasquez & Lafon 2001, Tassinari et al. 2001).

Segundo a concepção vigente, a PMI foi formada a partir da acreção crustal durante o evento Orogênico Transamazônico, ocorrido em um período entre 2,3 Ga e 1,9 Ga. Essa província consiste de uma crosta paleoproterozóica, envolvendo localmente núcleos de crosta arqueana retrabalhados por esse evento (Gibbs & Olszewski 1982, Gibbs & Barron 1983, DeVletter 1984, Gaudette & Olszewski 1985, Teixeira et al. 1985, Sato & Tassinari 1997, Tassinari & Macambira 1999, Tassinari et al. 2000). A PMI, desde a Venezuela até o Estado do Amapá-Brasil, é caracterizada estruturalmente por *trends* de direções WNW-ESE. Nesse contexto, estão também presentes *trends* com direções NE a ENE. Na porção NE da Venezuela, a Falha Guri, com direção principal NE-SW, limita os terrenos arqueanos do Complexo Imataca, das seqüências granito-*greenstone* paleoproterozóicas e dos complexos gnáissicos. No Suriname, na Guiana e no norte de Roraima, as faixas metamórficas de alto grau são delimitadas por estruturas de direção SW-NE que cortam o *trend* estrutural ESE-WNW dos terrenos granito-*greenstones* (Bosma et al. 1983, Gaudette & Olszewski 1985, Tassinari 1996, Tassinari et al. 2000).

Litologicamente as principais unidades que integram a PMI são divididas em complexos metamórficos de alto grau (granulitos e gnaisses anfíbolíticos); terrenos granito-*greenstones* e outras unidades supracrustais; rochas granitóides transamazônicas e rochas magmáticas pós-transamazônicas (Teixeira et al. 1989, Tassinari et al. 2000).

#### 2.2.1.1 - Complexos metamórficos de alto grau (terrenos granulíticos)

No âmbito da PMI, as principais ocorrências de granulitos estão restritas ao Complexo Imataca, na Venezuela; a Faixa Granulítica Guiana Central, no Suriname, na Guiana e na porção norte de Roraima; e a Faixa Granulítica Tumucumaque, no Amapá (Kroonenberg 1976, Lima et al. 1982, Gibbs & Barron 1983, Tassinari et al. 2000).

O **Complexo Imataca** é constituído principalmente por rochas granulíticas e anfibolíticas com protólitos arqueanos. Dados Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total, obtidos para essas rochas ao longo das décadas de 70 e 80, evidenciaram uma idade de cerca de 3,1 Ga para os protólitos das mesmas, podendo em alguns casos atingir idades entre 3,7 e 3,4 Ga. Eventos ígneos e metamórficos mais antigos foram caracterizados pelas idades U-Pb entre 2,8 e 2,7 Ga (Hurley et al. 1972, Montgomery & Hurley 1978, Montgomery 1979).

Os dados Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total, obtidos para gnaisses granulíticos levaram Montgomery & Hurley 1978 a considerar que o evento metamórfico, na fácies granulito, ocorreu entre 2,2-2,0 Ga associando-o a orogênese transamazônica. As idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , em minerais de hornblenda e de biotita dessas rochas, marcam um período tardi-orogênico para o resfriamento regional desse terreno, compreendido entre 1,96 Ga e 1,70 Ga (Onstott & York 1989).

Os dados Sm-Nd em rocha total, idades modelo Nd  $T_{(DM)}$ , e U-Pb (SHRIMP) em zircão, obtidos em gnaisses e granitóides permitiram individualizar dois episódios maiores de diferenciação mantélica no Arqueano, um entre 3,23 e 3,0 Ga e outro entre 2,90 e 2,80 Ga (Teixeira et al. 1999, Tassinari et al. 2001). Por outro lado, esses dados não confirmaram a formação de rochas no período entre 3,7 e 3,4 Ga, ao contrário do que foi referido anteriormente. As idades Rb-Sr obtidas em granulitos, junto com uma idade U-Pb (SHRIMP) em zircão em migmatitos, permitiram posicionar o evento metamórfico de alto grau no período entre 2,79 e 2,67 Ga.

A **Faixa Granulítica Guiana Central** é uma faixa alongada na direção WSW-ENE, que se estende desde o noroeste do Estado de Roraima, no Complexo Apiú; na Guiana no Complexo Kanuku; até o Suriname, no Complexo Falawatra, nas Montanhas Bakhuis. A faixa é constituída essencialmente por rochas granulíticas félsicas, enderbíticas e charnoquíticas, com menor quantidade de granulitos básicos e sillimanito-gnaisses.

Uma idade arqueana havia sido sugerida por Gaudette et al. (1976) para os granulitos das Montanhas Bakhuis, no noroeste do Suriname, a partir de dados Rb-Sr em rocha total. Contudo, os resultados geocronológicos obtidos, desde então, para as diversas unidades granulíticas da Faixa Guiana Central forneceram idades transamazônicas. Ainda nas Montanhas Bakhuis, Priem et al. (1978) obtiveram uma idade U-Pb em zircão de  $2026 \pm 20$  Ma para as rochas enderbíticas. Delor et al. (2001c) apresentaram novos dados Pb-Pb em zircão entre 2,07 Ga e 2,06 Ga para um conjunto de rochas granulíticas da mesma montanha, os quais foram associados a um evento metamórfico UHT-*ultra high temperature*. Uma idade de  $2070 \pm 3$  Ma foi definida para um



gnaisse a sillimanita-granada, enquanto que para um granulito enderbítico foi definido um intervalo de idades entre 2,08 e 2,15 Ga. Na Guiana, uma idade Rb-Sr de 2,05 Ga foi definida para os granulitos Kanuku (Spooner et al. 1971). Resultados Sm-Nd para essas duas formações indicaram idades modelo de 2,2-2,3 Ga (Ben Othman et al. 1984).

No Estado de Roraima, estudos isotópicos desenvolvidos pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd em diversas rochas granulíticas forneceram idades em um intervalo entre 2,02 e 1,85 Ga (Lima et al. 1986, Gaudette et al. 1996). Fraga et al. (1997) apresentaram uma idade Pb-Pb em zircão de 1966 Ma, para um charnoquito e discutiram a natureza do episódio de alto grau, sugerindo que o mesmo seja relacionado a um evento magmático charnoquítico tardio Transamazônico. Santos et al. (2001) obtiveram uma idade U-Pb SHRIMP em zircão de  $1873 \pm 6$  Ma para um outro corpo charnoquítico, na região central de Roraima, relacionado a um magmatismo granítico anorogênico. Finalmente, ainda no Estado de Roraima, um segundo episódio charnoquítico foi evidenciado em torno de 1,56 Ga (Fraga et al. 1997), associado a granitos “rapakivi” de 1,54 Ga (Gaudette et al. 1996).

A **Faixa Granulítica Tumucumaque**, (Tassinari et al. 2000), ocorre principalmente na porção central do Estado do Amapá e engloba as rochas gnáissicas félsicas e granulíticas, charnoquitos e enderbitos, da Suíte Metamórfica Tartarugal Grande e Ananaí (João & Marinho 1982a, Lima et al. 1991). Datações Rb-Sr para rochas charnoquíticas e enderbíticas da região de Tartarugal Grande indicaram idades de  $2450 \pm 74$  Ma (Lima et al. 1974, João & Marinho 1982a) ou de aproximadamente 2,67 Ga (Montalvão & Tassinari 1984). Recentemente, Rosa Costa et al. (2001) apresentaram dados geocronológicos Pb-Pb em zircão em torno de 2,58 Ga e 2,79 Ga para gnaisses granulíticos, na região de fronteira entre os estados do Amapá e do Pará (área do projeto RENCA).

#### 2.2.1.2- Outros terrenos metamórficos de alto grau (gnaisses e migmatitos)

Rochas gnáissicas e migmatíticas de alto grau descritas na PMI têm sido associadas às rochas granulíticas sem, contudo, que essas relações estejam bem definidas. Na Venezuela, as rochas gnáissicas graníticas e quartzo-feldspáticas, anfibolíticas e migmatíticas foram incluídas no Complexo Imataca e no Complexo Supamo. Nesse último complexo, idades U-Pb (SHRIMP) em zircão de  $3229 \pm 39$  Ma e  $2787 \pm 22$  Ma e Rb-Sr de 2,78 Ga foram obtidas para o migmatito de La Ceiba, indicando respectivamente a idade do protólito ígneo e do evento de migmatização (Montgomery & Hurley 1978, Tassinari et al. 2001). Na Guiana, os gnaisses e granitóides Bártica são considerados como os equivalentes dos Gnaisses Supamo, representando possivelmente, uma



fase precoce do magmatismo transamazônico, a cerca de 2,25 Ga (Gibbs & Olszewski 1982).

No sudoeste do Suriname, rochas gnáissicas e anfibolíticas estão associadas aos granulitos do Grupo Coeroni e mostram uma evolução similar ao Grupo Falawatra (Bosma et al. 1983, De Vletter et al. 1998). Na porção nordeste do Suriname, gnaisses quartzo-feldspáticos também estão presentes (De Vletter et al. 1998).

Na porção NE de Roraima, no Brasil, ocorrem rochas gnáissicas de alto grau, que estão associadas aos granulitos do Complexo Kanuku. A relação entre essas rochas não é clara, podendo representar intrusões sin-tectônicas nos granulitos ou as rochas encaixantes desses mesmos granulitos (Gaudette et al. 1996 e Fraga et al. 1997). As idades U-Pb entre 1,94 Ga e 1,88 Ga obtidas por Gaudette et al. (1996) para a formação dos protólitos dessas rochas permitiram excluí-las do domínio da PMI.

Na Guiana Francesa as rochas ortognáissicas e migmatíticas apresentam-se metamorфizadas na fácies anfibolito, com anatexia localizada (Choubert 1974, Gruau et al. 1985, Marot 1988, Vanderhaeghe et al. 1998). Essas rochas foram incluídas no Complexo *l'Ile de Cayenne* e no Complexo Guiana Central, e consideradas como os equivalentes de alto grau metamórfico das seqüências de *greenstone belts* (Grupo Paramacá).

Na porção central do Estado do Amapá, registra-se a ocorrência de rochas migmatíticas associadas ao magmatismo potássico ocorrido a 2,06 Ga (Montalvão & Tassinari 1984). Na região de fronteira com o Estado do Pará, gnaisses granodioríticos e tonalíticos forneceram idades Pb-Pb em zircão, respectivas de  $2652 \pm 4$  Ma e  $2150 \pm 1$  Ma (Rosa Costa et al. 2001). Finalmente, no sul da bacia do Amazonas, na região de Altamira, gnaisses e migmatitos apresentaram idades Rb-Sr em torno de 1,99 – 1,88 Ga (Santos et al. 1988).

### 2.2.1.3 – *Greenstone belts*

Seqüências de rochas metavulcanossedimentares, de baixo a médio grau metamórfico, são distribuídas em toda a Província Maroni-Itacaiúnas, principalmente ao longo da margem atlântica do Escudo das Guianas, abrangendo desde a Venezuela até o Brasil. Essas seqüências de rochas supracrustais foram definidas como terrenos granito-*greenstones* paleoproterozóicos (Gibbs 1980; Gruau et al. 1985; Teixeira et al. 1985). Os *greenstone belts* do Escudo das Guianas exibem, de um modo geral, a maioria das características típicas de seus equivalentes arqueanos de outras regiões do mundo. No entanto, mostram uma menor proporção de rochas ultra-máficas e uma maior extensão de

sedimentos clásticos (Choudhouri 1980, Gibbs 1980, Gibbs & Barron 1993).

A terminologia usada para definir as seqüências *greenstones* varia de acordo com o país de ocorrência, porém estudos desenvolvidos nos últimos anos indicam que muito dessas rochas possuem feições comuns e, a partir de informações geocronológicas precisas, mostram-se contemporâneas. Na Venezuela, essas rochas foram incluídas no Supergrupo Pastora, na Guiana, no Supergrupo Barama-Mazaruni, no Suriname, no Supergrupo Marowijne, na Guiana Francesa, no Grupo Paramacá e no Brasil, no Estado do Amapá e noroeste do Pará, no Grupo Vila Nova (Choubert 1974, Lima et al. 1974, Bosma et al. 1983, Lima et al. 1991, Gibbs & Barron 1993). No âmbito do Escudo das Guianas, os dados geocronológicos U-Pb em zircão, Sm-Nd e Rb-Sr demonstram que as rochas vulcânicas dos *greenstone belts* e rochas graníticas associadas foram geradas entre 2250 Ma e 2080 Ma (Hurley et al. 1968, Basei 1977, Montalvão & Tassinari 1984, Gruau et al. 1985, Gibbs & Barron 1993, Day et al. 1995, Lafrance et al. 1997 e 1999, McReath & Faraco 1997, Voicu 1997, Vanderhaeghe et al. 1998, Delor et al. 2000, Norcross et al. 2000).

O Supergrupo Pastora ocorre nas regiões central e ocidental da Venezuela e consiste em uma alternância de rochas vulcânicas máficas e félsicas deformadas e metamorfizadas principalmente na fácies xisto-verde, atingindo localmente a fácies anfibolito. Os dados petroquímicos disponíveis para as rochas vulcânicas indicam um caráter cálcio-alcalino (Cox et al. 1993, Day et al. 1995), com termos toleíticos subordinados (Gibbs & Barron 1993). Uma idade U-Pb em zircão de  $2131 \pm 10$  Ma foi definida para as rochas vulcânicas félsicas (Day et al. 1995).

O Supergrupo Barama-Mazaruni compreende três faixas subparalelas, com um *trend* principal NW-SE, que ocorrem de norte para o sul da Guiana, e que são denominadas de Faixa Barama, Faixa Cuyuni e Faixa Mazaruni (Gibbs & Barron 1993). A base de cada faixa é composta principalmente por rochas basálticas toleíticas, gabros, hornblenditos e komatiitos em menor grau, que são sobrepostos por uma alternância de rochas andesíticas cálcio-alcalinas e rochas sedimentares terrígenas (Gibbs et al. 1986). Uma idade U-Pb de  $2250 \pm 106$  Ma foi obtida em cristais de zircão de metagrauvacas da Faixa Barama-Mazaruni (Gibbs & Barron 1993), enquanto que para as rochas vulcânicas máficas, na região de Omai, foi definida uma idade isocrônica Sm-Nd de  $2171 \pm 140$  Ma (Voicu 1997). Ainda na região de Omai, metariolitos cálcio-alcalinos forneceram uma idade U-Pb em zircão de  $2120 \pm 2$  Ma (Norcross et al. 2000).

O Supergrupo Marowijne, ocorre nas porções mais ao norte e a leste do Suriname, consistindo em uma seqüência vulcânica basal, intercalada com rochas sedimentares, reunidas no



Grupo Paramacá, em cima do qual repousam os sedimentos das Formações Armina e Rosebel. Essas rochas foram metamorfizadas, sobretudo, na fácies xisto-verde (Bosma et al. 1983, De Vletter 1984), podendo atingir localmente a fácies anfibólito. Uma idade Rb-Sr de 1,95 Ga foi definida para as rochas metavulcânicas do Grupo Paramacá (Priem et al. 1980).

Nas porções norte e central da Guiana Francesa, o Grupo Paramacá é formado por um conjunto de rochas máficas-intermediárias, com rochas komatiíticas localmente subordinadas, de rochas subvulcânicas riolíticas e porfíricas e de metassedimentos (Choubert 1974, Gibbs & Barron 1983, Gruau et al. 1985, Marot 1988, Delor et al. 2001b). Na parte norte, Vanderhaeghe et al. (1998) descreveram os *greenstone belts* como dois complexos principais, denominados de Complexo *l'Ile de Cayenne* e de Complexo Guiana Central, separados pelos sedimentos da Bacia Orapu. A idade do Complexo *l'Ile de Cayenne* foi indiretamente definida pelas idades Pb-Pb em zircão de  $2216 \pm 4$  Ma,  $2174 \pm 6$  Ma e  $2144 \pm 6$  Ma obtidas para os cristais de zircão de rochas cálcio-alcálicas e trondhjemiticas (Vanderhaeghe et al. 1998). Um metagabro desse complexo apresentou uma idade de  $2208 \pm 12$  Ma (Delor et al. 2001b e c). Uma idade U-Pb de  $2148 \pm 4/-3$  Ma foi determinada em cristais de zircão do Riolo St-Élie (Lafrance et al. 1999). Na porção central da Guiana Francesa, as rochas vulcanossedimentares e intrusivas plutônicas associadas formam a Faixa Orogênica Inini. Gruau et al. (1985) definiram uma idade isocrônica Sm-Nd de  $2110 \pm 90$  Ma para as rochas metavulcânicas da Faixa Orogênica Inini.

Na porção norte do Brasil, no Estado do Amapá e noroeste do Pará, o Grupo Vila Nova consiste em faixas subparalelas, orientadas segundo um *trend* NW-SE, que são constituídas, sobretudo, por xistos máficos e ultramáficos, na base, e formações sedimentares, no topo (Lima et al. 1974). Um conjunto de idades Rb-Sr em rocha total e K-Ar em micas/anfíbólios de anfibólitos da Serra do Navio, no Estado do Amapá, definiu um intervalo entre 2,09 Ga e 1,76 Ga (Hurley et al. 1968, Basei 1977, Montalvão & Tassinari 1984). Na região de Ipitinga, no NW do Estado do Pará, uma idade Sm-Nd de  $2264 \pm 34$  Ma foi definida para uma rocha anfibolítica (McReath & Faraco 1997).

#### 2.2.1.4 - Outras rochas supracrustais

Outras formações supracrustais que ocorrem na PMI, distingue-se das rochas *greenstone belts* pela pobreza relativa em rochas vulcânicas básicas e pela predominância de seqüências metassedimentares. Em alguns casos, essas rochas supracrustais são diferenciadas dos *greenstones* por



sua posição estratigráfica, aparentemente mais jovem (Gibbs & Barron 1993). As relações entre as rochas *greenstones* com outras supracrustais não estão claras. No sudoeste do Suriname, gnaisses quartzo-feldspáticos e pelíticos com anfíbolitos, quartzito e, principalmente, rochas cálcio-silicáticas foram englobadas no Grupo Coeroeni (Kroonenberg 1976). Bosma et al. (1983) consideraram essas rochas como pertencentes a uma bacia intra-cratônica, similar a Bacia do Rio Amazonas. Uma idade Rb-Sr de  $2042 \pm 97$  Ma foi definida para as rochas desse grupo (Priem et al. 1977).

Na Guiana Francesa, Ledru et al. (1991 e 1994) discutiram as relações entre as rochas da Formação Paramacá e àquelas da Unidade Sedimentar Superior, anteriormente denominada de formações Orapu e Bonidoro. Essa unidade não foi considerada como *greenstones* (Bosma et al. 1983, 1984, Gibbs & Barron 1993). Uma idade U-Pb em zircão de  $2127 \pm 7$  Ma é referida como uma idade máxima para as rochas dessa unidade (Milési et al. 1995). No Estado de Roraima, a Faixa Cauarane-Parima foi considerada como uma sequência *greenstone*, com idade U-Pb em zircão de  $2235 \pm 19$  Ma (Gaudette et al. 1996).

#### 2.2.1.5 - Granitóides e ortognaisses

Rochas granitóides e ortognaissicas de idades paleoproterozóicas, relacionadas a Orogênese Transamazônica, estão amplamente distribuídas na PMI. De acordo com a distribuição geográfica, as características petrológicas e estruturais, as relações com as sequências supracrustais e com base em critérios geocronológicos foram distinguidas pelo menos duas fases principais de granitogênese para a PMI (Teixeira et al. 1989, Gibbs & Barron 1993, Vanderhaeghe et al. 1998, Delor et al. 2001a, b e c). Uma primeira fase, eo-transamazônica, é caracterizada por intrusões sin-tectônicas e ortognaisses de composição tonalítica, trondhjemítica e granodiorítica. Os granitóides Supamo, na Venezuela, os ortognaisses Bártica, na Guiana, e os granitóides Guyanais, na Guiana Francesa são os principais representantes dessa fase. Uma segunda fase, meso-transamazônica, relaciona-se aos granitos tardi- a pós-tectônicos com afinidade potássica-(K) a cálcio-alcálica, representado pelo Granito *Caraïbes*, na Guiana Francesa. No Suriname, os dois tipos de granitóides apresentam-se, respectivamente, relacionados à Formação Paramacá, com intrusões tonalíticas a trondhjemíticas e à Formação Armina, com leucogranitos a duas micas.

Para o norte da Guiana Francesa, Vanderhaeghe et al. (1998) relacionaram as duas fases de granitogênese com a evolução geodinâmica. A primeira fase, com rochas granitóides de afinidade cálcio-alcálica, como tonalitos e granodioritos foi relacionada a um episódio de acreção crustal

continental, datado entre 2,14 Ga e 2,12 Ga. A segunda fase, com granitos peraluminosos e potássicos, foi relacionada a um episódio de reciclagem crustal com idades entre 2,09 e 2,08 Ga. Na Guiana, no distrito de Omai, Norcross et al. (2000) apresentaram dados U-Pb em zircão de rochas dioríticas com idades de  $2096 \pm 11/-10$  Ma,  $2094 \pm 6$  Ma e  $2092 \pm 11$  Ma, compatíveis com a segunda fase de granitogênese.

No Brasil, particularmente no Estado do Amapá, a distinção entre diferentes fases de intrusões graníticas ainda é difícil devido à carência de estudos nesse sentido. Em sua maioria, os dados definidos para os granitos transamazônicos foram obtidos pelos métodos Rb-Sr e K-Ar que indicaram um intervalo de idades entre 2,3 Ga e 1,8 Ga (Teixeira et al. 1989, Gibbs & Barron 1993, Tassinari 1996). Na porção central do Estado do Amapá registram-se ocorrências de rochas graníticas ricas em potássio e sódio (João & Marinho 1982b). Para as rochas potássicas, Montalvão & Tassinari (1984) definiram uma idade de 2,06 Ga. Na região norte do Amapá, rochas tonalíticas forneceram uma idade U-Pb em zircão de  $2155 \pm 13$  Ma (Nogueira et al. 2000). Idades similares, entre 2,15 e 2,14 Ga, foram definidas para os granitóides da região de fronteira entre Amapá e noroeste do Pará (Rosa Costa et al. 2001).

#### 2.2.1.6 - Magmatismo pós-Transamazônico

Após o fim da Orogênese Transamazônica, a PMI comportou-se como uma área cratonizada, sem que nenhum evento magmático/metamórfico de maior importância tenha sido registrado (Montalvão & Tassinari 1984, Lima et al. 1991, Tassinari 1996). Localmente, algumas intrusões foram identificadas no Estado do Amapá, tais como as intrusivas félsicas da Suíte Falsino e as alcalinas da Suíte Mapari, respectivamente datadas pelo método Rb-Sr a 1,76 Ga e 1,68 Ga (Montalvão & Tassinari 1984). No sudoeste do Amapá, Vasquez & Lafon (2001) apresentaram uma idade Pb-Pb em zircão de  $1753 \pm 3$  Ma para um plúton de granito tipo A. No Suriname, as rochas piroclásticas foram datadas a 1,66 Ga (Priem et al. 1973). No Suriname e na Guiana, idades similares ou um pouco mais antigas foram obtidas para os diques doleríticos (Snelling & McConnell 1969, Norcross et al. 2000). No Suriname e na Guiana Francesa, um outro conjunto de diques doleríticos, associados à abertura do Oceano Atlântico, foi datado pelos métodos K-Ar e Ar-Ar entre 221 Ma a 195 Ma (Priem et al. 1968, Deckart et al. 1997, Nomade et al. 2000).



### 2.2.2 - Principais Aspectos da Evolução Geodinâmica do Escudo das Guianas e da Província Maroni-Itacaiúnas.

Gibbs & Barron (1993) apresentaram um modelo de evolução para o Escudo das Guianas. Neste modelo, a Evolução Arqueana é retratada ao Complexo Imataca, a partir de 3,6 Ga. Embora de forma genérica, os autores levantaram a possibilidade da ocorrência de processos de subducção de placas. Durante o Paleoproterozóico, um evento principal foi caracterizado pelo metamorfismo granulítico e anfibolítico, em torno de 2,0 Ga. Este evento inclui episódios tectônicos, metamórficos e magmáticos. Os processos de subducção de placas oceânicas conduziram a formação de arcos de ilhas que se uniram para formar um novo continente. A ausência de material mais antigo, no âmbito desse continente, reforçou a idéia de subducção oceânica. Os *greenstone belts* foram formados a partir de uma sucessão de arcos de ilhas, com rochas sedimentares associadas a esses *greenstones* e, relacionadas a depósitos em contexto de bacias retro-arco. No final da Evolução Transamazônica, entre 1,9 Ga e 1,8 Ga, ocorreu o espessamento crustal, que favoreceu a colocação de plútons graníticos, com soerguimento de massa e deslocamento na direção SW. No Mesoproterozóico, entre 1,7 Ga e 1,6 Ga, dominaram os processos em ambiente continental, com a deposição de sedimentos do Grupo Roraima e a colocação de corpos graníticos anorogênicos e de rochas vulcânicas do Grupo Uatumã. No Escudo das Guianas, a progressão dos episódios transamazônicos e pós-transamazônicos se deu no sentido leste para oeste. Isto é bem marcado pelo Evento Parguaziano, a 1,5 Ga, na porção mais a oeste do escudo. Finalmente, essa evolução se completa com o desenvolvimento de zonas miloníticas dentro do Cráton Amazônico, em torno de 1,2 Ga, que foram definidas como Episódio *Nickerie*.

Tassinari (1996) e Sato & Tassinari (1997), atribuíram a PMI dois domínios principais denominados Domínio Ensiático e Domínio Ensimático ou Juvenil. O primeiro domínio é constituído por núcleos arqueanos, restritos às porções sudeste e noroeste da PMI, na região central do Amapá e no Complexo Imataca, na Venezuela, respectivamente. Esses núcleos foram retrabalhados durante a Orogênese Transamazônica e ocorrem em meio às rochas crustais paleoproterozóicas dessa província. O segundo domínio, que constitui a maior expressão na PMI, foi desenvolvido por acreção crustal juvenil durante o Paleoproterozóico.

Em trabalhos mais recentes, com ênfase principalmente à geologia da Guiana Francesa, Ledru et al. (1994), Ledru & Milési (1999), Vanderhaeghe et al. (1998) e Delor et al. (1998a, 2000, 2001b e c) apresentaram novas propostas para a evolução geodinâmica da porção oriental do Escudo das Guianas. Os detalhes dessa proposta de evolução, junto com um levantamento



atualizado dos dados geocronológicos serão apresentados em um capítulo específico sobre a geologia da Guiana Francesa. Entretanto, Tassinari et al. (2000) apoiaram-se nessas propostas para discutir a evolução da PMI, enfatizando a existência de dois eventos formadores de rochas principais. O evento mais antigo, que ocorreu entre 2,26 Ga e 2,11 Ga, é caracterizado pela formação dos terrenos granito-*greenstone*. O outro evento, datado entre 2,0 Ga e 1,86 Ga, é associado à formação de terrenos gnáissico-migmatíticos e da Faixa Granulítica Guiana Central. Segundo os autores, no período compreendido entre 2,26 Ga e 1,9 Ga predominaram os processos de acreção continental por derivação mantélica. No intervalo entre 1,9 Ga e 1,86 Ga os processos de retrabalhamento crustal teriam sido mais marcantes.

## **CAPÍTULO III**

### **GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DA PORÇÃO ORIENTAL DO ESCUDO DAS GUIANAS**

### 3 - GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DA PORÇÃO ORIENTAL DO ESCUDO DAS GUIANAS

Nesse capítulo são abordados com mais detalhes os principais aspectos da geologia, bem como são apresentados os dados geocronológicos disponíveis para a Guiana Francesa e para o Estado do Amapá, no Brasil. Estudos recentes realizados pelo BRGM, no âmbito dos programas de mapeamento da Guiana Francesa, tornaram esse setor da porção oriental do Escudo das Guianas como a área melhor conhecida de um ponto de vista geológico e geocronológico. Isto justifica que os resultados dos estudos geológicos e geocronológicos da Guiana Francesa sejam apresentados em detalhes nesse capítulo, de modo a dar suporte às discussões dos dados gerados, nesse trabalho, para o Estado do Amapá. Os principais modelos de evolução geodinâmica, até então, propostos para esse setor do Escudo das Guianas são também detalhados. Finalmente, uma descrição detalhada e atualizada da geologia do Estado do Amapá será apresentada, com um levantamento de todos os dados geocronológicos disponíveis para as unidades geológicas desse estado.

#### 3.1 - GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DA GUIANA FRANCESA

Um avanço significativo do conhecimento da geologia da Guiana Francesa foi alcançado nos últimos cinco anos. Os primeiros trabalhos de síntese sobre a geologia da Guiana Francesa foram realizados por Choubert (1974), seguidos de várias campanhas de mapeamento no final dos anos 70 e na década de 80. Nesse mesmo período, os primeiros dados geocronológicos foram publicados (Choubert 1974, Cordani et al. 1975, Gruau et al. 1985, Teixeira et al. 1985). As principais unidades geológicas da Guiana Francesa, então descritas de norte para sul, segundo Marot (1988), foram:

- 1) um domínio granito-gnáissico (*Série l'Ile de Cayenne*) incluindo migmatitos, gnaisses, anfibolitos e rochas plutônicas de idades paleoproterozóicas, e as seqüências metassedimentares Bonidoro e Orapu;
- 2) um domínio granítico-gnáissico central, constituído por migmatitos, gnaisses, anfibolitos e por granitóides;
- 3) uma seqüência essencialmente metavulcânica com metassedimentos subordinados do Grupo Paramacá (Faixa Inini);
- 4) um domínio granito-gnaiss merdional, Faixa Plutônica Tampoc, constituída por migmatitos, gnaisses e rochas plutônicas;



- 5) uma faixa meta-vulcanossedimentar, com alto grau metamórfico, constituindo a Faixa Tumuc-Humac.

O conjunto de dados geocronológicos obtidos principalmente pelos métodos Rb-Sr e K-Ar em unidades da região norte, indicava idades entre 2,3 Ga e 1,9 Ga. Além disso, os dados geocronológicos obtidos pelo método Sm-Nd em rochas metavulcânicas do Grupo Paramacá, rochas komatiíticas, toleíticas e andesíticas, da Faixa Inini, na região central da Guiana Francesa, indicaram uma idade de  $2110 \pm 90$  Ma (Gruau et al. 1985). Esses dados confirmaram a idade paleoproterozóica dos *greenstone belts*. O valor positivo de  $\epsilon_{Nd}$ , bem como os baixos valores das razões iniciais de Sr dos ortognaisses associados a essas seqüências, datados a 2,00 Ga, levaram os autores a caracterizar um evento de acreção juvenil durante o Paleoproterozóico.

A primeira carta geológica, na escala de 1:500.000, para a porção sul da Guiana Francesa foi apresentada por Marot (1988). As seqüências vulcanossedimentares foram descritas em detalhes, e os autores sugeriram um ambiente de arco de ilhas para a formação das mesmas. O estudo estrutural indicou quatro fases de deformação que afetam as seqüências vulcanossedimentares. Na ausência de dados radiométricos, a cronologia do plutonismo foi estabelecida de acordo com as fases de deformação e compreende dois episódios magmáticos precoces correspondentes aos granitóides e ortognaisses “Guyanais”, gabros, ortognaisses TTG e migmatitos, e um episódio tardi- a pós-orogênico que inclui os corpos granitóides tipo “Caraïbes”, diatexitos e granitóides de anatexia. Duas fases principais de metamorfismo regional foram evidenciadas.

Na década de 90, os estudos de cunho geológico, geocronológico, geoquímico e metalogenético se focalizaram na porção norte da Guiana Francesa, permitindo um maior conhecimento sobre a evolução geológica dessa área (Ledru et al. 1990, 1991, 1994, Milési et al. 1995, Ledru & Milési 1999). Milési et al. (1995) publicaram uma carta geológica a 1:350.000, contendo uma síntese dos principais aspectos geológicos e de ocorrências minerais para essa porção da Guiana Francesa. Vanderhaeghe et al. (1998) apresentaram, em seguida, uma nova síntese das investigações estruturais, geoquímicas, metamórficas e geocronológicas da região de Cayenne-Régina.

O terreno granito-*greenstone* do norte da Guiana Francesa é constituído por duas faixas principais, o Complexo *l'Ile de Cayenne*, mais ao norte e o Complexo Guiana Central, a sul, ambas orientadas segundo um *trend* NW-SE. Essas duas faixas são separadas pelos sedimentos da Bacia Orapu, que é constituída pelos xistos e sedimentos *flysh* da Formação Armina e pelos

sedimentos conglomeráticos e areníticos da Unidade Sedimentar Superior.

O Complexo *l'Ile de Cayenne* é constituído por rochas metavulcânicas de composição basáltica a riolítica, com predominância de dacitos e andesitos intrudidos por plútons de trondhjemitos e metagabros. As condições de metamorfismo evoluem desde a fácies xisto verde até a fácies anfibolito, com anatexia local. O Complexo Guiana Central é constituído por rochas metavulcânicas de composição principalmente intermediária, cortadas por um grande número de plútons essencialmente tonalíticos e granodioríticos. Novamente, o metamorfismo varia da fácies xisto verde a anfibolito com anatexia local. Um episódio magmático tardio é caracterizado por pegmatitos e leucogranitos. Os sedimentos da Formação Armina e da Unidade Sedimentar Superior foram estudados em detalhes por Manier et al. (1993) e Ledru et al. (1991, 1994) que discutiram suas relações com a Formação Rosebel, no Suriname.

Um mapa geológico simplificado, com as principais unidades geológicas existentes para a Guiana Francesa é apresentado na Figura 6. Este mapa foi apresentado por Delor et al. (1998b), a partir das campanhas de mapeamento desenvolvidas na Guiana Francesa, principalmente, pelo BRGM.

A evolução estrutural da Guiana Francesa é caracterizada por uma primeira fase de deformação *D1*, dominada pela intrusão de grandes corpos batolíticos de composição tonalítica-trondhjemitica, seguida por uma fase transpressiva *D2 e D2'*, geradora de convergências oblíquas e colisão entre os batólitos. O afundamento progressivo das bacias sedimentares ocorre nos locais de bordas dos complexos plutono-vulcânicos, sendo seguido por processos de extrusão lateral (SE) no contato mais ao sul da área (Ledru et al. 1994, Ledru & Milési 1999, Milési et al. 1995, Vanderhaeghe et al. 1998). A tectônica transcorrente sinistral é responsável pela formação de *shear zones* orientadas principalmente na direção NW-SE e de bacias tipo *pull-apart* preenchidas pelos sedimentos da Unidade Sedimentar Superior.

Os dados geoquímicos, apresentados por Vanderhaeghe et al. (1998), indicam uma tendência toleítica para as seqüências vulcânicas dos Complexos *l'Ile de Cayenne* e Guiana Central e uma relação genética com as rochas trondhjemiticas. Entretanto, na região de Régina, as rochas vulcânicas e plutônicas associadas indicam uma afinidade cálcio-alcalina, além da existência de plútons de granitóides com alto teor de potássio-(K). Finalmente, os plútons leucograníticos, relacionados às principais *shear zones* NW-SE que afetam toda a região norte da Guiana francesa, apresentam tendência per-aluminosa.



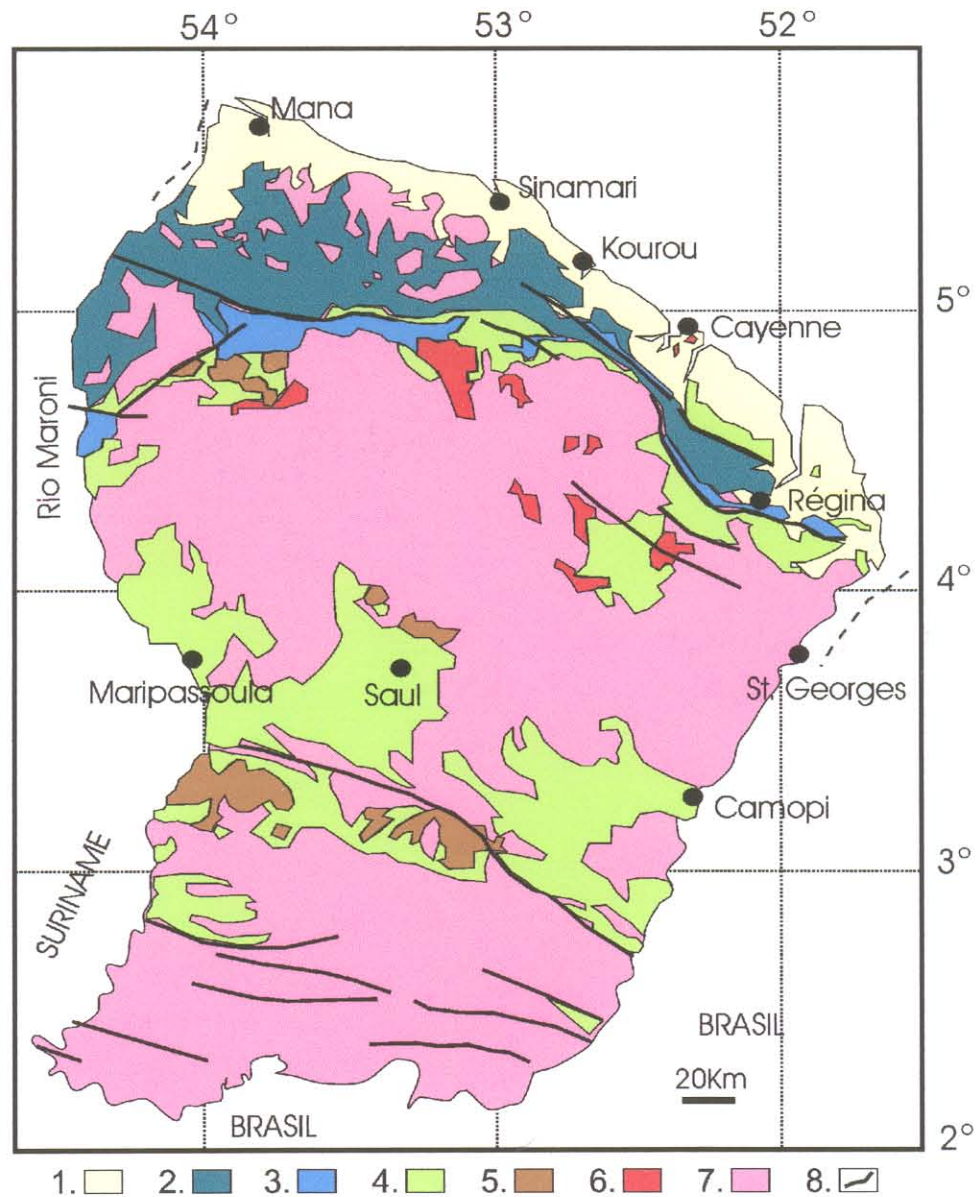


Figura 6 - Mapa geológico simplificado do Escudo das Guianas (Delor et al. 1998b). 1. Coberturas Meso-Cenozóicas, 2. Formação Armina, 3. Série Orapu, 4. Formação Paramacá, 5. Plutonismo básico, 6. Série de Cayenne, 7. Plutonismo Ácido, 8. Falhas.

A idade de formação do Complexo *l'Ile de Cayenne* foi indiretamente fornecida pelos resultados Pb-Pb em zircão de plútons trondhjemiticos datados a  $2216 \pm 4$  Ma e  $2174 \pm 7$  Ma e cálcio-alcalinos, com idade de  $2144 \pm 6$  Ma. Para o Complexo Guiana Central, uma idade Pb-Pb de  $2115 \pm 7$  Ma foi definida a partir de cristais de zircão provenientes de plútons cálcio-alcalinos, além disso, foi evidenciada a presença de cristais de zircão herdados, com idade de  $2129 \pm 6$  Ma (Milési et al. 1995, Vanderhaeghe et al. 1998). Ainda



na região norte da Guiana Francesa, idades Pb-Pb em zircão de  $2094 \pm 5$  Ma e  $2093 \pm 8$  Ma foram obtidas para plútons granodioríticos e graníticos ricos em potássio, enquanto que rochas graníticas per-aluminosas apresentaram uma idade de  $2083 \pm 8$  Ma (Vanderhaeghe et al. 1998).

Após o trabalho de Vanderhaeghe et al. (1998) novos estudos foram realizados na Guiana Francesa, trazendo informações geológicas e geocronológicas complementares para essa área (Delor et al. 1998a e b, Lafrance 1999, 2001a e 2001b, Nomade et al. 2000, 2001 e 2002). Delor et al. (2001b) publicaram uma versão atualizada do mapa geológico da Guiana Francesa, elaborada dentro do programa da *Carte Géologique de la France* à 1:500.000. Esse mapa integra os novos dados geológicos, sobretudo, petrológicos e estruturais, adquiridos durante diversas campanhas de campo no centro e no sul da Guiana Francesa, os dados geofísicos, magnéticos e radiométricos, frutos de uma campanha aerogeofísica realizada em 1996 e, finalmente, os dados geocronológicos, obtidos principalmente pelos métodos Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total, com alguns resultados U-Pb (SHRIMP e CAMECA 1270) em zircão e Th-U-Pb em monazita, por microsonda eletrônica. Alguns dos dados geocronológicos Pb-Pb em zircão dados obtidos no âmbito dessa tese de doutorado também foram integrados nesse mapa. Os dados geocronológicos pré-existent, como aqueles de Gruau et al. (1985) e Vanderhaeghe et al. (1998), Lafrance et al. (1999), também são referidos no mapa.

Nesse mapa atualizado, as unidades mais antigas são encontradas no sul e no norte da Guiana Francesa e correspondem a uma suíte magmática bimodal. A idade mais antiga é fornecida por cristais de zircão de um gabro do Complexo *l'Ile de Cayenne*, que apresentou uma idade Pb-Pb de  $2208 \pm 12$  Ma (Delor et al. 2001a e b). O retrabalhamento dessa suíte teve como produto um magmatismo TTG, datado entre 2,18–2,16 Ga. Na porção central da Guiana Francesa, uma suíte magmática TTG mais nova, com idades entre 2,15 e 2,13 Ga, é constituída por extensos batólitos.

Seqüências vulcanossedimentares se estendem nas porções norte e central da Guiana Francesa. Idades U-Pb (SHRIMP) em zircão de  $2146 \pm 2$  Ma (Lafrance et al. 1999) e U-Pb CAMECA 1270) em zircão  $2156 \pm 6$  Ma (Delor et al. 2001b) foram obtidas para metariolitos, respectivamente, nas regiões de *Saint Elie* e de Camopi. Além disso, uma idade Pb-Pb em zircão “mínima” de  $2132 \pm 3$  Ma foi indiretamente definida por um plúton

tonalítico intrusivo em rochas pelíticas, enquanto que uma idade “máxima” de  $2127 \pm 7$  Ma é registrada em cristais de zircão herdados de uma unidade de conglomerados da Unidade Sedimentar Superior (Milési et al. 1995). Esses resultados sugerem um grande intervalo de tempo para a formação das bacias sedimentares, provavelmente indicando uma contemporaneidade com a formação das suítes TTG. Nessas rochas, os dados Sm-Nd fornecem valores de  $\epsilon_{Nd}$  negativos, indicativos de processos de reciclagem de material crustal, possivelmente, arqueano. As unidades mais jovens são formadas essencialmente por leucogranitos e por granitos enriquecidos em Mg e K. As idades encontradas para esses granitóides determinam um intervalo entre 2105 e 2090 Ma. Entretanto, na porção norte da Guiana Francesa diversos corpos de leucogranitos foram datados entre 2,08 e 2,06 Ga (Delor et al. 2001b). As idades Ar-Ar de 2,05-2,02 Ga e de 1,99-1,97 Ga obtidas, respectivamente, em anfibólios e biotitas, de rochas magmáticas da região de Camopi, são indicativas do resfriamento pós-orogênico (Nomade et al. 2001). A atividade magmática pós-transamazônica limita-se a um conjunto de diques doleríticos que cortam todas as litologias e que são datados entre 198 Ma e 192 Ma (Deckart et al. 1997, Nomade et al. 2000). Todavia, na porção ocidental da Guiana Francesa, um dique neoproterozóico foi datado pelo método K-Ar a  $810 \pm 29$  Ma (Delor et al. 2001b).

Recentemente, um incremento significativo de informações geológicas e geocronológicas na Guiana Francesa permitiu a elaboração de modelos de evolução geodinâmica para essa porção do Escudo das Guianas. Esses modelos são sustentados por uma cronologia detalhada dos eventos magmáticos e metamórficos transamazônicos ocorridos nesse setor do Escudo das Guianas. Para o norte da Guiana Francesa, Ledru et al. (1994, Ledru & Milési 1999) e Vanderhaeghe et al. (1998) apresentaram um modelo de evolução Transamazônica, que considera dois episódios principais de crescimento crustal, seguindo a formação de crosta oceânica. O primeiro episódio corresponde ao maior período de geração de crosta juvenil relacionada ao eo- e meso-Transamazônico entre 2,2 Ga e 2,10 Ga, sendo caracterizado pela subducção de crosta oceânica e acreção continental, com a formação dos complexos cálcico-alcalinos e plutono-vulcânicos. O segundo episódio é caracterizado pela reciclagem crustal e acreção tectônica, em sistemas de convergência oblíqua dos arcos magmáticos neo-Transamazônico. Essa tectônica oblíqua propiciou um espessamento crustal, favorecendo a colocação de corpos graníticos potássicos e per-



aluminosos nos arcos magmáticos, com idades entre 2,09 Ga a 2,08 Ga, e processos de anatexia crustal. Esse modelo de evolução geodinâmica, apresentado para a Guiana Francesa, foi estendido para o setor oriental do Escudo das Guianas. As principais etapas dessa evolução são ilustradas na Figura 7.

De acordo com Vanderhaeghe et al. (1998), os mecanismos de acreção crustal durante o Arqueano-Paleoproterozóico na Guiana Francesa, apontam para um modelo de subducção. Esse modelo é fundamentado nos seguintes aspectos: 1) Pela assinatura geoquímica cálcico-alcalina dos complexos plutono-vulcânicos, que é típica de magmatismo relacionado a subducção moderna; 2) Pela convergência registrada pela deformação dos turbiditos, o qual é comparável à deformação registrada em prismas acrescionários; e 3) Pelo metamorfismo de alta pressão e baixa temperatura registrado nos sedimentos da Unidade Sedimentar Superior.

Uma proposta alternativa de modelo de evolução geodinâmica Transamazônica foi apresentada por Delor et al. (1998a), com base em estudos geológicos, geofísicos, petroestruturais e geocronológicos, realizados no norte e na região central da Guiana Francesa. Esse modelo considera que os processos colisionais modernos tiveram pouca influência na estruturação tectônica. A formação de crosta juvenil estaria condicionada a processos de plumas mantélicas. Nesse caso, a evolução Transamazônica, entre 2,17 e 2,10 Ga, é dominada pela abertura e fechamento de bacias com pulsos magmáticos associados. Diapirismo e tectônica transcorrente são os processos tectônicos dominantes não havendo, contudo, espessamento crustal significativo.

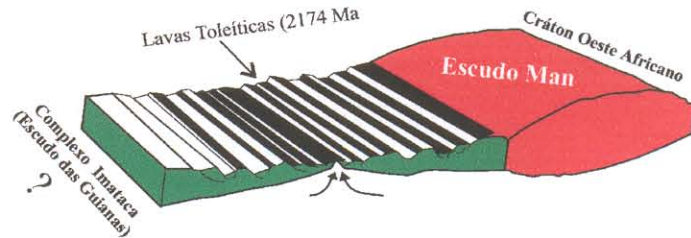
Uma síntese atualizada dos principais dados geocronológicos disponíveis para as rochas da Guiana Francesa é apresentada na Tabela 2.

Figura 7 - Evolução geodinâmica da Guiana Francesa durante a Orogênese Transamazônica, no Paleoproterozóico (após Vanderhaeghe et al. 1998). I. Estágio de Crescimento Crustal - caracterizado em (a) pela formação de uma crosta oceânica, em torno de 2,17 Ga, e em (b) pela extrusão e colocação de complexos plutono-vulcânicos cálcio-alcalinos em ambientes de arcos magmáticos entre 2,14 e 2,12 Ga; II. Estágio de reciclagem Crustal - com desenvolvimento em (c) de convergência oblíqua que culmina em um período erosional e de deposição de sedimentos na Bacia Orapu, e finalmente em (d) em um estágio tardio de convergência oblíqua, ocorre o espessamento crustal, anatexia e colocação de plútons graníticos sin-tectônicos ao longo de zonas de cinturão "strike-slip", com idades entre 2,09 e 2,08 Ga.

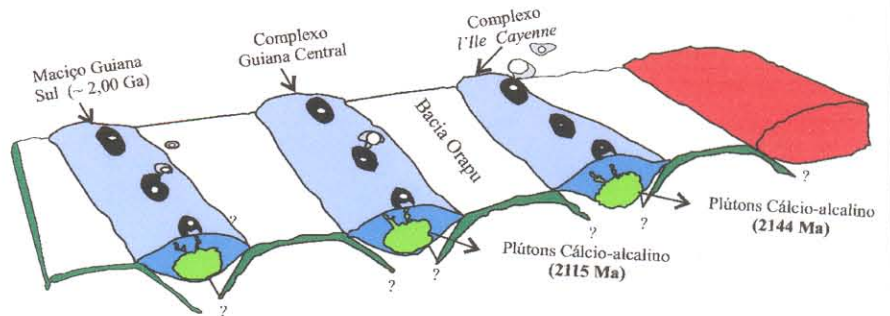


## I. CRESCIMENTO CRUSTAL POR ACREÇÃO MAGMÁTICA

a. Formação de crosta oceânica entre blocos Arqueanos.



b. Formação sucessiva de arcos. Magmatismo cálcio-alcálico.

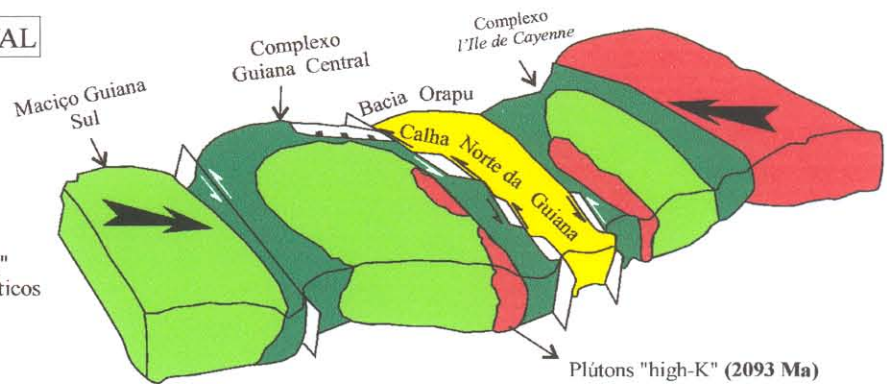


## II. RECICLAGEM CRUSTAL

- Erosão/Sedimentação
- Acreção tectônica

c. Convergência Oblíqua:

- Formação de bacias "pull-apart"
- Espessamento de arcos magmáticos



d. Convergência Oblíqua:

- Colisão de blocos crustais/extrusão lateral.
- Soterramento de bacias "foreland"

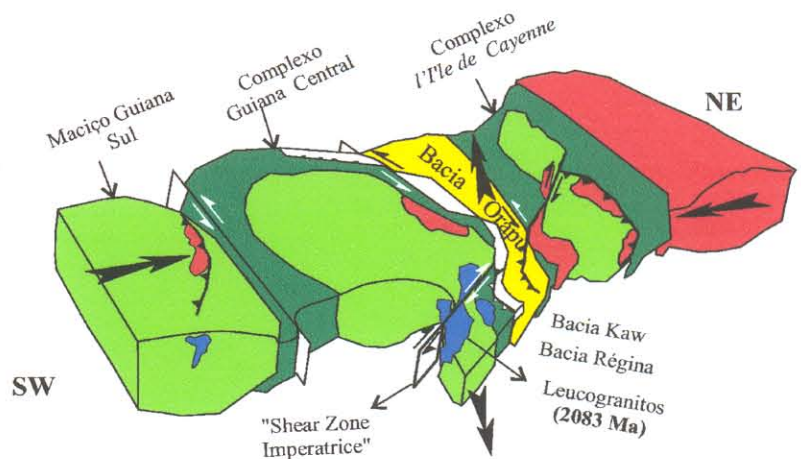


Tabela 2 - Síntese dos principais dados geocronológicos disponíveis na Guiana Francesa (Delor et al. 2001b).

UNIDADE	LITOLOGIA	LOCALIZAÇÃO	MÉTODO	IDADE	REF.*
<b>I. FORMAÇÕES PLUTÔNICAS</b>					
1. Monzogranitos metaluminosos tardios	granito	Petit Saut (N)	U-Pb em zircão (SIMS)	2060 ± 4 Ma	1
	granito	Organabo (NW)	Pb-Pb em zircão	2069 ± 4 Ma	1
	granito		Pb-Pb em zircão	2091 ± 8 Ma	1
2. Leucogranitos peraluminosos	leucogranito	Baugé (NE)	Pb-Pb em zircão	2084 ± 6 Ma	1
3. Monzogranitos	granito porfirítico	Saul Mathias (NE)	Pb-Pb em zircão	2093 ± 3 Ma	1
	granito	Saut Machicou	Pb-Pb em zircão	2089 ± 2 Ma	1
	granito	Saul	Pb-Pb em zircão	2089 ± 4 Ma	1
4. Gabronoritos	gabro	Saut Athanase (NE)	Pb-Pb em zircão	2094 ± 10 Ma	1
	gabro	Camopi (SE)	Pb-Pb em zircão	2098 ± 2 Ma	1
5. Tonalitos, monzogranitos, granodioritos e sienitos	granodiorito	Trois Sault (SE)	Pb-Pb em zircão	2105 ± 3 Ma	1
	sienito	Koumalawa Itou (SE)	Pb-Pb em zircão	2090 ± 2 Ma	1
	granodiorito	Camopi (SE)	U-Pb em zircão (SIMS)	2103 ± 12 Ma	1
	granodiorito	Camopi (SE)	Pb-Pb em zircão	2098 ± 2 Ma	1
	granodiorite	Cayenne (NE)	Sm-Nd rocha total (TDM)	2,27 - 2,20 Ga	3
	tonalito	Saut Lavillette (SE)	Pb-Pb em zircão	2129 ± 3 Ma	1
	sienito	Rio Alitani (SW)	U-Pb em zircão (SIMS)	2094 ± 6 Ma	1
	sienito	Rio Malani (SW)	U-Pb em zircão (SIMS)	2090 ± 8 Ma	1
	granito	Borne (SW)	Pb-Pb em zircão	2100 ± 1 Ma	1
	granito	Komakou Soula (SW)	Pb-Pb em zircão	2112 ± 2 Ma	
	sienito	I'Álitani (SW)	U-Pb em zircão (SIMS)	2094 ± 6 Ma	1
	granito	Inipi (S)	U-Pb em zircão (SIMS)	2109 ± 7 Ma	1
6. Gnaisses TTG e granitos	tonalito	Dégrade Roche (SW)	U-Pb em zircão (SIMS)	2131 ± 6 Ma	1
	granodiorito	Mataroni, Conté (SW)	Pb-Pb em zircão	2124 ± 3 Ma	1
	monzogranito	Yanamale (SW)	Pb-Pb em zircão	2136 ± 3 Ma	1
	granodiorito	Alikoto Itou (SE)	U-Pb em zircão (SIMS)	2128 ± 10 Ma	1
	leucogranito	Saut Tamanoir (NW)	Pb-Pb em zircão	2132 ± 3 Ma	1
7. Complexos básico-ultrabásicos	metatonalito	Mahuri (N)	Pb-Pb em zircão	2144 ± 2 Ma	1
	sienogranito	Saut I'Alitani (SW)	Pb-Pb em zircão	2135 ± 2 Ma	1
	tonalito	Rio Petit Inini (SW)	Pb-Pb em zircão	2141 ± 4 Ma	1
8. Gnaisses granodioríticos tipo Saint Elie	granodiorito	Saint Elie (NW)	U-Pb em zircão (TIMS)	2146 ± 1 Ma	3
	granodiorito	Saint Elie (NW)	U-Pb em zircão (TIMS)	2148 ± 4/3 Ma	3
	granito	Rivière Comté (NE)	Pb-Pb em zircão	2132 ± 2 Ma	1
	granodiorito	Tampok	Pb-Pb em zircão	2155 ± 3 Ma	1
9. Gnaisses tonalíticos, microdioríticos	microdiorito	Tamouri	Pb-Pb em zircão	2160 Ma	1
	tonalito	Ouliva Itou (SE)	Pb-Pb em zircão	2160 ± 6 Ma	1
	granito	Ilete Waiwarou (SE)	Pb-Pb em zircão	2163 ± 3 Ma	1
10. Gnaisses granodioríticos	granodiorito	Trois Sault (SE)	Pb-Pb em zircão	2183 ± 2 Ma	1
	tonalito	Flassapa Itou (S)	Pb-Pb em zircão	2104 ± 2 Ma (2,15-2,19 Ga)	1
11. Gnaisses tonalíticos e granodioríticos Wawa Soula	ortognaisses	Wawa Soula (SW)	Pb-Pb em zircão	2206 Ma	1
12. Anfíbolitos e metagabros (I'le de Cayenne)	metagabros	Cayenne (NE)	U-Pb em zircão (SIMS)	2208 ± 12 Ma	1
13. Gnaisses trondhjemiticos (Ile de Cayenne)	trondhjemitos	Cayenne (NE)	Pb-Pb em zircão	2216 ± 4 Ma	2
	tonalito	Grand Laussat (NW)	Pb-Pb em zircão	2172 ± 2 Ma	1
	granito	Cayenne (NE)	Pb-Pb em zircão	2165 ± 6 Ma	1
	granito	Malmanoury (N)	Pb-Pb em zircão	2,09-2,15 Ga	1
<b>II. CINTURÕES DE ROCHAS VERDES</b>					
1. Grupo Paramacá	metariolito	Bienvenue (SE)	Pb-Pb em zircão	2138 ± 4 Ma	1
	metariolito	Petit Saut Iripi (SE)	U-Pb em zircão (SIMS)	2156 ± 6 Ma	1
	metandeseito	Saut Tambour	Pb-Pb em zircão	2137 ± 6 Ma	1
	riolito	Paul Asnard (NW)	Pb-Pb em zircão	2152 ± 8 Ma	1
	riolito	Saint Elie (NW)	U-Pb em zircão (TIMS)	2146 ± 2 Ma	3
	xistos	Cayenne (N)	Rb-Sr em rocha total	1900 ± 10 Ma	4
	komatiitos, toleitos	Faixa Inini	Sm-Nd (isócrona)	2110 ± 90 Ma	5
	Andesitos		Sm-Nd rocha total (TDM)	2,15-2,32 Ga	5

\* Referências: 1. Delor et al. (2001b), 2. Vanderhaeghe et al. (1998), 3. Lafrance (1997, 1999), 4. Teixeira et al. (1984), 5. Gruau et al. (1985).  
Obs: N-norte, NE-nordeste, NW-noroeste, S-sul, SE-sudeste, SW-sudoeste



### 3.2 - GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO ESTADO DO AMAPÁ

Os principais trabalhos de mapeamentos geológicos realizados no Estado do Amapá remontam à década de 70. Dessa época, merecem destaque os trabalhos pioneiros desenvolvidos durante o Projeto Norte da Amazônia (1973), cujas informações foram sintetizadas em Basei (1973) e Lima et al. (1974) e o projeto Jari-Rio Negro Leste (1976-1978). Um levantamento geológico na escala de 1:100.000, na área de abrangência das Folhas NA.22-YB-III e NA.22-YB-VI, localizadas na região central do então Território Federal do Amapá, foi executado em conjunto pela CPRM e pelo DNPM. As informações geológicas mais relevantes, desse levantamento geológico, foram sintetizadas nos trabalhos de João & Marinho (1982a e 1982b). Para a região central do Amapá, Montalvão & Tassinari (1984) apresentaram um estudo isotópico Rb-Sr e K-Ar para várias amostras coletadas nas áreas de Cupixi, Amapari, Ferreira Gomes e da Serra do Navio. Rodrigues et al. (1988) publicaram um mapa, na escala de 1:1.000.000, sintetizando os principais aspectos litoestruturais do Território Federal do Amapá.

No início da década de 90, os dados gerados a partir do Projeto “Sistematização das Informações sobre os Recursos Naturais do Estado do Amapá”, executado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística / IBGE foram sintetizados por Lima et al. (1991). Nesse trabalho foram definidas as principais feições estruturais do Estado do Amapá. Na porção sul, um cinturão de cisalhamento dúctil-rúptil, denominado de Cinturão de Cisalhamento Tumucumaque, foi associado a um regime tectônico oblíquo, com típicas estruturas sigmoidais e falhas de cavalgamento e direcionais, de comportamento anastomótico. A orientação principal deste cinturão segue um *trend* NW-SE, com deslocamento de massas de SW para NE. Os falhamentos mais importantes para a estruturação da região são representados pela Falha Tumucumaque e pela Falha Cupixi.

Na porção central do Estado do Amapá, abrangendo as regiões do Rio Flechal e do Rio Tartarugal Grande e da localidade de Lourenço e, indo em direção à fronteira com a Guiana Francesa, na região de Caroni, foi definido o Cinturão de Cisalhamento Caroni-Quatro Pancadas. Trata-se de um cinturão cujo “trend” NW-SE é bem marcado na região do Rio Flechal, através da Falha Quatro Pancadas. Na porção mais ao norte do Estado do Amapá, na região do Baixo Rio Uaçá e, adentrando na Guiana Francesa, foi definido o Cinturão de Cisalhamento Baixo Uaçá. Este cinturão exibe um *trend* NNW-SSE, bem caracterizado nas rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Vila Nova. No Mesozóico essa região foi alvo de uma fase distensional, que propiciou a colocação de enxames de diques básicos, incluídos na Suíte Intrusiva Cassiporé e associados à falhas normais e transferentes,



orientadas segundo um *trend* NE-SW (Lima et al. 1991).

Sato & Tassinari (1997) apresentaram uma síntese dos dados Sm-Nd disponíveis para o Cráton Amazônico como um todo, a qual inclui novos resultados Sm-Nd, idades modelo Nd  $T_{(DM)}$  para as rochas tonalíticas e graníticas da região de Cupixi, na região central do Estado do Amapá.

As principais unidades geológicas pré-cambrianas, até então definidas para o Estado do Amapá eram formadas por: 1) um conjunto de granitóides e seus equivalentes gnaissificados, considerados de idade arqueana e agrupados no Complexo Guianense (Issler et al. 1974); 2) rochas granulíticas arqueanas, principalmente, enderbitos e charnoquitos, englobadas na Suíte Metamórfica Tartarugal Grande (João & Marinho 1982a); 3) rochas supracrustais formando os terrenos *greenstones*, incluídos no Grupo Vila Nova (Lima et al. 1974); 4) granitóides de idades transamazônicas, associados aos terrenos *greenstones* e, finalmente, 5) intrusões magmáticas pós-transamazônicas.

Recentemente, dados geológicos, geofísicos, geocronológicos e metalogenéticos foram integrados junto com imagens de radar para compor o mapa metalogenético do Estado do Amapá, cujos resultados foram apresentados por Faraco et al. (2000). Também no ano de 2000, a CPRM/Belém iniciou um projeto intitulado PROMIN RENCA – Reserva Nacional do Cobre e Associados, visando a cartografia geológica nas escalas 1:250.000 e 1:100.000, em uma área de cerca de 33.000Km<sup>2</sup>, localizada na porção sudoeste do Estado do Amapá. As informações geológicas, petrográficas e geocronológicas preliminares geradas nessas pesquisas foram divulgadas nos trabalhos de Carvalho et al. (2001), Rosa Costa et al. (2001), Ricci et al. (no prelo) e Vasquez & Lafon (2001). Para a porção centro-norte do Estado do Amapá, Lafon et al. (1998, 2000, 2001) e Avelar et al. (2001) apresentaram informações geocronológicas Nd  $T_{(DM)}$  e Pb-Pb em cristais de zircão de amostras gnáissicas, granulíticas, granitóides e graníticas.

Na área de abrangência do Projeto RENCA, nas regiões sudoeste do Estado do Amapá e noroeste do Estado do Pará, Carvalho et al. (2001) e Ricci et al. (no prelo), com base em critérios litológicos, metamórficos, geofísicos e estruturais, individualizaram, de NE para SW da área, três domínios geológicos denominados de Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande – TACTG, de Cinturão Jari – CJ e de Orógeno Carecuru-Paru – OCP. O TACTG possui um *trend* NW-SE, cujas foliações apresentam mergulhos médios para NE ou SW. O CJ ocorre como uma faixa NW-SE, onde dominam rochas de alto grau metamórfico, com uma foliação segundo o *trend* NW-SE. O OCP é constituído por ortognaisses e granitóides primitivos, que foram agrupados nos Complexos Paru-





### 3.2.1 - Granitóides e migmatitos

Issler et al. (1974) inseriram no Complexo Guianense, um conjunto de granitóides tonalíticos, trondhjêmíticos, granodioríticos, e gnaisses de composições equivalentes, que ocorrem em grandes proporções no Estado do Amapá. Lima et al. (1974) definiram essas rochas como pertencentes ao Núcleo Oiapoque. João & Marinho (1982a) propuseram a denominação de Suíte Metamórfica Guianense para as rochas granitóides, que ocorrem na região central do Amapá, e individualizaram dois tipos litológicos principais nessa unidade. O primeiro denominado de Tonalito Papa Vento, possui afinidade tonalítica. O segundo denominado de Granito Cigana, possui características graníticas. Trata-se de granitóides em estágio avançado de migmatização, que são marcados pela presença de encraves anfibolíticos, principalmente no Tonalito Papa Vento, onde atingem a escala de mesoencraves, com uma marcante concordância estrutural na direção NW-SE. Esses mesoencraves anfibolíticos foram considerados como sendo xenólitos do Grupo Vila Nova. Também na região central do Amapá, os tonalitos da região de Cupixi e da Serra do Navio foram, igualmente, incluídos na Suíte Metamórfica Guianense.

João & Marinho (1982a), baseados em dados petrográficos definidos para as rochas granitóides da Suíte Metamórfica Guianense e para as rochas granulíticas da Suíte Metamórfica Tartarugal Grande, sugeriram haver uma zona de transição entre essas rochas. Na região de Tartarugal Grande, a existência de um marcante lineamento estrutural, representado pela Falha do Segundo Braço, a qual foi interpretada como uma falha de empurrão, marca o contato entre as rochas das duas unidades. Segundo os autores, a falha de empurrão teria alçado as rochas granulíticas, especialmente subjacentes, em contato com os granitóides.

As rochas granitóides, da Suíte Metamórfica Guianense, foram assumidas como tendo idades arqueanas (João & Marinho 1982a, Lima et al. 1991). Para as rochas tonalíticas e gnaíssicas, da região de Cupixi, foi definida uma idade isocrônica Rb-Sr de referência de 2,94 Ga, com  $I_{Sr}$  de 0,701, (Montalvão & Tassinari 1984). Idades modelo Nd  $T_{(DM)}$  entre 3,1 e 3,06 Ga foram determinadas para as rochas tonalíticas (Sato & Tassinari 1997). Estas idades são indicativas da existência de fragmentos de uma crosta arqueana nessa região. Idades K-Ar em minerais separados dessas amostras definiram um intervalo de idades entre 2076 e 1975 Ma, as quais foram associadas ao resfriamento do magmatismo ocorrido durante o Evento



Transamazônico. Para a região de Oiapoque, a norte do Estado do Amapá, as idades Rb-Sr e K-Ar para as rochas granitóides do Complexo Guianense ficaram entre 2,06 Ga e 1,98 Ga (Amaral 1974 e Lima et al. 1974).

Recentemente, Carvalho et al. (2001) e Ricci et al. (no prelo) redefiniram no âmbito do TACTG, o Complexo Tumucumaque, que é caracterizado por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos com grau de migmatização fraco ou moderado e migmatitos subordinados, metamorfizados na fácies anfibolito. Rosa Costa et al. (2001) definiram uma idade Pb-Pb em cristais de zircão de  $2652 \pm 4$  Ma para um gnaisse granodiorítico do Complexo Guianense.

### 3.2.2 - Terreno metamórfico de alto grau (Complexos granulíticos)

João et al. (1979) identificaram as faixas granulíticas da região de Tartarugal Grande e da porção centro-leste do Estado do Amapá. As rochas granulíticas básicas foram agrupadas na Suíte Metamórfica Ananaí, que inclui as unidades Piriclasito Mutum e Quartzito Tracajutuba. Posteriormente, João & Marinho (1982a) englobaram as rochas granulíticas ácidas na Suíte Metamórfica Tartarugal Grande, onde foram individualizados o Charnoquito Cuatá e o Enderbitto Cobra. A esses granulitos registra-se a ocorrência de várias rochas de composição gnáissica, migmatítica, além de corpos granitóides.

As faixas de rochas granulíticas com direção NW, da porção central do Estado do Amapá, foram incluídas no chamado Cinturão Granulítico Tumucumaque-CGT (Lima et al. 1982). Hasui et al. (1984) e Costa & Hasui (1997), baseados em dados geofísicos, propuseram a existência de dois cinturões granulíticos denominados de Cinturão Jarí, na divisa entre os estados do Pará e Amapá, e de Cinturão Amapá, no sul do Estado do Amapá. Os granulitos do leste do Amapá representariam porções infracrustais, delineando um cinturão granulítico. Lima et al. (1991), seguindo as definições de unidades de alto grau propostas por João et al. (1979) e João & Marinho (1982a), redefiniram o CGT e adotaram a designação Suíte Metamórfica Ananaí-Tartarugal Grande-SMATG. Esses autores consideraram o posicionamento estratigráfico dessas rochas como sendo idêntico àquele do Complexo Guianense, acrescentando ainda, que, tais rochas seriam de níveis intermediários, mesozonal e àquelas da SMATG, de níveis profundos, catazonais.

De acordo com João & Marinho (1982b), a paragênese mineral dos granulitos enderbíticos é formada por: ortopiroxênio + plagioclásio + quartzo + K-feldspato; enquanto que para os granulitos charnoquíticos a paragênese é formada por: ortopiroxênio + K-feldspato + quartzo + plagioclásio.

Essas paragêneses possibilitam caracterizar um regime de pressão intermediária para esses componentes.

Lima et al. (1982) e João & Marinho (1982b) definiram, para um conjunto de rochas charnoquíticas e enderbíticas, uma isócrona Rb-Sr com idade de  $2450 \pm 74$  Ma e  $I_{Sr}$  de 0,7063. Uma amostra desse conjunto, tratada em separado, definiu uma idade de 3,34 Ga com  $I_{Sr}$  de 0,705. Montalvão & Tassinari (1984) recalcularam os dados isotópicos apresentados para as amostras anteriormente citadas, e obtiveram uma idade de 2674 Ma, com  $I_{Sr}$  de 0,7045. Segundo esses autores, o valor da razão inicial é sugestivo de que tais rochas foram formadas a partir de uma fonte mista, com material retrabalhado do manto e da crosta.

Carvalho et al. (2001) incluíram no Cinturão Jari, as rochas de alto grau metamórfico, cuja assembléia do embasamento é constituída pelos ortognaisses tonalíticos e granodioríticos de médio grau metamórfico do Complexo Guianense; pelos ortognaisses graníticos migmatizados, com metamorfismo de transição na fácies anfibolito e granulito, do Complexo Baixo Amapari; pelos gnaisses granulíticos fortemente migmatizados do Complexo Jari-Guaribas e finalmente, pelos metassedimentos granulitizados do Complexo Iratapuru. Rosa Costa et al. (2001) determinaram idades Pb-Pb em cristais de zircão de  $2790 \pm 15$  Ma e  $2582 \pm 6$  Ma para gnaisses enderbíticos dos Complexos Jari-Guaribas e Ananaí, respectivamente.

### 3.2.3 - Terrenos *Greenstones belts*

As seqüências vulcanossedimentares do Estado do Amapá e da porção NW do Estado do Pará, região de Ipitinga, foram incluídas no Grupo Vila Nova (Nagel 1962, Lima et al. 1974), ou na Suíte Metamórfica Vila Nova (João & Marinho 1982b). A estratigrafia do Grupo Vila Nova, no Estado do Amapá, foi bem definida na área da Serra do Navio, cuja base é constituída por um espesso pacote de rochas metavulcânicas com afinidades toleíticas, localmente komatiíticas, incluídas na Formação Jornal (Scarpelli 1969). No topo, as rochas ortoanfibolíticas são sobrepostas pelas formações ferríferas bandadas, intercaladas com xistos aluminosos contendo lentes de mármores manganesíferos da Formação Serra do Navio (Lima et al. 1974). As rochas do Grupo Vila Nova foram metamorfizadas desde a fácies xisto-verde até a fácies anfibolito (Montalvão & Tassinari 1984, Tassinari 1996). Na porção central do Estado do Amapá, as incertezas quanto às correlações das rochas *greenstones* com as rochas de alto grau, granulitos arqueanos, e o número reduzido de dados geocronológicos não permitiram o avanço no entendimento das relações estratigráficas entre essas



unidades (Montalvão & Tassinari 1984 e Cordani et al. 2000). Alguns autores, baseados em evidências de campo, não descartaram a possibilidade das rochas *greenstones* do Grupo Vila Nova apresentarem uma idade arqueana (João & Marinho 1982a, Montalvão & Tassinari 1984). Contudo, uma idade Rb-Sr em rocha total de 2,09 Ga (Basei 1973) e idades K-Ar em micas de xistos entre 1,92 Ga e 1,76 Ga e em anfibólios de anfibolitos entre 2,09 Ga e 1,97 Ga da Serra do Navio, sugeriram uma idade paleoproterozóica para esse grupo (Montalvão & Tassinari 1984).

Para as rochas anfíbolíticas e actinolito-xistos, da região de Ipitinga, na fronteira entre os estados do Amapá e Pará, uma idade isocrônica Sm-Nd de  $2264 \pm 34$  Ma foi definida por McReath & Faraco (1997), confirmando a idade paleoproterozóica dessas rochas. Essa idade está de acordo com as idades U-Pb e Sm-Nd, entre 2,25 e 2,11 Ga, previamente obtidas para outras rochas de seqüências *greenstone belts* de outros setores da PMI (Gibbs & Olszewski 1982, Gruau et al. 1985). Isso permitiu correlacionar as rochas do Grupo Vila Nova com aquelas do Grupo Paramacá, na porção central da Guiana Francesa, com idade isocrônica Sm-Nd de 2,11 Ga (Gruau et al. 1985) e com as rochas do Grupo Barama-Mazaruni, na República da Guiana, com idade U-Pb em zircão de 2,25 Ga (Gibbs & Olszewski 1982).

### 3.2.4 - Granitóides Transamazônicos

Nas regiões de Cupixi e de Ipitinga, respectivamente, na porção central do Amapá e na fronteira entre os estados do Pará e do Amapá, registra-se um intenso magmatismo granítico, rico em feldspato potássico e álcali-granitos. Do ponto de vista geológico e geocronológico, muitas dúvidas permanecem quanto à separação desses granitos ditos Transamazônicos com os granitóides, ortognaisses e migmatitos do Complexo Guianense, estes tidos como de idades arqueanas. Todavia, Montalvão & Tassinari 1984, consideraram os granitóides transamazônicos como intrusivos nas rochas do Complexo Guianense, e os incluíram na Suíte Intrusiva Cupixi ou Suíte Metamórfica Água Branca.

De acordo com João & Marinho (1982a) as rochas graníticas mostram-se ora isotrópicas, ora orientadas, com textura gnáissica. Localmente, nas regiões de contato com as rochas do embasamento, percebe-se uma migmatização intensa nas rochas granitóides, levando a formação de migmatitos. Uma idade de 2,25 Ga e razão inicial ( $I_{Sr}$ ) de 0,747 foi definida, a partir de uma isócrona de referência Rb-Sr, para as rochas migmatíticas da região de Cupixi. O valor elevado da razão inicial é sugestivo de que a formação dessas rochas se deu a partir da fusão em altos níveis crustais. Para as



rochas graníticas potássicas, Montalvão & Tassinari (1984) definiram uma idade de 2,06 Ga. Na região norte do Amapá, no distrito aurífero de Lourenço, Nogueira et al. (2000) definiram uma idade U-Pb em zircão de  $2155 \pm 13$  Ma para as rochas tonalíticas associadas às seqüências *greenstones*.

Faraco et al. (2000) definiram pelo menos sete suítes graníticas transamazônicas no Estado do Amapá, de acordo com as composições petrográficas das rochas e as idades determinadas por analogia com a Guiana Francesa, desde 2206 Ma, para as rochas trondhjemiticas e tonalíticas, até 2093-2089 Ma, para os K-feldspatos granitos e sienogranitos. Todavia, essa correlação parece justificável apenas para a região de fronteira, tornando-se menos provável a medida que se avança para o interior do Amapá.

No âmbito do domínio Orógeno Carecuru – Paru, Carvalho et al. (2001) individualizaram as rochas ortognáissicas que foram incluídas no Complexo Paru-Maratiá e rochas granitóides primitivas, tais como, dioritos, tonalitos e trondhjemitos subordinados, incluídas na Suíte Intrusiva Carecuru. Ainda na área de abrangência do OCP um magmatismo orogênico foi bem caracterizado, sendo individualizados as suítes intrusivas Carecuru, Cupixi, Igarapé Urucu, Igarapé Careta, e os corpos denominados Granito Igarapé Castanhal e Alasquito Urucupatá. Rosa Costa et al. (2001) definiram uma idade Pb-Pb em zircão de  $2150 \pm 1$  Ma em cristais de zircão de um biotita-hornblenda gnaiss tonalítico do Complexo Paru-Maratiá. Para um charnoquito ígneo da Suíte Igarapé Urucu, uma idade Pb-Pb em cristais de zircão de  $2146 \pm 14$  Ma foi determinada, enquanto que para um quartzo-diorito da Suíte intrusiva Carecuru foi obtida uma idade Pb-Pb em zircão de  $2140 \pm 1$  Ma. Finalmente, os cristais de zircão de um feldspato-alcálico granito, do Alasquito Urucupatá, definiram uma idade Pb-Pb em zircão de  $2146 \pm 3$  Ma.

### 3.2.5 - Magmatismo Pós-Transamazônico e Potencial Metalogenético

Após o fim do Evento Transamazônico, várias fases de reativações tectonomagmáticas foram evidenciadas no Amapá. Estas fases estão relacionadas a um regime distensivo e a movimentos verticais de blocos (Montalvão & Tassinari 1984, Lima et al. 1991). Os principais produtos dessas reativações foram englobados no Supergrupo Uatuma. No Estado do Amapá as rochas plutônicas da Suíte Intrusiva Mapuera com idade Rb-Sr de  $1860 \pm 28$  Ma e  $I_{Sr}$  de 0,7067 (Tassinari et al. 1984) são os principais representantes dessa fase, havendo ainda referência às rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, que ocorre muito restritamente na região de fronteira com o Estado do Pará.

Alem das rochas anteriormente mencionadas, merecem destaque por serem também produtos dessas fases de reativações, as rochas graníticas incluídas na Suíte Intrusiva Falsino e as alcalinas (gabros e diabásios) da Suíte Mapari. Estas rochas distribuem-se no Estado do Amapá como pequenos corpos circulares, intrusivos principalmente nas rochas do Complexo Guianense. Para as rochas félsicas foi definida uma idade Rb-Sr em rocha total de  $1760 \pm 37$  Ma e  $I_{Sr}$  de 0,7163 (Tassinari et al. 1984). Para as rochas alcalinas, as idades Rb-Sr definiram um intervalo entre 1,68 Ga e 1,34 Ga (Montalvão & Tassinari 1984). Vasquez & Lafon (2001) apresentaram uma idade Pb-Pb em zircão de  $1753 \pm 3$  Ma para um plúton granítico tipo A, denominado Granito Waiãpi, da região de fronteira entre os Estados do Amapá e Pará.

A ocorrência dos principais bem minerais do Estado do Amapá, em especial o ouro, está intimamente ligada às grandes feições estruturais, como os cinturões de cisalhamento (Lima et al. 1991). As potencialidades metalogenéticas do Estado do Amapá foram ressaltadas por Carvalho et al. (1994) e Faraco & Carvalho (1994), com ênfase aos distritos auríferos das regiões de Cassiporé, Tartarugalzinho, Serra do Navio/Vila Nova e Cupixi, todos relacionados às seqüências *greenstones* do Grupo Vila Nova. Os distritos manganésíferos da Serra do Navio e o cromitífero do Igarapé do Breu foram associados às seqüências metavulcanossedimentares e complexos máfico-ultramáficos diferenciados. Spier & F. Filho (1999) descreveram depósitos de cromita, com características geológicas semelhantes a depósitos magmáticos estratiformes; depósitos de ouro, associados a metaconglomerados e quartzitos; depósitos de ouro, associados aos veios de quartzo e sulfetos em estruturas de cisalhamento dúctil; e depósitos de ferro, todos no âmbito do Projeto Vila Nova, na região centro-sudeste do Estado do Amapá.

Faraco et al. (2000) apresentaram um mapa geológico e metalogenético para o Estado do Amapá e noroeste do Estado do Pará, integrando dados geológicos, geofísicos, geoquímicos e estruturais, no qual são identificadas as principais províncias metalogenéticas existentes, junto com os distritos minerais. Depósitos de ouro ocorrem principalmente nos distritos de Cassiporé, Tartarugalzinho, Serra do Navio/Vila Nova, Serra do Cupixi e Serra do Ipitinga, onde depósitos de cobre também são registrados. Depósitos de manganês ocorrem no distrito de Serra do Navio, enquanto depósitos de cromo ocorrem nos distritos de Bacuri e Igarapé do Breu. Dardenne & Schobbenhaus (2001a, b) individualizaram duas épocas metalogenéticas, no Paleoproterozóico. À primeira, em torno de 2,2 Ga e chamada de Época



do Manganês, estão associados os depósitos de manganês da Serra do Navio. À segunda, em torno de 2,0 Ga, estão associados os depósitos de ouro, definida pela deformação e metamorfismo durante a Orogênese Transamazônica e foi conseqüentemente denominada de Época do Ouro. O depósito de ouro tipo Amapari, que ocorre em zonas de cisalhamento, e o depósito de ouro de Salamangone, que ocorre nas intrusões graníticas neo-Transamazônica estão associados a essa segunda época metalogenética.

Uma síntese dos dados geocronológicos disponíveis para as principais unidades geológicas do Estado do Amapá é apresentada na Tabela 3. A Tabela 4 apresenta as principais colunas estratigráficas, propostas, para o Estado do Amapá, a partir dos trabalhos de João & Marinho (1982a), Lima et al. (1991) e de Faraco et al. (2000).

Tabela 3 - Síntese dos dados geocronológicos disponíveis para as principais unidades geológicas do Estado do Amapá-Brasil.

UNIDADE	LITOLOGIA	MÉTODO	IDADES	REF. *
I. Granitóides e migmatitos	Tonalitos, ortognaisses migmatitos	Rb-Sr em rocha total	2,94 Ga	6
		K-Ar em mineral	2,08-1,98 Ga	6
		Sm-Nd T(DM)	3,10 e 3,06 Ga	9
		Rb-Sr - K-Ar	2,06-1,98 Ga	2, 3
		Pb-Pb em zircão	2652 ± 4 Ma	11
II. Terrenos Metamórficos de Alto Grau (Complexos gnáissicos-granulíticos)	Charnóquitos e enderbitos gnaisses granulíticos	Rb-Sr em rocha total	2450 ± 74 Ma, 2674 Ma	3-5, 6
		Pb-Pb em zircão	2790 ± 15 Ma / 2582 ± 6 Ma	11
III. Terrenos <i>Greenstone belts</i>	anfíbolitos, metacherts metaultramáficas, xistos e BIF	K-Ar em anfíbólio	2,09-1,97 Ga	6
		K-Ar em muscovita	1819 ± 46 Ma	6
		K-Ar em biotita	1759 ± 49 Ma	6
		Rb-Sr em rocha total	2,09 Ga	1
		Rb-Sr em rocha total	2264 ± 34 Ma	8
IV. Granitóides Transamazônicos	granitóides e ortognaisses cálcio-alcalinas	Rb-Sr em rocha total	2,25 Ga / 2,06 Ga	6
		Sm-Nd T(DM)	2,22 Ga	9
		U/Pb em zircão	2155 ± 13 Ma	10
		Sm-Nd T(DM)	2,24 e 2,34 Ga	10
		Pb-Pb em zircão	2146 ± 14 / 2146 ± 3 Ma	11
		Pb-Pb em zircão	2140 ± 1 Ma	11
V. Magmatismo Pós-Transamazônico	granitos, granodioritos e cálcio-alcalinas	Pb-Pb em zircão	2150 ± 1 Ma	11
		Rb-Sr em rocha total	1760 ± 37 Ma	7
	gabros e doleritos	Pb-Pb em zircão	1753 ± 3 Ma	12
		K-Ar em plagioclásio	1,76 Ga; 0,84-0,59 Ga	4
	nefelina sienitos	Rb-Sr em rocha total	1,68-1,34 Ga	4

\* Referências: (1) Basei (1973); (2) Amaral (1974); (3) Lima et al. (1974); (4) Teixeira et al. (1978); (5) João & Marinho (1982a); (6) Montalvão & Tassinari (1984); (7) Tassinari et al. (1984); (8) McReath & Faraco (1997); (9) Sato & Tassinari (1997); (10) Nogueira et al. (2000); (11) Rosa Costa et al. (2001); (12) Vasquez & Lafon (2001).



Tabela 4 – Colunas litoestratigráficas propostas para o Estado do Amapá, reunindo unidades arqueanas e proterozóicas. Compilação das colunas sugeridas por João & Marinho (1982), Lima et al. (1991) e Faraco et al. (2000).

ÉON	ERA	João & Marinho (1982)	Lima et al. (1991)	Faraco et al. (2000)
PROTEROZOICO (2500-560 Ma)	MESOPROTEROZOICO (1600-1000 Ma)		ROCHAS BÁSICAS (~1,64 Ga)	SIENITOS, QUARTZO-SIENITOS (1,68 Ga)
	PALEOPROTEROZOICO (2500-1600Ma)		<p>SUÍTE INTRUSIVA MAPUERA e FALSINO (~ 1,8 Ga)</p> <p>COMPLEXO TUMUCUMAQUE (ortognaisses tonalíticos e granodioríticos)</p> <p>GRUPO VILA NOVA (metamáfica-ultramáficas, BIF, vulcânicas ácidas, xistos, quartzitos)</p>	<p>SUÍTES PLUTÔNICAS</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. sienogranito, sienito, KF-granito, Qz-sienito, monzonito (2093-2089 Ma)</li> <li>2. monzogranitos, monzonitos (2105-2100 Ma)</li> <li>3. Bt-granitos, sienogranitos, monzonitos (2135-2120 Ma)</li> <li>4. monzogranitos, granodioritos tonalitos (2140-2120 Ma)</li> <li>5. granito, sienogranito (2160 Ma)</li> <li>6. granodioritos, quartzo-dioritos (2180-2200 Ma)</li> <li>7. tonalitos, granodioritos, trondhjemitos, monzogranitos (2206 Ma)</li> </ol> <p>SUÍTE VILA NOVA, GRUPO SERRA LOMBARDA (metaconglomerados, xistos, anfíbolitos, BIF, quartzitos, gnaisses, metavulcânicas máficas-ultramáficas e ácidas)</p>
ARQUEANO (>2500Ga)		<p>SUÍTE METAMÓRFICA GUIANENSE (Sienogranitos, tonalitos, monzogranitos, granodioritos, trondhjemitos)</p> <p>SUÍTE METAMÓRFICA TARTARUGAL GRANDE - Granulitos (charnoquitos e enderbitos)</p> <p>SUÍTE METAMÓRFICA VILA NOVA (Xistos, quartzitos, anfíbolitos, BIF)</p> <p>SUÍTE METAMÓRFICA ANANAÍ (Metaquartzitos, pircilasitos)</p>	<p>GRANITÓIDES</p> <p>SUÍTE METAMÓRFICA ANANAÍ-TARTARUGAL GRANDE (metaquartzitos, pircilasitos, charnoquitos, enderbitos, gnaisses de composição similar)</p> <p>COMPLEXO GUIANENSE (granodioritos, trondhjemitos, tonalitos, gnaisses de composição similar)</p>	<p>COMPLEXOS GUIANENSE e TUMUCUMAQUE (ortognaisses, migmatitos e granulitos)</p> <p>COMPLEXO TARTARUGAL GRANDE (granulitos – 2450-2675 Ma)</p> <p>TONALITO CUPIXI (ortognaisses tonalíticos – 3100-3060 Ma)</p>

## **CAPÍTULO IV**

### **PROBLEMÁTICA DA ÁREA**

#### 4 - PROBLEMÁTICA DA ÁREA

No âmbito do Cráton Amazônico, as propostas de modelo de evolução geodinâmica seguem, em sua maioria, o modelo de Cordani et al. (1979), com base nas províncias geocronológicas. Este modelo parece ter se firmado como aquele que melhor descreve às grandes feições geológicas do Cráton Amazônico, sendo seguido por diversos autores (Teixeira et al. 1989, Tassinari & Macambira 1999, Santos et al. 2000 e Dall'Agnol et al. 2000). Contudo, esses modelos, além de não constituírem um consenso entre outros pesquisadores, (Hasui et al. 1984, Costa & Hasui 1997), apresentam algumas lacunas que precisam ser preenchidas.

Um dos maiores problemas dos modelos de evolução geodinâmica, propostos para o Cráton Amazônico, ainda se refere ao limite entre províncias geocronológicas. Por exemplo, o limite entre a província arqueana, Província Amazônia Central ou Província de Carajás, com a província paleoproterozóica, Província Maroni-Itacaiúnas, não está claro. As relações dessa crosta arqueana e seu possível envolvimento no embasamento da província paleoproterozóica, também não estão esclarecidos. Alguns autores consideram que o limite entre essas províncias encontra-se logo a norte da Província de Carajás, na região de Bacajás (Cordani et al. 1984, Tassinari & Macambira 1999, Tassinari et al. 2000), enquanto que outros estenderam a área de abrangência da Província de Carajás até a porção sudoeste do Estado do Amapá (Santos et al. 2000). Recentemente, Macambira et al. (2001), com base em novos dados geocronológicos, retomaram a discussão sobre o limite entre as províncias arqueana/paleoproterozóica, reiterando-o logo ao norte da Província de Carajás.

Na Guiana Francesa, o grau de conhecimento de sua geologia e, conseqüentemente, de sua evolução geodinâmica atingiu um estágio mais avançado, em função de estudos mais detalhados do ponto de vista geológico, geofísico e geocronológico, que tem auxiliado, inclusive, a compreensão da evolução global da PMI. O Estado do Amapá ocupa uma posição intermediária entre uma província reconhecidamente arqueana (Província de Carajás) e a Guiana Francesa, cuja evolução geológica é reconhecidamente paleoproterozóica, relacionada à Orogênese Transamazônica. Trata-se, portanto, de uma área chave para o entendimento e compreensão dos processos de evolução geodinâmica da porção sudeste da PMI de Tassinari & Macambira (1999), ou do sudeste do Escudo das Guianas. No entanto, até o momento carece de informações geológicas e principalmente geocronológicas.



Após a revisão bibliográfica apresentada nos capítulos precedentes, constatou-se vários problemas relativos, principalmente, à geologia e, em consequência, da evolução geológica até então proposta para a porção oriental do Escudo das Guianas. Isto tem contribuído para impedir o avanço no entendimento geodinâmico do setor mais ao norte do Cráton Amazônico. Em linhas gerais, os principais problemas detectados e que carecem de soluções imediatas para diminuir as incertezas que permeiam a geologia do Estado do Amapá, no sudeste do Escudo das Guianas, são enumerados a seguir:

1. A existência de um embasamento arqueano na porção sudeste da PMI, nas regiões central e sudoeste do Amapá é alvo de discussão. Na região central, uma idade Rb-Sr de 2,64 Ga foi obtida para as rochas granulíticas marcando a presença de “relíquias” arqueanas (João & Marinho 1982). Por outro lado, na região sudoeste, as idades Rb-Sr e Sm-Nd de 2,94 Ga e 3,10 Ga, respectivamente obtidas para as rochas tonalíticas registraram a presença do Arqueano não somente como relíquias mais também como “inliers” nos terrenos paleoproterozóicos (Tassinari 1996, Sato & Tassinari 1997). Contudo, as idades Pb-Pb em cristais de zircão obtidas para as rochas granulíticas, em torno de 2,60 Ga e para as rochas tonalíticas (2,85 Ga), da mesma região, reforçaram a existência dessas rochas como uma crosta preservada (Lafon et al. 1998, 2000). Recentemente, os dados Pb-Pb em zircão definidos por Rosa Costa et al. (2001) para rochas gnáissicas enderbíticas (2,58 Ga) e de um granodiorito (2,65 Ga), da região sudoeste do Amapá, também apontaram a presença de rochas arqueanas preservadas. Em consequência da falta de estudos sistematizados, principalmente quanto ao uso de métodos geocronológicos de maior precisão (U-Pb e Pb-Pb zircão), não se tem, até o momento, a definição da extensão dessa crosta arqueana. Nesse sentido, uma questão preponderante que precisa de solução é saber se essa crosta arqueana tem prolongamento para o norte e para o sul do Estado do Amapá. Isto importaria, por exemplo, em melhor caracterizar os limites entre a Província de Carajás e a Província Maroni-Itacaiúnas.

2. A falta de estudos sistematizados, de um ponto de vista geológico, geofísico, geocronológico e estrutural para o Estado do Amapá, como um todo, tem dificultado a definição das unidades geológicas e por extensão de sua coluna estratigráfica. Alguns poucos estudos desenvolvidos nesse nível, no âmbito dos projetos da década de 70, foram concentrados em áreas mineralizadas,

voltados ao cadastramento de ocorrências minerais. Os trabalhos mais recentes apresentados por Faraco et al. (2000) e aqueles desenvolvidos na área do Projeto RENCA (Carvalho et al 2001, Rosa Costa et al. 2001, Ricci et al., no prelo) trouxeram informações valiosas quanto à geologia do Estado do Amapá, mas que, no entanto, não resolveram por completo as questões dos limites entre unidades geológicas, ou seja, as relações temporais e de contatos entre as mesmas. Em decorrência disso, as colunas litoestratigráficas elaboradas, até então, ainda apresentam problemas. Isto tem impedido que os grandes domínios geológicos e estruturais, definidos tanto na Guiana Francesa quanto no Estado do Amapá, sejam correlacionados com segurança (Marot 1988, Lima et al. 1991, Faraco et al. 2000). Em consequência, a tentativa de uma integração geológica mais aprofundada ainda é difícil, assim como a consolidação das idéias sobre a evolução geológica dessa porção da PMI.

3. No Amapá, a determinação da idade dos episódios magmáticos/metamórficos, relacionados ao evento transamazônico, também é muito difícil. Isto se deve ao fato de que a maioria dos dados geocronológicos disponíveis foi obtida por métodos de pouca precisão, tais como os métodos Rb-Sr e K-Ar, e que são muito sensíveis aos processos posteriores à cristalização das rochas.

Para o norte da Guiana Francesa, com base em dados geocronológicos Rb-Sr, Pb-Pb, U-Pb, Sm-Nd e K-Ar, foram reconhecidas pelo menos três fases de granitogênese, situadas nos intervalos entre 2,20 - 2,17 Ga, 2,14 - 2,10 Ga e 2,09 - 2,08 Ga, que foram relacionadas, respectivamente, a evolução geodinâmica no eo-transamazônico, no mesotransamazônico e no neo-transamazônico. Como mencionado anteriormente, uma tentativa de estabelecer a cronologia refinada da granitogênese transamazônica no Estado do Amapá foi apresentada, recentemente, por Faraco et al. (2000). No entanto, trata-se apenas de uma correlação entre as analogias petrográficas existentes entre as rochas graníticas do Estado do Amapá e aquelas da Guiana Francesa, porém sem dados geocronológicos no caso do Amapá.

A separação entre os ortognaisses e migmatitos do Complexo Guianense e os granitóides transamazônicos é ambígua e, remonta aos primeiros trabalhos que se fundamentavam no pressuposto de que as rochas ortognaissicas e migmatíticas eram bem mais antigas, com idades arqueanas, que os granitóides transamazônicos (Lima et al. 1974, João et al 1982b, Lima et al. 1991). Esta relação ainda não está bem clara, em função da carência de dados geocronológicos em algumas áreas do Estado do Amapá, e precisa ser investigada mais detalhadamente. No mapa



geológico apresentado por Faraco et al. (2000), algumas unidades, antes atribuídas ao arqueano, são tidas hoje como de idades transamazônicas.

Outra questão que precisa ser esclarecida é a idade do evento de migmatização de rochas granitóides no Estado do Amapá. Por exemplo, na porção central desse estado, na região de Cupixi, foram definidas idades Rb-Sr de 2,94 Ga e idades K-Ar entre 2,08 e 1,98 Ga, em gnaisses tonalíticos. Da mesma forma, zircões de gnaisses granodioríticos do Complexo Guianense e zircões de rochas tonalíticas do Complexo Paru-Maratiá forneceram idades Pb-Pb em zircão em torno de 2,65 Ga e 2,15 Ga, respectivamente (Rosa Costa et al. 2001).

4. Na região central do Estado do Amapá, a idade, a extensão e o contexto geodinâmico de formação das faixas granulíticas ainda são questionáveis. Em particular, a existência ou não de protólitos arqueanos, bem como a idade do metamorfismo granulítico, se arqueana ou transamazônica, não estão claras. Vale ressaltar que no âmbito do Escudo das Guianas estas rochas foram bem caracterizadas no Complexo Imataca, na Venezuela, e na Faixa Granulítica Guiana Central, no Suriname. No primeiro caso, os protólitos ígneos das rochas granulíticas possuem idades arqueanas, superiores a 3,0 Ga, porém a idade do metamorfismo de alto grau não está bem definida, sendo considerada tanto arqueana (2,79-2,68 Ga – Tassinari et al. 2001), como também transamazônica (2,2-2,0 Ga – Montgomery & Hurley 1978).

No Suriname, embora as rochas granulíticas das Montanhas “Bakhuis” tivessem sido consideradas de idades arqueanas, (Gaudette et al. 1976), os dados U-Pb e Pb-Pb em zircão, definidos para as mesmas, indicaram idades paleoproterozóicas entre 2,07 e 2,02 Ga, para os protólitos e o metamorfismo de alto grau (Priem et al. 1978, Delor et al. 2001c).

Até o momento, a natureza das rochas granulíticas, se metamórfica, relacionadas ao metamorfismo regional, ou magmática, como plútons catazonais, não foi suficientemente caracterizada. Por outro lado, a extensão das faixas de alto grau granulítico, sobretudo no Estado do Amapá, ainda não está bem definida. Importa saber, nesse caso, se as faixas granulíticas do Amapá têm ou não prolongamento para a Guiana Francesa, como havia sido sugerido por Hasui et al. (1984).

5. Até o momento, não houve para o Estado do Amapá, uma caracterização refinada dos eventos tardi- e pós-transamazônicos. Os dados Rb-Sr e K-Ar, entre 2,09 e 1,80 Ga, obtidos em



granitóides, ortognaisses e supracrustais foram relacionados ao resfriamento regional no final do Evento Transamazônico. Contudo, no âmbito do Escudo das Guianas, as idades Pb-Pb em cristais de zircão entre 2,07 e 2,06 Ga para os granulitos das Montanhas Bakhuis, no Suriname, foram associadas a um evento metamórfico “UHT” tardi-transamazônico (Delor et al. 2001c). Para o Estado do Amapá e para a Guiana Francesa não há evidências claras da ocorrência desse evento porém, precisa-se melhor investigar se o mesmo está ou não presente na história evolutiva desse setor do Escudo das Guianas, já que rochas granulíticas ocorrem na região central do Amapá.

Os primeiros dados geocronológicos para o magmatismo pós-Transamazônico foram obtidos por Lima et al. (1974), através da metodologia Rb-Sr em maciços granodioríticos (Granodiorito Falsino com 1,75 Ga) e intrusões alcalinas sieníticas (Suíte Mapari com 1,68-1,34 Ga). Vasquez & Lafon (2001) definiram uma idade Pb-Pb em zircão de 1,75 Ga para um plúton granítico tipo A, da região de fronteira entre os estados do Pará e Amapá. Os episódios magmáticos “pós-Transamazônicos” (<1,9 Ga), ocorridos no Estado do Amapá ainda precisam ser melhor diferenciados do(s) episódio(s) magmático(s) paleoproterozóico(s), associados a orogênese Transamazônica (2,2-1,95 Ga).

6. Em decorrência da carência de dados geocronológicos, petrogenéticos e estruturais para o Estado do Amapá, como um todo, fica difícil avançar nas discussões sobre crescimento crustal, acreção de crosta juvenil versus reciclagem crustal, ao contrário da porção norte da Guiana Francesa, onde essa discussão está bem mais amadurecida.

## **CAPÍTULO V**

### **OBJETIVOS**

## 5 - OBJETIVOS

Esta Tese de Doutorado teve início no mesmo momento em que o método Pb-Pb por evaporação de zircão em duplo filamento (Kober 1986, 1987) estava sendo implantado no Pará-Iso / UFPA com a chegada do espectrômetro de massa Finnigan MAT262. Os procedimentos iniciais de calibração e análises isotópicas de Pb foram acompanhados e serão descritos, constituindo a abordagem experimental desta tese. De um ponto de vista geológico, e que constitui a essência desta tese, visa-se obter um conjunto de novos dados geocronológicos pelos métodos Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total, para estabelecer referências cronológicas precisas em unidades chaves e investigar os processos de formação e retrabalhamento de crosta continental envolvidos no Estado do Amapá.

De posse de novos dados geocronológicos e de acordo com os principais problemas, levantados no capítulo precedente a este, pretende-se alcançar os objetivos relacionados abaixo, buscando assim um melhor entendimento geológico para as regiões central e norte do Estado do Amapá e por extensão do setor oriental do Escudo das Guianas ou sudeste da PMI.

1. Investigar, pelo método Pb-Pb por evaporação de zircão de rochas granitóides, granulitos, ortognaisses e metassedimentares, a existência, a extensão e a(s) idade(s) do(s) segmento(s) de crosta arqueana envolvido(s) na porção sudeste da PMI. Constitui um ponto principal, identificar a forma de ocorrência dessa crosta arqueana, seja como relíquias herdadas em meio às rochas paleoproterozóicas ou como núcleos arqueanos preservados. Pretende-se assim, individualizar esses núcleos preservados, caso eles existam, daquelas relíquias conhecidas na parte central do Estado do Amapá, e avaliar se a crosta arqueana se estende para o norte e para o sul do Estado do Amapá.
2. Aproveitar os dados geocronológicos Pb-Pb em cristais de zircão obtidos, para contribuir para o refinamento da coluna estratigráfica das principais unidades geológicas do Estado do Amapá e estabelecer crono-correlações dessas unidades com àquelas da Guiana Francesa, buscando-se diminuir as incertezas geológicas existentes, principalmente, na região de fronteira.



3. Aplicar o método Pb-Pb em zircão em diversos granitóides de composições variáveis, desde dioritos até leucogranitos, no Estado do Amapá, visando estabelecer a cronologia mais fina dos principais episódios magmáticos, ocorridos durante a evolução paleoproterozóica e relacionados ao evento transamazônico, a exemplo do que foi desenvolvido na Guiana Francesa.
4. A partir dos dados Pb-Pb em cristais de zircão, contribuir para a determinação dos episódios metamórficos relacionados à evolução transamazônica e à evolução arqueana. Nesse último caso, nas rochas com assinaturas arqueanas bem definidas, visa-se confirmar ou não a idade arqueana do metamorfismo de alto grau, como atestado pelos dados Rb-Sr em granulitos da região central do Estado do Amapá, ou se este é relacionado ao evento transamazônico, como definido no Suriname. Em outras palavras, pretende-se avaliar a idade do metamorfismo de alto grau e sua relação com o evento transamazônico.
5. Aplicar conjuntamente os métodos Sm-Nd em rocha total e Pb-Pb em zircão nas várias amostras estudadas visando a distinção dos principais episódios de formação de crosta continental juvenil no Arqueano e no Paleoproterozóico e avaliação da importância relativa desses processos com os processos de retrabalhamento crustal.
6. Investigar a existência de eventos magmáticos/metamórficos tardi- a pós-transamazônicos no Estado do Amapá.
7. Contribuir para a consolidação de um modelo geodinâmico integrado para a evolução crustal da porção oriental do Escudo das Guianas e se possível melhor definir os limites entre a Província Mineral de Carajás e a Província Maroni-Itacaiúnas.

## **CAPÍTULO VI**

### **METODOLOGIAS E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS**

## 6 - METODOLOGIAS E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

Este capítulo está dividido em duas partes, onde são abordados os aspectos teóricos e os procedimentos experimentais referentes aos métodos Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total empregados nessa tese. A primeira parte é dedicada a uma apresentação dos princípios do método de evaporação de Pb em zircão, em duplo filamento, desenvolvido por Köber (1986 e 1987). Em seguida, é apresentado um breve relato sobre a etapa de implantação desse método no Pará-Iso, utilizando o espectrômetro MAT262. Esta etapa de implantação coincidiu com o início do programa de doutorado. O método é atualmente utilizado em rotina no Pará-Iso/UFPA, com o espectrômetro de massa Finnigan MAT262.

Uma comparação entre os dados obtidos com os métodos Pb-Pb em zircão, evaporação e ionização direta de Pb do zircão em filamento simples, no espectrômetro de massa VG 54E (Gaudette et al. 1998) e o método Pb-Pb em zircão em duplo filamento de Köber (1986), no espectrômetro de massa Finnigan MAT262 é apresentada de um ponto de vista dos procedimentos e da interpretação dos resultados. As amostras utilizadas para essa comparação foram previamente estudadas durante o desenvolvimento da Dissertação de Mestrado do autor. Uma comparação com os resultados obtidos pelo método U-Pb (SHRIMP) em zircão, junto com resultados isotópicos obtidos em outros laboratórios, das mesmas amostras previamente analisadas no Pará-Iso, completa essa descrição da implantação do método. Finalmente, é apresentado o procedimento experimental em rotina, adotado pelo Pará-Iso, para as análises isotópicas Pb-Pb em zircão de rochas.

A segunda parte deste capítulo aborda, sucintamente, os aspectos teóricos do método Sm-Nd em rocha total, com ênfase para a interpretação de idade modelo. O capítulo termina com a descrição dos procedimentos experimentais de separação química dos elementos Sm e Nd e de análise isotópica desses elementos no espectrômetro de massa, utilizados em rotina no Pará-Iso.

### 6.1 - O MÉTODO Pb-Pb POR EVAPORAÇÃO DE ZIRCÃO EM DUPLO FILAMENTO.

O método de datação Pb-Pb em zircão, duplo filamento, foi desenvolvido por Köber (1986 e 1987). O princípio do método é baseado no processo de evaporação do chumbo de um cristal de zircão, em etapas sucessivas de aquecimento. A composição isotópica do Pb evaporado, em cada etapa de aquecimento, é determinada em seguida e a razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  medida permite



calcular uma idade, juntando-se as duas equações de desintegração dos isótopos  $^{235}\text{U}$  em  $^{207}\text{Pb}$  e  $^{238}\text{U}$  em  $^{206}\text{Pb}$ , conforme descrito abaixo.

$$^{207}\text{Pb}^* = ^{235}\text{U} \cdot (e^{\lambda_5 t} - 1) \quad (1)$$

$$^{206}\text{Pb}^* = ^{238}\text{U} \cdot (e^{\lambda_8 t} - 1) \quad (2)$$

Onde:  $\lambda_8$  = constante de desintegração do  $^{238}\text{U} = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$  (Steiger & Jäger 1977),  
 $\lambda_5$  = constante de desintegração do  $^{235}\text{U} = 9,8485 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$  (Steiger & Jäger 1977),  
 $t$  = tempo decorrido desde o fechamento do mineral para o sistema U-Th-Pb e todos os filhos intermediários.

Dividindo-se as equações (1) por (2) obtém-se a equação  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  em função da idade ( $t$ ):

$$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = 1/137,88 \cdot [(e^{\lambda_5 t} - 1) / (e^{\lambda_8 t} - 1)] \quad (3)$$

A partir da fórmula (3) é possível determinar uma idade ( $t$ ), por iteração, após correção da contribuição de Pb comum ou inicial, a qual é independente da determinação do U. Em um diagrama Concórdia, essa idade corresponde à inclinação da reta entre a origem do diagrama e o ponto na Concórdia correspondente a esta idade. Como qualquer ponto experimental localizado na reta determinada pela equação fornece a mesma idade, não é possível avaliar se o ponto é concordante ou discordante e isso constitui uma limitação do método. Sendo assim, a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  deve ser considerada apenas como uma idade aparente ou uma idade mínima para a cristalização do zircão analisado (Kober 1986, 1987). Por outro lado, como o zircão não precisa ser tratado quimicamente para extração do Pb, evitando os problemas de contaminação durante o procedimento experimental, não há necessidade de uma sala de química em condição de extrema limpeza. Isto constitui uma das grandes vantagens do método.

As idades obtidas dependem do comportamento do chumbo dentro do zircão e, sobretudo, dos processos de difusão deste elemento. Em condições naturais, esses comportamentos são complexos, sendo difícil definir e avaliar quais são os fatores físico-químicos e geológicos que influenciam os mesmos. Inúmeros estudos trataram dessa problemática, visando investigar o comportamento discordante ou concordante do zircão e determinar a temperatura de fechamento do sistema U-Pb deste mineral (Pidgeon 1992, Lee 1993, 1995, Hartmann & Vasconcelos 1997, Lee et al. 1997, Cherniak & Watson 2000, Pidgeon et al. 2000). Os principais mecanismos pelos quais o U e o Pb podem migrar através da estrutura do zircão referem-se aos processos de alteração química e de difusão (Lee 1993). A taxa de difusão do Pb em domínios metamíticos ou

amorfo, cujos átomos possuem força de ligação menor, é maior que aquela de domínios mais internos do cristal, onde os átomos possuem uma força de ligação maior (Köber 1986, 1987).

Estudos baseados em cálculos dos parâmetros de difusão apontaram uma temperatura de fechamento superior a 900°C para o sistema isotópico U-Th-Pb em zircão natural (Lee et al. 1997, Cherniak & Watson 2000). Esta característica faz do zircão um poderoso geocronômetro, capaz de resistir e permanecer isotopicamente fechado, em relação ao sistema U-Th-Pb, durante um evento metamórfico de alto grau e, até mesmo, nos processos de fusão parcial das rochas hospedeiras (Lee et al. 1997).

Segundo Köber (1986, 1987), a liberação do chumbo ( $Pb^+$ ) a partir de diferentes domínios do cristal é controlada pela energia de ativação. Em domínios metamórficos, tais como as bordas, físsuras, fraturas e inclusões, o chumbo é liberado com baixos valores de energia (0,1-0,4 eV), correspondendo, a baixos valores de temperatura. Em domínios mais internos do cristal, em direção ao núcleo cristalino, a liberação do chumbo ocorre com valores de energia (2,2-2,5 eV), e de temperatura mais elevados (Tilton 1960). Por outro lado, os estudos desenvolvidos por Ansdell & Kyser (1993) e Chappman & Roddick (1994) demonstraram que durante a evaporação do chumbo, ocorre a decomposição termal do zircão ( $ZrSiO_4$ ), que libera o silício ( $Si^{+4}$ ), transformando-se em um mineral de badeleita ( $ZrO_2$ ). Essa decomposição se processa mediante uma frente de reação que migra, progressivamente, desde a borda até o núcleo cristalino do zircão.

Para a interpretação dos dados Pb-Pb em zircão gerados com o método de evaporação, é também fundamental entender qual é o comportamento do chumbo durante o aquecimento do zircão no espectrômetro. A sílica, liberada durante evaporação do chumbo, permite a formação de um composto com propriedades análogas ao gel de sílica, usado como ativador para fixar o Pb (Cameron et al. 1969). A cada etapa de evaporação deve-se proceder à análise do chumbo depositado no filamento de ionização e assim, sucessivamente, até o consumo total do Pb de todos os domínios do cristal.

De acordo com as observações de Köber (1986 e 1987) o método de evaporação de Pb em etapas sucessivas, permite obter um conjunto de idades  $^{207}Pb/^{206}Pb^*$  a partir de domínios distintos do cristal, desde a borda até o centro, sendo este o caso mais freqüente. Nas etapas de baixas temperaturas, as idades, via de regra, são mais baixas, correspondendo à porção de borda do cristal, enquanto que nas etapas de temperaturas mais elevadas, as idades são também mais elevadas, e correspondem ao núcleo cristalino do zircão. Nas etapas de temperaturas intermediárias, pode haver



idades também intermediárias correspondentes às porções entre a borda e o núcleo do cristal. Nessas condições, somente o Pb radiogênico extraído nas etapas de temperaturas mais elevadas deve ser utilizado para a definição das idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ . Essa é uma prerrogativa do método, que admite que no núcleo cristalino o sistema isotópico do chumbo permanece fechado, desde que nenhum evento posterior à cristalização tenha acontecido. Nesse caso, a idade obtida corresponderia a de cristalização do zircão. As outras idades, obtidas com as etapas de temperaturas baixa-intermediárias, representariam domínios discordantes do zircão, com sistema isotópico Pb perturbado. Nesse caso, as idades podem ou não ter significado geológico devendo ser, portanto, desprezadas do cálculo final da idade do zircão.

Eventos posteriores à cristalização do zircão, como metamorfismo e hidrotermalismo, podem ocasionar a abertura do sistema isotópico U-Th-Pb, levando a perda de Pb radiogênico (Kröner et al. 1994, 2001, Paquett et al 1994). Nesse caso, a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$  obtida é rejuvenescida e deve ser interpretada como uma idade mínima de cristalização, se ocorreu somente uma perturbação parcial do sistema isotópico. No entanto, se o evento ocasionou a perda total do Pb, zerando o sistema isotópico U-Th-Pb, a idade obtida será a do evento perturbador (Kober 1986, 1987, Karabinos & Gromet 1993).

Pode acontecer que as idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$  não variem com o aumento de temperatura, nas etapas sucessivas de aquecimento. Assim, a idade do cristal é calculada pela média de todas as etapas de evaporação. Esta situação indica homogeneidade dos componentes de Pb em todo os domínios do cristal, mostrando que o sistema isotópico do zircão não foi afetado por nenhum evento posterior a cristalização. Tal comportamento traduziria uma porção concordante dos pontos experimentais em um diagrama concórdia.

O método de evaporação de Pb (Köber 1986, 1987) não faz correlações isótopo / elemento como no método U-Pb:  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ou  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . Isso também constitui uma limitação do método que dificulta a interpretação das idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$  obtidas, principalmente quando se tem um sistema isotópico discordante. Por este motivo às idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$  devem ser consideradas idades mínimas de cristalização. Ao contrário, a obtenção de uma idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$  similar em várias etapas de aquecimento de um cristal e em vários cristais de uma mesma amostra é um forte argumento para interpretar a idade resultante em termos de idade de cristalização dos zircões. Köber et al. (1989) e Bartlett et al. (1998) enfatizaram que a partir das razões  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ , também definidas pelo método, é possível medir a razão Th/U do zircão. Essas razões auxiliam



na identificação de grupos de idades com fases concordantes e/ou de mistura. Isso se deve, ao fato de que diferentes ambientes de cristalização do zircão podem possuir diferentes razões Th/U.

O grau de confiabilidade dos dados isotópicos gerados pelo método Pb-Pb por evaporação de zircão foi testado em vários trabalhos que fizeram uma comparação direta entre esses dados e aqueles obtidos a partir de métodos que fornecem uma informação isotópica completa, tais como os métodos Pb-Pb em rocha total e U-Pb em zircão. Entre esses trabalhos destacam-se os de Köber (1986 e 1987), Compston & Kröner (1988), Kröner & Todt (1988), Köber et al. (1989), Karabinos & Gromet (1993), Paquette et al. (1994), Kröner et al. (1994), Dougherty-Page & Foden (1996) e Gaudette et al. (1998). Esses autores demonstraram a semelhança dos dados gerados por esses diferentes métodos. Isso tem justificado e ampliado o emprego do método de evaporação de Pb em zircão na determinação de idade de cristalização de rochas, principalmente aquelas de idades mais antigas, quando se deseja investigar uma área a nível regional.

## 6.2 - IMPLANTAÇÃO DO PROCEDIMENTO DE KÖBER NO Pará-Iso/UFPA.

O espectrômetro de massa Finnigan MAT262, (Figura 9), adquirido pelo Pará-Iso/UFPA no segundo semestre de 1996, teve sua instalação concluída no primeiro trimestre de 1997. Até então, o Pará-Iso já havia implantado o método de evaporação de Pb e simples filamento, desde 1993, utilizando o espectrômetro de massa VG 54E, (Figura 10). Os primeiros resultados obtidos no VG 54E foram apresentados em Gaudette et al. (1993) e o procedimento analítico foi descrito detalhadamente em Gaudette et al. (1998).

Devido às peculiaridades do espectrômetro de massa VG 54E, o método implantado utilizava um filamento simples para evaporação e ionização direta do chumbo a partir do zircão. A vantagem na utilização desse procedimento é a possibilidade de se acompanhar detalhadamente durante a análise o comportamento do chumbo extraído do zircão em cada incremento de temperatura. Por outro lado, o uso do filamento simples gera uma maior instabilidade do sinal de chumbo durante a análise isotópica, o que conduz a um erro analítico bastante elevado sobre as razões isotópicas, gerando também um elevado desvio sobre a idade. Um outro problema nas análises com o espectrômetro de massa VG 54E é que devido este aparelho não contar com um pirômetro ótico, torna-se difícil o controle da temperatura de análise.



Figura 9 – Espectrômetro de massa Finnigan MAT262 do Pará-Iso/UFGA, utilizado para análises de cristais de zircão pelo método Pb-Pb por evaporação de zircão em duplo filamento, método de Kober (1986).



Figura 10 – Espectrômetro de massa VG 54E do Pará-Iso/UFGA, utilizado para análises de cristais de zircão pelo método Pb-Pb por evaporação de zircão em filamento simples, adaptado por Gaudette et al. (1993).

Durante o desenvolvimento da Tese de Mestrado, diversas unidades arqueanas da região de Tucumã, na Província Mineral de Carajás, foram caracterizadas isotopicamente pelo método Pb-Pb em zircão em filamento simples, no espectrômetro de massa VG 54E. Os dados isotópicos de 3 dessas unidades serão retomados aqui. Durante a etapa inicial de implantação do método Pb-Pb em zircão em filamento duplo, no espectrômetro MAT262, cristais de zircão dessas mesmas rochas foram analisados. Detalhes dessa etapa de implantação do método Pb-Pb em zircão serão



apresentados subseqüentemente. Em seguida é apresentada uma comparação entre os resultados isotópicos obtidos para as rochas mencionadas nos dois espectrômetros, VG 54E e MAT262. Para uma amostra de granitóide foram obtidos também resultados isotópicos Pb-Pb em zircão no laboratório do BRGM, em Orléans-França, e os resultados também serão avaliados. Além disso, para essa mesma rocha foram obtidos resultados isotópicos U-Pb (SHRIMP) em zircão, na *Curtin University of Technology* (Perth, Austrália), que será aqui discutido. A comparação desses diversos resultados isotópicos visa avaliar, do ponto de vista analítico, o grau de confiabilidade dos resultados determinados no Pará-Iso.

### 6.2.1 - Implantação do método Pb-Pb em zircão: Calibração do Espectrômetro MAT262

A implantação do método de evaporação de Pb em duplo filamento no espectrômetro MAT262 constou inicialmente da análise de padrões internacionais de Pb. Para a determinação do fator de discriminação de massa foram feitas inúmeras análises utilizando o padrão NBS-982 “equal atoms”. Essas análises permitiram definir um fator de discriminação na ordem de  $0,12\% \pm 0,03\text{a.m.u.}$  A análise de padrão de Pb NBS-983 “radiogenic lead” permitiu monitorar o nível de contaminação do aparelho, mostrando que o mesmo permanecia em patamares desprezíveis.

Vários testes foram realizados durante o período de calibração do aparelho buscando-se definir: 1) a sensibilidade do espectrômetro de massa, 2) a precisão dos resultados isotópicos, 3) a estatística das análises isotópicas, no que concerne o número total de razões por blocos e o número total de blocos em cada análise, 4) as condições analíticas do Pb, ou seja, as temperaturas a serem adotadas para evaporação e ionização do Pb durante as diferentes etapas de aquecimento. Por outro lado, foram realizados vários testes comparativos das análises realizadas ora em modo dinâmico, utilizando o contador de íons, ora em modo estático, utilizando um multicoletor.

Como mencionado, as amostras analisadas durante a fase de implantação do método Pb-Pb em zircão no espectrômetro MAT262 são de três unidades geológicas distintas, todas de idades arqueanas, oriundas da região de Tucumã, correspondendo a um ortognaisse granodiorítico do Complexo Xingu, um granodiorito do Terreno Granito-*greenstone* de Rio Maria e um granitóide estratóide da Suíte Plaquê (Macambira & Vale 1997). A Figura 11 mostra um mapa geológico simplificado da região de Tucumã onde são também mostrados os pontos de coletas das rochas anteriormente mencionadas.



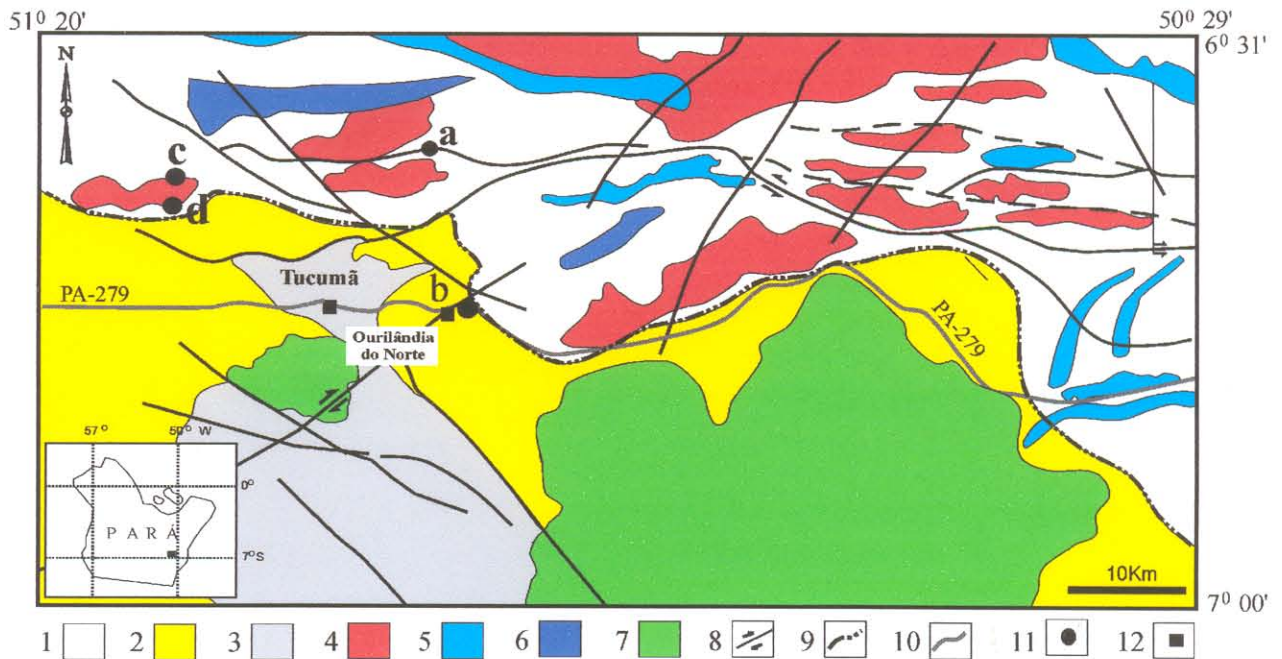


Figura 11 - Mapa geológico simplificado da região de Tucumã, na Província Mineral de Carajás, sudeste do Estado do Pará (Avelar et al. 1999). 1. Complexo Xingu, 2. Granodiorito Rio Maria, 3. Grupo Tucumã, 4. Granitóide da Suíte Plaqué, 5. Grupo Sapucaia, 6. Suíte Intrusiva Cateté, 7. Granitos paleoproterozóicos, 8. Falha com indicação cinemática, 9. Zona de Cisalhamento, 10. Rodovias, 11. Ponto de coleta de rocha, 12. Município. Amostras: (a) - CX93, (b) - TGG93, (c) - PLQ395 e (d) - PLQ193

#### 6.2.1.1 - Resultados Isotópicos Pb-Pb em zircão, filamento simples, no espectrômetro de massa VG 54E.

Os resultados analíticos obtidos em filamento simples, para os cristais de zircão das unidades geológicas anteriormente mencionadas, estão sintetizados na Tabela 5. Para a rocha granodiorítica do Complexo Xingu (amostra CX93), uma idade Pb-Pb em zircão de  $2974 \pm 15$  Ma foi definida a partir de 10 cristais analisados, com um total de 720 razões isotópicas e variação de idades desde 2909 a 2991 Ma, entre todos os cristais. Para o granodiorito de Rio Maria, (amostra TGG93), uma idade Pb-Pb em zircão de  $2852 \pm 16$  Ma foi definida a partir de seis cristais, com um total de 342 razões isotópicas e variação de idades entre 2801 e 2897 Ma. Para a rocha granitóide da Suíte Plaqué, (amostra PLQ193), foi determinada uma idade Pb-Pb em zircão de  $2736 \pm 24$  Ma a partir de 4 cristais, com um total de 210 razões isotópicas e variação de idades entre 2726 e 2792 Ma.

Uma descrição detalhada dos procedimentos analíticos e dos cálculos de idades Pb-Pb de zircão em filamento simples foi apresentada por Avelar (1996) e Gaudette et al. (1998). A

idade obtida para cada grão corresponde a média das razões isotópicas obtidas em cada incremento de temperatura, após ter-se alcançado um platô de idades, ou seja, quando não há mais mudanças das razões isotópicas  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  e das idades correspondentes, com o aumento de temperatura.

Tabela 5 – Resultados isotópicos, Pb-Pb em zircão, obtidos com o espectrômetro de massa VG 54E do Pará-Iso para as amostras de unidades geológicas provenientes da região de Tucumã, no sudeste do Estado do Pará, na Província Mineral de Carajás. (c) Razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  corrigida do Pb comum.

Zircão	Razões utilizadas	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c \pm 2\sigma$	Idade $\pm 2\sigma$ (Ma)
<i>Ortognaisse Granodiorítico do Complexo Xingu</i>				
CX93-S1	96	5076	$0,2154 \pm 22$	$2947 \pm 32$
CX93-S2	48	10309	$0,2174 \pm 25$	$2961 \pm 36$
CX93-S3	114	6622	$0,2118 \pm 16$	$2920 \pm 24$
CX93-S4	78	9009	$0,2207 \pm 15$	$2986 \pm 22$
CX93-S5	48	16949	$0,2213 \pm 6$	$2991 \pm 8$
CX93-S8	66	9009	$0,2150 \pm 23$	$2944 \pm 34$
CX93-S9	72	24390	$0,2104 \pm 31$	$2909 \pm 48$
CX93-S11	90	7812	$0,2186 \pm 14$	$2970 \pm 22$
CX93-F12	54	8196	$0,2163 \pm 12$	$2953 \pm 16$
CX93-F16	54	4032	$0,2160 \pm 20$	$2951 \pm 30$
	$\Sigma = 720$		<b>Média ponderada:</b>	<b><math>2974 \pm 15</math></b>
<i>Granodiorito Rio Maria</i>				
TGG93-S2	108	8196	$0,2029 \pm 7$	$2850 \pm 10$
TGG93-S3	54	4975	$0,2089 \pm 17$	$2897 \pm 26$
TGG93-F9	42	9090	$0,2041 \pm 9$	$2860 \pm 14$
TGG93-F10	60	5181	$0,1970 \pm 52$	$2801 \pm 86$
TGG93-F12	30	5649	$0,2008 \pm 42$	$2833 \pm 68$
TGG93-F13	48	16949	$0,1994 \pm 11$	$2822 \pm 18$
	$\Sigma = 342$		<b>Média ponderada:</b>	<b><math>2852 \pm 16</math></b>
<i>Granitóide Estratóide da Suíte Plaquê</i>				
PLQ193-S10	36	7042	$0,1958 \pm 34$	$2792 \pm 56$
PLQ193-S11	114	5025	$0,1881 \pm 7$	$2726 \pm 12$
PLQ193-F8	30	5050	$0,1949 \pm 20$	$2784 \pm 34$
PLQ193-F9	30	8403	$0,1894 \pm 20$	$2737 \pm 36$
	$\Sigma = 210$		<b>Média ponderada:</b>	<b><math>2736 \pm 24</math></b>

Obs: As letras S e F nas siglas dos cristais de zircão indicam que os mesmos foram separados de amostras de saprólitos e rochas frescas, respectivamente

Para efeito ilustrativo, a Figura 12 mostra o espectro de idades, num diagrama binário  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  versus Número de blocos, obtido em vários cristais de zircão do Granodiorito Rio Maria. Vale salientar que esse espectro de idades é obtido após tratamento estatístico e a conseqüente eliminação das medidas isotópicas, ou dos blocos, definidos com baixas temperaturas entre os cristais de zircão.



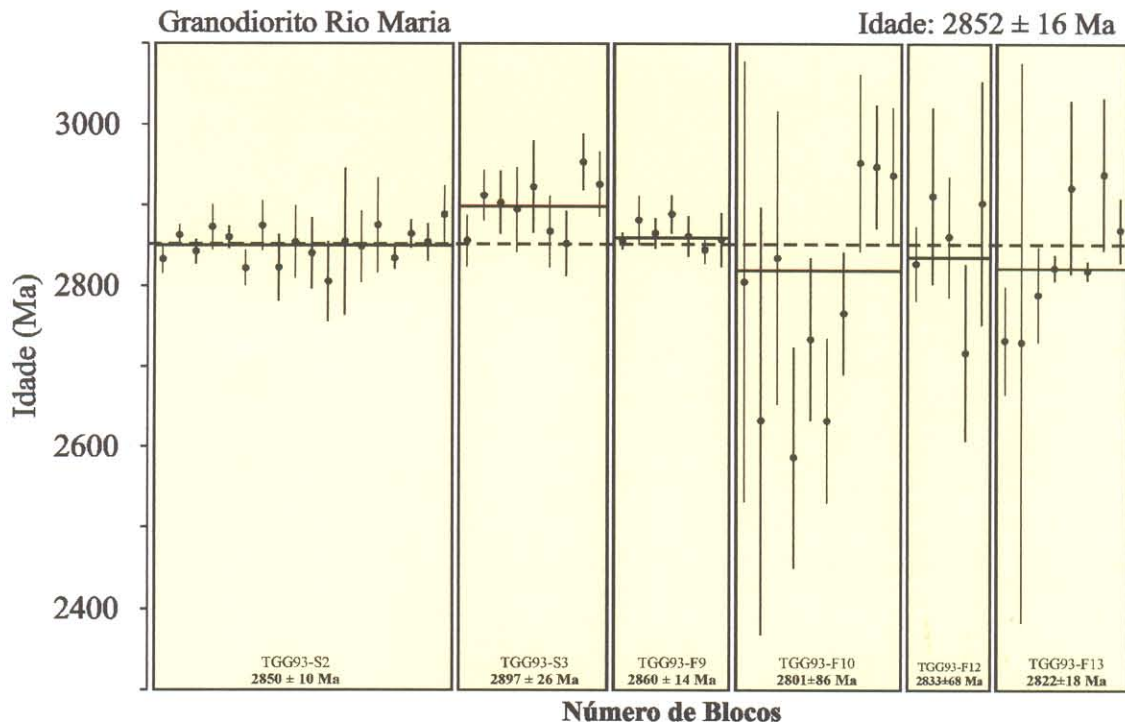


Figura 12 - Diagrama de Idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  em zircão do Granodiorito Rio Maria.

A sistematização desse tratamento, discutida em Gaudette et al. (1998), consiste sumariamente em duas etapas: 1) Em uma primeira etapa, os dados isotópicos determinados para cada zircão são tratados individualmente no diagrama binário. Nesta fase segue-se o seguinte critério: a) os blocos que apresentarem razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  menor que 2.500 são eliminados do cálculo da idade do zircão, para evitar erros significativos sobre essa idade, causados pela correção de Pb comum; b) os blocos de dados que apresentam valores  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  aumentando e/ou diminuindo são eliminados, de modo a definir um platô de idades para o zircão; c) os blocos cujas idades afastam-se mais que  $2\sigma$  da média da idade do zircão definida pelos outros blocos são eliminados do cálculo final da idade; d) um número mínimo de cinco blocos de dados  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  é requerido para definição do platô de idades para cada zircão e, finalmente, e) se as idades dos blocos de um zircão aumentam sucessivamente, com o aumento da temperatura, estabilizando-se em seguida e formando um platô de idades, os blocos iniciais até a obtenção do platô deverão ser eliminados.

Em uma segunda etapa de tratamento estatístico, os dados  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de todos os cristais de zircão são submetidos a um tratamento em conjunto no diagrama binário. Os cristais com dados isotópicos de Pb muito discordantes, idades acima ou abaixo definida para a maioria dos



cristais, também são eliminados do cálculo da idade final. Uma idade média é definida a partir dos dados isotópicos mais concordantes de todos os cristais de zircão. Para o cálculo estatístico da idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de uma rocha, são requeridos os dados isotópicos de pelo menos cinco cristais de zircão.

#### 6.2.1.2 - Resultados Isotópicos Pb-Pb em zircão, duplo filamento, no espectrômetro MAT262.

Os cristais de zircão das unidades geológicas mencionadas anteriormente foram analisados no espectrômetro MAT262. Para o ortognaisse granodiorítico do Complexo Xingu - (CX93) foi definida uma idade Pb-Pb em zircão de  $2990 \pm 1$  Ma (USD = 1,9), a partir de seis cristais de zircão, com um total de 10 etapas de evaporação e 70 blocos lidos, perfazendo cerca de 350 razões isotópicas  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Para a rocha granodiorítica tipo Rio Maria - (TGG93), a idade determinada a partir de cinco cristais de zircão foi de  $2870 \pm 2$  Ma (USD = 2,1), com um total de 5 etapas de evaporação e 31 blocos, correspondendo a um total de 155 razões isotópicas  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  lidas (Tabela 6).

No caso da rocha granitóide da Suíte Plaquê, foram analisadas duas amostras provenientes de locais distintos do corpo. Para a amostra PLQ193, coletada na porção sul do corpo, (Figura 11), foram analisados cristais de zircão provenientes de uma amostra de rocha fresca (PLQ193F) e de um saprólito dessa amostra (PLQ193S). Para uma outra amostra, PLQ395, coletada na porção mais ao norte do mesmo corpo (Figura 11), apenas os cristais de zircão de rocha fresca foram analisados.

A partir de 3 cristais de zircão da amostra PLQ193F (rocha fresca), foi definida uma idade de  $2744 \pm 3$  Ma (USD = 1,7), com 5 etapas de evaporação e 36 blocos, perfazendo 180 razões isotópicas  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . A partir de 4 cristais de zircão de saprólito (amostra PLQ193S) foi definida uma idade de  $2736 \pm 2$  Ma (USD = 2,6), com sete etapas de evaporação e 47 blocos, totalizando 329 razões isotópicas  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (Tabela 7). O cálculo em conjunto dos dados isotópicos definidos pelos 7 cristais de zircão permitiu a obtenção de uma idade final com o valor de  $2742 \pm 3$  Ma (USD = 2,3) para a rocha granitóide da Suíte Plaquê, Tabela 7.

Os resultados isotópicos Pb-Pb em zircão, obtidos para 5 cristais, de um total de 6, da amostra PLQ395, são bastante similares, com pouca variação no intervalo entre 2740-2743 Ma e cuja média de idade calculada foi de  $2742 \pm 1$  Ma (USD = 1,2). Essa idade é entendida como àquela da cristalização do granitóide. Um único zircão do conjunto analisado apresentou uma idade levemente superior aos demais, com valor de  $2754 \pm 4$  Ma.

Tabela 6 - Resultados isotópicos Pb-Pb em zircão obtidos com o uso do espectrômetro MAT262 do Pará-Iso/UFGA para a rocha ortognáissica do Complexo Xingu e para o Granodiorito Rio Maria. As letras S e/ou F, possuem igual significado da Tabela 5. Zircão em *itálico* não entraram no cálculo da média de idade final definida para a rocha. (c) Razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  corrigida do Pb comum.

Zircão	Temp. (°C)	Blocos	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c \pm 2\sigma$	Idade/Etapa (2σ)	Idade $\pm 2\sigma$ (Ma)
<i>Ortognáissica Granodiorítica do Complexo Xingu</i>						
CX93-F12	1500	10	26315	$0,22178 \pm 35$	$2994 \pm 3$	$2994 \pm 3$
CX93-F13	1450	4	125000	$0,22097 \pm 65$	$2988 \pm 5$	
	1550	5	83333	$0,22095 \pm 34$	$2988 \pm 4$	$2988 \pm 2$
CX93-F14	1450	9	250000	$0,22116 \pm 26$	$2990 \pm 2$	
	1475	10	166666	$0,22125 \pm 24$	$2990 \pm 2$	$2990 \pm 5$
CX93-F15	1475	10	32258	$0,22089 \pm 23$	$2988 \pm 2$	
	1500	10	20408	$0,22161 \pm 26$	$2993 \pm 2$	$2990 \pm 5$
CX93-F16	1450	5	1000000	$0,22159 \pm 59$	$2993 \pm 4$	
	1485	4	35714	$0,22121 \pm 54$	$2990 \pm 4$	$2991 \pm 3$
CX93-F17	1500	3	19607	$0,22151 \pm 64$	$2992 \pm 5$	$2992 \pm 5$
Média ponderada com todos os cristais de zircão: <b>2990 <math>\pm</math> 1 Ma</b> (USD = 1,9)						
<i>Granodiorito Rio Maria</i>						
TGG93-F5	1475	5	40000	$0,20579 \pm 40$	$2873 \pm 3$	$2873 \pm 3$
TGG93-F9	1475	1	71428	$0,20549 \pm 94$	$2871 \pm 8$	$2871 \pm 1$
TGG93-F14	1550	9	55555	$0,20508 \pm 25$	$2873 \pm 2$	$2873 \pm 2$
TGG93-F16	1500	8	6329	$0,20482 \pm 23$	$2865 \pm 2$	$2865 \pm 2$
TGG93-F17	1480	8	15873	$0,20538 \pm 7$	$2870 \pm 1$	$2870 \pm 1$
Média ponderada com todos os cristais de zircão: <b>2870 <math>\pm</math> 2 Ma</b> (USD = 2,1)						

Tabela 7 - Resultados isotópicos Pb-Pb em zircão obtidos com o uso do espectrômetro MAT262 (Pará-Iso/UFGA) para duas amostras do Granitóide Plaquê (PLQ193 e PLQ395). As letras S e/ou F referem-se respectivamente às amostras de saprólito e rocha fresca. (\*) – indica que o zircão não entrou no cálculo final da idade da rocha. (c) Razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  corrigida do Pb comum.

Zircão	Temp. (°C)	Blocos	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c \pm 2\sigma$	Idade/Etapa (2σ)
<i>Granitóide Estratóide da Suíte Plaquê</i>					
<b>1. Amostra PLQ193 (F e S)</b>					
PLQ193-F9	1450	6	0,19088	$2750 \pm 4$	
	1500	10	0,19050	$2747 \pm 6$	$2749 \pm 3$
PLQ193-F10	1450	3	0,18950	$2738 \pm 9$	
	1510	7	0,19021	$2744 \pm 6$	$2743 \pm 5$
PLQ193-F11	1475	10	0,18999	$2743 \pm 2$	$2743 \pm 2$
Idade da amostra de rocha fresca (PLQ193-F9 + PLQ193-F10 + PLQ193-F11): <b>2744 <math>\pm</math> 3 Ma</b> (USD = 1,7)					
PLQ193-S1*	1425	6	0,18899	$2734 \pm 3$	$2734 \pm 3$
PLQ193-S2*	1425	2	0,18913	$2735 \pm 7$	
	1475	10	0,18898	$2734 \pm 1$	
	1500	7	0,18967	$2740 \pm 2$	$2736 \pm 4$
PLQ193-S3	1450	10	0,18973	$2740 \pm 2$	
	1550	5	0,18940	$2737 \pm 4$	$2740 \pm 2$
PLQ193-S4*	1550	7	0,18942	$2738 \pm 3$	$2738 \pm 3$
Idade da amostra de saprólito (PLQ193-S1 + PLQ193-S2 + PLQ193-S3 + PLQ193-S4): <b>2736 <math>\pm</math> 2 Ma</b> (USD = 2,6)					
Idade rocha fresca + saprólito (PLQ193-F9 + PLQ193-F10 + PLQ193-F11 + PLQ193-S3): <b>2742 <math>\pm</math> 3 Ma</b> (USD = 2,3)					
<b>2. Amostra PLQ395 (F)</b>					
PLQ395F-5	1550	6	0,19008	$2743 \pm 3$	$2743 \pm 3$
PLQ395F-7	1500	6	0,18995	$2742 \pm 3$	$2742 \pm 3$
PLQ395F-10	1475	7	0,19004	$2743 \pm 2$	
	1500	9	0,18999	$2742 \pm 2$	$2743 \pm 2$
PLQ395F-11	1550	10	0,18986	$2741 \pm 2$	$2741 \pm 2$
PLQ395F-12	1450	2	0,18970	$2740 \pm 4$	
	1510	6	0,18971	$2740 \pm 2$	$2740 \pm 2$
PLQ395F-13*	1430	8	0,19113	$2752 \pm 2$	
	1550	8	0,19156	$2756 \pm 2$	$2754 \pm 4$
Idade da Rocha (PLQ395F-5 + PLQ395F-7 + PLQ395F-10 + PLQ395F-11 + PLQ395F-12): <b>2742 <math>\pm</math> 1 Ma</b> (USD = 1,2)					



### 6.2.1.3 – Avaliação dos resultados Pb-Pb em zircão gerados no espectrômetro VG 54E e no espectrômetro MAT262.

A comparação entre os resultados isotópicos gerados com filamento simples, no espectrômetro de massa VG 54E e em duplo filamento no espectrômetro MAT262, a partir de zircão de mesma amostra (Tabelas 5, 6 e 7), mostra que as idades Pb-Pb em zircão, determinadas nesse último espectrômetro são ligeiramente superiores àquelas produzidas com o uso do VG 54E. No caso das amostras do ortognaisse granodiorítico do Complexo Xingu e do granodiorito Rio Maria, as idades são estatisticamente diferentes, enquanto que para a rocha granitóide da Suíte Plaqué as idades são similares, considerando a margem de erro, apresentada a  $2\sigma$ .

A precisão analítica sobre as medidas de razões isotópicas determinadas no espectrômetro MAT262 encontra-se na quarta casa decimal, enquanto que nos dados definidos no espectrômetro VG 54E esta se encontra na terceira casa decimal. Conseqüentemente, o erro sobre as idades determinadas com o MAT262 está na ordem de grandeza de 1 até 10 Ma, enquanto no VG 54E este varia entre 10 e 100 Ma. A reprodutibilidade dos resultados isotópicos e de idades de um grão para outro é bem melhor no espectrômetro MAT262. Neste caso, a variação de idades de um cristal para o outro, em uma mesma amostra, é inferior a 10 Ma, enquanto que no espectrômetro VG 54E essa variação é da ordem de 15 a 90 Ma (Tabela 5).

As diferenças de resultados isotópicos obtidos com os diferentes aparelhos decorrem, principalmente, das diferenças do comportamento dos feixes de íons durante a ionização e a medida isotópica do Pb nesses aparelhos. No caso do espectrômetro VG 54E, o sinal é muito mais instável, devido ao fato de que neste, a evaporação e a ionização do Pb ocorrem simultaneamente, não havendo adição de ativador de sílica-gel durante a análise. Isto impossibilita o monitoramento da intensidade do sinal de Pb que evapora do cristal, afetando diretamente a estatística dos blocos de medida isotópica. Por outro lado, no espectrômetro MAT262, a transferência de íons de Pb, do filamento de evaporação para o filamento de ionização, é acompanhada, também, por um depósito de  $\text{SiO}_2$ , extraída do grão durante a evaporação. Nesse caso, a sílica acaba funcionando como ativador durante a análise isotópica do Pb, permitindo o melhor controle da intensidade do sinal de Pb durante a ionização e limitando sua variação. Além disso, a quantidade de Pb depositada no filamento de ionização é geralmente superior àquela analisada em cada incremento de temperatura, com o espectrômetro VG 54E, o que proporciona um sinal maior e uma melhor determinação do  $^{204}\text{Pb}$ . Com efeito, enquanto as



análises no espectrômetro VG 54E alcançam pelo menos dez incrementos de temperatura, no espectrômetro MAT262 raramente se consegue mais do que três etapas de aquecimento.

O fato de se poder realizar um número elevado de incrementos de temperatura nas análises com filamento simples, no espectrômetro VG 54E, traz a vantagem de se poder acompanhar melhor a evolução das composições isotópicas do Pb durante a evaporação. Todavia, o elevado erro sobre a medida isotópica, prejudica a determinação da idade com precisão e impossibilita que se coloque em evidência pequenas variações de idades. No caso das análises com o espectrômetro MAT262, o efeito de média também impossibilita a detecção de variação menor sobre a idade. No entanto, esta é compensada pela grande precisão sobre as razões isotópicas determinadas. Bartlett et al. (1998) tentaram minimizar esse efeito de média, aumentando o número de etapas de evaporação, porém, isto levou a uma diminuição da precisão analítica em cada etapa.

A avaliação dos resultados analíticos, apresentados nas Tabelas 5 e 6, permite os seguintes comentários: 1) No caso do ortognaisse do Complexo Xingu e do granodiorito tipo Rio Maria existem cristais de zircão cujas idades, determinadas no VG 54E, são idênticas à média de idade determinada em zircão dessas mesmas rochas com o espectrômetro MAT262. Esse é o caso dos cristais CX93-S4 ( $2986 \pm 22$  Ma), CX93-S5 ( $2991 \pm 8$  Ma), TGG93-S3 ( $2897 \pm 26$  Ma) e TGG93-F9 ( $2860 \pm 14$  Ma). Desse modo, sugere-se que a diferença entre os resultados apresentados pode ser devido à inclusão, no cálculo de idades com o espectrômetro VG 54E, de cristais de zircão “discordantes” e com idades mais novas. Com efeito, a identificação de cristais de zircão “discordantes”, a partir dos resultados obtidos no espectrômetro VG 54E, é difícil, tendo em vista o erro analítico bastante grande. Outra possibilidade seria de que durante a elaboração do “platô” de idades para cada grão, blocos com valores mais baixos, porém difíceis de se identificar devido ao alto desvio sobre o dados analíticos, tenham sido incluídos neste cálculo.

No caso da amostra da Suíte Plaquê, os dados obtidos em ambos espectrômetros são similares, considerando-se a margem de erro (Tabelas 5 e 7). No entanto, novamente o desvio sobre as idades determinadas no espectrômetro VG 54E é bem maior do que aqueles das idades definidas no espectrômetro MAT262. Vale lembrar que, a idade calculada a partir dos dados obtidos no espectrômetro VG 54E, representa uma média entre dois grupos de zircão com idades distintas. O primeiro, com dois cristais de zircão, com idades entre 2,73-2,74 Ga, enquanto o segundo, também com dois cristais de zircão e com idades entre 2,78-2,79 Ga, independentemente

da amostra, ser proveniente de um saprólito ou de uma rocha fresca. Sendo assim, não se pode descartar a possibilidade do grupo de zircão com idades mais antigas representar uma contribuição de um componente de Pb herdado e a idade mais nova representar a idade de cristalização do granito.

Em síntese, observa-se que as idades Pb-Pb determinadas pelos dois métodos são compatíveis, porém há uma ligeira tendência dos dados obtidos com o espectrômetro VG 54E, serem mais baixos em relação àqueles determinados no espectrômetro MAT262 para zircão de uma mesma amostra. Essa discrepância é atribuída ao fato de que os desvios analíticos, elevados, dos dados gerados no espectrômetro VG 54E não possibilitam uma seleção mais rigorosa dos dados isotópicos dos cristais para o cálculo final da idade. No caso dos resultados obtidos no espectrômetro MAT262, as idades são determinadas com uma precisão na ordem de 2-10 Ma o que garante uma melhor identificação de cristais discordantes.

A comparação dos resultados isotópicos, definidos no MAT262, para o granitóide da Suíte Plaquê (Tabela 7), mostra que há uma pequena diferença nas idades obtidas entre os cristais de zircão de saprólito ( $2736 \pm 2$  Ma) e os cristais de zircão de rocha fresca ( $2744 \pm 3$  Ma) da amostra PLQ193. Por outro lado, os dados obtidos para os cristais de zircão de rocha fresca das duas amostras desse corpo, PLQ193 ( $2744 \pm 3$  Ma) e PLQ395 ( $2742 \pm 1$  Ma), mostram uma boa reprodutibilidade, dando assim maior confiabilidade, ao método utilizado, na obtenção de idades de cristalização. Para a amostra PLQ395, a existência de um zircão (PLQ395F-13) com idade de  $2754 \pm 4$  Ma ligeiramente superior aos demais,  $2754 \pm 4$  Ma, talvez reflita a existência de um pequeno componente de Pb herdado nesse cristal. Do ponto de vista geológico, os resultados definidos para as rochas aqui tratadas, estão de acordo com os dados já existentes na região de Tucumã e nas regiões adjacentes, particularmente no caso do ortognaisse do Complexo Xingu e do granodiorito tipo Rio Maria (ver Macambira & Lafon 1995).

#### 6.2.1.4 – Resultado isotópico U-Pb (SHRIMP) em zircão do Granitóide da Suíte Plaquê.

Cristais de zircão de uma amostra de rocha fresca do corpo granitóide da Suíte Plaquê (PLQ193F) foram analisados pelo método U-Pb (SHRIMP II) em zircão, pelos professores Dr. Jean-Michel Lafon e Dr. Moacir José B. Macambira durante uma visita ao laboratório de geocronologia da *Curtin University of Technology* (Perth, Austrália).



Um conjunto de 20 pontos foi analisado, a partir de 17 cristais de zircão. Após a eliminação de alguns cristais discordantes e outros provavelmente com herança de Pb, foi definida uma idade de  $2729 \pm 8$  Ma, com um total de 14 pontos analisados, em 13 cristais de zircão (Figura 13). A idade de  $2729 \pm 8$  Ma é, comparativamente, menor que a idade de  $2744 \pm 3$  Ma, determinada para os cristais de zircão dessa mesma rocha, no espectrômetro MAT262 (Tabela 8). Alguns aspectos inerentes a cada metodologia e/ou procedimentos metodológicos podem ter contribuído para essa diferença de idades. Por exemplo, é possível que a correção de Pb comum, a partir do modelo de Stacey & Kramers (1975) para os dados de evaporação e a partir do Pb “Broken Hill” para os dados SHRIMP tenha interferido no cálculo da idade. Um outro aspecto que precisa ser considerado é o da calibração do fracionamento no SHRIMP II que utiliza procedimentos distintos em relação ao espectrômetro MAT262. Finalmente, a diferença nas idades pode estar associada à estatística de cálculo utilizada, ou seja, no número de zircão analisados em ambos aparelhos. Enquanto no espectrômetro MAT262 a idade foi definida a partir de três cristais de zircão, no laboratório de geocronologia da *Curtin University of Technology*, esta foi definida utilizando-se 13 cristais, cuja variação de idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  espalha-se de 2765-2710 Ma.

Os dados isotópicos determinados no laboratório de geocronologia da *Curtin University of Technology* com a SHRIMP II, confirmaram a existência de zircão com componentes de Pb herdados para essa rocha, cujas idades são superiores a 2800 Ma. Isto já havia sido sugerido pelos dados Pb-Pb obtidos com o MAT262, para alguns cristais de zircão.

#### 6.2.1.5 - Avaliação dos dados analíticos Pb-Pb em zircão, duplo filamento, obtidos com o espectrômetro MAT262 do Pará-Iso / UFPA e do BRGM / Orléans-França.

Os cristais de zircão extraídos de um gabro (B91A), proveniente de um afloramento do Rio Oiapoque, na fronteira entre o Estado do Amapá e a Guiana Francesa, foram analisados nos espectrômetros MAT262, dos laboratórios de geocronologia do Pará-Iso/UFPA-Belém e do BRGM-Orléans. As análises foram realizadas visando a comparação e avaliação do grau de confiabilidade dos dados definidos pelo aparelho local.

Os resultados isotópicos Pb-Pb em zircão de um gabro (B91A), obtidos no Pará-Iso, estão ilustrados na Tabela 9. Um conjunto de 10 cristais de zircão, dessa amostra, produziu sinais de  $^{206}\text{Pb}$  suficientes para uma análise em modo estático, em copos multicoletores Faraday, para os isótopos 206, 207, 208 e com contador de íons para a massa 204, permitindo a obtenção de um



grande número de razões isotópicas e conferindo a cada cristal uma determinação precisa da idade correspondente. As diferenças de idade entre etapas sucessivas de aquecimento em cada zircão foram pequenas ou inexistentes, mostrando que houve uma repartição homogênea de U em todos as porções dos cristais. Em alguns cristais verifica-se que os valores para as razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  são elevados, acima de 100.0000, minimizando os efeitos de correção de Pb comum. Uma idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2099 \pm 1$  Ma (USD = 1,2), com 800 razões isotópicas, foi definida a partir de sete cristais. Essa idade é interpretada como a idade de cristalização da rocha.

No laboratório de geocronologia do BRGM, as análises Pb-Pb da mesma população de zircão do gabro B91A, foram desenvolvidas pelo Dr. Jean-Michel Lafon, nas mesmas condições de análises realizadas em Belém, ou seja, em modo estático e com mesmo procedimento de cálculo de erro estabelecido em Gaudette et al. (1998). Os resultados isotópicos obtidos para 3 cristais de zircão estão expressos na Tabela 10. Novamente, verifica-se a boa reprodutibilidade dos dados analíticos, com valores de idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  similares entre os cristais de zircão, em todas as etapas de aquecimento. Uma idade de  $2103 \pm 2$  Ma ( $2\sigma$ , 569 razões isotópicas) foi determinada a partir dos dados isotópicos para os três cristais. Essa idade também foi considerada como representativa da idade de cristalização para a rocha, embora seja ligeiramente superior que a idade Pb-Pb dessa amostra.

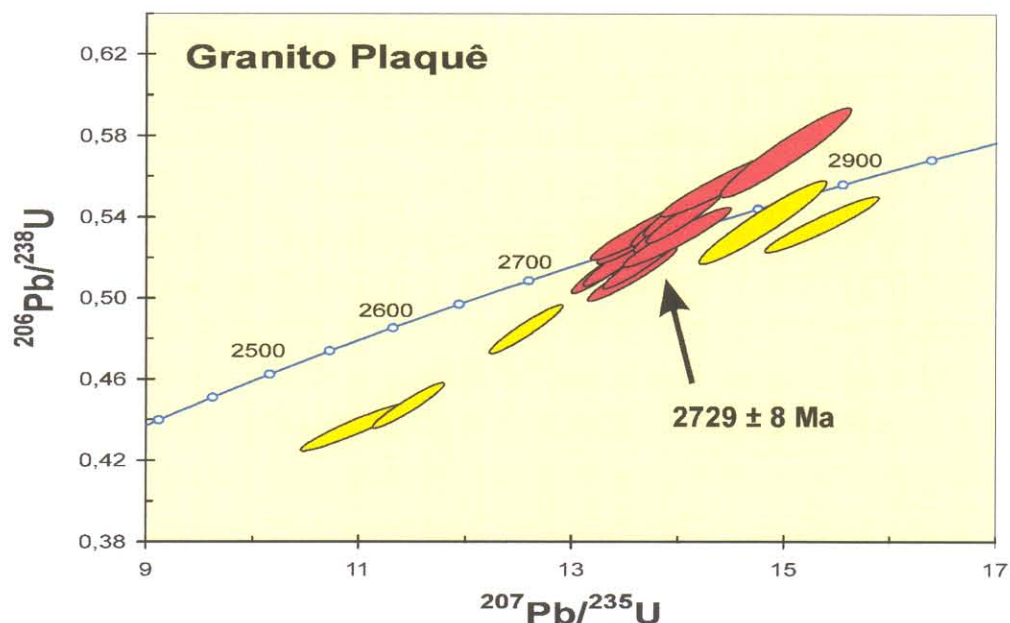


Figura 13 – Diagrama U-Pb (SHRIMP) em zircão da amostra PLQ193F do Granito Plaquê.

Tabela 8 – Resultados isotópicos, U-Pb (SHRIMP) em zircão, obtidos para a amostra granitóide PLQ193F, a partir de 14 pontos analisados de um total de 13 cristais de zircão.

PONTOS	U (ppm)	<sup>204</sup> Pb (ppb)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ
1	914,53	19	22292	14,0558	0,2899	0,54411	0,01100	0,18735	0,00042
2	30,18	15	975	14,4160	0,4513	0,55570	0,01259	0,18814	0,00356
3	324,78	17	8366	13,4799	0,2838	0,51871	0,01054	0,18847	0,00066
4	183,76	21	3703	12,5965	0,2812	0,48442	0,00993	0,18859	0,00124
5	32,31	10	1470	13,6983	0,4017	0,53337	0,01187	0,18625	0,00307
6	154,13	10	6995	13,9792	0,3061	0,53627	0,01102	0,18906	0,00101
7	33,43	3	5835	14,0134	0,4108	0,53017	0,01211	0,19169	0,00301
8	142,39	2	28888	13,6822	0,2987	0,51766	0,01064	0,19169	0,00099
9	60,47	11	2468	13,5944	0,3449	0,51168	0,01093	0,19268	0,00217
10	134,05	12	5368	13,9673	0,3128	0,53930	0,01113	0,18783	0,00121
11	233,70	6	17586	14,0943	0,2994	0,54069	0,01103	0,18905	0,00073
12	56,66	10	2535	13,6876	0,3428	0,53074	0,01127	0,18703	0,00203
13	258,48	23	4976	13,3708	0,2849	0,51485	0,01048	0,18835	0,00079
14	78,56	12	3329	15,0397	0,5050	0,57222	0,01812	0,19062	0,00151

Tabela 9 - Resultados isotópicos Pb-Pb em zircão de gabro (B91A) obtido no espectrômetro MAT262 do Pará-Iso/UFGA. (c) Razão <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb corrigida do Pb comum.

Zircão	Temp. (°C)	Número de razões	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	( <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb) <sup>c</sup> (2σ)	Idade/Etapa (2σ)	Idade (2σ)
B91A/2	1480	52F	111111	0,25882	0,12994 ± 15	2098 ± 2	2098 ± 2
B91A/3	1500	9F	71428	0,15491	0,12981 ± 70	2096 ± 9	2096 ± 9
B91A/5	1419	60F	32258	0,22802	0,12964 ± 19	2093 ± 3	2090 ± 4
	1475	75F	16393	0,23668	0,12922 ± 18	2088 ± 3	
	1516	9F	23809	0,26225	0,12939 ± 92	2090 ± 13	
B91A/6	1475	51F	125000	0,22865	0,12979 ± 24	2100 ± 5	2101 ± 2
	1525	65F	333333	0,23576	0,13025 ± 17	2102 ± 2	
B91A/7	1425	67F	6849	0,17779	0,12923 ± 20	2088 ± 3	2092 ± 3
	1525	62F	15384	0,20848	0,12958 ± 22	2092 ± 3	
B91A/8	1425	77F	125000	0,27308	0,12931 ± 17	2089 ± 2	2099 ± 2
	1475	70F	333333	0,34773	0,12995 ± 16	2098 ± 2	
	1500	86F	>1000000	0,37321	0,12991 ± 21	2098 ± 3	
	1550	8F	>1000000	0,41443	0,13006 ± 55	2099 ± 7	
B91A/9	1425	62F	5681	0,23982	0,13006 ± 25	2099 ± 3	2099 ± 2
	1475	84F	29411	0,22990	0,13012 ± 18	2100 ± 2	
	1500	78F	5000	0,23370	0,12991 ± 17	2097 ± 2	
	1550	84F	111111	0,28200	0,13016 ± 26	2100 ± 4	
B91A/10	1450	9F	>1000000	0,22358	0,13050 ± 89	2105 ± 12	2105 ± 9
	1485	9F	>1000000	0,26525	0,13054 ± 91	2106 ± 12	
B91A/11	1450	30F	12345	0,22405	0,12993 ± 36	2097 ± 5	2098 ± 3
	1485	27F	23809	0,24727	0,12998 ± 33	2098 ± 4	
B91A/12	1450	49F	21739	0,22448	0,12750 ± 39	2064 ± 5	2101 ± 3
	1485	36F	90909	0,23521	0,13023 ± 19	2101 ± 3	

Média B91A/2 + B91A/6 + B91A/8 + B91A/9 + B91A/10 + B91A/11 + B91A/12 = 2099 ± 1 Ma (USD = 1,2)

Média B91A/6 + B91A/10 + B91A/12 = 2102 ± 2 Ma (USD = 0,6)

F: leitura de Pb em modo estático-Faraday; em *Itálico*: valores excluídos do cálculo da média de idade.

Tabela 10 - Resultados isotópicos Pb-Pb em zircão de gabro (B91A) obtido no espectrômetro MAT262 do laboratório de geocronologia do BRGM, França.

Zircão	Temp. (°C)	Blocos	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Idade/Etapa (1 $\sigma$ )	Idade (1 $\sigma$ )
ZrA	1440	9	25489	0,26961	2100 $\pm$ 1	
	1460	9	5390	0,28474	2109 $\pm$ 1	
	1480	7	22112	0,31128	2107 $\pm$ 3	
	1500	4	20217	0,35005	2109 $\pm$ 5	<b>2102 <math>\pm</math> 2</b>
ZrB	1440	9	5007	0,16804	2102 $\pm$ 1	
	1460	9	18234	0,19309	2104 $\pm$ 2	
	1480	9	23247	0,19645	2102 $\pm$ 1	
	1520	9	25675	0,19640	2102 $\pm$ 1	<b>2103 <math>\pm</math> 1</b>
ZrC	1440	8	16090	0,17726	2102 $\pm$ 1	
	1460	9	49913	0,19693	2107 $\pm$ 1	<b>2104 <math>\pm</math> 1</b>

Média ZrA + ZrB + ZrC = **2103  $\pm$  2 Ma** (USD = 0,6)

Obs: Dados obtidos pelo Prof. Lafon, J.M. no espectrômetro MAT262 do laboratório de geocronologia do BRGM, Orléans-França.

Os dados isotópicos em cristais de zircão obtidos em Belém de  $2099 \pm 1$  Ma e em Orléans de  $2103 \pm 2$  Ma para a amostra B91A, embora não se sobreponham, mesmo considerando a margem de erro, são muito próximos. Isto garante um bom grau de confiabilidade aos resultados obtidos no espectrômetro MAT262 do Pará-Iso/UFGA. Vale acrescentar que 3 cristais de zircão, B91A/6, B91A/10 e B91A/12 do conjunto analisado no Pará-Iso, definiram idades respectivas de  $2101 \pm 2$  Ma,  $2105 \pm 9$  e  $2101 \pm 3$  Ma mais elevadas que a média de idades definidas com todos os cristais de zircão. Quando tratados em conjunto, os dados desses cristais definem uma idade média de  $2102 \pm 2$  Ma (USD = 0,6, Tabela 9), idêntica à idade obtida para os cristais de zircão analisados no BRGM ( $2103 \pm 2$  Ma). A pequena diferença observada entre as idades definidas para a rocha, em ambos aparelhos, deve-se provavelmente a um problema estatístico, pois, enquanto no Pará-Iso um total de sete cristais foi utilizado para o cálculo da idade, no BRGM apenas três cristais de zircão foram utilizados. No primeiro caso, claramente existem cristais levemente discordantes, ao contrário dos cristais de zircão analisados no BRGM. Finalmente, a comparação dos resultados isotópicos Pb-Pb em zircão do gabro (B91A), mostrou que as análises determinadas com o espectrômetro MAT262 do Pará-Iso / Belém apresentam um grau de confiabilidade satisfatório.



### 6.3 - PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL DO MÉTODO DE EVAPORAÇÃO DE Pb EM ZIRCÃO NO Pará-Iso / UFPA.

Neste item são apresentados os procedimentos de preparação de amostras, incluindo a separação e seleção de zircão, para análise isotópica no espectrômetro de massa. Em seguida são abordados os procedimentos adotados para análises em rotina de zircão, no espectrômetro MAT262, com ênfase as condições de análises em cada etapa de evaporação. Finalmente, são abordados os aspectos de tratamento estatístico dos dados isotópicos adquiridos a partir dessas análises.

#### 6.3.1 - Separação e seleção de zircão para análise Pb-Pb por evaporação no espectrômetro de massa MAT262.

Após trituração, bateamento e peneiramento das amostras, os concentrados de minerais pesados provenientes das frações granulométricas, geralmente, entre 0,177mm e 0,088mm são separados mediante processos de elutriação em água corrente (elutriador). A fração concentrada, resultante desse processo, é lixiviada em uma solução de  $\text{HNO}_3$  50%, aquecido a 50°C, para limpeza da superfície dos cristais e eliminação de óxidos de ferro. Em seguida, a fração de minerais pesados é submetida a uma separação magnética no separador magnético *Isodynamic Frantz*. A fração menos magnética é imersa em um líquido pesado, bromofórmio, com densidade igual a 2,82 para separação final e concentração dos cristais de zircão.

A separação magnética visa eliminar os cristais de zircão ricos em ferro e em urânio-U que são mais susceptíveis de terem um comportamento discordante. Assim, os cristais de zircão utilizados para datação Pb-Pb são escolhidos, preferencialmente, das frações menos magnéticas. A seleção do zircão é realizada com o auxílio de uma lupa binocular, de acordo com as características morfológicas e das estruturas internas identificáveis de cada cristal. São escolhidos cristais límpidos, pouco fraturados e sem inclusões. Uma descrição sucinta das características do zircão escolhido deve ser realizada para auxiliar na interpretação dos dados.

Cada cristal de zircão é introduzido no centro de um filamento de rênio-Re, em forma de canoa, que é fechada de modo a envolver todo o cristal para garantir uma temperatura uniforme durante o aquecimento. Uma pequena abertura na canoa é deixada sobre o zircão, para garantir a passagem dos feixes iônicos de Pb liberados durante o aquecimento. As canoas contendo os cristais de zircão são montadas em um “tambor” constando de treze posições. Esse “tambor”, Figura 14, é introduzido no espectrômetro MAT262 e, a partir daí, se inicia os procedimentos de análises isotópicas do Pb.

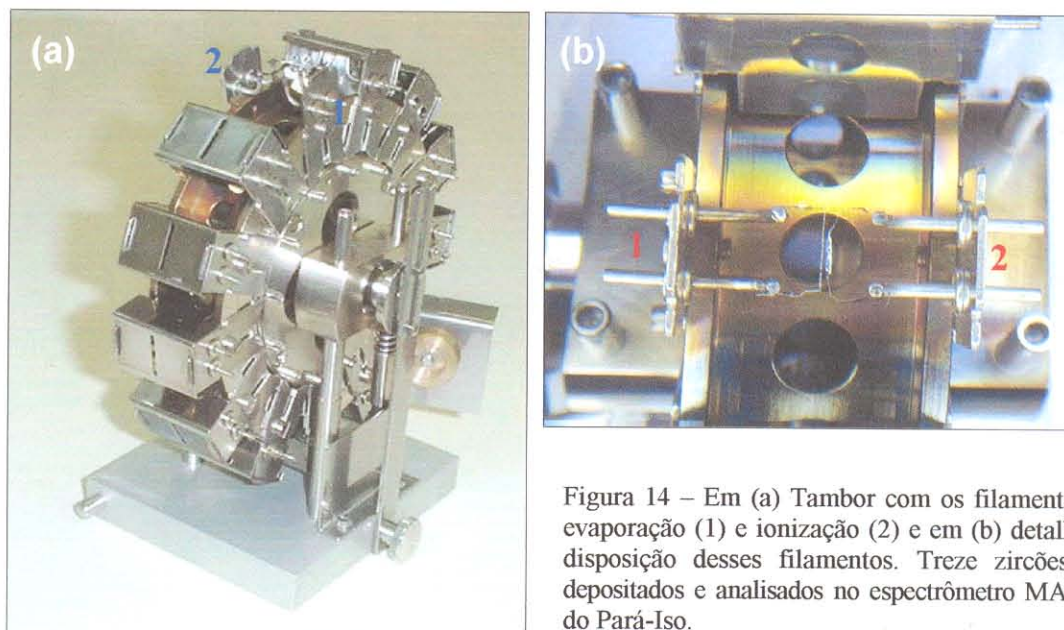


Figura 14 – Em (a) Tambor com os filamentos de evaporação (1) e ionização (2) e em (b) detalhe da disposição desses filamentos. Treze zircões são depositados e analisados no espectrômetro MAT262 do Pará-Iso.

### 6.3.2 – Procedimentos analíticos no espectrômetro MAT262.

O procedimento analítico no espectrômetro de massa inicia com uma fase de limpeza ou degaseificação dos filamentos de evaporação e ionização (Figura 14), cujas temperaturas são mantidas em torno de 1100°C e 1600°C, respectivamente, durante cerca de 3 minutos, visando eliminar o Pb de contaminação contido nesses filamentos, bem como o Pb da superfície do zircão.

Durante a etapa de evaporação do Pb, filamento de evaporação, a corrente elétrica é aumentada progressivamente até a liberação dos primeiros íons de Pb, que são depositados no filamento de ionização, o qual é mantido frio. Com o aumento da intensidade do sinal de  $^{206}\text{Pb}$ , é realizada uma focalização e centralização do feixe iônico de Pb, em modo manual. Através de um pirômetro óptico existente no MAT262 é possível monitorar a temperatura correspondente à corrente elétrica utilizada durante a etapa de evaporação. A evaporação do Pb é realizada, em geral, com temperaturas variando de 1450°C até 1550°C, em etapas sucessivas de aquecimento desde 20°C a 50°C. O tempo de evaporação do Pb é da ordem de 3 a 5 minutos por etapa. Normalmente, para cada zircão são realizadas três etapas de evaporação, porém, dependendo da quantidade de chumbo do cristal consegue-se realizar um número maior de etapas. Após cada etapa de evaporação o chumbo é ionizado, filamento de ionização, a uma temperatura apropriada para se conseguir um sinal de Pb suficiente para análise, sendo esta em torno de 1050°C a 1150°C.



As razões isotópicas podem ser medidas em modo dinâmico, utilizando-se um multiplicador de elétrons (SEM) e um contador de íons ou em modo estático, com coletores Faraday, para as massas 206, 207, 208 e contador de íons para a massa 204. No caso da leitura das razões isotópicas em modo dinâmico, um sinal mínimo de 30.000cps, contagem por segundo, é necessário para garantir que todo o espectro de Pb, incluindo o  $^{204}\text{Pb}$  seja lido, garantindo, desse modo, que seja realizada uma correção adequada do Pb comum sobre a razão  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Nesse caso, a sequência de leitura dos picos de massa no espectrômetro é 206-207-208-206-207-204. Um conjunto de cinco blocos, de dez ciclos de massas cada, é realizado, perfazendo um total de 50 razões isotópicas  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  lidas por etapa. Para a leitura de razões isotópicas em modo estático com coletores Faraday, um sinal de Pb superior a 10mV é necessário, implicando em uma temperatura de análise bem mais elevada do que em modo dinâmico. Isso permite que se obtenha um sinal mais estável, possibilitando uma análise mais precisa. Nesse caso, um conjunto com 10 blocos, de 10 ciclos de massas cada, são realizados, perfazendo um total de 100 razões isotópicas  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  por zircão analisado, que aumenta a precisão estatística dos dados obtidos.

Ao final de cada análise de Pb procede-se a limpeza do filamento de ionização, a uma corrente de até 3,0A até que todo o Pb da respectiva etapa tenha sido evaporado. Isto garante a limpeza do filamento de ionização, deixando-o em condições de receber o Pb evaporado de uma nova etapa de evaporação. Novamente, o Pb depositado no filamento de ionização é analisado, seguindo o mesmo procedimento de análise anteriormente descrito. Essa rotina é repetida até que todo o Pb retido na estrutura cristalina do zircão tenha sido consumido.

O efeito da presença de Pb comum ( $^{204}\text{Pb}$ ), no interior do cristal, sobre a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$  é corrigido utilizando-se a composição de  $^{204}\text{Pb}$  estabelecida a partir da curva de evolução do Pb em duplo estágio de Stacey & Kramers (1975). A equação que determina a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$  em função de  $^{204}\text{Pb}$ , de acordo com Gaudette et al. (1998) é:

$$\left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right)_r = \left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right)_m + \left\{ \left( \frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right)_m \left[ \frac{\left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right)_m - \left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right)_i}{\left( \frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right)_i - \left( \frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right)_m} \right] \right\} \quad (4)$$

onde:  $r$  = radiogênico,  $i$  = inicial,  $m$  = medido.

A precisão sobre as razões isotópicas  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  é em média de 0,33% (0,12%-1,56%). As razões isotópicas medidas são corrigidas do efeito de discriminação de massa, utilizando-se um fator de  $0,12\% \pm 0,03$  a.m.u., o qual foi determinado a partir de análises repetidas do padrão de Pb, NBS 982 “equal atom”, como mencionado anteriormente.



Os dados analíticos Pb-Pb em zircão são tratados em programas de cálculos estatísticos apropriados. Os detalhes do cálculo da idade e do erro correspondente, adotados no Pará-Iso, foram descritos em Gaudette et al. (1998).

Genericamente, o tratamento estatístico dos dados isotópicos dos cristais de zircão consiste de duas etapas. Inicialmente o tratamento isotópico dos dados de cada zircão é realizado em separado para determinação de uma idade de “cristalização” do respectivo cristal. Este tratamento leva em consideração os seguintes aspectos: 1) eliminação dos blocos com valores de razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  inferiores a 2500, visando minimizar os efeitos de correção de Pb comum; 2) eliminação dos blocos com valores de razões que se afastam mais que  $2\sigma$ , em relação ao valor da média de idade definida pelos outros blocos da etapa. Após o tratamento isolado dos dados isotópicos de cada zircão, os resultados isotópicos de todos os grãos devem ser tratados em conjunto e assim, os cristais que se afastarem muito da média de idade definida por todos devem ser eliminados do cálculo final da idade  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  da amostra.

Para o cálculo da idade de cada grão diversas situações são consideradas: 1) Caso de um zircão com distribuição homogênea do U, onde são obtidas várias etapas de evaporação, com idades estatisticamente similares, dentro da margem de erro. Nesse caso a idade do zircão é definida pela média das idades de todas as etapas. 2) No caso mais freqüente, onde as idades das etapas aumentam progressivamente com o aumento da temperatura, a idade do zircão é definida pela idade da última etapa de evaporação.

Para o conjunto de zircão o cálculo da idade final é realizado a partir da média ponderada das idades de todos os grãos. Caso as idades definidas pelos vários cristais de zircão sejam estatisticamente similares, a idade definida com todos os cristais de zircão é interpretada como a idade de cristalização da rocha.

Quando entre os grãos existirem variações importantes nas idades, a definição da idade final, bem como a interpretação dessa idade torna-se mais subjetiva. Essas variações podem estar relacionadas a processos que podem tanto diminuir, caso da metamitização e da recristalização metamórfica, como envelhecer a idade, caso da herança de Pb. Em tais circunstâncias, a idade da rocha deve ser definida pela média de idades da maioria dos cristais de zircão que apresentam idades similares. Pode ocorrer que em uma mesma amostra exista um número maior de grãos com idades similares e um menor número com idades discordantes, mais jovens ou mais antigas. Nesse caso, as idades podem indicar a presença de zircão com componentes de Pb herdado, idade

mais antiga, ou de zircão que sofreram perda de Pb radiogênico, idades mais jovens.

Quando nenhum padrão de idade pode ser definido a partir das idades calculadas com todos os cristais de zircão, a interpretação dos dados torna-se bastante especulativa e, a idade do zircão mais antigo passa a ser considerada apenas como indicativa da idade mínima de cristalização da rocha. Para assegurar a confiabilidade dos dados obtidos, um número elevado de cristais deve ser analisado e estes devem apresentar, preferencialmente, informações isotópicas similares.

#### 6.4 - O MÉTODO Sm-Nd EM ROCHA TOTAL.

O samário-Sm e o neodímio-Nd são dois elementos do Grupo das Terra-Raras (ETR) ou Lantanídeos leves, que possuem, cada um, sete isótopos: (Sm: 144, 147, 148, 149, 150, 152 e 154) e (Nd: 142, 143, 144, 145, 146, 148 e 150), (Figura 15). O isótopo  $^{143}\text{Nd}$  é radiogênico e o isótopo  $^{147}\text{Sm}$  é radioativo, sendo os demais isótopos estáveis. Os raios iônicos, respectivos desses elementos, são bastante próximos entre 0,96 e 1,0Å, e estes possuem a mesma valência, o que os tornam praticamente elementos isoquímicos. Estas características resultam em razões Sm-Nd pouco diferenciadas, variando de 0,1 a 0,37 entre os diversos minerais e rochas.

O princípio básico do método radiométrico Sm-Nd consiste na desintegração do  $^{147}\text{Sm}_{62}$  em  $^{143}\text{Nd}_{60}$ , através da emissão espontânea de uma partícula alfa ( $^4\alpha_2$ ), com uma meia vida de 106 Ga. A constante de desintegração do  $^{147}\text{Sm}$  ( $\lambda_{\text{Sm}}$ ) é igual a  $6,54 \times 10^{-12}/\text{ano}$  (DePaolo 1988). A equação que descreve a desintegração isotópica do  $^{147}\text{Sm}$  em  $^{143}\text{Nd}$ , a partir da equação fundamental da geocronologia é:

$$T = (1/\lambda) \ln [1 + (^{143}\text{Nd} - ^{143}\text{Nd}_0)/^{147}\text{Sm}] \quad (5)$$

Onde:  $^{143}\text{Nd}_0$  é a quantidade inicial existente antes do fechamento do sistema.

O Sm e o Nd são encontrados em quase todas as rochas, em geral substituindo os elementos de íons grandes nos minerais. Ocorrem principalmente nos clinopiroxênios, anfibólios, granadas, micas e feldspatos, que constituem os principais minerais, no balanço global de Sm e Nd nas rochas. Vale ressaltar que esse método é principalmente utilizado para datação de rochas ígneas máfica-ultramáficas (Faure 1986). O método Sm-Nd foi descrito inicialmente por Lugmair (1974), Lugmair et al. (1975), sendo utilizado pela primeira vez, para a determinação isotópica de Nd em rochas ígneas, por DePaolo & Wasserburg (1976a e b) e Hamilton et al (1977). Esse método possibilita a



determinação de idades através de diagramas isocrônicos em rocha total ou em concentrados de minerais. Uma outra aplicação do método é a determinação de idades modelo de rochas.

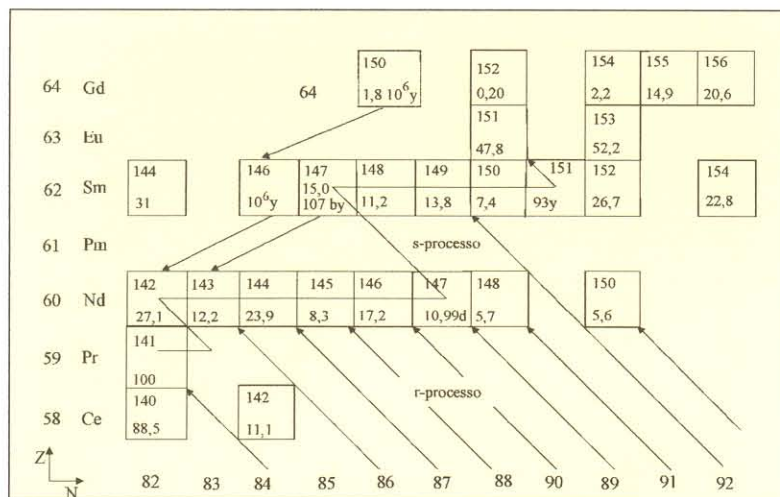


Figura 15 - Carta dos números de prótons (Z), nêutrons (N), das abundâncias aproximadas, e de decaimento radioativo para os nuclídeos na região de massa dos elementos Sm e Nd (DePaolo 1988).

#### 6.4.1 - Idades Isocrônicas em Rocha Total e em Minerais

O método isocrônico para obtenção de idades Sm-Nd segue os mesmos princípios empregados no método Rb/Sr, ou seja, considera-se que no tempo geológico,  $T=0$ , todos os minerais da rocha possuem a mesma razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e diferentes razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , com o passar do tempo geológico ( $T'$ ) ocorre o aumento da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e a conseqüente diminuição da razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (Faure 1986, Dickin 1995). A idade Sm-Nd é calculada, a partir de uma equação do tipo linear ( $Y = b + aX$ ), onde o coeficiente angular ( $a$ ) é proporcional a idade do conjunto de rochas/minerais analisado, de acordo com a equação:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 + (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_m \cdot (e^{\lambda T} - 1) \quad (6)$$

Onde:  $m$  = valores medidos;  $0$  = razão inicial no fechamento do sistema;  $\lambda$  = constante de decaimento do  $^{147}\text{Sm}$  ( $6,54 \times 10^{-12}$ /ano);  $T$  = tempo decorrido desde que o sistema foi criado.

Os dados obtidos são lançados em um diagrama  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (DePaolo 1981, Fletcher & Rosman 1982). Para as rochas básicas e ultrabásicas, as idades obtidas são referidas como a de cristalização das rochas, a qual se confunde com a idade de diferenciação manto/crosta, já que essas rochas são geralmente originadas no manto. Para as rochas ácidas, a obtenção de idades isocrônicas é mais difícil devido a pouca variação das razões Sm-Nd nas



mesmas. No caso das idades Sm-Nd em minerais, pode-se adicionar à isócrona um ponto relativo a rocha total e, nesse caso, a idade obtida deve ser interpretada como a época de cristalização da paragênese mineral datada. Para as rochas ígneas, a idade obtida em minerais será a da cristalização magmática. Para as rochas metamórficas, a idade obtida será relativa ao evento metamórfico, se a paragênese mineral datada foi gerada durante esse episódio, considerando-se que o Sm e o Nd se redistribuem durante o processo de recristalização metamórfica.

Este método tem sido aplicado na resolução de problemas, onde a utilização de outras metodologias, tais como Rb-Sr e K-Ar, mostra-se inadequada. Isto decorre do fato de que durante os processos de metamorfismo regional, alteração hidrotermal e de intemperismo químico os elementos terra-raras são menos móveis que os metais alcalinos e alcalinos terrosos. Nestas circunstâncias, o sistema Sm-Nd da rocha total dificilmente é perturbado, ao contrário dos sistemas Rb-Sr e K-Ar que são bastante sensíveis e por isso facilmente perturbados (Faure 1986, Patchett 1992, Dickin 1995).

#### 6.4.2 - Idades Modelo Sm-Nd em Rocha Total

Uma idade modelo é calculada para estimar o tempo em que uma amostra teve uma composição isotópica similar àquela de sua fonte (DePaolo 1981, 1988, Arndt & Goldstein 1987). Isto quer dizer que a determinação de idades modelo segue a comparação entre os resultados isotópicos determinados para rochas crustais com modelos de evolução isotópica dos prováveis reservatórios fontes dessas rochas (DePaolo 1981, 1988). Nesse caso, as idades modelo são utilizadas para determinar a época em que o protólito crustal de uma rocha se separou do manto (DePaolo & Wasserburg 1976b, Faure 1986, DePaolo 1981, 1988, Dickin 1995).

Embora existam vários tipos de manto com características geoquímicas distintas, existem dois modelos de evolução isotópica de Nd para o manto superior que são mais comumente utilizados (Dickin 1995). O Modelo CHUR- "*Chondritic Uniform Reservoir*" - descreve a idade modelo  $T_{(CHUR)}$  de uma rocha crustal relativa a um reservatório mantélico indiferenciado, com uma curva de evolução similar ao dos condritos. O Modelo DM- "*Depleted Mantle*" - descreve a idade modelo  $T_{(DM)}$  para um reservatório mantélico superior diferenciado e que é comumente referida como o "tempo de residência crustal" para as rochas crustais sílicas. A existência do "manto empobrecido" é inquestionável, sendo este inclusive o principal tipo químico de manto envolvido em processos de vulcanismo oceânico, vulcanismo de arco de ilha e processos

orogênicos. Esse tipo de manto foi confirmado através de inúmeros dados geoquímicos globais para rochas recentes e antigas. Por outro lado, o reservatório mantélico indiferenciado-CHUR não parece ter tomado parte em processos orogênicos no Proterozóico e no Fanerozóico, além de mostrar indicação de que o manto superior arqueano foi parcialmente diferenciado, de modo que fontes empobrecidas em elementos leves foram comuns. Portanto segundo Patchett (1992) o uso do modelo CHUR deve ser seguido com cautela.

Após a determinação da composição isotópica do Nd atual- $\epsilon_{Nd}(0)$  e da razão elementar Sm/Nd de uma rocha, o cálculo de uma idade modelo é seguido através da equação apresentada por (DePaolo 1981, 1988):

$$T_x = 1/\lambda_{Sm} \cdot \ln\{[(^{143}Nd/^{144}Nd)_m - (^{143}Nd/^{144}Nd)_{0x}] / [(^{147}Sm/^{144}Nd)_m - (^{147}Sm/^{144}Nd)_{0x}] + 1\} \quad (7)$$

Onde: X é relativo ao CHUR ou DM; m = amostra.

A equação acima é aplicada a uma evolução linear dos isótopos de Nd no manto superior (Faure 1986, DePaolo 1988). DePaolo (1988) sugeriu que em relação às idades Nd  $T_{(CHUR)}$ , as idades modelo  $T_{(DM)}$  poderiam ser uma indicação mais precisa da idade de formação crustal. Entretanto, segundo o modelo de evolução proposto por DePaolo (1981), a linha de evolução isotópica de Nd, para o manto superior fracionado, é ligeiramente parabólica, cujo valor de  $\epsilon_{Nd}$  tende a zero, a 4,5 Ga, e é em torno de +8 para o tempo presente. Nesse caso, a idade modelo  $T_{(DM)}$  é calculada utilizando-se a seguinte equação do segundo grau:

$$\epsilon_{Nd}(T) = 0,25T^2 - 3T + 8,5 \rightarrow \text{curva do manto empobrecido (DM)} \quad (8)$$

onde:

$$\epsilon_{Nd}(T) = \epsilon_{Nd}(0) - 25,09 f_{(Sm-Nd)} T \rightarrow \text{evolução de rocha crustal} \quad (9)$$

O ponto de intersecção das curvas das equações (8) e (9) com a reta de evolução do Nd da amostra é definido como idade modelo  $T_{(DM)}$ . Da igualdade entre ambas equações obtém-se uma expressão matemática do segundo grau em T que é expresso em bilhões de anos (Ga), onde:



$$\epsilon_{Nd(0)} = \{[(^{143}Nd/^{144}Nd)(0)_m - (^{143}Nd/^{144}Nd)(0)_{CHUR}] / (^{143}Nd/^{144}Nd)(T)_{CHUR}\} \times 10^4 \quad (10)$$

$$f_{(Sm-Nd)} = \{[(^{147}Sm/^{144}Nd)_m - (^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}] / (^{147}Sm/^{143}Nd)_{CHUR}\} \quad (11)$$

onde:  $\epsilon_{Nd(T)}$  indica o desvio do valor da amostra em relação ao CHUR, m = amostra, (0) = razão inicial;  $f_{(Sm-Nd)}$  = parâmetro de fracionamento químico.

Um modelo alternativo, que assume um empobrecimento linear do manto, com valor de  $\epsilon_{Nd} = 0$  a 4,56 Ga e um valor igual a +10 no tempo presente, baseado nas composições do MORB, foi proposto por Goldstein et al. (1984). Esse modelo, no entanto, foi bem aplicado na determinação de idades de *greenstones* paleoproterozóicos do sudoeste dos Estados Unidos e da Groelândia (Nelson & DePaolo 1984, Dickin 1995). Contudo, esse não parece ser o modelo mantélico mais indicado para o cálculo de idade de extração crustal de rochas tonalíticas formadoras de crosta, geradas em ambiente de arcos, que no presente possuem assinaturas isotópicas Nd menos empobrecidas do que nas cristas de expansão.

A Figura 16a exibe o diagrama Idade (Ga) versus  $\epsilon_{Nd}$  mostrando as linhas de evolução isotópica de Nd, modelo manto empobrecido, propostas por DePaolo (1981) e por Goldstein et al. (1984). O uso de modelo de manto empobrecido para a evolução isotópica de Nd parece uma tendência crescente, sendo seguido por vários autores (Nelson & DePaolo 1984, Allegre & Rousseau 1984, Michard et al. 1985). No entanto, Dickin (1995) mostrou que os modelos de DePaolo (1981) e Goldstein et al. (1984) constituem os modelos mais utilizados e aceitos em escala global. A Figura 16b mostra, para efeito comparativo, o diagrama com a taxa de citação desses modelos em cada ano, onde o modelo de DePaolo (1981) se destaca como o modelo mais utilizado.

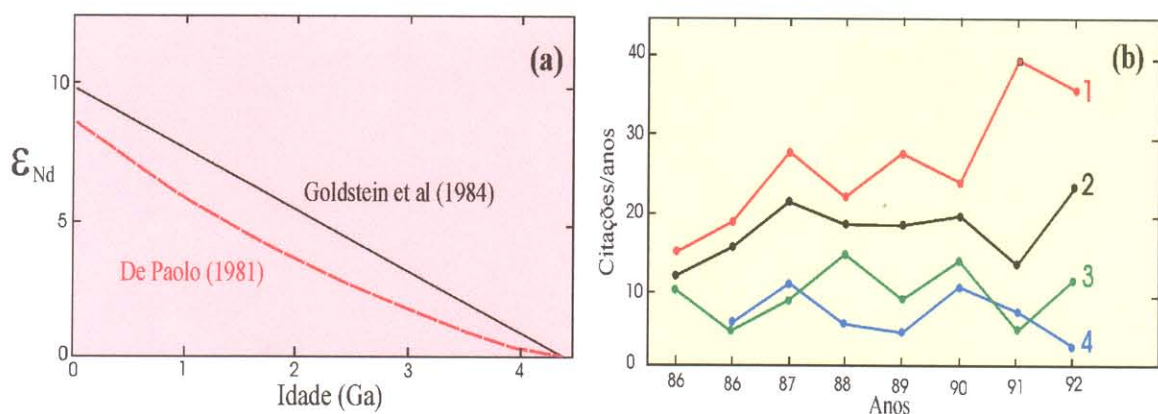


Figura 16 - Em (a) Linhas de evolução do Nd segundo os modelos propostos por DePaolo (1981) e por Goldstein et al. (1984). Em (b) Diagrama ilustrando a taxa de citações/anos de trabalhos que utilizaram os modelos de evolução do manto empobrecido para o Nd (Dickin 1995). 1.De Paolo (1981), 2.Goldstein et al (1984), 3.Allegre & Rousseau (1984), 4.Nelson & De Paolo (1984)



#### 6.4.2.1 - O significado das idades modelo $T_{(DM)}$ e do parâmetro $\epsilon_{Nd}$ .

As interpretações e limitações do uso de idades modelo Sm-Nd foram discutidas amplamente em Arndt & Goldstein (1987), DePaolo (1981, 1988) e Patchett (1992). Arndt & Goldstein (1987) consideraram as idades modelo  $T_{(DM)}$  obtidas para uma determinada rocha como a indicação do tempo em que o valor de seu  $\epsilon_{Nd}$  foi o mesmo que aquele do manto empobrecido, o qual foi supostamente sua fonte.

As interpretações das idades modelo  $T_{(DM)}$  seguem as seguintes suposições: 1) Se elas coincidirem com algum evento suficientemente conhecido (idades U-Pb e Pb-Pb em zircão, ou Pb-Pb em rocha total), estas idades podem ser interpretadas como indicativas do tempo da diferenciação manto-crosta. Isso ocorre no caso das rochas ígneas de derivação mantélica juvenil, no Proterozóico (Patchett 1992); 2) Se, por outro lado, as idades modelo  $T_{(DM)}$  são intermediárias entre grupos de idades de formação de rochas (U-Pb e Pb-Pb em zircão) e não coincidem com nenhum evento orogênico conhecido, elas devem ser interpretadas como indicadoras de uma idade média de uma fonte misturada.

Arndt & Goldstein (1987) prepuseram que as idades modelo  $T_{(DM)}$  só teriam significado de formação crustal se as seguintes ponderações forem satisfeitas: 1) a evolução isotópica da fonte mantélica dos continentes deve ser bem conhecida; 2) somente um curto intervalo de tempo deve ter passado desde a colocação da amostra na crosta continental e sua cristalização; 3) se todo o Nd da rocha analisada foi derivado do manto durante um único estágio, sem que nenhuma mistura de material derivado de fontes distintas em idades e composição isotópica de Nd tenha ocorrido; e 4) se a razão Sm-Nd de uma rocha não trocou significativamente após a formação da crosta, ou seja, se após sua formação não houve nenhum fracionamento químico Sm-Nd intracrustal significativo. Isso é importante porque a evolução isotópica do Nd de uma rocha é função direta de razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ .

As idades modelo  $T_{(DM)}$  são freqüentemente interpretadas como idades de formação de crosta porque elas são capazes de resgatar as “idades de formação de crosta”, mesmo em rochas que sofreram eventos de retrabalhamento crustal (Nelson & DePaolo 1984). O termo “tempo de residência crustal” foi proposto por O’Nions et al. (1983), para evitar a implicação normal que as idades modelo  $T_{(DM)}$  denotam, ou seja, datação de eventos de formação de crosta específicos (Arndt & Goldstein 1987).

A razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de uma rocha no tempo (T) de sua formação fornece a partir do cálculo do parâmetro  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , Equação 10, anteriormente apresentada, informações sobre a fonte que originou a rocha (DePaolo 1981, 1988, Faure 1986). De acordo com DePaolo (1988) valores positivos de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  para uma rocha são indicativos de que na época de sua formação a fonte magmática possuía uma razão Sm/Nd mais elevada do que àquela calculada para os condritos e em consequência, esta fonte seria o manto. Nesse caso, quanto maior o valor de  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , mais empobrecido geoquimicamente seria o manto. Por outro lado, se valores negativos de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  forem calculados, indica que durante a formação da rocha a fonte magmática possuía uma razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  menor que a do condrito, sendo portanto um indício de que essa fonte teve uma origem crustal. Quanto maior for a contribuição crustal no processo de formação das rochas, mais negativos serão o valor de  $\epsilon_{\text{Nd}}$ .

Em um caso extraordinário, em que duas fontes (manto-crosta) participam na formação de uma rocha, os valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  em geral flutuam entre valores positivos e valores negativos, dependendo do maior ou menor grau de participação dessas fontes. Nesse caso, a interpretação de idade modelo é complexa, representando uma época intermediária entre a derivação do material do manto e a idade da rocha recristalizada na crosta (modelo de mistura de fontes).

#### 6.5 - PROCEDIMENTO ANALÍTICO DO MÉTODO Sm-Nd NO PARÁ-ISO / UFPA.

O procedimento experimental Sm-Nd em rocha total, utilizado no Pará-Iso é aquele desenvolvido por Kelley (1980) e Hayward (1983) e implantado nesse laboratório por Oliveira e Moura (1995). O procedimento para análise Sm-Nd em rocha total, inclui três etapas: 1) Dissolução de amostras, 2) Separação química e 3) Depósito dos concentrados de samário e neodímio para análise isotópica. Para a etapa de dissolução das amostras, inicialmente são pesados e misturados em um cadinho de teflon "Savilex", cerca de 100mg de amostras e 100mg de traçador misto Sm-Nd, "spike" enriquecido em  $^{149}\text{Sm}$  e  $^{150}\text{Nd}$ . A dissolução da amostra é realizada por ataque ácido, introduzindo 5ml de HF e 1ml de  $\text{HNO}_3$  no cadinho de teflon, que contem a amostra, e este é levado à estufa, por um período de sete dias, a uma temperatura de  $145^\circ\text{C}$ . Após esse tempo, a solução é evaporada e submetida novamente a um ataque ácido, com 5ml de HF e 1ml de  $\text{HNO}_3$ , durante uma noite, sendo em seguida evaporado. Em seguida é adicionado 3ml de HCl 6,2N e posteriormente 3ml de HCl 2N, os quais também são evaporados. Adiciona-se na amostra 1ml de HCl 2N para dissolução e posterior centrifugação. Uma vez



concluída a etapa de dissolução, a amostra restante, 1ml, é então dividida em duas alíquotas de 0,5ml, e uma delas é utilizada para a separação química. Essa alíquota é evaporada na chapa e em seguida é introduzido 0,1ml de HCl 2N no béquer para uma nova dissolução. Em uma primeira etapa de separação são recuperados os elementos terra-raras (ETR's), onde estão presentes o Sm e o Nd. Esta separação é feita em colunas de teflon de 5mm de diâmetro, preenchida com resina catiônica tipo Dowex 50wx-8, condicionadas em HCl\*\* 2N, após uma limpeza prévia com HCl 6,2N. A recuperação dos ETR's é feita mediante adição de HNO<sub>3</sub>\*\* 3N.

A segunda etapa de separação visa extrair os elementos Sm e Nd a partir da solução ETR's anteriormente separada e evaporada. Essa separação é feita em colunas de teflon de 5mm de diâmetro preenchida com resina aniônica tipo Dowex AG1-x4 em meio a uma solução de HNO<sub>3</sub> 1N e mistura de HNO<sub>3</sub> + Metanol (40-60%). Em uma primeira fase de separação recupera-se o samário e em seguida o neodímio. Após a separação química, são realizados os procedimentos de depósito dos concentrados de Sm e Nd das amostras. Durante esta etapa os concentrados de Sm e Nd são dissolvidos numa solução de 1μl de H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> 0,1M e de 1μl de HNO<sub>3</sub> 1N e a mistura (2μl) é depositada em filamento duplo de rênio-Re ou tântalo-Ta, pré-condicionado com H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>.

Um tambor contendo 13 filamentos é introduzido em um espectrômetro Finnigan Mat262 para análise isotópica (Figura 14). As leituras isotópicas são analisadas em modo estático, com um multicoletor-Faraday. As análises foram normalizadas com uma razão <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd igual a 0,7219. Durante o período de análises o valor médio da razão <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd determinado para o padrão "La Jolla" foi de  $0,511829 \pm 8$  (2σ), em 4 análises. Para o padrão *Columbia River Basalt / BCR-1* o valor obtido, a partir de 10 análises, foi de  $0,512618 \pm 10$  (2σ). Para investigar os níveis de contaminação, introduzida durante o procedimento químico, foram realizadas análises de brancos de química. O branco total no Pará-Iso foi obtido colocando-se o "spike" misto de <sup>149</sup>Sm e <sup>150</sup>Nd através das etapas de dissolução na bomba Bola, separação química e depósito no filamento. O branco das colunas de separação de Sm e de Nd foi também determinado, para verificar o nível de contaminação da resina aniônica. Os resultados mostram níveis relativamente baixos de Nd, com um valor de branco total (Bola) de 170pg e um valor entre 40 e 60pg para as colunas de separação de Sm e de Nd. Estes valores são compatíveis com os valores obtidos em outros laboratórios (Gioia 1997, Gioia & Pimentel 2000). Para efeito comparativo, o valor do branco total obtido no Pará-Iso é inferior àquele obtido no laboratório de geocronologia da Universidade de Brasília - UnB, que foi de 243pg (Elma Costa Oliveira, comunicação escrita).



No presente trabalho, as idades modelo  $T_{DM}$  são calculadas através da interseção entre a curva do manto empobrecido e a linha de evolução isotópica de Nd da amostra estudada, respectivamente descritas nas equações (8) e (9), baseado no modelo de DePaolo (1981). A escolha desse modelo é pertinente, primeiro por que se trata de um modelo amplamente difundido no mundo (Figura 16b) e, segundo, pelo fato de que na Amazônia, os trabalhos disponíveis sobre essa temática têm utilizado esse modelo (Ben Othman et al. 1984, Sato & Tassinari 1997, Capdevila et al. 1999, Cordani & Sato 1999, Voicu et al. 1999, Santos et al. 2000, Nogueira et al. 2000). Isto tem como objetivo principal harmonizar os dados aqui obtidos com os outros dados disponíveis de modo a proporcionar, caso possível, uma comparação inequívoca dos vários dados existentes.

Segundo Ben Othman et al. (1984) os valores das constantes utilizadas nas equações (7) e (8) são:  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{DM} = 0,513114$  e  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{DM} = 0,222$ . Esses valores são válidos em rochas com idades desde o presente até 2,8 Ga. Para idades mais antigas ( $>2,8$  Ga) essas constantes são alteradas para os valores respectivos de 0,512638 e 0,1967. Isto é justificado pelo fato de que a evolução isotópica no manto superior fracionado torna-se praticamente assintótica à curva do volume terrestre (CHUR), (Sato & Tassinari 1997). No presente trabalho, os valores utilizados para a normalização das razões isotópicas iniciais foram  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) = 0,512638$ ,  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}) = 0,1967$  e  $(^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) = 0,7219$ .

## **CAPÍTULO VII**

### **GEOLOGIA LOCAL E DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA**

## 7 - GEOLOGIA LOCAL E DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

Neste capítulo serão abordados os principais aspectos relativos ao contexto geológico no qual estão inseridas as rochas coletadas para o desenvolvimento do presente trabalho. A localização geográfica dos pontos de amostragem e a respectiva caracterização do afloramento, incluindo sua extensão, tipos litológicos presentes, com uma descrição macroscópica, identificando, quando possível, a mineralogia principal da(s) rocha(s) existente(s), a textura e a granulação da rocha. As feições estruturais e deformacionais são também enumeradas e, finalmente, uma descrição microscópica é apresentada.

A coleta de amostra foi realizada ao longo de dois perfis, em duas campanhas de campo distintas. O primeiro perfil foi desenvolvido no ano de 1996, ao longo do Rio Oiapoque, que limita o Brasil com a Guiana Francesa e em um trecho do Rio Camopi, afluente da margem esquerda do Rio Oiapoque, em território francês. Esse trecho é aqui denominado de Perfil Oiapoque-Camopi ou, simplesmente, POC. O segundo perfil, realizado em 1997, estendeu-se ao longo da rodovia BR-156, desde o Município de Oiapoque, no norte do Estado do Amapá, passando pelo Município de Ferreira Gomes, e ao longo da BR-210, indo até as adjacências da Serra do Navio, na porção central do Amapá. Esse segmento do Estado do Amapá é aqui denominado de Perfil Trans-Amapá ou, meramente, PTA.

Um mapa simplificado, integrando a geologia da Guiana Francesa e do Estado do Amapá no qual é apresentada a localização dos pontos de coletas de amostras ao longo do POC e PTA, é ilustrado na Figura 17. Um outro mapa, com as principais redes de drenagens e cidades do Estado do Amapá, bem como a localização dos pontos de coletas de amostras, é apresentado na Figura 18. As coordenadas dos pontos de coletas de amostras, que foram determinadas com GPS-*Global Positioning System*, estão disponíveis na Tabela 11.

Convencionou-se nesse trabalho, apresentar as feições macro- e microscópicas das rochas coletadas seguindo a ordem de suas posições geográficas ao longo do POC e PTA. Em primeiro, são caracterizados os pontos amostrados no POC e em seguida os pontos amostrados no PTA, de modo a dar uma panorâmica das principais unidades geológicas existentes ao longo desses perfis e, por conseguinte, do Estado do Amapá. Vale mencionar que esses perfis foram seguidos por constituírem um corte, praticamente transversal às unidades geológicas principais existentes no setor mais oriental do Escudo das Guianas.



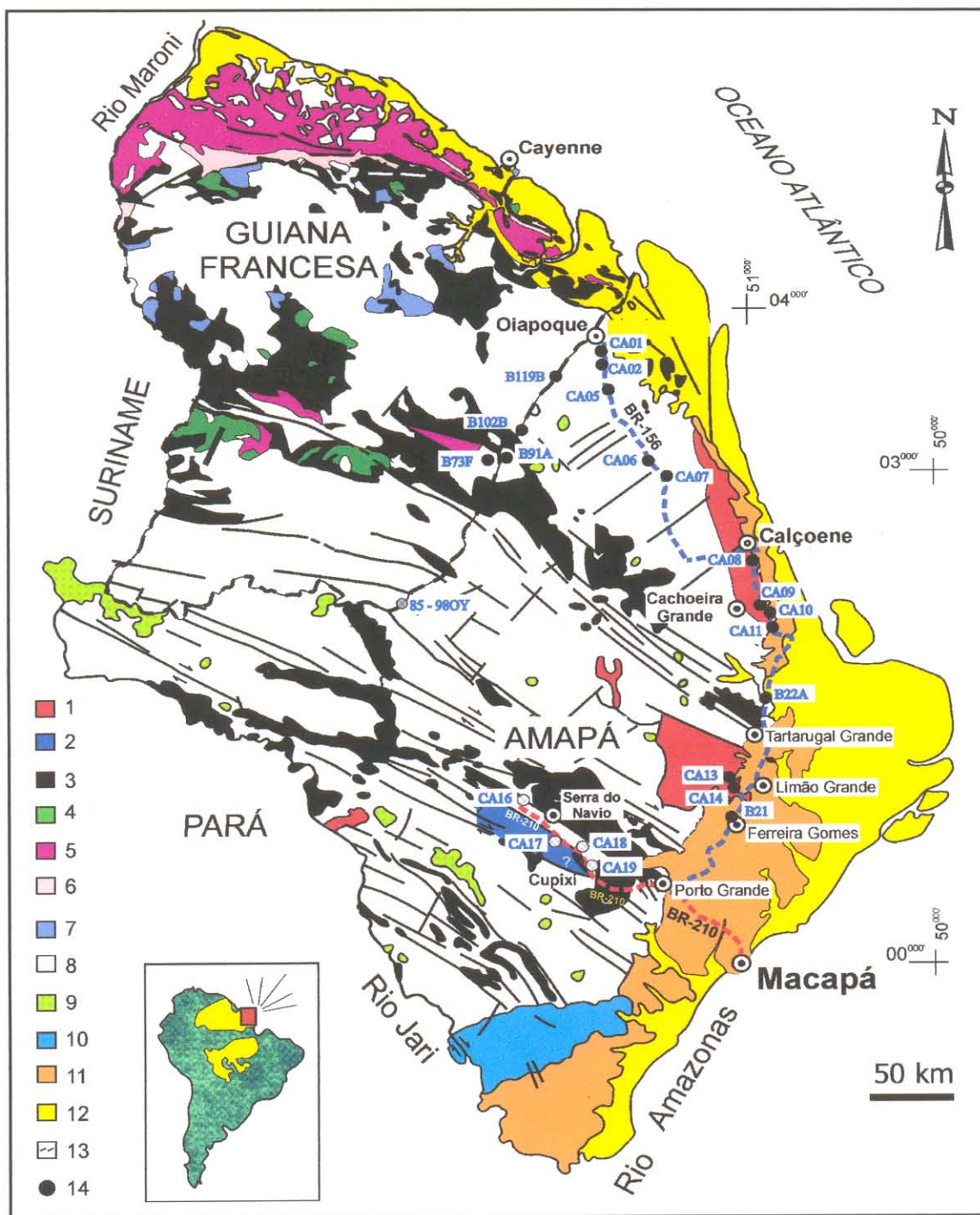


Figura 17 - Mapa geológico simplificado da porção Oriental do Escudo das Guianas (Guiana Francesa e Estado do Amapá, Brasil), após Lima et al. (1991); trabalhos recentes do BRGM/França e CPRM/Brasil. 1. Granulitos (félsicos e máficos), 2. Ortognaisses Arqueanos restrabalhados (tonalitos), 3. Greenstone Belts (Paramaca-Vila Nova), 4. Plutônicas Máficas, 5. Sequências sedimentares "flysh-like" (Fm. Armina), 6. Unidade Sedimentar Superior (Quartzitos e Conglomerados), 7. Dioritos, 8. Granitóides/Ortognaisses Paleoproter. (Evento Transamaz.), 9. Granitóides Pós-Transamazônicos, 10. Sedimentos Paleozóicos, 11. Coberturas Lateríticas, 12. Sedimentos Cenozóicos, 13. Limites entre países, 14. Localização dos pontos de amostragens.

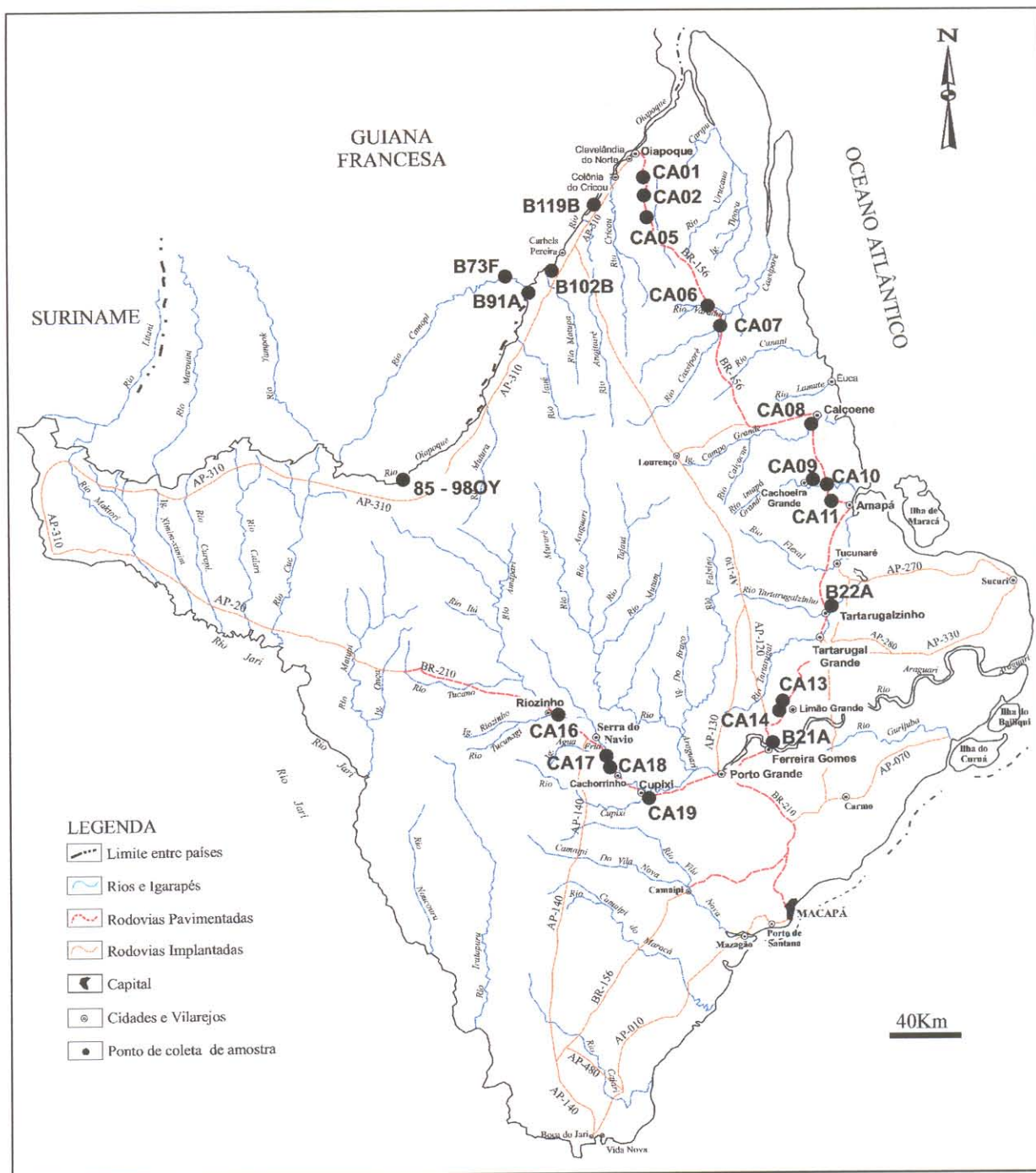


Figura 18 - Mapa de drenagens do Estado do Amapá, segundo Rodrigues et al. (1988). Com as principais cidades e os pontos de coletas de amostras estudadas nesse trabalho.



Tabela 11 - Localização GPS dos pontos visitados no Perfil Oiapoque-Camopi e no Perfil Trans-Amapá, Estado do Amapá.

SIGLA DA ROCHA	LITOLOGIA	COORDENADAS GPS	
		LATITUDE	LONGITUDE
PERFIL OIPOQUE-CAMOPI			
B119B	granito sin-folial	03° 34' 58.1"	52° 01' 36.2"
B102B	sienogranito	03° 14' 31.2"	52° 13' 44.4"
B91A	gabro à biotita	03° 08' 07.5"	52° 20' 46.6"
B73F	quartzito	03° 12' 42.7"	52° 27' 22.8"
PERFIL TRANS-AMAPÁ			
CA01	biotita sienogranito	03° 42' 24,7"	51° 46' 22,5"
CA02A	biotita sienogranito	03° 37' 09"	51° 46' 39"
CA05A	biotita sienogranito	03° 30' 38,2"	51° 45' 29,8"
CA06	sienogranito	03° 30' 45"	51° 32' 39"
CA07A	álcali-feldspato granito	02° 57' 355"	51° 25' 257"
CA08A	biotita-álcali-feldspato granito	02° 28' 20,6"	50° 58' 10,4"
CA08B	anfibolito	02° 28' 20,6"	50° 58' 10,4"
CA09A	monzogranito	02° 09' 39"	50° 53' 50,3"
CA10A	biotita sienogranito	02° 09' 22,6"	50° 53' 50,3"
CA10B	anfibolito	02° 09' 22,6"	50° 53' 50,3"
CA11A	biotita álcali-feldspato granito	02° 05' 391"	50° 53' 299"
CA11B	anfibolito	02° 05' 391"	50° 53' 299"
BA22A	diorito	01° 30' 687"	50° 54' 861"
CA13A	granada charnoquito	01° 03' 16,0"	51° 05' 19,0"
CA13B	charnoquito	01° 03' 16,0"	51° 05' 19,0"
CA14A	granada charnoquito	01° 01' 45,6"	51° 05' 30,0"
CA14B	mobilizado granítico	01° 01' 45,6"	51° 05' 30,0"
B21A	charnoquito	00° 51' 587"	51° 11' 498"
CA19B	tonalito	00° 36' 53"	51° 46' 15"
CA18	monzogranito	00° 41' 383"	51° 53' 326"
CA17A	metatonalito	00° 48' 961"	51° 58' 55,5"
CA17B	mobilizado granítico	00° 48' 961"	51° 58' 55,5"
CA16	anfibolito	01° 00' 961"	52° 14' 472"

## 7.1 - PERFIL OIAPOQUE-CAMOPI / POC

Esse perfil foi realizado durante uma campanha de campo que integrou o programa de mapeamento e de elaboração da carta geológica da Guiana Francesa. O POC foi realizado em um trecho desde o baixo Rio Oiapoque, no Município de Oiapoque, no norte do Estado do Amapá, indo em direção mais a sul até o terço-médio do Rio Oiapoque, nos arredores de *Trois Sauts*, no sul da Guiana Francesa. Além disso, nessa mesma campanha, foi realizado um perfil, no terço-baixo Rio Camopi, em território francês. Por apresentar uma orientação, aproximadamente, NNE-SSE, esse perfil seccionou, praticamente, todas as unidades geológicas presentes, uma vez que estas são orientadas preferencialmente, segundo um *trend* NNW-SSE.



Os geólogos do BRGM e da CPRM, integrantes dessa campanha, coletaram 134 amostras, representativas de unidades geológicas representadas por rochas supracrustais, seqüências *greenstone belts* da Formação Paramacá/Vila Nova, e rochas granitóides, incluindo granitos, gabros, granodioritos, dioritos e tonalitos, associados ou não às rochas supracrustais.

Do conjunto de amostras coletadas durante essa campanha, cinco amostras foram disponibilizadas pelo BRGM, para o estudo isotópico Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total. Trata-se de um quartzito (B73F) do Rio Camopi, de um biotita gabro (B91A) da confluência dos rios Camopi e Oiapoque, e de granitóides (B102B e B119B) da porção mais ao norte desse perfil. Uma ortogneisse granodiorítico (85-98OY) das imediações de *Trois Sauts*, no sul da Guiana Francesa, coletada em uma campanha de campo distinta por geólogos do BRGM, foi também estudada. Vale mencionar que essa amostra já tinha sido analisada pelo método Pb-Pb em zircão, cuja idade determinada foi de  $2105 \pm 3$  Ma (Delor et al. 2001c). Com efeito, no âmbito dessa tese, somente as análises isotópicas pelo método Sm-Nd foram realizadas no Pará-Iso da UFPA. O estudo isotópico das amostras, desenvolvido no âmbito dessa tese, é uma contribuição à elaboração do mapa geológico da Guiana Francesa, dentro do programa “*Carte Géologique de la France*” do BRGM.

Outras amostras de granitóides, das campanhas acima citadas, foram também estudadas isotopicamente pelas metodologias Pb-Pb em zircão, U-Pb por sonda iônica (TINS 1270), U-Th-Pb em monazita e em zircão, e Sm-Nd em rocha total, nos laboratórios de geocronologia da Universidade de Rennes e do CRPG – CNRS de Nancy e no laboratório de geocronologia do BRGM. Esse estudo visou a elaboração do mapa geológico da Guiana Francesa, na escala 1:500.000, dentro do Programa “*Carte Géologique de la France*” do BRGM, o qual foi publicado por Delor et al. (2001c). Dentro do mesmo programa, algumas amostras do perfil POC foram analisadas isotopicamente pelos métodos Pb-Pb e U-Pb em zircão e Sm-Nd rocha total, por intermédio do Dr. Jean-Michel Lafon, durante a realização do seu programa de pós-Doutoramento. As datações Ar-Ar em minerais de algumas rochas da campanha realizada em 1997, principalmente aquelas do POC, foram determinadas durante o desenvolvimento do programa de doutoramento do geólogo Sebastien Nomade, pesquisador do *Departement des Sciences de la Terre de la Université d'Orléans-França*. Esses dados foram publicados recentemente (Nomade et al. 2001). Uma síntese desses resultados geocronológicos já foi disponibilizada anteriormente na Tabela 2, e os mesmos serão discutidos junto com os dados isotópicos obtidos no âmbito dessa Tese.

A **amostra B73F** é um quartzito, que aflora no leito do Rio Camopi, nos domínios da cidade homônima (Figuras 17 e 18). É associada às rochas da sequência *greenstone belts* da Formação Paramacá. É constituída principalmente por quartzo, hornblenda e plagioclásio, e pelos minerais acessórios de zircão e opacos. O epidoto constitui uma fase secundária.

A rocha exibe textura granoblástica e uma orientação mineral marcante, ressaltada por bandas alternadas de quartzo, anfibólio e plagioclásio. Nos grãos de quartzo são observadas feições deformacionais, tais como: extinção ondulante forte, recristalização intensa, "*ribbon quartz*", formação de sub-grãos, junção em ponto tríplice e alongação. Nos cristais de anfibólio são observadas feições de alongação, sub-grãos e "*ribbon*". Essas feições de deformação sugerem que a rocha experimentou uma milonitização. Os aspectos texturais da deformação dessa rocha estão ilustrados na Figura 19.

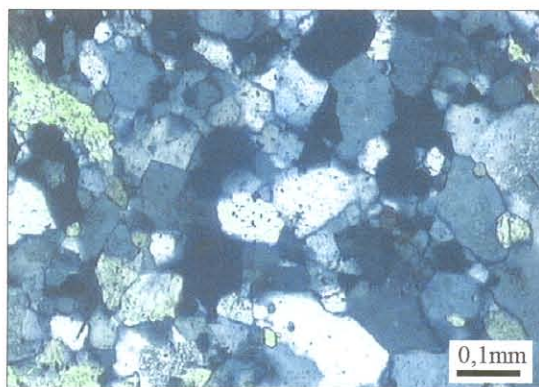


Figura 19 – Fotomicrografia de lâmina delgada da amostra quartzítica B73F. Aspectos da textura granoblástica, produto da deformação a que foi submetida essa rocha. Ressalta-se a junção dos grãos de quartzo em ponto tríplice (NC).

A **amostra B91A** é um gabro com biotita aflorando no leito do Rio Oiapoque, confluência com o Rio Camopi (Figuras 17 e 18). É uma rocha constituída, principalmente, por quartzo, microclina, plagioclásio e biotita. Cristais de zircão, apatita e opacos são termos acessórios. A sericita, a muscovita e os argilo-minerais são produtos de alteração. A rocha possui textura granular alotriomórfica e apresenta-se pouco deformada. A Figura 20 ilustra os aspectos texturais da rocha.

A **amostra B102B** é um sienogranito que ocorre no leito do Rio Oiapoque, nas imediações do vilarejo de Carbet Pereira (Figuras 17 e 18). É uma rocha constituída principalmente por quartzo, plagioclásio, ortoclásio, microclina, e secundariamente por biotita e clinoanfibólio. Cristais de zircão e opacos ocorrem como acessórios, enquanto a sericita, a muscovita e argilo-minerais são produtos de alteração. A rocha apresenta uma textura granular alotriomórfica. Os efeitos deformacionais impressos nos cristais, conferem uma anisotropia



incipiente à rocha. Os grãos de quartzo apresentam uma extinção ondulante forte e bordas denteadas. Os cristais de K-feldspato exibem intercrescimento mimerquítico ("veins"). A biotita possui pleocroísmo forte, x = castanho-claro e z = marron-avermelhado. Os cristais de anfibólio também possuem um pleocroísmo forte (x = verde amarronzado, z = verde-escuro). Esses cristais estão em contato com as lamelas de biotita.

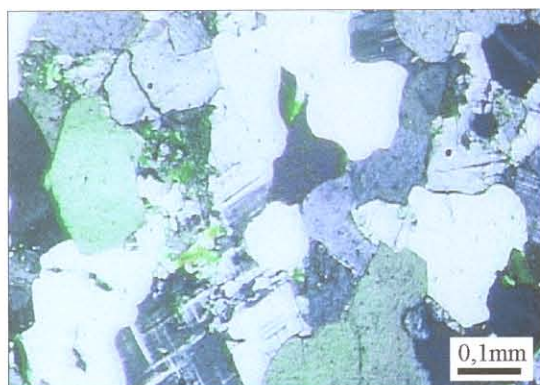


Figura 20 – Fotomicrografia de lâmina delgada da amostra de gabbro (B91A). Aspectos gerais da distribuição dos cristais e da textura granular alotriomórfica (NC).

A **amostra B119B**, um filão granítico sin-folial, ocorre no leito do Rio Oiapoque, nas imediações da colônia Cricou (Figuras 17 e 18). É constituída essencialmente por quartzo, plagioclásio e K-feldspato, além de biotita, hornblenda e clinopiroxênio, que ocorrem secundariamente. Cristais de zircão e opacos são minerais acessórios, enquanto a sericita, epidoto e argilo-minerais são produtos de alteração. Trata-se de uma rocha bastante alterada, cujos processos de sericitização, epidotização e argilização, nos cristais de plagioclásio e K-feldspato, são muito fortes. A Figura 21 exibe os aspectos texturais dessa rocha, bem como os aspectos da alteração do plagioclásio.



Figura 21 – Fotomicrografia de lâmina delgada da amostra granítica sin-folial. Aspectos da sericitização do plagioclásio (NC).



## 7.2 - PERFIL TRANS-AMAPÁ / PTA

No ano de 1997, uma nova campanha de campo foi realizada, tendo a participação de pesquisadores do BRGM e da Universidade de Orléans (Dr. Phillipi Rossi, Dr. Claude Delor, Sebastien Nomade e Y. Chen), e da CPRM / SUREG-Belém (Dra. Telma Faraco e José Maria de Azevedo) e também da UFPA (Dr. Jean-Michel Lafon e M.Sc. Valter Gama de Avelar). Um perfil ao longo das rodovias federais, BR-156 e BR-210, foi desenvolvido, saindo do Município de Oiapoque, no extremo norte do Estado do Amapá e indo até as imediações da Serra do Navio, na porção central do Amapá. Esse perfil apresenta uma orientação praticamente N-S e atravessou as principais unidades geológicas do Estado do Amapá, cuja orientação geral segue o *trend* NNW-SSE.

Ao todo, 21 afloramentos foram visitados ao longo do PTA e 40 amostras foram coletadas. São rochas granitóides, granulíticas e anfíbolíticas, que integram as principais unidades geológicas ocorrentes no Estado do Amapá, tais como os Granitóides/ortognaisses paleoproterozóicos, Suíte Metamórfica Tartarugal Grande e *Greenstone belts* do Grupo Vila Nova, respectivamente. Além dessas, outras rochas de composição tonalíticas incluídas nos Ortognaisses Arqueanos de Cupixi e de composição granítica da Suíte Intrusiva Falsino, foram coletadas. Os afloramentos e as rochas coletadas são descritos de acordo com sua localização geográfica, de norte para sul, ao longo da rodovia BR-156, e de leste para oeste, ao longo da rodovia BR-210 (Figuras 17 e 18).

O **Ponto CA01** está localizado na margem direita da BR-156. Encontra-se distante cerca de 11Km do Município de Oiapoque (Figuras 17 e 18) e apresenta-se na forma de grandes blocos métricos, entorno de 5m de altura, cuja superfície possui aspectos semelhantes a canaletas, resultantes de um processo de erosão diferenciada. Em termos litológicos a amostra é constituída por uma rocha granítica, de textura granular e localmente porfirítica, de granulometria média, e localmente grossa, composta principalmente por plagioclásio, quartzo, K-feldspato e biotita. Ocorrem fenocristais arredondados de plagioclásio de tamanho decimétrico, com até 22cm de diâmetro, que mostram sinais de deformação, tais como segmentação e sombra de pressão. Trata-se de uma rocha anisotrópica com uma foliação marcante, denotada por cristais de quartzo e biotita, cujo plano orienta-se segundo N170°/75°SE.

Petrograficamente, a amostra **CA01** é um biotita sienogranito, composto principalmente por quartzo, microclina, plagioclásio e biotita. Cristais de zircão, opacos e allanita (epidoto) ocorrem como acessórios, enquanto a sericita, muscovita e a clorita são produtos de alteração. A

rocha preserva feições texturais ígneas do tipo granular alotriomórfica a porfirítica. Exibe uma anisotropia incipiente, evidenciada principalmente nos grãos de quartzo. Nesse caso, feições como: extinção ondulante, contatos suturados e recrystalização são bem visíveis. As principais feições minerais observáveis são o intercrescimento granofírico, K-feldspato-quartzo, e textura *mortar*, nos minerais opacos. Processos de alteração tais como saussuritização no plagioclásio e na microclina, cloritização na biotita, e epidotização na allanita, são bastante comuns nessa rocha.

O **Ponto CA02** está localizado na margem direita da BR-156 à cerca de 10Km do ponto anterior (Figuras 17 e 18). O afloramento apresenta-se na forma de blocos rolados, de tamanho métrico. As características macroscópicas são idênticas àquelas do ponto CA01, com a diferença de que neste, observa-se uma quantidade maior de quartzo, além de uma granulometria mais fina. Aspectos anisotrópicos, semelhantes àqueles observados na amostra CA01, são também notados nessa amostra. Nesse caso, o plano de foliação apresenta orientação segundo N160°/80°E. É comum neste afloramento a ocorrência de veios pegmatíticos, ora concordantes com a direção da foliação, ora discordantes com esta, com direção N40°.

Petrograficamente, a amostra **CA02A** constitui um biotita sienogranito, composto predominantemente por microclina, quartzo, plagioclásio e biotita. Como acessório ocorrem cristais de zircão, enquanto a sericita e a muscovita são produtos de alterações do plagioclásio e microclina. A rocha apresenta uma textura granular alotriomórfica, localmente porfirítica, apresentando como pórfiros cristais de microclina e grãos de quartzo, imersos em uma matriz mais fina. Feições anisotrópicas são ressaltadas principalmente nos grãos de quartzo e K-feldspato. No primeiro caso observam-se extinção ondulante forte, recrystalização, contatos denteados e suturados, bordas de corrosão, junção em ponto tríplice e alongação, com orientação incipiente. Nos cristais de microclina são comuns feições de recrystalização, junção em ponto tríplice e bordas de corrosão, ainda nesses cristais são comuns feições de intercrescimento peritítico, tipo *patch zoning*. De um modo genérico os aspectos deformacionais são característicos de rochas que sofreu uma protomilonitização.

O **Ponto CA05** está localizado a 13Km, a sudeste do ponto CA02, na margem direita da BR-156 (Figuras 17 e 18). Este afloramento ocorre como um corpo batolítico granítico, com dimensões decamétricas, (Figura 22). A rocha apresenta granulação média e localmente grossa, e textura granular porfirítica. A paragênese principal é formada por minerais de K-feldspato, plagioclásio, quartzo e máficos. Os fenocristais de K-feldspato apresentam-se idiomórficos a



elípticos, de tamanho centimétrico (~15mm), e estão imersos em uma matriz de granulação média e de cor cinza, composta por minerais de quartzo, K-feldspato e máficos. Trata-se de uma rocha anisotrópica com feições estruturais marcantes, denotadas pela foliação mineral, principalmente cristais máficos e quartzo, cujo plano orienta-se segundo N145°/65°NE. Além disso, observa-se uma lineação mineral, cristais estirados de quartzo e K-feldspato, com direção 60°NE.



Figura 22 – Fotografia mostrando o aspecto batolítico do corpo granitóide do Ponto CA05.

Em termos petrográficos, a rocha **CA05A** constitui um biotita sienogranito, composto essencialmente por quartzo, microclina-ortoclásio, plagioclásio, biotita, hornblenda e clinoanfibólio. Como acessórios, ocorrem a titanita, opacos, zircão e apatita; enquanto que a clorita e o epidoto são produtos de alteração. A rocha possui uma textura granular alotriomórfica e localmente porfirítica. As feições de deformação, observáveis principalmente nos grãos de quartzo são a extinção ondulante, recristalização, bordas denteadas e contatos suturados. Outras feições minerais marcantes nessa rocha são as mimerquitas no plagioclásio e a borda de reação na hornblenda e na biotita.

O **Ponto CA06** localiza-se no leito do Igarapé Primeiro ou Varador, sob uma ponte com igual denominação (Figuras 17 e 18). As rochas deste afloramento ocorrem na forma de lajedo e, macroscopicamente, apresentam composição granítica, enriquecida em K-feldspato. Trata-se de uma rocha isotrópica, com textura granular e granulação média e de coloração rosada. A rocha é



constituída essencialmente por K-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita. Frequentemente, observa-se nesse afloramento a presença de fraturas, com direção preferencial N145°, e diques máficos, orientados na mesma direção.

Petrograficamente, a amostra **CA06** é um sienogranito constituído principalmente por ortoclásio, microclina, quartzo, plagioclásio e por biotita, enquanto que cristais de zircão e opacos são termos acessórios, e a sericita é produto de alteração. A rocha exibe uma textura granular alotriomórfica e localmente porfirítica, bem como algumas feições de deformação, visíveis nos grãos de quartzo (extinção ondulante forte, recristalização, contatos denteados e suturados, bordas de corrosão, junção em ponto tríplice e alongação) e nos cristais de K-feldspato (recristalização, junção em ponto tríplice e bordas de corrosão). O arranjo desses grãos denota uma leve orientação, caracterizando uma foliação incipiente, que não foi observada macroscopicamente.

O **Ponto CA07** localiza-se no leito do Rio Cassiporé, cujas rochas ocorrem na forma de blocos de tamanhos variados desde métricos a decacentimétricos (Figuras 17 e 18). Em termos macroscópicos, constitui uma rocha granítica (CA07A), de caráter anisotrópico e de textura granular, média, leucocrática. A rocha é constituída essencialmente por K-feldspato, quartzo e plagioclásio. Trata-se de uma rocha enriquecida em K-feldspato, comumente cortada por veios pegmatíticos, cuja direção preferencial, segue o *trend* N140°. A Figura 23 ilustra a forma de ocorrência da rocha granítica do ponto CA07.



Figura 23 – Fotografia do afloramento do Ponto CA07 ressaltando a forma de ocorrência da rocha granítica (CA07A).

Em termos petrográficos, a amostra CA07A é um álcali-feldspato granito, composto principalmente por K-feldspato, quartzo e plagioclásio. Cristais de zircões ocorrem como mineral acessório, enquanto que a sericita e argilo-minerais são produtos de alteração do K-feldspato. A rocha apresenta uma textura granular alotriomórfica. Feições deformacionais incipientes, tais como: extinção ondulante, recristalização e sub-grãos são observáveis nos grãos de quartzo.

O **Ponto CA08** localiza-se no leito do Rio Calçoene, distante cerca de 3Km, a sul, do município homônimo (Figuras 17 e 18). As rochas deste afloramento ocorrem na forma de lajedos distribuídos ao longo do leito do rio (Figuras 24a e b). Neste afloramento observa-se o contato entre rochas graníticas (CA08A) e lentes métricas, em comprimento e largura, de rochas anfíbolíticas (CA08B), bem como a existência de veios pegmatíticos. Comumente, ocorrem fenocristais sub-idiomórficos e elípticos de ortoclásio, que se dispõem aleatoriamente na rocha.

Petrograficamente, a amostra CA08A é um biotita álcali-feldspato granito, constituído predominantemente por microclina-ortoclásio, quartzo, plagioclásio e biotita. Os cristais de zircões e opacos são termos acessórios, enquanto que a sericita e argilo-minerais são produtos da alteração do K-feldspato e plagioclásio. A rocha possui uma textura ígnea preservada do tipo granular alotriomórfica e localmente porfírica. Efeitos de deformação são denotados principalmente pelos grãos de quartzo, que exibem extinção ondulante forte, recristalização, formação de sub-grãos, sombra de pressão "*pressure shadow*", contatos suturados, junção em ponto tríplice e fissuras. As lamelas de biotita apresentam uma orientação incipiente e comumente contornam os cristais pórfiros de microclina e plagioclásio. Por vezes, os planos de clivagens da biotita apresentam-se retorcidos, gerando feições tipo *kinks*. Os cristais pórfiros de plagioclásio e microclina apresentam extinção ondulante. Esses últimos possuem ainda contornos irregulares, com freqüentes intercrescimentos pertítico e mimerquítico, tipo vermicular. Essas feições caracterizam a rocha uma deformação do tipo protomilonítica.

A amostra CA08B é um anfíbolito correspondendo a uma rocha isotrópica, apresentando uma textura granular, com granulação média e coloração cinza-escura. A rocha é constituída principalmente por anfíbólio, biotita e plagioclásio.





Figura 24 - (a) Fotografia do Ponto CA08 ressaltando a principal forma de ocorrência da rocha granítica (CA08A). (b) Local de coleta (Ponte do Rio Cassiporé) das amostras CA08A e CA08B.

O **Ponto CA09** ocorre nas imediações de um vilarejo denominado Calafate, na margem direita da BR-156, próximo a ponte do Rio Amapá Grande, na mesma (Figuras 17 e 18). As rochas desse afloramento ocorrem na forma de lajedo, sendo formado por uma rocha granítica (CA09A), com “encraves” métricos, em comprimento, de anfibolito (CA09B), cuja orientação preferencial é N123°. Frequentemente, veios pegmatíticos e de quartzo, de mesma orientação estão associados à rocha granítica. A Figura 25 ilustra a presença de um enclave anfibolítico na rocha granítica, bem como a presença de alguns veios pegmatíticos quartzosos, nessa rocha.





Figura 25 – Fotografia mostrando os aspectos macroscópicos da rocha granítica CA09A. A presença de veios pegmatíticos quartzosos, que entrecortam essa rocha, é evidenciada, bem como é destacada a existência de “encraves” anfibolítico (no centro da figura).

A rocha CA09A constitui uma rocha granítica, levemente anisotrópica, de textura granular porfirítica, média a grossa. Os minerais de K-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita constituem termos majoritários. Comumente, ocorrem fenocristais elípticos a subdiomórficos de feldspatos de cor cinza a róseo, os quais estão distribuídos em uma matriz média, constituída por: quartzo, plagioclásio e biotita.

Petrograficamente, a amostra CA09A é um monzogranito composto predominantemente por ortoclásio-microclina, quartzo, plagioclásio e biotita. Os cristais de zircão e opacos são acessórios, enquanto a sericita, argilo-minerais e carbonatos são produtos de alteração. A rocha exibe uma textura granular alotriomórfica e localmente porfirítica. As feições deformacionais são incipientes, sendo denotadas principalmente, nos grãos de quartzo, tais como: extinção ondulante forte, recristalização, sub-grãos e contatos suturados. Nos cristais pórfiros de K-feldspato as feições minerais marcantes são o intercrescimento pertítico, tipo *patchy zoning* e mimerquítico, do tipo “*bulbos*”.

O **Ponto CA10** está localizado no leito do Rio Amapá Grande, abaixo da ponte que o atravessa, na BR-156 (Figuras 17 e 18). As rochas desse afloramento apresentam-se sob a forma de lajedos e de blocos rolados (Figura 26a). O principal tipo de rocha refere-se a um granito foliado (CA10A), contendo encraves anfibolíticos, de tamanho centimétrico (CA10B), bem como inúmeros veios pegmatíticos (Figura 26b). O afloramento apresenta características bastante

similares aos pontos anteriores. No entanto, difere dos mesmos por apresentar feições de deformação mais nítidas. Os grãos de quartzo apresentam-se estirados, caracterizando uma lineação mineral, cuja orientação é  $N142^\circ$ . A rocha apresenta ainda uma foliação orientada segundo o plano  $30^\circ NW$ /subvertical. Localmente, observam-se algumas feições cisalhantes, *shear zones*, de caráter sinistral (Figura 26c). Os veios quartzosos correspondem a filões sin-foliais, possivelmente, desenvolvidos em sistema transcorrente. As lamelas de biotita parecem marcar uma lineação sub-vertical.

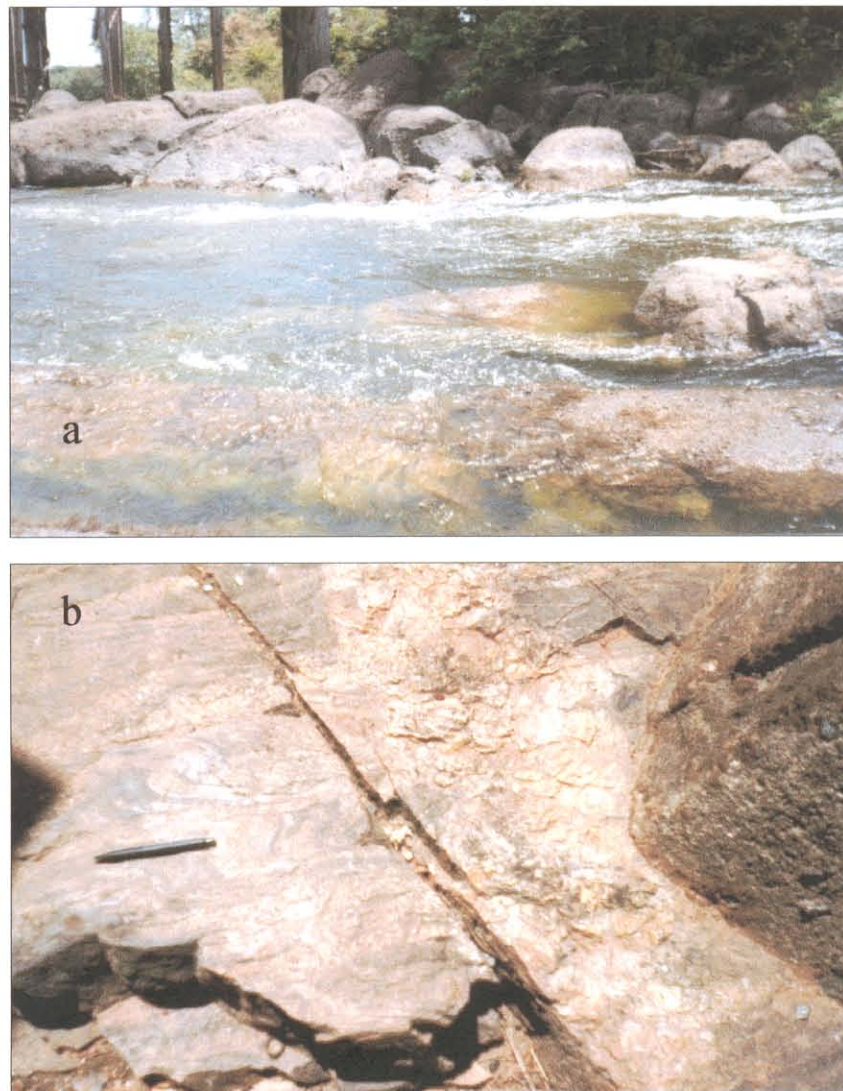


Figura 26 - (a) Principal forma de ocorrência das rochas, granítica e anfibolítica, do Ponto CA10A, (b) Granito foliado,  $30^\circ NW$ /subvertical, anastomótico com encraves anfibolíticos (Grupo Vila Nova?). São mostrados ainda, veios pegmatíticos sin-foliais,  $N142^\circ$ , presentes tanto nos encraves, como na rocha granítica, (c) Feições cisalhantes, observáveis na rocha granítica CA10A. Dobra intrafolial, com cerca de 14cm, mostrando cinemática sinistral, com foliação paralela ao plano axial e lineação paralela ao eixo da dobra.





A amostra CA10A apresenta uma textura granular porfírica, granulação média a grossa e coloração rosada. É comum nessa rocha, a presença de fenocristais de K-feldspato e plagioclásio, dispersos numa matriz quartzo-feldspática de granulação média. A rocha é constituída, principalmente, por K-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita.

Petrograficamente, a amostra CA10A é um biotita sienogranito constituído principalmente por microclina-ortoclásio, quartzo, plagioclásio e biotita. Cristais de zircão e opacos constituem termos acessórios, enquanto que a sericita, o epidoto, a clorita, os carbonatos e os argilo-minerais são produtos de alteração. A rocha exibe uma textura granular alotriomórfica. As feições deformacionais mais marcantes estão impressas, principalmente, nos grãos de quartzo, tais como: extinção ondulante forte, recristalização, sub-grãos e contatos suturados. As feições minerais mais marcantes são observáveis nos cristais de microclina, como: *patchy zoning*, intercrescimento peritítico, mimerquita, além de intercrescimento gráfico e inclusões de grãos elipsóides de quartzo. Comumente, as lamelas de biotita encontram-se justapostas, distribuindo-se de modo aleatório na rocha.

A amostra CA10B constitui um anfibolito que ocorre como encraves em meio à rocha granítica e orientados segundo N142° (Figura 26b). Apresenta coloração escura, textura granolepidoblástica e granulação fina. É constituída principalmente por anfibólio, quartzo e plagioclásio.

O **Ponto CA11** está localizado no leito de um pequeno riacho, a aproximadamente 7Km do ponto CA10 (Figuras 17 e 18). As rochas desse afloramento ocorrem principalmente sob a forma de lajedos. Trata-se de uma rocha granítica (CA11A) dominante, com encraves de rocha anfibolítica (CA11B). A rocha granítica apresenta-se entrecortada por veios pegmatíticos concordantes com a foliação, com direção N140°, e discordantes, com direção N230°.



A amostra CA11A apresenta-se levemente anisotrópica, com uma foliação incipiente orientada segundo N120°/25°NE. A rocha possui uma textura granular/porfírica, e granulação média e localmente grossa e é constituída principalmente por: K-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita. Frequentemente, ocorrem associados à rocha, fenocristais elípticos de K-feldspato e plagioclásio, imersos em uma matriz quartzo-feldspática.

Petrograficamente, a amostra **CA11A** é um biotita álcali-feldspato granito, composto predominantemente por microclina-ortoclásio, quartzo, plagioclásio e biotita. O zircão ocorre como mineral acessório, enquanto que a sericita, a clorita e os argilo-minerais são produtos de alteração. A rocha exibe uma textura granular alotriomórfica e localmente porfírica. As feições deformacionais mais marcantes são denotadas pelos grãos de quartzo, tais como: extinção ondulante forte, recristalização, sub-grãos e contatos suturados. Intercrescimentos pertítico, tipo *veins*, e gráfico, além de reação de borda, contatos suturados e textura *mortar* são as feições minerais observáveis nos cristais pórfiros de K-feldspato.

A amostra CA11B apresenta-se levemente anisotrópica, de textura grano-lepidoblástica, de granulação média e coloração escura. É constituída principalmente por quartzo e hornblenda. Petrograficamente, a rocha CA11B é um anfibolito constituído, predominantemente, por clino-anfibólio, quartzo, K-feldspato, biotita e zircão. Exibe uma textura, localmente, granofírica e apresenta feições deformacionais que caracterizam uma protomilonitização. Essas feições são bem evidenciadas nos grãos de quartzo que exibem extinção ondulante forte, recristalização, sub-grãos, alongação, orientação incipiente, e nos cristais de anfibólio que se apresentam levemente alongados e orientados. Feições minerais como mimerquitas e textura *mortar* são observáveis, respectivamente, nos grãos de zircão e de anfibólio (Figura 27a e b).

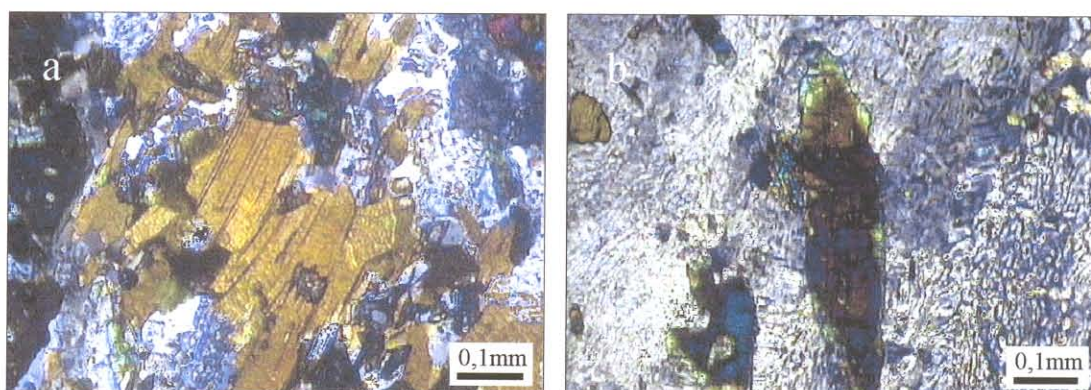


Figura 27 (a) Fotomicrografia exibindo feições mimerquítica em zircão, textura “mortar” no anfibólio e lamelas de biotita (NC), (b) Fotomicrografia mostrando feições simplectíticas em torno de cristais de anfibólio (NC).



O **Ponto BA22** localiza-se no leito do Rio Tartarugalzinho, nas imediações da ponte que o atravessa, em um balneário denominado Riacho Doce (Figuras 17 e 18). As rochas que constituem esse afloramento ocorrem principalmente na forma de lajedos, havendo, contudo, a presença de blocos rolados. Trata-se de uma rocha diorítica (BA22A) cortada por inúmeros diques de composição diabásica, concordantes com a estruturação da rocha encaixante (Figura 28).



Figura 28 - Forma de ocorrência da rocha diorítica (BA22A), sobre o leito do Rio Tartarugalzinho, no Balneário Riacho Doce, no município de Tartarugalzinho.

A amostra **BA22A** é uma rocha diorítica foliada, com planos de foliação segundo orientação N155°/subvertical. Apresenta coloração verde-escura, textura granular, granulação fina e localmente média. Os principais minerais constituintes dessa rocha são quartzo, plagioclásio e piroxênio. São registrados inúmeros diques máficos foliados de diabásio, cuja espessura varia até 50cm, e que ocorrem acomodados nos planos de foliação do diorito. Feições tipo *boudinage*, produto da deformação da rocha são comumente observáveis (Figura 29).

Adentrando um pouco mais a norte, do ponto de coleta, ainda no leito do rio, nota-se a presença de um outro dique, este de espessura métrica de até 5m e orientado segundo N20°, com espessura aproximada de 5 metros, que embora seja de composição diabásica, não mostrando, no entanto, sinais de deformação. Esse dique está associado, provavelmente, ao enxame de diques jurássicos relacionado à abertura do Oceano Atlântico.





Figura 29 – Fotografia da ocorrência de um mesoencrave anfibolítico (Grupo Vila Nova?) na amostra diorítica (BA22A). Feições de “boudinage” são observáveis.

O **Ponto CA13** está localizado na BR-156, a 150m de sua margem direita, as proximidades de um vilarejo denominado de Limão Grande, já nos domínios do município de Tartarugal Grande (Figuras 17 e 18). As rochas desse afloramento ocorrem sob a forma de blocos métricos, que se destacam topograficamente, não alcançando, porém, mais do que 10 metros em extensão (Figura 30). Dois tipos rochosos foram identificados neste ponto, um correspondendo a uma fase de composição granítica rica em granada (CA13A) e o outro a uma fase mais granular e mais rica em K-feldspato e ortopiroxênio (CA13B). Embora tenha sido detectada a presença dos dois tipos de rochas no mesmo afloramento, não foi possível determinar as relações de contato entre ambas.

A amostra CA13A corresponde a uma fase mais granítica, enriquecida em granada, de caráter anisotrópico, com planos de foliação desenvolvidos segundo a orientação N105°/vertical, coloração cinza-clara, e com granulação média. O arranjo mineral na rocha caracteriza uma textura granoblástica. Trata-se de uma rocha constituída principalmente por K-feldspato, quartzo, granada e biotita.

Petrograficamente, a rocha CA13A é um granada charnoquito constituído principalmente por ortoclásio, quartzo, granada e biotita. O plagioclásio ocorre subordinadamente. Minerais opacos e zircões ocorrem como acessórios, enquanto que a clorita e a sericita são minerais secundários. A rocha apresenta uma textura do tipo granular alotriomórfica, existindo, ainda localmente, pórfiros de granada e de biotita (Figuras 31a e b). Feições de deformação são observáveis nos grãos de quartzo, tais como: extinção ondulante forte, recristalização, contatos



suturados e sub-grãos. A granada, do tipo almandina, constitui porfiroblastos com fissuras, freqüentemente preenchidas por biotita (Figuras 31c e d). Nesses grãos, são observados contatos suturados, bordas de reação, embaimento e inclusões elípticas de quartzo. Feições de intercrescimentos pertítico do tipo *veins* e gráfico são observadas nos cristais de ortoclásio.



Figura 30 – Principal forma de ocorrência das rochas do Ponto CA13.

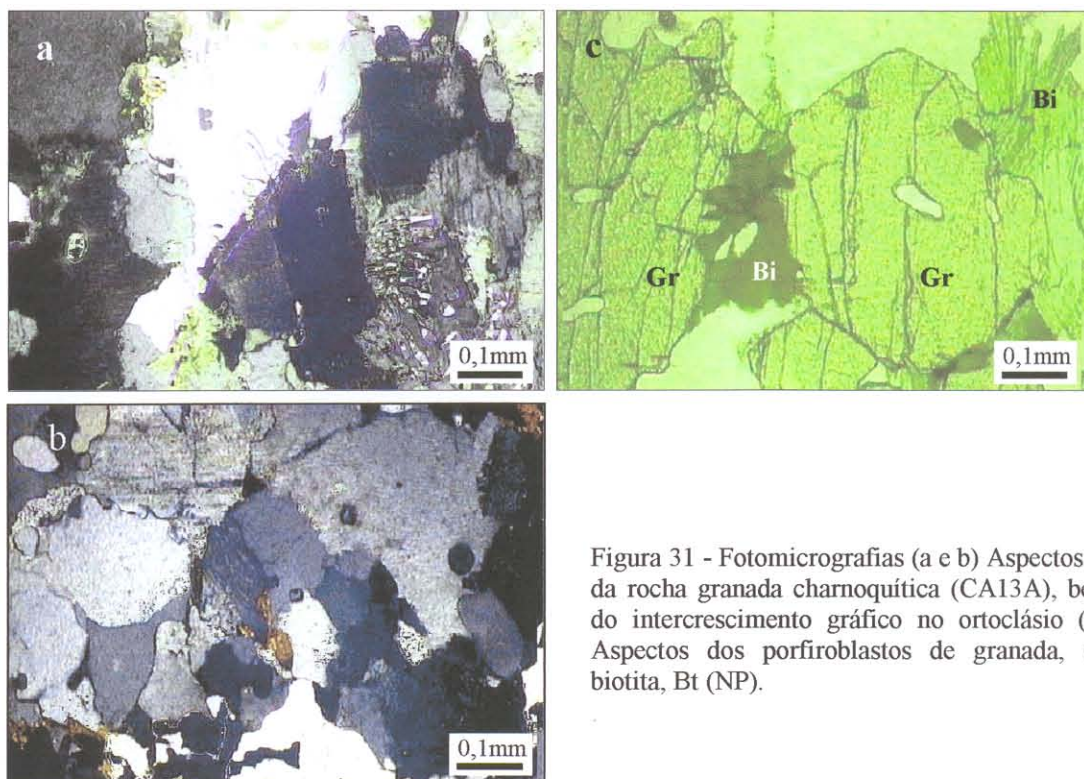


Figura 31 - Fotomicrografias (a e b) Aspectos texturais da rocha granada charnoquítica (CA13A), bem como do intercrescimento gráfico no ortoclásio (NC), (c) Aspectos dos porfiroblastos de granada, Gr e de biotita, Bt (NP).



A amostra **CA13B** é uma rocha levemente anisotrópica, correspondendo a uma fase mais enriquecida em K-feldspato e que, diferentemente da amostra CA13A, não possui grãos de granada, havendo no entanto, a presença de cristais de ortopiroxênio. Esta rocha é um granulito charnoquítico, que apresenta uma textura granular porfirítica e granulação média. Comumente, ocorrem fenocristais de K-feldspato imersos em uma matriz de coloração mais escurecida. A rocha é constituída predominantemente por K-feldspato, quartzo, ortopiroxênio e biotita.

Petrograficamente, a amostra CA13B é um charnoquito típico, constituído principalmente por ortoclásio, microclina, quartzo, ortopiroxênio, biotita e plagioclásio (subordinado). Como acessórios ocorrem minerais opacos e zircão, enquanto que a sericita é secundária. A rocha apresenta uma textura granular alotriomórfica e localmente porfirítica. As feições deformacionais mais marcantes são observadas nos grãos de quartzo, tais como extinção ondulante forte, contatos suturados, recristalização e sub-grãos. Nos cristais de K-feldspatos são observadas feições do tipo: *patch zoning*, mimerquitas, do tipo *veins* e vermicular, e intercrescimento pertítico. Um processo de transformação da biotita em ortopiroxênio (*biotita + quartzo  $\rightarrow$  K-feldspato + ortopiroxênio*) foi evidenciado.

O **Ponto CA14** está localizado a 3Km do ponto anterior, também do lado direito da BR-156 (Figuras 17 e 18). Constitui um lajedo, levemente abaulado com blocos rolados de tamanhos métricos (Figura 32a). Neste ponto, observa-se um bandamento composicional, de baixo ângulo, definido por uma fase mais félsica com granada (CA14A) de coloração rosada, possivelmente resultante de um processo de fusão “in situ” de uma fase enriquecida em granada e de coloração acinzentada (CA14B), (Figura 32b). Trata-se de uma rocha anisotrópica com uma foliação marcante, cujo plano orienta-se segundo N155°/15°W (Figura 32c).



Figura 32a - Principal forma de ocorrência das rochas granulíticas do Ponto CA14.





Figura 32b – Bandamento composicional de baixo ângulo definido pela recrystalização de uma fase mais granítica (CA14A), de coloração rosada, a qual foi produzida, provavelmente, pela fusão “in situ” da amostra (CA14B), esta de coloração acinzentada, durante o metamorfismo de alto grau.

Figura 32c – Detalhe do bandamento composicional das fases (1) leuco- e (2) palcossomáticas

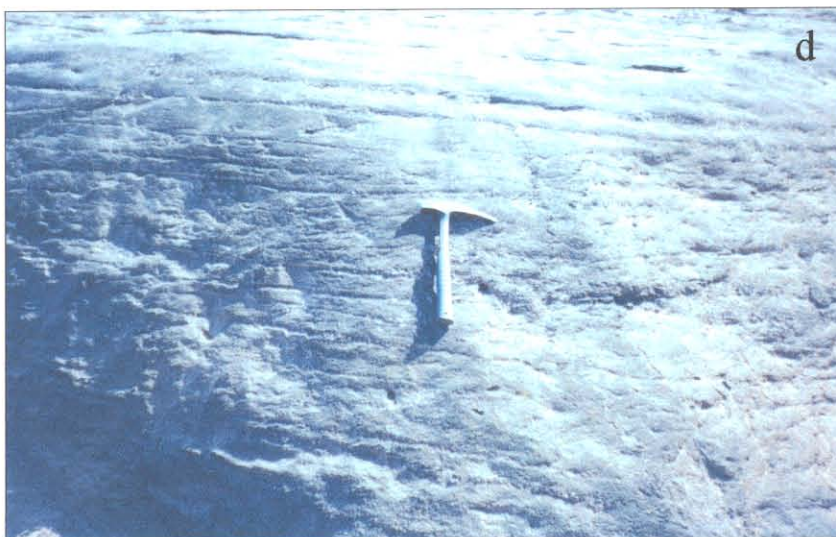
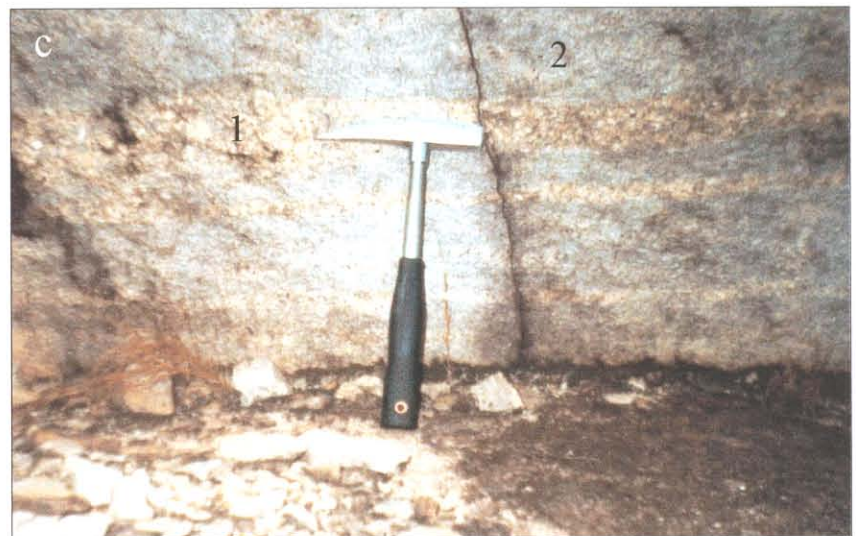


Figura 32d - Fotografia exibindo os aspectos da foliação observada na rocha granulítica.



A amostra CA14B apresenta uma anisotropia marcante, cujo plano de foliação orienta-se segundo N150°/15°W (Figuras 32b e c). Trata-se de uma rocha charnoquítica com granada, de textura granoblástica, de granulação média e coloração cinza-clara, constituída principalmente por K-feldspato, quartzo e granada.

Petrograficamente, a amostra CA14B é formada, predominantemente, por: microclina-ortoclásio, quartzo e plagioclásio. Minerais de zircão e opacos ocorrem como acessórios; enquanto que a sericita é secundária. A rocha apresenta uma textura granular alotriomórfica e localmente porfiroblástica. As feições deformacionais são evidenciadas principalmente nos grãos de quartzo, tais como: cor de interferência elevada – amarelada, extinção ondulante forte, recristalização, sub-grãos, contatos suturados e alongação, e nos cristais de plagioclásio, tais como: extinção ondulante, intercrescimento pertítico, mimerquitas, alongação, segmentação de grãos e orientação incipiente, (Figura 32e). Essas feições mostram que a rocha possivelmente sofreu uma protomilonitização.



Figura 32e – Aspecto da textural geral da rocha CA14B resaltando as feições de intercrescimento pertítico no ortoclásio (NC).

A amostra CA14A ocorre como veios, de espessuras centimétricas e dispostos em camadas subhorizontais na rocha CA14B (Figuras 32b e c). É uma rocha foliada, com o plano de foliação orientado segundo a mesma direção da amostra CA14B. Provavelmente, a rocha CA14A representa um produto da fusão *in situ* da amostra CA14B, ocorrido durante um evento metamórfico de alto grau. Essa rocha apresenta uma textura granular, de granulação média e coloração rosada. É constituída principalmente por K-feldspato e quartzo.

Petrograficamente, a rocha CA14A é um leucossoma granítico com granada, de textura granular alotriomórfica e localmente porfiroblástica, constituída essencialmente por ortoclásio, quartzo, granada e biotita. Os cristais de zircão e minerais opacos são acessórios, enquanto que a sericita é secundária. As feições de deformação mais marcantes são observadas nos grãos de

quartzo, tais como extinção ondulante forte, recristalização, sub-grãos, cor de interferência elevada – amarelada, contatos suturados, e nos cristais de ortoclásio, como, extinção ondulante, contatos suturados, alongamento e segmentação. Essas feições são indicativas de que essa rocha sofreu uma protomilonitização. As granadas são subédricas e apresentam-se micro-fraturadas e colmatadas com bordas de reação, enquanto o ortoclásio é do tipo pertítico.

O **Ponto BA21** está localizado no leito do Rio Araguari, próximo a ponte Tancredo Neves, no Município de Ferreira Gomes. Este constitui o último ponto visitado ao longo da BR-156 (Figuras 17 e 18). Algumas faixas de rochas de alto grau são mostradas na Figura 33a, cuja fotografia foi tirada do alto da ponte anteriormente citada. Essas faixas alongadas dispõem-se segundo orientação NNW-SSE. As rochas desse afloramento ocorrem ora como lajedos, ora como blocos rolados. Essas faixas são constituídas por rochas granulíticas foliadas (BA21A), Figura 33b.



Figura 33a - Localização do ponto BA21, onde foi coletada a amostra granulítica (BA21A).

Figura 33b - Aspectos da foliação com plano segundo  $N128^{\circ}/25^{\circ}NE$  e do aleitamento de minerais máficos e de agregados quartzo-feldspáticos observados na rocha granulítica charnoquítica (BA21A). Feições da lineação de estiramento mineral, cristais estirados de quartzo. Presença de veios e vênulas milimétricas, ora concordantes,  $N140^{\circ}$  e ora discordantes,  $170^{\circ}$  com a estruturação da rocha.





A amostra BA21A apresenta uma coloração acinzentada a esverdeada, textura granular e granulação média. É constituída principalmente por K-feldspato, quartzo e ortopiroxênio. Caracteriza-se por uma foliação marcante, cujo plano é orientado segundo N128°/25°NE (Figura 33b). Uma outra feição marcante é a lineação de estiramento mineral, possivelmente, marcando uma transcorrência. Essa feição é marcada pelo estiramento, ora, dos grãos de quartzo, cuja orientação é N140°/subvertical, ora pelas lamelas de biotita, cuja orientação é levemente discordante. Essa pequena diferença entre as lineações é pouco importante em termos geológicos locais, mas vale ressaltar que em alguns casos, isto pode indicar a passagem de diferentes gradientes de temperatura. Nessa rocha é observada a presença de veios e vênulas, de espessuras até centimétricas, que se dispõem ora concordantes, com direção 140°, ou ora discordantes, 170°, aos planos de foliação (Figura 33b).

Petrograficamente, a rocha é um charnoquito constituído predominantemente por ortoclásio, quartzo, ortopiroxênio e plagioclásio. Como acessórios ocorrem os minerais opacos e zircão. Exibe uma textura porfiroblástica, pórfiros de ortopiroxênio e ortoclásio. As feições deformacionais principais são observadas nos cristais de quartzo, tais como cor de interferência elevada, contatos suturados, extinção ondulante forte e recristalização. As feições minerais mais marcantes observadas nos K-feldspato são mimerquitas do tipo *veins* e *bulbos*, reação de bordas, intercrescimentos pertíticos e simplectíticas, (Figuras 33c e d). Diante das observações petrográficas constata-se que a rocha preserva características texturais típica de rocha magmática. Portanto, acredita-se que tal rocha seja resultante de processos magmáticos e não produto de uma manifestação do metamorfismo de alto grau regional que afetou as rochas no Amapá.

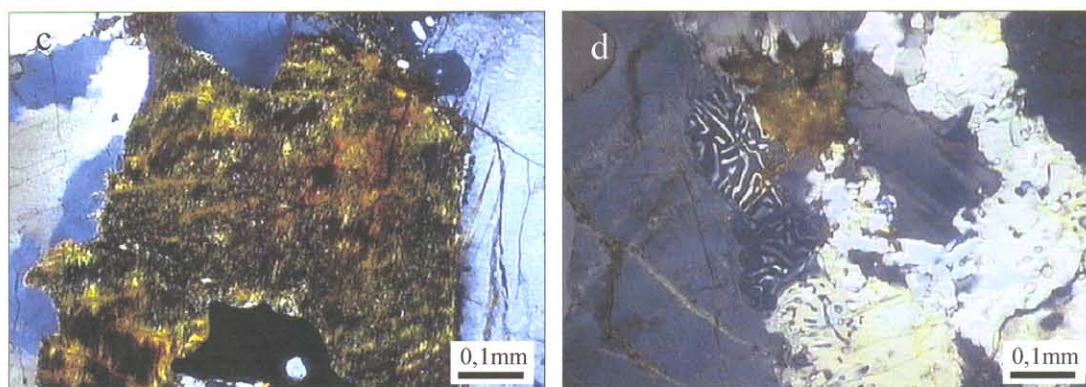


Figura 33 – (c) Cristal subédrico de ortopiroxênio exibindo extinção reta típica, (d) Detalhe das feições simplectíticas e de intercrescimento gráfico observáveis no pórfiros de ortoclásio (NC).

O **Ponto CA19** está localizado no leito do Rio Cupixi, sob a ponte que o atravessa, na BR-210 (Figuras 17 e 18). As rochas desse afloramento ocorrem, tanto na forma de lajedos como em grandes blocos rolados. A rocha apresenta uma composição ortognáissica tonalítica, sendo associada ao tonalito de Cupixi de Montalvão & Tassinari (1984). Uma anisotropia incipiente foi evidenciada, cujo plano de foliação orienta-se segundo direção NS/40°E. A rocha possui uma textura granular, com granulação média e coloração cinza-rosada. A rocha é constituída principalmente por plagioclásio, quartzo, ortoclásio e máficos. Duas fases são observadas, sendo uma de composição mais máfica, representando o paleossoma (CA19B) e a outra de composição félsica, representando o neossoma (CA19A). Apenas a rocha (CA19B) foi estudada nessa tese.

Petrograficamente, a amostra CA19B também corresponde a um tonalito, composto principalmente por plagioclásio, quartzo, ortoclásio e hornblenda. Os minerais opacos e zircão ocorrem como acessórios, enquanto que a sericita e a clorita constituem minerais produtos de alteração. A textura da rocha é do tipo granular alotriomórfica. Os efeitos de deformação são observáveis, principalmente, nos grãos de quartzo e plagioclásio. No primeiro caso, observa-se extinção ondulante forte, recristalização, sub-grãos, *ribbon quartz*, contatos suturados e junção em ponto tríplice, enquanto no segundo caso, são observáveis feições tipo *kinks*, extinção ondulante, contatos suturados, alongação, segmentação e micro-fraturamento. A sericitização do plagioclásio constitui um processo comum na rocha.

O **Ponto CA18** localiza-se na margem esquerda da BR-210, dentro de uma fazenda, distante cerca de 17Km a noroeste do ponto anterior (Figuras 17 e 18). Ocorre como pequenos corpos elípticos, na forma de *boulders*, com aproximadamente 4m de diâmetro por 2,5m de altura (Figura 34). Rodrigues et al. (1988) publicaram um mapa para o Estado do Amapá, na escala de 1:1000.000, no qual as rochas graníticas similares foram incluídas na Suíte Intrusiva Falsino (1,76 Ga), representando assim, um magmatismo granítico pós-Transamazônico. Localmente, a rocha corresponde a um granito isotrópico a duas micas, de textura granular, granulação média e coloração rosada. É uma rocha constituída essencialmente por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita.

Petrograficamente, a rocha CA18 é um muscovita-biotita monzogranito, composto, majoritariamente por: plagioclásio, microclina-ortoclásio, quartzo, biotita, muscovita e hornblenda. O zircão é um mineral acessório, enquanto que a sericita e muscovita são produtos de alteração, principalmente do plagioclásio. A rocha apresenta uma textura granular alotriomórfica e localmente porfirítica. As feições deformacionais estão impressas, principalmente, nos grãos de



quartzo, tais como, extinção ondulante forte, recristalização, sub-grãos, junção em ponto tríplice e *ribbon quartz*, e nos plagioclásio, como a extinção ondulante forte e contatos suturados. Essas feições sugerem que a rocha sofreu uma protomilonitização, não evidenciada macroscopicamente. As feições minerais mais marcantes são observadas nos grãos de microclina e ortoclásio, intercrescimento pertítico, e nos cristais de plagioclásio, textura tipo *mortar*.

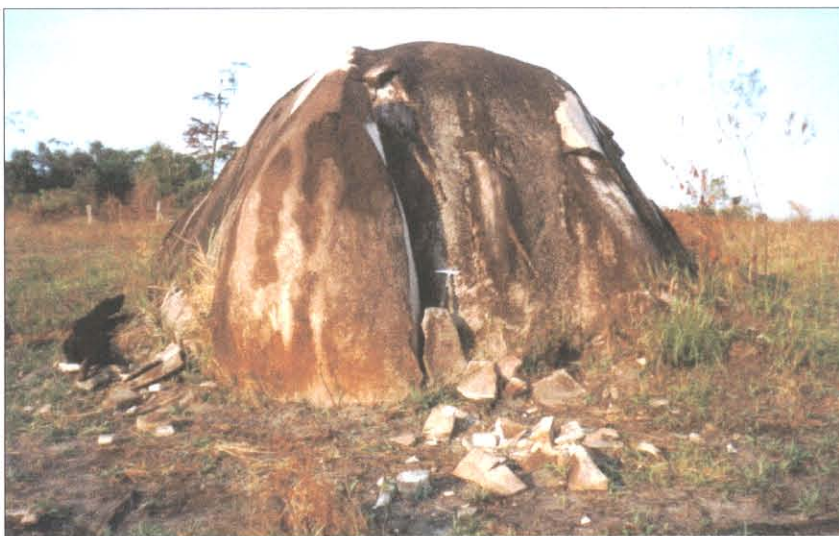


Figura 34 - Aspecto do afloramento da rocha granítica, sob a forma de *boulders*, (CA18), com dimensões métricas, 4,0 x 2,5m.

O **Ponto CA17** está localizado no leito do Rio Água Fria, do lado direito da ponte sobre o referido rio, na BR-210, (Figuras 17 e 18). Ocorre na forma de grandes lajedos, ou como blocos rolados ao longo desse rio. As rochas desse afloramento são associadas ao Tonalito Cupixi de Montalvão & Tassinari (1984). O afloramento é formado por uma rocha gnáissica tonalítica migmatizada, sendo possível, a separação de uma fase não fundida tonalítica de coloração escura, paleossoma (CA17A, Figura 35a) e uma outra fase félsica, neossoma, representando uma fase granítica mobilizada (CA17B, Figuras 35b). Comumente, veios pegmatíticos acomodados nos planos de foliação da rocha tonalítica (Figura 35c). Um motivo de discussão é quanto à relação genética da rocha félsica (CA17B), duas possibilidades são enumeradas, uma que considera que essa rocha provavelmente representa a fusão “in situ” da rocha ortognáissica (CA17A), ou alternativamente, esta pode representar uma injeção granítica relacionada com o magmatismo desenvolvido durante a Orogênese Transamazônica.

A amostra **CA17A** constitui um tonalito anisotrópico, cujo plano de foliação orienta-se segundo N-S/35°E (Figura 35a). A rocha apresenta textura granoblástica, granulação fina a média e coloração acinzentada. Constituí-se essencialmente, por plagioclásio, K-feldspato, quartzo e biotita.



Figura 35 (a) Rocha gnáissica tonalítica migmatizada e (b) Aspecto da porção não fundida, paleossoma (1) e do mobilizado, de composição granítica, neossoma (2), (c) Veios pegmatíticos cortando a rocha tonalítica (CA17A).



Petrograficamente, a rocha CA17A é um meta-tonalito constituído essencialmente por plagioclásio, quartzo, ortoclásio, biotita e muscovita primária. Os minerais opacos, apatita e zircões ocorrem como acessórios, enquanto que a clorita e a sericita são minerais produzidos por alteração. A rocha exibe uma textura granoblástica. As feições de deformação são melhores observadas nas lamelas de biotita e muscovita, que denotam uma orientação incipiente, bem como aparecem contornando os cristais maiores de plagioclásio. Os grãos de quartzo encontram-se estirados, formando feições tipo *ribbon quartz*, e apresentam extinção ondulante forte, recristalização intensa, sub-grãos, contatos suturados e alongação. Nas lamelas de biotita e muscovita, as feições mais marcantes são: extremidades corroídas, feições tipo *kinks*. Essas feições caracterizam a rocha uma deformação do tipo protomilonítica. Comumente, as lamelas de biotita apresentam pleocroísmo forte,  $x$  = amarelado,  $z$  = verde escuro a preto e alteram para muscovita.

A amostra **CA17B** é um mobilizado granítico, exibe uma anisotropia incipiente e possui uma textura granular, com granulometria média e grossa, e coloração rosada, sendo essencialmente constituída por plagioclásio, K-feldspato, quartzo e mica.

Petrograficamente, a rocha CA17B constitui um muscovita sienogranito, composto principalmente por microclina, quartzo, plagioclásio e muscovita e pelos acessórios zircão e apatita, enquanto que a sericita é secundária. A rocha exibe uma textura granular alotriomórfica, localmente porfírica. Alguns sinais de deformação, embora incipientes, são visíveis nos grãos de quartzo, tais como: extinção ondulante, recristalização, sub-grãos e junção em ponto tríplice. Nas lamelas de muscovita, as clivagens encontram-se retorcidas, formando feições tipo *kinks*. Nos cristais de plagioclásio, os contatos entre os grãos são suturados e as maclas deste, também, estão retorcidas, formando feições tipo *kinks*. As lamelas de muscovita apresentam bordas de reação e embaçamento preenchidas por grãos de quartzo.

O **Ponto CA16** localiza-se no leito do rio denominado Riozinho, na fronteira da reserva indígena Waiãpi (Figuras 17 e 18). Este, aliás, constitui o último afloramento visitado ao longo da rodovia BR-210. Ocorre sob a forma de pequenos blocos no leito do rio. É formado por uma rocha anfibolítica (CA16) de coloração muito escura, que mostra uma foliação marcante, cujo plano orienta-se segundo N140°/75°N. Essa rocha possui uma textura grano-nematoblástica fina e é constituída principalmente por cristais de anfibólio, plagioclásio e quartzo. Comumente, são observados veios quartzosos, de espessuras milimétricas, de até 5mm, os quais acompanham o plano da foliação.

Petrograficamente, a rocha CA16 é um epidoto anfibolito, composto principalmente por hornblenda, epidoto, quartzo e plagioclásio. Os minerais de titanita e zircão ocorrem como acessórios, distribuídos em grande quantidade na rocha. A textura geral é grano-nematoblástica. Os cristais de epidoto são prismáticos e possuem coloração azulada (Figuras 36).

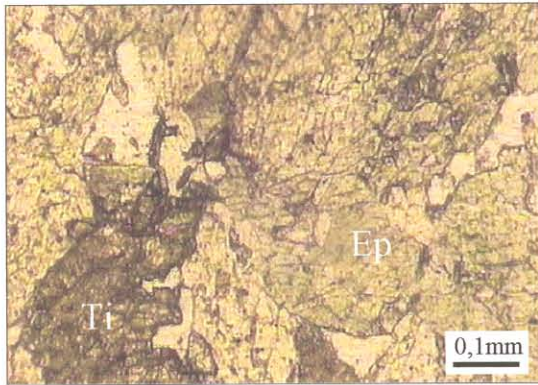


Figura 36 - Fotomicrografia mostrando a ocorrência de epidoto (Ep) bem como grãos de titanita (Ti) na amostra (NP).



## **CAPÍTULO VIII**

### **RESULTADOS ANALÍTICOS E INTERPRETAÇÕES DOS DADOS ISOTÓPICOS Pb-Pb EM ZIRCÃO**

## 8 - RESULTADOS ANALÍTICOS E INTERPRETAÇÕES DOS DADOS ISOTÓPICOS Pb-Pb EM ZIRCÃO

Neste capítulo são apresentados os resultados isotópicos Pb-Pb em zircão obtidos para as rochas das principais unidades geológicas estudadas na região centro-norte do Estado do Amapá, incluindo a região de fronteira entre o Brasil, no Amapá e a Guiana. Igualmente ao capítulo precedente, os resultados isotópicos das amostras serão apresentados de acordo com a localização geográfica das mesmas, ao longo dos perfis. Em um primeiro momento são apresentados os dados isotópicos Pb-Pb em zircão das amostras do Perfil Oiapoque-Camopi / POC. Em seguida serão apresentados os resultados isotópicos Pb-Pb em zircão das amostras do Perfil Trans-Amapá / PTA. Logo após a apresentação dos dados isotópicos de cada amostra seguirá a interpretação e discussão sobre as consequências trazidas por esses novos dados.

Os cristais analisados que não forneceram um sinal de Pb suficientemente intenso para a determinação da razão isotópica  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , bem como os cristais e as etapas de alguns cristais que apresentaram razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  inferiores a 2500 não são incluídos nas tabelas de dados. Os resultados analíticos são apresentados com  $2\sigma$  de desvio padrão.

### 8.1 - IDADES Pb-Pb EM ZIRCÃO DAS ROCHAS DO PERFIL OIAPOQUE-CAMOPI

No caso das amostras provenientes deste perfil, as etapas preliminares de concentração do zircão, tais como, pulverização, peneiramento e separação mineral, foram realizadas no laboratório do BRGM/França. As frações de cristais de zircão separadas dessas amostras foram em seguida enviadas para o Pará-Iso/UFGA, para a respectiva análise isotópica no espectrômetro MAT262. No total, quatro amostras do POC foram analisadas pelo método Pb-Pb em zircão, um quartzito (amostra B73F), um gabro (amostra B91A), um sienogranito (amostra B102B) e um granito sin-folial (amostra B119B).

#### 8.1.1 - Quartzito (B73F)

Por se tratar de cristais de zircão de natureza detrítica, procurou-se analisar o maior número de cristais de zircão possíveis, a fim de melhor caracterizar o intervalo de idades das rochas que serviram de suprimento para a formação da rocha quartzítica. Foram selecionados 26 cristais de zircão da amostra B73F. Esses cristais foram escolhidos na fração 160-50 $\mu\text{m}$ . Os





Em 11 desses cristais foram obtidas mais que uma etapa de evaporação. Os dados determinados para o conjunto zircão mostraram um amplo intervalo de idades compreendido entre **3191 - 2769 Ma**. Não é possível estabelecer, a partir dos dados obtidos, uma relação clara entre a morfologia e a idade obtida para os mesmos. Na verdade, tanto os cristais de zircão arredondados e/ou prismáticos, quanto os cristais de zircão curtos ou alongados apresentam variações de idades dentro de um mesmo intervalo. Vale reforçar que para sete cristais, B73F/5, B73F/6, B73F/8, B73F/11, B73F/17, B73F/19 e B73F/20, as idades definidas foram superiores a 3,0 Ga.

As idades entre 3,19 Ga e 2,77 Ga, definidas para os cristais de zircão do quartzito, são sugestivas de que as rochas que serviram como fontes dos sedimentos, para a formação da mesma, possuíam idades arqueanas superiores a 2,77 Ga. Um aspecto importante e que merece ser reforçado é que nenhum zircão forneceu idade Paleoproterozóica. Nesse caso, pode-se supor que durante a formação da rocha quartzítica nenhuma rocha com idade paleoproterozóica serviu de fonte para a mesma, ou alternativamente, levanta-se a questão sobre a existência ou não de uma crosta paleoproterozóica, nessa época, já que nenhum zircão com idade paleoproterozóica foi identificado.

Os dados aqui apresentados permitem inferir para a região de Camopi, no sudeste da Guiana Francesa, a ocorrência de uma crosta arqueana, embora na forma de relíquias. Vale lembrar que para a Guiana Francesa, como um todo, nenhum dado arqueano havia sido registrado, sendo sua evolução inteiramente associada ao Paleoproterozóico (Vanderhaeghe et al. 1998, Delor et al. 2001c), ver Tabela 2.

O intervalo de idades entre 3,19 Ga e 2,77 Ga, encontra-se dentro do mesmo limite de idades sugerido para a evolução da Província Mineral de Carajás, onde a época principal de formação de crosta está bem documentada e definida entre 3,0 Ga e 2,80 Ga (Cordani et al. 2000).

### 8.1.2 - Gabro (B91A)

Foram selecionados 12 cristais de zircão da amostra B91A. Esses cristais foram escolhidos na fração 160-50 $\mu$ m. São cristais automórficos e subautomórficos, prismáticos, bipiramidais, translúcidos, amarelados e marrons, com inclusões de bolhas transparentes e opacas, sendo curtos (2/1) e alongados (até 6/1) de acordo com a razão comprimento/largura.

Do conjunto selecionado, 10 cristais forneceram um sinal de Pb no espectrômetro de massa, cujas razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  foram suficientemente elevadas para não serem eliminadas, conforme dados ilustrados na Tabela 13.



Tabela 13 - Resultados isotópicos Pb/Pb em zircão de gabro (B91A), de sienogranito (B102B) e do Filão granítico sin-folial (B119B). AU: automórfico; S: sub-automórfico; C: curto (2/1) e AL: alongado (até 4/1). #: fração 400-160mm; \*\*: fração 160-50mm. Legenda (\*, CI, F e *italico*) como na Tabela 12.

Zircão	Forma /tamanho	Temp. (°C)	# razões	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb*	2σ	Idade/Etapa (Ma)	2σ	Idade/Grão (Ma)	2σ
B91A/2	S / AL	1480	52F	111111	0,25882	55	0,13007	15	0,12994	15	2098	2	2098	2
B91A/3	S / AL	1500	9F	71428	0,15491	117	0,12999	69	0,12981	70	2096	9	2096	9
B91A/5	AU / AL	1419	60F	32258	0,22802	267	0,12994	18	0,12964	19	2093	3		
		1475	75F	16393	0,23668	44	0,13002	18	0,12922	18	2088	3		
		1516	9F	23809	0,26225	447	0,12994	79	0,12939	92	2090	13	2090	4
B91A/6	AU / C	1475	51F	125000	0,22865	75	0,12986	23	0,12979	24	2100	5		
		1525	65F	333333	0,23576	48	0,13032	17	0,13025	17	2102	2	2101	2
B91A/7	S / AL	1425	67F	6849	0,17779	65	0,13127	22	0,12923	20	2088	3		
		1525	62F	15384	0,20848	132	0,13035	20	0,12958	22	2092	3	2092	3
B91A/8	AU / AL	1425	77F	125000	0,27308	49	0,12941	18	0,12931	17	2089	2		
		1475	70F	333333	0,34773	93	0,12997	15	0,12995	16	2098	2		
		1500	86F	>1000000	0,37321	282	0,12996	21	0,12996	21	2098	3		
		1530	8F	>1000000	0,41443	207	0,13006	55	0,13006	55	2099	7	2099	2
B91A/9	S / AL	1425	62F	5681	0,23982	53	0,13247	28	0,13006	25	2099	3		
		1475	84F	29411	0,22990	69	0,13058	18	0,13012	18	2100	2		
		1500	78F	50000	0,23370	186	0,13017	16	0,12991	17	2097	2		
		1550	84F	111111	0,28200	49	0,13026	31	0,13016	26	2100	4	2099	2
B91A/10	S / AL	1450	9F	>1000000	0,22358	156	0,13050	89	0,13050	89	2105	12		
		1485	9F	>1000000	0,26525	171	0,13054	91	0,13054	91	2106	12	2105	9
B91A/11	AU / AL	1450	30F	12345	0,22405	166	0,13101	36	0,12993	36	2097	5		
		1485	27F	23809	0,24727	159	0,13058	32	0,12998	33	2098	4	2098	3
B91A/12	AU / AL	1450	49F	21739	0,22448	115	0,12806	38	0,12750	39	2064	5		
		1485	36F	90909	0,23521	58	0,13038	19	0,13023	19	2101	3	2101	3
B91A/2 + B91A/3 + B91A/5 + B91A/6 + B91A/7 + B91A/8 + B91A/9 + B91A/10 + B91A/11 + B91A/12: 2098 ± 1 Ma (USD = 1,8)														
B91A/2 + B91A/6 + B91A/8 + B91A/9 + B91A/10 + B91A/11 + B91A/12: 2099 ± 1 Ma (USD = 1,2), IDADE DE CRISTALIZAÇÃO														
B102B/1 #	S / C	1454	85F	5208	0,05012	17	0,13166	38	0,12911	45	2086	6	2086	6
B102B/2 #	S / C	1550	86F	3690	0,04986	18	0,13095	24	0,12741	29	2063	4	2063	4
B102B/3 #	AU / AL	1500	43F	3571	0,05924	30	0,12439	37	0,12067	69	1966	10	1966	10
B102B/4 #	AU / AL	1550	33F	11627	0,05435	84	0,12731	41	0,12616	36	2045	5	2045	5
B102B/5 #	S / AL	1500	78F	12820	0,04548	31	0,12237	21	0,12132	24	1976	4	1976	4
B102B/11 #	AU / AL	1452	82CI	23809	0,06231	22	0,12694	20	0,12631	21	2047	3	2047	3
B102B/12 #	AU / AL	1475	86CI	6944	0,06693	18	0,12308	23	0,12119	39	1974	6	1974	6
B102B/13 #	AU / AL	1450	72CI	2801	0,07428	22	0,13410	20	0,12938	29	2090	4	2090	4
B102B/14 #	AU / AL	1485	90CI	21276	0,04606	23	0,12683	39	0,12615	34	2045	5		
		1554	68CI	17543	0,0497	34	0,12762	63	0,12687	56	2055	8	2048	9
B102B/15 #	AU / C	1450	18CI	>1000000	0,06998	53	0,12963	61	0,12963	61	2093	8		
		1475	36CI	>1000000	0,08434	97	0,12969	30	0,12969	30	2094	4	2094	4
B102B/16 #	S / AL	1450	82CI	6993	0,12849	96	0,12721	24	0,12528	23	2033	3		
		1485	86CI	111111	0,04336	41	0,12899	21	0,12895	20	2084	3	2084	3
B102B/17 **	AU / AL	1450	36CI	15873	0,05199	80	0,12215	30	0,12125	31	1975	5		
		1485	64CI	27777	0,05830	46	0,12556	31	0,12512	29	2031	4	2031	4
B102B/18 **	AU / AL	1460	88CI	3300	0,05125	25	0,13292	24	0,12893	29	2084	4		
		1500	98F	12345	0,10163	279	0,13129	22	0,13022	22	2101	3	2101	3
B102B/19 **	AU / AL	1450	82CI	3333	0,05856	16	0,13213	27	0,12816	31	2073	4		
		1485	93F	16949	0,04971	37	0,13071	15	0,12993	15	2097	2	2097	2
B102b/20 **	AU / AL	1450	95F	4739	0,06139	10	0,12720	10	0,12440	10	2021	1		
		1490	36CI	6993	0,05058	26	0,12998	28	0,12811	47	2072	6	2072	6
B102B/23 **	AU / C	1500	18CI	8695	0,05051	35	0,13138	75	0,12986	77	2096	10		
		1550	64CI	10416	0,04081	47	0,13074	72	0,12953	96	2092	13	2095	8
B102B/24 **	AU / AL	1550	34CI	2985	0,05346	577	0,12946	137	0,12713	644	2059	89	2059	89
B102B/25 #	AU / AL	1500	59F	7142	0,08458	36	0,13151	49	0,12972	50	2094	7		
		1550	99F	15625	0,07835	33	0,13064	30	0,12980	30	2096	4	2095	3
B102B/26 #	AU / C	1450	100F	7633	0,07736	26	0,13049	28	0,12875	27	2081	4	2081	4
B102B/1 + B102B/13 + B102B/15 + B102B/18 + B102B/19 + B102B/23 + B102B/25 = 2096 ± 2 Ma (USD = 1,7), IDADE DE CRISTALIZAÇÃO														
B119B/2		1506	19F	6802	0,19600	631	0,13228	88	0,13014	93	2100	13	2100	13

Para 8 cristais de zircão, os dados isotópicos foram determinados com mais de uma etapa de evaporação. Esses cristais de zircão forneceram resultados isotópicos bastante reprodutíveis de um grão para o outro. A partir dos dados isotópicos definidos com todos os zircões uma idade de  $2098 \pm 1$  Ma, com  $USD = 1,8$ . Os cristais B91A/5 e B91A/7 que apresentaram idades um pouco mais jovens (2090-2092 Ma) não foram incluídos para o cálculo final da idade da rocha. Também não foram incluídos nesse cálculo, os dados isotópicos do cristal B91A/3, cuja idade de  $2096 \pm 9$  Ma foi definida com apenas 9 razões isotópicas.

Um novo cálculo, sem os cristais de zircão acima mencionados, foi realizado e uma idade de  **$2099 \pm 1$  Ma** ( $2\sigma$ ), com  $USD = 1,2$ , a partir de 803 razões, foi determinada. Essa idade é interpretada como sendo a idade de cristalização da rocha gabróica. As idades um pouco mais jovens que a média de idade, determinada para os cristais de zircão anteriormente citados, podem ser atribuídas a uma perda de Pb radiogênico nesses cristais.

### 8.1.3 - Sienogranito (B102B)

Foram selecionados 26 cristais de zircão da amostra B102B. Um primeiro conjunto, com 18 cristais foi escolhido na fração 400-160 $\mu$ m, enquanto que o segundo conjunto, com 8 cristais de zircão foi selecionado da fração 160-50 $\mu$ m. Os cristais de zircão são automórficos e subautomórficos, prismáticos, bipiramidais, transparentes e translúcidos, com coloração amarelada e marrom, contendo inclusões de bolhas transparentes. São variáveis, desde curtos (2/1) a alongados (até 6/1) quanto à razão comprimento/largura.

Do conjunto selecionado, 19 cristais, dos quais 13 grãos são da fração granulométrica maior e 6 cristais da fração menor, forneceram um sinal de Pb suficiente, no espectrômetro de massa, para a determinação das razões isotópicas e, cujas razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  foram superiores a 2500, sendo por isso apresentadas na Tabela 13.

Para um conjunto de 9 cristais da fração maior e para 1 cristal da fração menor os dados analíticos foram determinados com apenas uma etapa de aquecimento. Para os outros 10 cristais duas etapas de aquecimento para cada um foram obtidas. Excetuando-se os cristais B102B/3, B102B/5 e B102B/12, que forneceram idades menores que 2,0 Ga, as idades dos demais cristais de zircão ficaram no intervalo compreendido entre 2031 e 2101 Ma. Os cristais B102B/4, B102B/11, B102B/14 e B102B/17 forneceram idades significativamente menores, em um intervalo de 2031-2048 Ma, enquanto que os cristais B102B/2, B102B/16, B102B/20, B102B/24



e B102B/26 forneceram idades intermediárias entre 2063-2084 Ma. Esses cristais de zircão não entraram no cálculo final da idade da rocha.

A partir dos 7 grãos com resultados isotópicos mais consistentes e que forneceram idades mais antigas, cristais B102B/1, B102B/13, B102B/15, B102B/18, B102B/19, B102B/23 e B102B/25, foi definida uma idade média de **2096 ± 2 Ma** ( $2\sigma$ ), com USD = 1,7 a partir de 642 razões isotópicas. Essa idade é interpretada como a idade mais provável de cristalização da rocha sienogranítica.

Os grãos que forneceram idades mais baixas que a média da idade calculada para a rocha, possivelmente, tiveram o sistema U-Th-Pb perturbado e em consequência a perda de Pb radiogênico culminando com o rejuvenescimento isotópico. Os cristais de zircão maiores, fração de 400-160µm apresentaram razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  entre 3.571-23.809, excluindo-se os cristais de zircão B102B/15 e B102B/16, com razões superiores a 1.000.000. Da mesma forma, os cristais de zircão menores, da fração 160-50µm, apresentaram também razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  com valores entre 2.985-27.777.

#### 8.1.4 – Granito sin-folial (B119B)

Na fração destinada à seleção de cristais de zircão da amostra B119B foram encontrados apenas 4 cristais. São cristais subautomórficos, prismáticos, bipiramidais, translúcidos e opacos, castanhos e marrons, com inúmeras inclusões e variáveis quanto à razão comprimento/largura, desde curtos (2/1) até alongados (4/1).

De um modo geral, os cristais de zircão analisados mostraram sinais de metamictização intensa. Três cristais apresentaram um valor para a razão  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  inferior a 2500, portanto, com resultado analítico não aproveitável. Somente o zircão B119B/2 forneceu razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  aproveitáveis, mesmo assim em uma única etapa de aquecimento e com apenas 19 razões isotópicas. A idade definida para esse zircão foi de **2100 ± 13 Ma** ( $2\sigma$ ), (Tabela 13). Esse dado é considerado apenas como indicativo de uma idade mínima de cristalização da rocha granítica.

#### 8.2 – IDADES Pb-Pb EM ZIRCÃO DAS ROCHAS DO PERFIL TRANS-AMAPÁ

Os procedimentos preliminares de concentração do zircão para as amostras dos pontos CA01, CA02A, CA05, CA10B, CA11B, CA17A, CA17B, BA21A e BA22A foram realizados no laboratório do BRGM/França, e posteriormente enviados a Belém, à semelhança do ocorrido com as amostras do perfil anterior. Para as cinco primeiras amostras a coleta para estudo

geocronológico foi efetuada pela equipe do BRGM. Essas amostras foram respectivamente identificadas com a simbologia BA1, BA2A, BA5, BA11B, a qual será aqui adotada. As amostras CA08A, CA10A, CA13A, CA13B e CA18 foram coletadas pela equipe da UFPA e nesse caso, os procedimentos preliminares para a concentração de cristais de zircão, como trituração, pulverização, separações por elutriação, por magnetismo e por líquidos pesados, foram realizados nos laboratórios de Sedimentologia e Geologia Isotópica/Pará-Iso, ambos da UFPA, de acordo com o descrito no Capítulo VI.

A apresentação dos resultados isotópicos das amostras seguirá àquela da localização geográfica dos pontos desde o Município de Oiapoque, no norte do Estado do Amapá, até a Serra do Navio, na porção central desse estado.

### 8.2.1 - Biotita sienogranito (BA1)

Foram selecionados 10 cristais de zircão da amostra BA1 destinados à análise isotópica  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  no espectrômetro de massa. São cristais de zircão automórficos, prismáticos, bipiramidais, translúcidos, de coloração castanha e amarelada, sendo relativamente alongados (até 4/1) quanto à razão comprimento/largura.

Três cristais de zircão não apresentaram sinais de Pb suficiente para análise isotópica. Outros dois cristais de zircão apresentaram valores inferiores a 2500 para a razão  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , portanto com resultado analítico não aproveitável. Cinco cristais de zircão forneceram resultados bastante reprodutíveis, sendo a maioria com mais de uma etapa de aquecimento. Os resultados analíticos definidos por esses cristais de zircão estão ilustrados na Tabela 14.

A partir dos 5 cristais de zircão foi determinada uma idade de  $2085 \pm 3 \text{ Ma}$  ( $2\sigma$ ), com  $\text{USD} = 2,0$ . O zircão BA1/3, que apresentou uma idade de  $2077 \pm 5 \text{ Ma}$ , ligeiramente mais jovem em relação aos demais e com apenas uma etapa de aquecimento, foi eliminado do cálculo final da idade. Após um novo cálculo com os 4 cristais foi determinada uma idade de  $2087 \pm 3 \text{ Ma}$  ( $2\sigma$ ), com  $\text{USD} = 1,4$  a partir de 348 razões isotópicas.

A idade de  **$2087 \pm 3 \text{ Ma}$**  é interpretada como a idade de cristalização da rocha sienogranítica. A idade mais jovem obtida para o grão BA1/3, bem como para as etapas de temperatura mais baixa dos outros cristais de zircão, possivelmente, refletem a perturbação do sistema U-Th-Pb desses cristais com a conseqüente perda de Pb radiogênico.



Tabela 14 - Resultados isotópicos Pb-Pb em zircão de amostras de sienogranitos (BA1, BA2A e BA5A). Legenda como na Tabela 12.

Zircão	Temp. (°C)	# razões	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	2 $\sigma$	Idade/Etapa (Ma)	2 $\sigma$	Idade/Grão (Ma)	2 $\sigma$
BA1/2	1490	49F	20000	0,12054	65	0,12915	65	0,12848	66	2078	9		
	1510	86C	19230	0,12810	61	0,12967	25	0,12897	25	2084	3	2084	3
BA1/3	1470	30C	9615	0,20167	78	0,12993	31	0,12845	33	2077	5	2077	5
BA1/4	1450	52C	4587	0,14859	143	0,12467	107	0,12173	132	1982	19		
	1470	86C	12048	0,13349	66	0,13019	31	0,12896	33	2084	4	2084	4
BA1/7	1470	94F	7575	0,13630	67	0,13047	53	0,12872	52	2081	7		
	1490	90C	9090	0,15223	39	0,13085	30	0,12939	27	2090	4	2090	4
BA1/8	1470	88C	20408	0,10570	28	0,12878	31	0,12815	36	2073	5		
	1490	86C	21276	0,10496	33	0,12979	22	0,12916	22	2087	3	2087	3
$BA1/2 + BA1/3 + BA1/4 + BA1/7 + BA1/8 = 2085 \pm 3 \text{ Ma (USD} = 2,0)$													
$BA1/2 + BA1/4 + BA1/7 + BA1/8 = 2087 \pm 3 \text{ Ma (USD} = 1,4) - \text{IDADE DE CRISTALIZAÇÃO}$													
BA2A/3	1480	86CI	5681	0,27453	152	0,13264	25	0,13037	24	2103	3	2103	3
BA2A/4	1500	32CI	9433	0,18595	241	0,13119	34	0,12979	35	2095	5		
	1550	52F	7633	0,21588	89	0,13177	20	0,13004	22	2099	3	2098	3
BA2A/5	1450	72CI	3048	0,20244	315	0,13443	41	0,13007	27	2099	4		
	1480	86CI	10309	0,21736	54	0,13132	23	0,12994	21	2097	3		
	1530	88C	9900	0,26042	123	0,13115	23	0,12982	23	2096	3	2097	2
BA2A/7	1450	14CI	2890	0,03599	46	0,13478	72	0,13021	126	2101	17		
	1500	88CI	5076	0,09841	100	0,13235	26	0,12993	19	2097	3		
	1550	52CI	4950	0,17606	541	0,1329	29	0,13018	32	2101	4	2098	2
BA2A/8	1500	72CI	2695	0,11948	42	0,13612	26	0,13123	30	2115	4	2115	4
$BA2A/3 + BA2A/4 + BA2A/5 + BA2A/7 = 2098 \pm 2 \text{ Ma (USD} = 1,4) - \text{IDADE DE CRISTALIZAÇÃO}$													
BA5A/1	1450	84CI	33333	0,07968	31	0,13057	22	0,13018	22	2101	3		
	1470	84CI	76923	0,08565	23	0,13061	34	0,13051	35	2105	5		
	1490	90CI	90909	0,09320	35	0,13067	19	0,13054	17	2106	2		
	1510	90CI	142857	0,09223	26	0,13105	23	0,13099	22	2112	3	2107	4
BA5A/2	1450	28CI	13513	0,10740	91	0,12940	24	0,12841	25	2077	3		
	1470	86CI	200000	0,11981	33	0,13081	18	0,13073	18	2108	2		
	1500	90CI	55555	0,11076	28	0,13106	19	0,13083	19	2109	3	2109	2
BA5A/4	1450	36CI	11363	0,09700	92	0,12376	116	0,12261	94	1995	14		
	1470	84CI	1E+05	0,10482	59	0,12900	30	0,12887	33	2083	4		
	1500	86CI	250000	0,11531	29	0,13003	18	0,12997	19	2098	3		
	1550	88CI	200000	0,12106	38	0,13008	19	0,13000	20	2098	3	2098	2
BA5A/5	1470	70CI	14492	0,06985	38	0,12996	47	0,12905	49	2085	7	2085	7
BA5A/6	1475	52CI	26315	0,11233	40	0,12846	25	0,12795	26	2070	4		
	1500	86CI	21739	0,11551	29	0,12903	19	0,12841	24	2077	3		
	1525	34CI	16666	0,10331	91	0,12861	91	0,12792	93	2070	13	2073	3
BA5A/7	1470	88CI	45454	0,10089	26	0,13066	21	0,13039	21	2103	3		
	1490	82CI	47619	0,10125	51	0,13108	59	0,13071	23	2108	3	2106	4
BA5A/8	1470	84CI	27027	0,10764	49	0,12970	22	0,12923	21	2088	3		
	1500	84CI	52631	0,12104	29	0,13072	19	0,13049	20	2105	3	2105	3
BA5A/9	1470	50CI	18181	0,10827	35	0,12879	47	0,12809	43	2072	6	2072	6
$BA5A/1 + BA5A/2 + BA5A/7 + BA5A/8 = 2107 \pm 2 \text{ Ma (USD} = 1,9) - \text{IDADE DE CRISTALIZAÇÃO}$													

### 8.2.2 - Biotita sienogranito (BA2A)

Foram selecionados 8 cristais de zircão da amostra BA2A, destinados à análise isotópica no espectrômetro MAT262. São cristais automórficos e subautomórficos, por vezes com bordas corroídas, prismáticos, bipiramidais, transparentes e translúcidos, castanhos e rosados e relativamente alongados quanto à razão comprimento/largura (até 4/1).

Para dois grãos, as razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  foram muito inferiores a 2500, enquanto para um outro grão um sinal de Pb insuficiente para análise foi conseguido. Duas etapas de aquecimento

do zircão BA2A/3 apresentaram também razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  inferiores a 2500. Os resultados isotópicos determinados para 5 cristais estão na Tabela 14.

Para três grãos, BA2A/4, BA2A/5 e BA2A/7, que apresentaram mais do que uma etapa de aquecimento, os dados isotópicos obtidos entre estes e entre as diferentes etapas destes são bastante consistentes. Para um outro zircão, BA2A/3, com apenas uma etapa de evaporação, foi definida uma idade similar, dentro do erro, às idades determinadas para os cristais de zircão anteriormente mencionados.

O cálculo conjunto dos dados analíticos dos 4 cristais permitiu a obtenção de uma idade de  $2098 \pm 2 \text{ Ma}$  ( $2\sigma$ ), com  $\text{USD} = 1,4$  a partir de 570 razões isotópicas. Essa idade é interpretada como a de cristalização da rocha sienogranítica. O grão BA2A/8, com apenas uma etapa de evaporação, apresentou uma idade de  $2115 \pm 4 \text{ Ma}$ , que é um pouco mais antiga que a idade calculada para os outros cristais de zircão. Essa idade poderia ser relacionada à presença de um componente de Pb herdado nesse cristal.

### 8.2.3 - Biotita sienogranito (BA5A)

Foram selecionados 9 cristais de zircão da amostra BA05A, para a análise isotópica no espectrômetro. São cristais de zircão automórficos e subautomórficos, prismáticos, bipiramidais, transparentes e translúcidos, castanhos, com inclusões de bolhas transparentes, sendo relativamente alongados de acordo com a razão comprimento/largura (até 4/1).

Para um dos grãos (BA05A/3), o sinal de Pb foi insuficiente para possibilitar a análise isotópica, enquanto para os cristais BA05A/5 e BA05A/9 uma única etapa de evaporação foi obtida. Para 6 cristais de zircão, duas ou mais etapas de evaporação foram conseguidas. Os dados analíticos determinados para estes cristais de zircão estão incluídos na Tabela 14.

Um intervalo de idades entre 2109 – 2072 Ma foi definido a partir de 8 cristais de zircão. Quatro desses cristais, BA05A/1, BA05A/2, BA05A/7 e BA05A/8, os dados analíticos obtidos mostraram-se bastante consistentes, inclusive entre as etapas de cada cristal, sendo então definido um intervalo de idades entre 2105-2109 Ma. O cálculo da idade para esses cristais de zircão definiu uma idade de  $2107 \pm 2 \text{ Ma}$  ( $2\sigma$ ), com  $\text{USD} = 1,9$  a partir de 778 razões isotópicas. Para os outros 4 grãos, BA05A/4, BA05A/5, BA05A/6 e BA05A/9, um intervalo de idades mais jovem, entre 2098 – 2072 Ma foi definido. Essas idades devem estar associadas a uma perturbação do sistema isotópico U-Th-Pb desses cristais que, possivelmente, experimentaram algum processo



de perda de Pb radiogênico. A idade de  $2107 \pm 2$  Ma é interpretada como a idade de cristalização da rocha sienogranítica.

#### 8.2.4 - Biotita álcali-feldspato granito (CA08A)

Foram selecionados 19 cristais de zircão da amostra CA08A para a análise isotópica, sendo 12 grãos da fração entre 0,125-0,088mm, 4 grãos da fração entre 0,177-0,125mm e finalmente, 3 grãos dessa amostra foram separados de uma fração enviada, posteriormente, pelo BRGM. Os cristais de zircão menores são automórficos e subautomórficos, prismáticos, bipiramidais, transparentes e translúcidos, com inclusões de bolhas transparentes e variáveis, quanto à razão comprimento/largura, desde curtos (2/1) a alongados (até 4/1). Os cristais maiores apresentam características morfológicas idênticas aos da fração anterior. No entanto, observa-se um zoneamento interno em alguns cristais, bem como predominância de inclusões de bolhas transparentes e opacas.

Para 7 grãos do conjunto selecionado foi conseguido um sinal de Pb insuficiente para análise isotópica. Dois cristais apresentaram uma razão  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  inferior a 2500. Os dados isotópicos determinados para 10 cristais estão na Tabela 15.

Metade dos grãos forneceram mais do que uma etapa de evaporação. As idades determinadas para o conjunto de cristais foram bastante variáveis. Dois grupos de idades foram determinados. Um com 3 cristais, CA08A/2, CA08A/3 e CA08A/4, que juntos definiram idades mais antigas no intervalo entre **2600 – 2541 Ma**. Para um outro grupo, com 7 cristais, CA08A/7, CA08A/9, CA08A/11, CA08A/12, CA08A/14, CA08A/15 e CA08A/18, um intervalo de idades mais jovem, entre 2101 – 1954 Ma foi determinado. Embora os dados definidos por esses últimos cristais não tenham sido suficientemente reprodutivos para o cálculo de uma idade de cristalização, acredita-se que a cristalização dessa rocha tenha realmente ocorrido nesse tempo, no paleoproterozóico. Nesse caso, a idade obtida para o zircão CA08A/9 de  **$2101 \pm 7$  Ma** representaria uma idade mínima para a cristalização da rocha.

A variação de idades entre os cristais mais novos pode ser relacionada a perdas de Pb radiogênico nesses cristais. Vale acrescentar que nos cristais de zircão onde mais do que uma etapa de aquecimento foi obtida, os valores de idades definidos para as etapas mais baixas, sistematicamente mostraram-se inferiores às idades definidas para as etapas de temperatura mais elevadas. Isto além de indicar que não houve uma distribuição homogênea do sistema U-Th-Pb, permite também considerar que houve perdas de Pb radiogênico nesses cristais. Por outro lado, o





### 8.2.5 - Biotita sienogranito (CA10A)

Foram selecionados 12 cristais de zircão da amostra CA10A, sendo 7 cristais da fração entre 0,125-0,088mm e 5 grãos da fração entre 0,177-0,125mm. De um modo geral, os cristais são automórficos e subautomórficos, prismáticos, bipiramidais, translúcidos, castanhos e marrons, com inclusões de bolhas transparentes, sendo variáveis desde curtos (2/1) a alongados (até 4/1) de acordo com a razão comprimento/largura.

Quatro grãos não forneceram sinal de Pb com intensidade adequada para análise isotópica no espectrômetro Mat262. Um outro grão forneceu um valor da razão  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  inferior a 2500. As etapas de temperatura mais baixa de 2 cristais, CA10A/1 e CA10A/3, também apresentaram valores inferiores a 2500 para essa razão. Os resultados analíticos determinados para 7 cristais de zircão estão na Tabela 15.

Apenas 1 zircão, CA10A/4, apresentou dados com mais do que uma etapa de aquecimento, no entanto com idades distintas entre essas etapas. Para os cristais de zircão CA10A/1, CA10A/7, CA10A/11 e CA10A/12, com apenas uma etapa de evaporação, os dados analíticos foram obtidos com somente um bloco de razões.

Um intervalo de idades, com todos os cristais de zircão, entre **2127 – 2048 Ma** foi definido. Os dados obtidos não apresentam uma reprodutibilidade consistente e, portanto, não permitem o cálculo de uma idade de cristalização para a rocha. Diante da dispersão de dados obtidos, a idade mais antiga de **2127 ± 3 Ma**, definida para o grão CA10A/2, é interpretada como uma idade mínima da cristalização da rocha sienogranítica. No entanto, não é descartada a hipótese de que essa idade possa representar um componente de Pb herdado, meso-transamazônico (2,15-2,13 Ga), nesses cristais e a idade de cristalização da rocha seja mais jovem, entre 2,04 e 2,10 Ga, como definido pela maioria dos outros 6 cristais de zircão.

### 8.2.6 - Anfibolito (BA10B)

Foram selecionados quatro cristais de zircão, destinados à análise isotópica da amostra BA10B. São cristais de zircão automórficos, prismáticos, bipiramidais, translúcidos, castanhos e marrons e relativamente alongados (até 4/1). Dois grãos apresentaram sinais de Pb insuficientes para análise no espectrômetro de massa. Para as etapas de baixa temperatura de dois outros cristais, os valores das razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  foram inferiores a 2500. Os resultados isotópicos desses dois cristais são apresentados na Tabela 15.

Os dados determinados para os cristais BA10B/2 e BA10B/4 não mostram uma boa reprodutibilidade e um intervalo de idades entre 2066-2036 Ma foi definido. A idade mais antiga de **2066 ± 19 Ma** é interpretada, apenas, como uma idade mínima de cristalização da rocha.

#### 8.2.7 - Anfibolito (BA11B)

Foram selecionados 6 cristais de zircão da amostra BA11B para a análise isotópica no espectrômetro MAT262. São cristais automórficos e subautomórficos, prismáticos, bipiramidais, transparentes e translúcidos, castanhos, e relativamente alongados (até 4/1) quanto à razão comprimento/largura.

Para 3 grãos, os sinais de Pb foram insuficientes para análises isotópicas, enquanto para outros 3 cristais, duas ou mais etapas de aquecimento foram definidas. As etapas de mais baixa temperatura dos cristais BA11B/2 e BA11B/4 forneceram idades muito mais jovens, também com valores das razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  mais baixos, em relação as idades das etapas de temperatura mais elevadas dos respectivos cristais.. Os resultados analíticos obtidos para 3 grãos dessa amostra estão na Tabela 15.

Tal como para a rocha BA10B, os dados analíticos dos cristais de zircão da amostra BA11B não foram reprodutivos. Um intervalo de idades entre 2112-2029 Ma foi definido a partir desses cristais de zircão. A idade mais antiga de **2112 ± 3 Ma**, obtida para o cristal BA11B/2 é interpretada como uma idade mínima de cristalização da rocha.

#### 8.2.8 - Diorito (BA22A)

Foram selecionados 6 cristais de zircão para análise isotópica da amostra BA22A. São cristais automórficos, prismáticos, bipiramidais, transparentes e translúcidos, amarelados, e relativamente alongados (até 4/1).

Para 3 grãos as razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  das etapas de mais baixa temperatura foram inferiores a 2500, enquanto para um outro grão somente uma etapa de aquecimento foi obtida. Dois cristais de zircão forneceram mais de uma etapa de evaporação com idades entre estes e entre as etapas bastante reprodutivas. Os resultados analíticos obtidos para estes cristais de zircão são mostrados na Tabela 16.

Exceto o zircão BA22A/6, com idade mais jovem de 2096 Ma, o conjunto de cristais, apresentou dados analíticos bastante consistentes e reprodutivos, que possibilitaram o cálculo de uma idade de  $2179 \pm 3 \text{ Ma}$  ( $2\sigma$ ), com  $\text{USD} = 2,4$  a partir de 592 razões isotópicas. Um novo



cálculo, sem o zircão B A22A/5 (2173 Ma) com idade ligeiramente mais jovem, em relação à idade anteriormente determinada, possibilitou definir uma idade de  $2181 \pm 2$  Ma ( $2\sigma$ ), com  $USD = 1,7$  a partir de 506 razões isotópicas.

A idade de  **$2181 \pm 2$  Ma** é interpretada como a idade de cristalização da rocha diorítica. Trata-se de uma informação inédita, no âmbito da evolução geológica do Estado do Amapá, marcador de um evento magmático precoce, eo-Transamazônico. Esse evento foi bem documentado no âmbito da evolução geológica da Guiana Francesa (Vanderhaeghe et al. 1998, Delor et al. 2001c). Idades em torno de 2,17 Ga foram definidas para as rochas vulcânicas toleíticas do Complexo *I'le de Cayenne*, que é marcadora do primeiro evento de formação de crosta oceânica entre blocos com idades arqueanas (de um lado o Escudo Man, no Cráton Oeste Africano e do outro, possivelmente, o Complexo Imataca, no Cráton Amazônico).

Delor et al. (2001c) apresentaram vários dados Pb-Pb em zircão de granitóides associados ao Complexo *I'Le de Cayenne*, cujas idades situam-se entre 2,18 e 2,16 Ga, (Tabela 2), e que foi definido como evento eo-Transamazônico. Para um diorito da região de *Tamouri* uma idade de 2160 Ma foi obtida. Um tonalito da região de *Grand Laussat*, no noroeste da Guiana Francesa, forneceu uma idade Pb-Pb em zircão de  $2172 \pm 2$  Ma. Para a porção mais ao sul da Guiana Francesa, na região de *Trois Sault*, uma idade Pb-Pb em zircão de granodioritos de  $2183 \pm 2$  Ma foi definida.

#### 8.2.9 - Charnoquito com granada (CA13A)

Foram selecionados 18 cristais a partir de duas frações granulométricas da amostra CA13A. Um conjunto, com 9 cristais de zircão, foi escolhido na fração de 0,125-0,088mm, enquanto os outros 9 foram escolhidos de uma fração de 0,177-0,125mm. Os cristais de zircão são automórficos e subautomórficos, prismáticos, bipiramidais, translúcidos, com coloração marrom e avermelhada, com inclusões opacas, variando entre curtos (2/1) e alongados (até 4/1).

Três grãos da fração menor apresentaram sinais de Pb insuficientes para as análises isotópicas. Um outro zircão dessa mesma fração apresentou teor de Pb comum bastante elevado com razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  inferior a 2500. Igualmente, 4 cristais da fração maior apresentaram valores abaixo de 2500 para a razão  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Para os cristais de zircão CA13A/9, CA13A/10, CA13A/14 e CA13A/17 as etapas de temperatura mais baixa também registraram um alto teor de Pb comum com valores de razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  muito inferior a 2500. Os resultados analíticos determinados para 9 cristais estão na Tabela 16.

A maioria com 5 cristais, também possuem bastante Pb comum com razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  entre 3500 e 9300 Ma. Para um conjunto de 6 cristais de zircão apenas uma etapa de aquecimento foi obtida. Importantes variações de idades são observadas entre todos os cristais de zircão. Um intervalo de idades entre **2488-2577 Ma** é definido. A idade mais antiga, de  **$2577 \pm 17$  Ma**, definida para o zircão CA13A/2, possivelmente indica uma idade mínima de cristalização do protólito charnoquítico ou, alternativamente, pode sugerir a idade de metamorfismo de alto grau.

Merece destaque, o fato de que nenhum zircão apresentou uma idade paleoproterozóica, associada à Orogênese Transamazônica. Para um total de 7 cristais de zircão, as idades foram superiores a 2,52 Ga, o que mostra que a idade de cristalização do protólito da rocha ou do “evento metamórfico de alto grau” deve mesmo referir-se ao neo-Arqueano. Em todo caso, a idade em torno de 2,58 Ga está em acordo com a idade Rb-Sr de 2,67 Ga, definida para as rochas granulíticas da Suíte Metamórfica Tartarugal Grande (Montalvão & Tassinari 1984). Por outro lado, as etapas de temperatura mais baixa dos cristais de zircão, mostram sinais de perturbação do sistema U-Th-Pb para as porções de bordas desses grãos, que poderiam refletir perdas de Pb radiogênico, causada possivelmente por um evento metamórfico.

#### 8.2.10 - Charnoquito com ortopiroxênio (CA13B)

Foram selecionados 17 cristais da fração granulométrica entre 0,125-0,088mm disponível da amostra CA13A. Os cristais de zircão são automórficos e subautomórficos, prismáticos, bipiramidais, translúcidos e transparentes, com coloração castanha e amarelada, com inclusões de bolhas transparentes, e relativamente alongados (até 4/1).

Dois cristais de zircão apresentaram sinais Pb insuficientes para leitura isotópica no espectrômetro, enquanto 4 grãos reproduziram valores de razão  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  abaixo de 2500. Para os cristais de zircão CA13B/6, CA13B/7 e CA13B/8 os valores dessa razão, nas etapas mais baixas de temperatura, foram igualmente baixos. Os resultados isotópicos obtidos para 11 cristais estão na Tabela 16.

O conjunto de grãos apresentou um alto teor de Pb comum e, em consequência, os valores de razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  foram mais baixos, entre 3.194-29.411. Para 6 cristais foi definida mais do que uma etapa de evaporação. A mesma dispersão de idades dos grãos da amostra anterior foi observada, e um intervalo entre **2337-2578 Ma** foi definido.



Zircão / Fração	Temp. (°C)	# razões	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb*	2σ	Idade/Etapa (Ma)	2σ	Idade/Grão (Ma)	2σ
BA22A/1	1500	90CI	27027	0.12035	38	0.13676	20	0.13627	21	2181	3		
	1520	48CI	35714	0.12882	94	0.13715	39	0.13679	38	2187	5	2183	3
BA22A/2	1500	54CI	21739	0.14493	50	0.13649	27	0.13594	27	2176	4	2176	4
BA22A/3	1450	70CI	76923	0.13300	40	0.13639	35	0.13624	29	2180	4		
	1500	86CI	71428	0.14808	44	0.13645	36	0.13627	36	2181	5		
	1550	68CI	333333	0.14576	43	0.13611	23	0.13610	23	2179	3	2182	2
BA22A/4	1500	90CI	500000	0.10714	28	0.13644	21	0.13642	21	2183	3	2183	3
BA22A/05	1450	86CI	28571	0.14359	41	0.13614	22	0.13565	23	2173	3	2173	3
BA22A/06	1500	18CI	5917	0.06005	59	0.13207	118	0.12984	127	2096	17	2096	17
BA22A/1 + BA22A/2 + BA22A/3 + BA22A/4 + BA22A/5 = 2179 ± 3 Ma (USD: 2,4)													
BA22A/1 + BA22A/2 + BA22A/3 + BA22A/4 = 2181 ± 2 Ma (USD: 1,7) - IDADE DE CRISTALIZAÇÃO.													
CA13A/2 #	1450	90CI	6329	0.22642	54	0.16661	59	0.16465	79	2504	8		
	1485	16CI	4065	0.27051	337	0.17497	102	0.17192	177	2577	17	2577	17
CA13A/3 #	1480	88CI	4464	0.24888	132	0.16956	85	0.16651	29	2523	3	2523	3
CA13A/9 **	1485	16CI	200000	0.30838	212	0.16888	57	0.16882	57	2546	6	2546	6
CA13A/10 **	1485	84CI	166666	0.28120	106	0.16741	52	0.16725	52	2531	5	2531	5
CA13A/11**	1450	86CI	3703	0.13428	38	0.14324	36	0.13974	61	2224	8		
	1485	88CI	18518	0.20682	53	0.16635	23	0.16567	23	2515	2		
	1580	78CI	33333	0.19963	134	0.16720	23	0.16683	23	2526	2	2526	2
CA13A/12 **	1450	18CI	2777	0.22840	234	0.15548	90	0.15087	95	2356	11		
	1500	84CI	37037	0.26220	73	0.16425	75	0.16308	71	2488	7	2488	7
CA13A/14 **	1500	85F	9259	0.30344	50	0.17027	18	0.16892	18	2547	2	2547	2
CA13A/16 #	1452	18CI	3448	0.24951	181	0.17114	62	0.16752	116	2533	12	2533	12
CA13A/17 #	1500	9CI	3546	0.26471	135	0.16714	55	0.16360	60	2493	6	2493	6
CA13A/2, CA13A/3, CA13A/9, CA13A/10, CA13A/11, CA13A/12, CA13A/14, CA13A/16, CA13A/17 = 2,58-2,50 Ga													
CA13A/2 = 2577 ± 17 Ma - IDADE MÍNIMA DE CRISTALIZAÇÃO													
CA13B/5	1500	88CI	15873	0.22627	133	0.15895	31	0.15815	29	2436	3	2436	3
CA13B/6	1485	90CI	6622	0.20773	348	0.14931	107	0.14745	102	2317	12		
	1550	90CI	5882	0.23864	80	0.15708	51	0.15495	53	24			

Uma tentativa de obter uma idade média foi seguida a partir dos cristais de zircão CA13B/9, CA13B/10 e CA13B/17 que apresentaram idades similares entre si, porém, com idades intermediárias em relação aos demais cristais. Desse modo, uma idade de  $2510 \pm 16$  Ma ( $2\sigma$ ), com  $USD = 1,54$  a partir de 176 razões isotópicas, foi definida. Esse dado poderia representar a idade de cristalização da rocha. No entanto, os cristais de zircão CA13B/12 e CA13B/13 apresentaram, para as etapas de temperaturas mais elevadas, idades mais antigas entre 2563-2578 Ma. Alia-se a isso, o fato de que o grão CA13B/14, embora eliminado por conter valores muito inferiores a 2500 para as razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , também forneceu uma idade de  $2571 \pm 3$  Ma, a partir de 85 razões isotópicas.

Por tudo que foi considerado anteriormente, acredita-se que a idade mais antiga, de  **$2578 \pm 2$  Ma**, definida para a etapa de temperatura mais elevada do grão CA13B/13, possa realmente representar a idade mínima de cristalização do protólito da rocha granulítica. Alternativamente, essa idade poderia ser associada ao “evento metamórfico de alto grau” que afetou a rocha, a exemplo do que foi aventado para a amostra granulítica, anteriormente mencionada.

As idades mais jovens entre **2337 e 2489 Ma** dos cristais de zircão CA13B/5, CA13B/6, CA13B/7, CA13B/8, CA13B/11 e CA13B/16, bem como as idades mais jovens das etapas de aquecimento de baixa temperatura dos cristais com idades mais antigas, CA13B/9, CA13B/12 e CA13B/13, parecem refletir a perturbação do sistema U-Th-Pb desses cristais, em resposta a um possível episódio metamórfico de alto grau que afetou essas rochas. A discussão sobre o significado dessa idade, a luz da evolução geológica para o Estado do Amapá, também será retomada mais adiante. Contudo, é oportuno lembrar que a idade mais antiga de 2578 Ma do zircão CA13B/13, dessa rocha é similar à idade de 2577 Ma do zircão CA13A/02 da amostra CA13A. Mostrando que embora sejam amostras distintas estas rochas parecem cronocorrelacionadas.

#### 8.2.11 - Charnoquito (B21A)

Da fração destinada à seleção dos grãos da amostra B21A, um grupo com 9 cristais foi selecionado para análise isotópica. São cristais automórficos a subautomórficos, prismáticos, bipiramidais, translúcidos, com muitas inclusões de bolhas transparentes, por vezes, fraturados, de coloração marrom e avermelhados, e quanto à razão comprimento/largura são curtos (2/1) e alongados (até 4/1).



Dois grãos, do conjunto, forneceram sinais de Pb insuficientes para análise. Para outros dois cristais, B21A/6 e B21A/8, os valores da razão  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  para as etapas de temperaturas mais baixas foram inferiores a 2.500. Os resultados isotópicos definidos para 7 cristais estão na Tabela 16.

Todos os cristais forneceram mais do que uma etapa de aquecimento. Exceto para o grão B21A/1, com idades discordantes entre as etapas de evaporação, para os outros cristais as idades foram muito reprodutivas, tanto entre as diferentes etapas dos cristais de zircão. O zircão B21A/6 apresentou uma idade (2043 Ma) levemente discordante em relação aos demais e foi excluído do cálculo final da idade. A idade Pb-Pb determinada para seis cristais foi de  $2053 \pm 1$  Ma ( $2\sigma$ ), com  $\text{USD} = 1,3$  a partir de 743 razões isotópicas.

A idade de  $2053 \pm 1$  Ma é interpretada como a idade de cristalização da rocha charnoquítica. O fato de que o sistema isotópico do Pb tenha se comportado “homogeneamente” entre os cristais de zircão, sugere que o sistema isotópico U-Th-Pb, não experimentou nenhuma perturbação posterior à cristalização dos mesmos. Esse valor de idade é singular na evolução geológica tanto da Guiana Francesa, quanto do Estado do Amapá (Tabelas 2 e 3). Portanto, trata-se de um dado que registra a presença de um magmatismo tardio, ocorrido a 2,05 Ga na porção central do Estado do Amapá.

A idade de 2,05 Ga obtida para a essa rocha charnoquítica (B21A) encontra-se dentro do intervalo de idades entre 2,06 e 2,07 Ga, definido para os granulitos das Montanhas Bakhuis, no noroeste do Suriname (Delor et al. 2001c). Segundo os autores, essas rochas são produtos de um episódio UHT- “*ultra-alta temperatura*”. Portanto, a idade obtida para o granulito da porção central do Estado do Amapá poderia também estar associada a esse episódio de alto grau tardi-transamazônico. Com efeito, isso permitiria estender o evento tardi-Transamazônico do Suriname, para esse setor do Escudo das Guianas.

#### 8.2.12 - Metatonalito (CA17A)

Da fração enviada pelo BRGM para análise no espectrômetro MAT262 do Pará-Iso foi selecionado um total de 20 cristais. De um modo genérico, são grãos automórficos e subautomórficos, prismáticos, bipiramidais, transparentes e translúcidos, incolor e castanho-amarelados, e variáveis quanto à razão comprimento/largura entre curtos (2/1) e alongados (até 3/1). Apenas 5 cristais forneceram sinais de Pb suficientes para análise isotópica. No entanto, dois desses cristais apresentaram valores da razão  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  inferiores a 2.500 e por isso não são considerados. Os resultados isotópicos Pb obtidos para 3 cristais são apresentados na Tabela 17.

Dois grãos, CA17A/4 e CA17A/11, possibilitaram a análise com mais do que uma etapa de evaporação. Os dados analíticos obtidos para as etapas mais elevadas de temperatura, junto com o dado definido por uma etapa de aquecimento do zircão CA17A/19 são bastante reprodutivos. O cálculo conjunto desses dados permitiu a definição de uma idade de  $2849 \pm 6$  Ma ( $2\sigma$ ), com  $USD = 2,6$  a partir de 172 razões isotópicas.

A idade de  $2849 \pm 6$  Ma obtida para a rocha meta-tonalítica é interpretada como a idade de cristalização dessa rocha. Com efeito, essa idade é similar a idade, Pb-Pb em zircão de 2,85 Ga, definida em cinco grãos de uma rocha tonalítica, do mesmo afloramento da amostra CA17A, obtida por Lima, M.I.C. (comunicação escrita). Um fato interessante é que nenhum zircão apresentou idade Paleoproterozóica, associada a orogênese Transamazônica. A idade de 2,85 Ga, aqui definida, é similar as idades encontradas para um evento magmático da Província Mineral de Carajás (Macambira & Lafon 1995, Tassinari & Macambira 1999). Isto vem demonstrar que no Estado do Amapá também houve um episódio magmático similar ao episódio, bem documentado nessa época, na Província Mineral de Carajás.

### 8.2.13 - Migmatito granítico (CA17B)

Diante da quantidade limitada de cristais de zircão existentes na fração enviada pelo BRGM, para análise no Pará-Iso, apenas 8 cristais de zircão foram analisados da amostra CA17B. São cristais de zircão automórficos e subautomórficos, prismáticos, bipiramidais, transparentes e translúcidos, castanho-amarelados a escuros, com inclusões de bolhas transparentes e algumas inclusões opacas, apresentando razão comprimento/largura variáveis de curto (2/1) até alongados (3/1).

Apenas 4 grãos apresentaram sinal de Pb suficiente para análise isotópica. Contudo dois desses apresentaram valores da razão  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  inferior a 2500 e, portanto, não são considerados. Para os outros dois cristais de zircão CA17B/5 e CA17B/6 os resultados isotópicos de Pb são apresentados na Tabela 17.

Esses cristais também apresentam um elevado teor de Pb comum e conseqüentemente, razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  baixas entre 2.518 e 3.508. Trata-se de cristais com grau de metamictização intensa, cujas idades variam entre 2070 e 2130 Ma.

Ainda que os dados só permitam que se faça uma interpretação especulativa, a idade mais antiga de  $2130 \pm 9$  Ma, definida para o zircão CA17B/5, é considerada como a idade mínima de cristalização da rocha migmatítica.



Tabela 17 - Resultados isotópicos Pb-Pb em zircão de metatonalito (CA17A), mobilizado granítico (CA17B) e monzogranito (CA18). #: fração <0,177>0,125 e \$: fração <0,125>0,088. Legenda como na Tabela 12.

Zircão / Fração	Temp. (°C)	# razões	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb*	2σ	Idade/Etapa (Ma)	2σ	Idade/Grão (Ma)	2σ
CA17A/4	1485	36CI	3891	0,08643	52	0,17786	82	0,17468	97	2603	9		
	1535	70CI	5347	0,11490	282	0,20599	119	0,20349	48	2855	4	2855	4
CA17A/11	1475	90CI	3546	0,08018	50	0,18463	27	0,18124	28	2664	3		
	1500	16CI	45454	0,14562	102	0,20330	161	0,20304	162	2851	13	2851	13
CA17A/19	1550	86CI	8403	0,16041	124	0,20375	35	0,20232	42	2845	3	2845	3
(CA17A/4 + CA17A/11 + CA17A/19): 2849 ± 6 Ma (USD: 2,6) - IDADE DE CRISTALIZAÇÃO													
CA17B/5	1450	16CI	2531	0,10191	55	0,13235	25	0,12771	40	2067	6		
	1490	18CI	2518	0,08828	49	0,13757	64	0,13236	65	2130	9	2130	9
CA17B/6	1450	86CI	3508	0,03145	66	0,13172	19	0,12794	23	2070	3	2070	3
INTERVALO DE IDADES (CA17B/5 e CA17B/6): 2,13-2,07 Ga													
CA18/1 #	1486	60F	27777	0,08230	44	0,12703	36	0,12654	36	2051	5		
	1525	52CI	15384	0,08162	30	0,12768	29	0,12682	30	2055	4	2053	4
CA18/2 \$	1450	54CI	3344	0,09397	34	0,12098	34	0,11696	37	1911	6		
	1485	88CI	10309	0,08773	27	0,12450	24	0,12319	27	2003	4		
	1535	14CI	6172	0,09181	147	0,12791	43	0,12576	45	2040	6	2040	6
CA18/3 \$	1485	82CI	5882	0,18646	180	0,17263	49	0,17062	45	2564	4	2564	4
	1485	83F	4975	0,16751	99	0,16842	43	0,16591	45	2517	5		
CA18/6 \$	1485	88CI	2747	0,11796	29	0,13092	24	0,12624	35	2047	5		
	1530	18CI	3225	0,11683	66	0,13053	60	0,12642	61	2049	9	2047	4
CA18/7 \$	1558	90CI	10204	0,10287	26	0,12876	22	0,12743	23	2063	3	2063	3
CA18/8 \$	1500	88CI	6666	0,10109	120	0,15196	76	0,15011	80	2344	4	2344	4
CA18A/11 #	1550	90CI	4219	0,04022	59	0,13736	35	0,13427	26	2155	3	2155	3
CA18/3 e CA18/8 = 2,56-2,34 Ga - CRISTAIS DE ZIRCÃO COM HERANÇA DE Pb													
CA18/1, CA18/2, CA18/6, CA18/7, CA18/11 e CA18/18 = 2,34-2,04 Ga - CRISTAIS DE ZIRCÃO PALEOPROTEROZOÍCOS													
CA18/1 + CA18/2 + CA18/6 + CA18/7 = A11 2055 ± 6 Ma (USD: 3,4) - IDADE DE CRISTALIZAÇÃO													

As idades mais jovens definidas para o zircão CA17B/6, 2,07 Ga, e para a etapa de temperatura mais baixa do zircão CA17B/5, também com idade entorno de 2,07 Ga, deve ser resultado da perturbação do sistema isotópico U-Th-Pb desses cristais de zircão. Embora se disponha de um número reduzido de dados isotópicos, esses dados não mostraram evidências de idades arqueanas para os cristais de zircão desse mobilizado. Isto é sugestivo de que a fusão que gerou a rocha mobilizada está relacionada à Orogênese Transamazônica mostrando que, possivelmente, essa rocha não é resultado da fusão da rocha tonalítica encaixante de idade arqueana (2,85 Ga).

#### 8.2.14 - Muscovita-biotita monzogranito (CA18)

Foram selecionados 11 cristais a partir de duas frações granulométricas da amostra CA18. Quatro cristais foram escolhidos da fração entre 0,177-0,125mm, enquanto outros 7 cristais foram escolhidos da fração entre 0,125-0,088mm. São cristais automórficos e subautomórficos, prismáticos, bipiramidais, translúcidos, castanho-claro e amarelados, com inclusões de bolhas transparentes, e variáveis quanto à razão comprimento/largura, desde curtos (2/1) a alongados (até 4/1).

Para 4 grãos, CA18/4, CA18/ 5, CA18/ 9 e CA18/10, os valores das razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  foram inferiores a 2500. Para as etapas de baixas temperaturas dos cristais de zircão CA18/1, CA18/2, CA18/8 e CA18/11 os valores das razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , também, foram inferiores a 2500 e, portanto, não foram incluídos na tabela de dados analíticos. Os resultados isotópicos obtidos para 7 cristais de zircão estão apresentados na Tabela 17.

Esses cristais também apresentam um elevado teor de Pb comum proporcionando valores baixos para as razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  entre 3.225-15.384. Quatro grãos definiram mais do que uma etapa de aquecimento. Um amplo intervalo de idades entre 2,04 e 2,56 Ga foi determinado para estes cristais de zircão. Para os cristais CA18/1, CA18/2, CA18/6 e CA18/7, que apresentaram dados isotópicos dentro de uma mesma faixa, uma idade de  $2055 \pm 6$  Ma ( $2\sigma$ ), com USD = 3,4 a partir de 268 razões isotópicas. O valor da USD (3,4) indica possivelmente uma origem geológica para a pequena variação de idades observadas entre os cristais, que poderia ser motivada pelo grão CA18/7, 2,06 Ga com idade ligeiramente superior. Um novo cálculo, sem esse cristal, reproduziu uma idade de  $2052 \pm 3$  Ma, com USD = 1,4.

Os cristais CA18/3, CA18/8 e CA18/11 apresentaram idades mais antigas, respectivamente, de  $2564 \pm 4$  Ma,  $2344 \pm 4$  e  $2155 \pm 3$  Ma. Essas idades são, possivelmente, associadas a graus variáveis de perdas de Pb radiogênico de cristais de zircão de um protólito arqueano, com idade superior ou igual a 2,56 Ga.

Apesar do valor de USD (3,4) a idade de  **$2055 \pm 6$  Ma** é interpretada como representativa da cristalização da rocha granítica. Essa idade indica uma idade tardi-Transamazônica para o magmatismo gerador dessa mesma rocha. Neste sentido, esses dados permitem desvincular esse magmatismo daquele com idade pós-Transamazônica em torno de 1,76 Ga, anteriormente sugerida por Rodrigues et al. (1988) para as rochas da Suíte Intrusiva Falsino.

A idade de 2,05 Ga obtida para essa rocha granítica é idêntica àquela definida para o evento magmático de alta temperatura identificado na região de Ferreira Gomes, pelo charnoquito a 2,05 Ga. Isto sugere que a rocha granítica, provavelmente, teve sua origem em um mesmo evento magmático da rocha granulítica, considerando apenas que, essas são oriundas da fusão de rochas de níveis profundos, “catazonais”, e àquelas de níveis menos profundos, “mesozonais”.

A idade mais antiga de 2,56 Ga do zircão CA18/3 encontra-se dentro da faixa de idades Pb/Pb entre 2,55-2,60 Ga definida para as rochas granulíticas da Suíte Metamórfica Tartarugal Grande na região homônima. Assim, pode-se especular que essas rochas granulíticas poderiam



ter sido os protólitos do magmatismo granítico ou, alternativamente, que esse protólito pudesse ser mais antigo, uma vez que as idades de alguns cristais entre 2,16 – 2,56 Ga representam graus variáveis de perda de Pb radiogênico.

### 8.3 - SÍNTESE DAS INFORMAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS OBTIDAS PELO MÉTODO Pb/Pb EM ZIRCÃO.

Os resultados geocronológicos obtidos pelo método Pb-Pb em zircão das rochas coletadas no POC, na região de fronteira Guiana Francesa e Estado do Amapá, e no PTA, desde o norte até a porção central do Estado do Amapá são sintetizados na Tabela 18.

Para cada rocha, é destacada a idade de cristalização e/ou mínima, sendo nesse caso apresentado o intervalo de idades definido. A idade do componente de Pb herdado quando presente no conjunto de cristais da amostra é também apresentado:

Tabela 18 – Síntese dos dados isotópicos Pb-Pb em zircão obtidos para as rochas da porção centro-norte do Estado do Amapá.

Litologia/Amostras	Idade Pb-Pb	Intervalo de Idades ou Pb Herdado
⇒ PERFIL OIAPOQUE-CAMOPI		
♦ Granito Sin-folial (B119B)	≥ 2,10 Ga	2100 ± 13 Ma
♦ Sienogranito (B102B)	2096 ± 2 Ma	
♦ Gabro com Biotita (B91A)	2099 ± 1 Ma	7 cristais com idade Pb-Pb
♦ Quartzito (B73F)	3,19-2,77 Ga	
⇒ PERFIL TRANS-AMAPÁ		
• Biotita Sienogranito (BA1)	2087 ± 3 Ma	2115 ± 4 Ma
• Biotita Sienogranito (BA2A)	2098 ± 2 Ma	
• Biotita Sienogranito (BA05A)	2107 ± 2 Ma	
• Biotita Álcali-feldspato Granito (CA08A)	≥ 2,10 Ga	2,10-1,95 Ga / 2,54 – 2,60 Ga
• Biotita Sienogranito (CA10A)	≥ 2,13 Ga	2,13-2,05 Ga
• Anfibolito (BA10B)	≥ 2,07 Ga	2,04 – 2,07 Ga
• Anfibolito (BA11B)	≥ 2,11 Ga	2,03 – 2,11 Ga
• Diorito (B22A)	2181 ± 2 Ma	2,50 – 2,58 Ga
• Charnoquito com Granada (CA13A)	≥ 2,58 Ga	
• Charnoquito com Ortopiroxênio (CA13B)	≥ 2,58 Ga	2,34 – 2,58 Ga
• Charnoquito (B21A)	2053 ± 1 Ma	2,07 – 2,13 Ga
• Tonalito (CA17A)	2849 ± 6 Ma	
• Mobilizado Granítico (CA17B)	≥ 2,13 Ga	Pb herdado com 2,16 – 256 Ga.
• Monzogranito (CA18)	2055 ± 6 Ma	

Os resultados isotópicos Pb-Pb em zircão obtidos para as diversas rochas de unidades magmáticas e metamórficas do Estado do Amapá e da região de fronteira com a Guiana Francesa são sugestivos da existência de três episódios magmáticos distintos. Um cálcio-alcálico (diorítico e tonalítico) eo- a meso-Transamazônico entre 2,18-2,15 Ga, associado a arcos magmáticos; um outro episódio com afinidade alcalino-potássico, entre 2,11-2,08 Ga, com predominância no norte do Amapá, associado a processos tectônicos transcorrentes e anatexia crustal e, finalmente, um

evento de alto grau tardi-Transamazônico, caracterizado pela intrusão de rocha charnoquítica e granítica (2,05 Ga), o qual foi relacionado ao evento UHT-“*ultra high temperature*” tardi-Transamazônico, também identificado no Suriname, com idades entre 2,07-2,06 Ga. As idades mais jovens (2,05 Ga) encontradas para rochas magmáticas, constituem dados que ainda não haviam sido registrados, tanto para a evolução geológica do Estado do Amapá, quanto para a Guiana Francesa.

Para as rochas anfibolíticas, associadas aos corpos graníticos, um intervalo de idades entre **2,11 e 2,07 Ga** foi parcialmente definido, uma vez que os dados isotópicos só permitiram caracterizar idade mínima de cristalização.

Na região central do Estado do Amapá, além do magmatismo tardi-transamazônico (**2,05 Ga**), já mencionado, foi identificado uma história arqueana complexa, entre **2,60 Ga e 2,85 Ga**, registrada em várias unidades metamórficas da região. Para as rochas granulíticas (enderbitos e charnoquitos) uma idade arqueana em torno de **2,60 Ga** foi obtida, a qual pode representar, a idade do protólito ígneo ou, alternativamente, a idade de um evento metamórfico de alto grau. Para um tonalito da região de Cupixi uma idade de cristalização arqueana de 2,85 Ga foi bem caracterizada.

Uma idade arqueana de 2,60 Ga foi registrada também em um zircão herdado, encontrado em uma rocha granítica tardi-Transamazônica (2,05 Ga). Vale ressaltar que, cristais de zircão com idades arqueanas entre 2,54-2,60 Ga, também relacionados a um componente herdado de Pb, foram identificados em uma outra rocha granítica transamazônica (2,1 Ga) da porção mais ao norte do estado, as proximidades do Município de Calçoene.

Na região de fronteira, próximo a Camopi, na Guiana Francesa, foi registrado a presença de cristais de zircão detríticos de um quartzito com idades arqueanas entre 3,20 Ga e 2,77 Ga. Esse é o primeiro registro do Arqueano em toda a Guiana Francesa, pois até então, somente rochas com idades paleoproterozóicas, transamazônicas, haviam sido obtidas para esse país (Delor et al. 2001c). Esse intervalo é similar àquele encontrado em rochas da Província Mineral de Carajás, cuja evolução principal foi estabelecida no período entre 3,1 e 2,73 Ga (Tassinari & Macambira 1999).

Os dados aqui obtidos pelo método Pb-Pb em zircão não permitiram caracterizar, satisfatoriamente, a idade do evento metamórfico de alto grau que atuou nas rochas da região central do Amapá. Com efeito, um padrão de idade arqueano foi definido, porém, a morfologia dos cristais de zircão tipicamente magmáticos, sugere que este evento metamórfico deva estar



relacionado à idade de protólitos. Nenhum zircão de idade transamazônica foi encontrado nas rochas granulíticas arqueanas. No entanto, para as etapas de mais baixa temperatura de alguns cristais de zircão dessas mesmas rochas, idades paleoproterozóicas foram evidenciadas, mostrando que o sistema isotópico U-Th-Pb desses cristais de zircão foi perturbado nessa época. Por tudo isso, a questão sobre a idade do metamorfismo fica em aberto, podendo este apresentar tanto uma idade arqueana como transamazônica, ou até mesmo ambos. Esse é um problema que requer um estudo mais aprofundado, utilizando a metodologia U-Pb (SHRIMP ou TIMS) em zircão para obtenção de uma informação geocronológica mais segura.

A partir das idades Pb-Pb em zircão determinadas para mobilizados anatéticos foi possível posicionar, ainda que precariamente, um evento de migmatização que se processou nessa região em um intervalo entre 2,13 Ga e 2,07 Ga. De acordo com as idades encontradas em granitóides foliados, sugere-se que processos deformacionais transamazônicos atuaram até pelo menos 2,09 Ga.

## **CAPÍTULO IX**

### **RESULTADOS ANALÍTICOS E INTERPRETAÇÕES DOS DADOS ISOTÓPICOS Sm-Nd EM ROCHA TOTAL**



## 9 - RESULTADOS ANALÍTICOS E INTERPRETAÇÕES DOS DADOS ISOTÓPICOS Sm-Nd EM ROCHA TOTAL

Nesse capítulo são apresentados os resultados analíticos Sm-Nd em rocha total e as idades modelo  $T_{(DM)}$  correspondentes, para um conjunto de 23 amostras, com idades paleoproterozóicas e arqueanas, provenientes da região centro-norte do Estado do Amapá. Um total de 15 amostras, desse conjunto, dispõe de dados isotópicos Pb-Pb por evaporação de zircão. É o caso das amostras 85-98OY e B102B, oriundas do Perfil Oiapoque-Camopi / POC e das amostras CA01, CA02A, CA05, CA08A, CA10A, CA10B, CA11B, B22A, CA13A, CA13B, B21A, CA18 e CA17A, essas oriundas do Perfil Trans-Amapá / PTA. Os resultados isotópicos Pb-Pb em zircão para essas amostras foram apresentados no capítulo precedente. Para uma amostra de charnoquito a granada equivalente à amostra CA14, uma idade U-Pb SHRIMP em zircão de 2,62 Ga foi obtida durante o programa de pós-doutoramento do Dr. Jean-Michel Lafon. Para as outras sete amostras (CA06, CA07A, CA08B, CA09A, CA11A, CA14A e CA16), não há informações isotópicas disponíveis e suas idades foram “inferidas”, com base nas relações de campo e/ou petrográficas dessas amostras com outras amostras cujas idades de cristalização foram bem caracterizadas.

No presente trabalho, foi adotado o modelo de evolução mantélica proposto por DePaolo (1981) para o manto empobrecido (*Depleted Mantle* – DM), em função não somente do mesmo ser o modelo mais utilizado no mundo (Figura 16b), mas principalmente pelo fato de que na Amazônia, as idades Sm-Nd disponíveis foram determinadas a partir desse modelo (Tassinari 1996, Sato & Tassinari 1997, Cordani & Sato 1999, Tassinari & Macambira 1999, Cordani et al. 2000, Nogueira et al. 2000, Tassinari et al. 2000, Santos et al. 2000, Sato & Siga Jr. 2000). A escolha deste modelo visa, portanto facilitar a comparação dos dados aqui obtidos com aqueles publicados em outros trabalhos realizados na Amazônia. Os valores das razões isotópicas atuais  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}$  e  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  utilizados para a normalização foram, respectivamente de 0,512638, 0,1967 e 0,7219.

Os resultados isotópicos Sm-Nd das amostras estudadas estão apresentados na Tabela 19. Nessa tabela, organizada por regiões, são mostrados os valores das concentrações dos elementos Sm e Nd, em ppm; os valores de fracionamento químico  $f_{(\text{Sm-Nd})}$ ; as razões  $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  medidas; os valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  atuais -  $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$  e recalculados na idade de cristalização da

rocha -  $\epsilon_{Nd}(T)$ ; as idades de cristalização das rochas, determinadas pelo método Pb-Pb em zircão ou inferidas e, finalmente, as idades modelo  $T_{(CHUR)}$  e  $T_{(DM)}$ , calculadas para cada amostra. Os erros sobre as razões isotópicas,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , são apresentados com um desvio de  $1\sigma$ . O erro sobre a idade Nd  $T_{(DM)}$  foi calculado a partir da equação  $\text{Err } T_{DM} = \Delta f_{\text{Sm-Nd}} (T_{cf} - T_c)$ , como descrito em Sato & Tassinari (1997), onde  $\Delta f_{\text{Sm-Nd}}$  representa  $[(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} / 0,1967] - 1$  e  $T_{cf}$  e  $T_c$  as idades de diferenciação crustal e de cristalização das rochas, respectivamente.

Tabela 19 - Resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total das amostras dos perfis Oiapoque-Camopi e Trans-Amapá, no Estado do Amapá. \*: Idade (Ga) Pb-Pb em zircão (14 amostras); \*\*: Idade (Ga) inferida (8 amostras); \*\*\*: Idade (Ga) U-Pb (SHRIMP) em zircão (1 amostra);  $\epsilon(T)$ : calculado de acordo com as Idades (Ga), de cada amostra;  $f(\text{Sm/Nd})$ : fracionamento químico durante o tempo geológico.

LITOLOGIA (AMOSTRA)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (1 $\sigma$ )	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (1 $\sigma$ )	$f(\text{Sm/Nd})$	$\epsilon(0)$	$\epsilon(T)$	Idade (Ga)	$T_{CHUR}$ (Ga)	$T_{DM}$ (Ga)
REGIÃO NORTE DO ESTADO DO AMAPÁ											
<b>I. Perfil Oiapoque-Camopi / POC</b>											
1. Sienogranito (B102B)	11,9	46,47	0,255	0,15430 $\pm$ 8	0,511984 $\pm$ 3	-0,216	-12,76	-1,35	2,09*	2,34	2,75 $\pm$ 0,14
2. Granodiorito (85-980Y)	1,1	7,92	0,140	0,08482 $\pm$ 2	0,510943 $\pm$ 6	-0,569	-33,06	-2,83	2,11*	2,30	2,50 $\pm$ 0,22
<b>II. Perfil Trans-Amapá / PTA</b>											
3. Biotita Sienogranito (CA01)	18,4	118,92	0,154	0,09332 $\pm$ 25	0,510981 $\pm$ 7	-0,526	-32,32	-4,63	2,08*	2,43	2,63 $\pm$ 0,29
4. Biotita Sienogranito (CA02A)	7,0	62,63	0,112	0,06758 $\pm$ 74	0,510959 $\pm$ 48	-0,656	-32,75	2,06	2,09*	1,98	2,18 $\pm$ 0,06
5. Biotita Sienogranito (CA05A)	16,1	82,40	0,196	0,11831 $\pm$ 37	0,511511 $\pm$ 13	-0,399	-21,98	-0,77	2,10*	2,18	2,46 $\pm$ 0,14
6. Biotita álcali-feldspato Granito (CA06)	3,9	20,64	0,191	0,11539 $\pm$ 12	0,511150 $\pm$ 4	-0,413	-22,20	-0,27	2,10**	2,13	2,40 $\pm$ 0,12
7. Álcali-feldspato Granito (CA70A)	0,5	3,58	0,134	0,08109 $\pm$ 1	0,510867 $\pm$ 10	-0,588	-34,55	-3,38	2,10**	2,32	2,51 $\pm$ 0,24
8. Biotita álcali-feldspato Granito (CA08A)	3,6	15,50	0,232	0,14011 $\pm$ 10	0,511745 $\pm$ 16	-0,288	-17,42	-2,17	2,10*	2,39	2,72 $\pm$ 0,18
9. Anfíbolito (CA08B)	11,0	55,63	0,197	0,11915 $\pm$ 23	0,511570 $\pm$ 6	-0,394	-20,83	0,09	2,10**	2,09	2,39 $\pm$ 0,11
10. Monzogranito (CA09A)	7,5	57,63	0,131	0,07905 $\pm$ 23	0,510770 $\pm$ 9	-0,598	-36,44	-4,73	2,10**	2,41	2,59 $\pm$ 0,29
11. Biotita Sienogranito (CA10A)	1,8	10,15	0,180	0,10906 $\pm$ 4	0,511174 $\pm$ 10	-0,446	-28,56	-4,64	2,13*	2,53	2,75 $\pm$ 0,28
12. Biotita álcali-feldspato Granito (CA11A)	1,6	7,23	0,216	0,13029 $\pm$ 3	0,511556 $\pm$ 10	-0,338	-21,11	-3,21	2,10**	2,47	2,75 $\pm$ 0,22
13. Anfíbolito (CA11B)	4,3	24,83	0,172	0,10371 $\pm$ 10	0,511284 $\pm$ 15	-0,473	-26,41	-1,21	2,10*	2,21	2,45 $\pm$ 0,17
14. Diorito (BA22A)	7,9	38,46	0,204	0,12362 $\pm$ 23	0,511511 $\pm$ 7	-0,372	-21,98	-1,51	2,18*	2,34	2,61 $\pm$ 0,16
REGIÃO CENTRAL DO ESTADO DO AMAPÁ											
15. Charnóquito (CA13A)	4,1	22,00	0,187	0,11304 $\pm$ 6	0,510909 $\pm$ 6	-0,425	-33,73	-6,00	2,58*	3,13	3,29 $\pm$ 0,30
16. Charnóquito (CA13B)	3,3	24,60	0,134	0,08191 $\pm$ 9	0,510544 $\pm$ 8	-0,584	-40,85	-2,76	2,58*	2,76	2,92 $\pm$ 0,09
17. Charnóquito (CA14B)	3,4	17,13	0,196	0,11875 $\pm$ 9	0,511368 $\pm$ 9	-0,396	-24,77	1,37	2,62***	2,47	2,71 $\pm$ 0,04
18. Mobilizado granítico (CA14A)	1,9	14,26	0,133	0,08185 $\pm$ 3	0,510660 $\pm$ 6	-0,584	-38,58	-7,64	2,10**	2,61	2,78 $\pm$ 0,11
19. Charnóquito (BA21A)	3,3	17,02	0,193	0,11666 $\pm$ 10	0,511125 $\pm$ 6	-0,407	-29,51	-8,45	2,05*	2,86	3,05 $\pm$ 0,41
20. Tonalito (CA19B)	3,1	17,12	0,179	0,10850 $\pm$ 4	0,511026 $\pm$ 6	-0,448	-31,45	0,92	2,85**	2,77	2,96 $\pm$ 0,05
21. Monzogranito (CA18)	2,3	10,29	0,222	0,13406 $\pm$ 12	0,511474 $\pm$ 23	-0,318	-22,71	-6,21	2,05*	2,82	3,05 $\pm$ 0,32
22. Tonalito (CA17A)	1,7	11,16	0,154	0,09342 $\pm$ 7	0,510747 $\pm$ 16	-0,525	-36,89	1,01	2,85*	2,77	2,94 $\pm$ 0,05
23. Anfíbolito (CA16)	3,2	11,74	0,269	0,16261 $\pm$ 7	0,512149 $\pm$ 14	-0,173	-9,54	-0,34	2,10**	2,18	2,70 $\pm$ 0,10



De acordo com os dados apresentados na Tabela 19, pode-se constatar que, para 10 amostras de rochas granitóides (85-98OY, B102B, CA02A, CA07A, CA08A, CA09A, CA11A, CA13B, CA14A e CA18), os valores calculados para  $f_{(Sm-Nd)}$ , inferiores a -0,39 ou superiores a -0,54, correspondente a razões  $^{147}Sm/^{143}Nd$ , inferiores a 0,090 ou superiores a 0,125, são característicos de rochas que sofreram algum fracionamento químico. Esta suposição é resguardada pelos dados de  $f_{(Sm-Nd)}$  e de  $^{147}Sm/^{143}Nd$  de  $-0,45 \pm 0,10$  e  $0,09-0,12$ , respectivamente, para rochas não fracionadas apresentados por Sato & Siga Jr. (2000). Segundo os autores, as rochas que não apresentam valores de  $f_{(Sm-Nd)}$  e de  $^{147}Sm/^{143}Nd$  dentro desse intervalo, teriam sofrido fracionamento químico de Sm-Nd sendo esse, possivelmente ligado a um processo de fusão parcial de um protólito crustal pré-existente.

Tabela 20 – Fracionamento químico das rochas granitóides da região centro-norte do Amapá, baseado nos valores das razões  $^{147}Sm/^{144}Nd$  e de  $f_{(Sm-Nd)}$ .

Litologia (Amostras)	$f_{(Sm-Nd)}$	$^{147}Sm/^{144}Nd$
$\Rightarrow$ Granitóides não Fracionados ( $f_{(Sm-Nd)}$ : -0,54 e -0,39; $^{147}Sm/^{144}Nd$ entre: 0,09 e 0,12)		
Biotita Sienogranito (CA01)	-0,526	0,0933
Biotita Sienogranito (CA05A)	-0,399	0,1183
Sienogranito (CA06)	-0,413	0,1154
Biotita Sienogranito (CA10A)	-0,446	0,1091
Chamoquito com Granada (CA13A)	-0,425	0,1130
Chamoquito com Granada (CA14B)	-0,396	0,1188
Tonalito (CA17A)	-0,525	0,0934
Tonalito (CA19B)	-0,448	0,1085
Chamoquito (B21A)	-0,407	0,1167
$\Rightarrow$ Granitóides Fracionados ( $f_{Sm-Nd} = < -0,39$ e $> -0,54$ ; $^{147}Sm/^{144}Nd = < 0,090$ ou $> 0,125$ )		
Biotita sienogranito (CA02A)	-0,656	0,0676
Álcali-feldspato granito (CA07A)	-0,588	0,0811
Biotita Álcali-feldspato granito (CA08A)	-0,288	0,1401
Monzogranito (CA09A)	-0,598	0,0791
Biotita Álcali-feldspato granito (CA11A)	-0,338	0,1303
Chamoquito com ortopiroxênio (CA13B)	-0,584	0,0819
Mobilizado Granítico (CA14A)	-0,584	0,0819
Monzogranito (CA18)	-0,318	0,1341
Ortognaisse granodiorítico (85-98OY)	-0,569	0,0848
Sienogranito (B102B)	-0,216	0,1543

Seguindo a suposição acima, constata-se que os valores de  $f_{(Sm-Nd)}$  e das razões  $^{147}Sm/^{143}Nd$ , para um outro conjunto com nove amostras de rochas granitóides (CA01, CA05A, CA06, CA10A, CA13A, CA14B, CA17A, CA19B e B21A) estão dentro da faixa de rochas que não sofreram fracionamento químico Sm-Nd. A Tabela 20 reúne as amostras anteriormente enumeradas, sintetizando os dados relativos ao fracionamento químico  $f_{(Sm-Nd)}$  e das razões  $^{147}Sm/^{143}Nd$  determinados para as mesmas.

Para as rochas que apresentaram um fracionamento químico da razão Sm-Nd, as idades modelo  $T_{(DM)}$  calculadas em modelo de estágio simples são susceptíveis de não possuir significado geológico. No entanto, a comparação entre as idades modelo  $T_{(DM)}$  dessas amostras com aquelas que não sofreram fracionamento químico Sm-Nd (Tabelas 19 e 20), mostra que não há evidências de variação sistemática das idades modelo de acordo com o grau de fracionamento. Por exemplo, o granulito a granada (CA14B) apresenta uma razão Sm-Nd não fracionada e mostra evidências claras de fusão parcial. Porém, o leucossoma *in situ* (CA14A) dessa rocha apresenta uma razão Sm-Nd fracionada e as idades modelo  $T_{(DM)}$  de 2,71 Ga e 2,78 Ga,

respectivamente, são similares dentro do erro (Tabela 19). Sendo assim, o cálculo de idades modelo  $T_{(DM)}$  em estágio duplo parece desnecessário, porém, as idades das amostras fracionadas serão tratadas com cautela. A Figura 37 exhibe o diagrama de evolução da composição isotópica de Nd [ $\epsilon_{Nd}(T)$ ], durante o tempo geológico (T) de acordo com a razão Sm-Nd, para as diferentes amostras com idades arqueanas e paleoproterozóicas, e estudadas nesse trabalho. Esse diagrama inclui ainda, as curvas de evolução mantélica (CHUR) e de evolução do manto empobrecido (DM) proposto por DePaolo (1981).

### 9.1 - INTERPRETAÇÕES DOS RESULTADOS ISOTÓPICOS Sm-Nd: Idades modelo $T_{(DM)}$

O conjunto de amostras paleoproterozóicas e arqueanas analisadas apresenta uma grande variação de idades modelo, espalhando-se entre 3,29 Ga e 2,18 Ga. Para as rochas com idades, Pb-Pb em zircão, de cristalização arqueanas, um intervalo de idades entre 3,29 Ga e 2,71 Ga foi definido. Para essas rochas, os valores atuais de  $\epsilon_{Nd}$  ficaram entre -24,77 e -40,84 e os valores de  $\epsilon_{Nd}(T)$  definiram um intervalo de +1,37 até -6,00. A partir das amostras CA17A, CA13A, CA13B e CA19B um valor médio da idade modelo  $T_{(DM)}$  de  $2,95 \pm 0,06$  Ga ( $2\sigma$ ) e um valor médio de  $\epsilon_{Nd}$  atual de  $-34,49 \pm 6,44$  ( $2\sigma$ ) foram calculados segundo os procedimentos adotados em Ludwig (1980), utilizando o programa ISOPLOT/EX (versão 2.33) de Ludwig (2000). A amostra CA14B não foi incluída no cálculo de média, pois a idade modelo é significativamente inferior às das outras rochas arqueanas.

Para as rochas paleoproterozóicas, as idades modelo  $T_{(DM)}$  se espalham em um intervalo entre 3,05 Ga e 2,18 Ga. Excetuando-se o biotita-sienogranito CA02A, com idade modelo de 2,18 Ga,  $\epsilon_{Nd}$  atual = -2,75 e  $\epsilon_{Nd}(2,09Ga) = +2,06$ , todas as amostras definiram um intervalo de idades modelo  $T_{(DM)}$  entre 3,05 Ga e 2,39 Ga, com um valor médio de  $2,60 \pm 0,08$  Ga ( $2\sigma$ ). Os valores atuais de  $\epsilon_{Nd}$  para essas rochas situaram-se em um intervalo entre -9,54 e -38,58, com um valor médio calculado de  $-23,2 \pm 4,7$  ( $2\sigma$ ). Os valores de  $\epsilon_{Nd}$  no momento da cristalização das rochas  $\epsilon_{Nd}(T)$  variam entre +0,09 e -8,45. Novamente, os valores médios de idade modelo e  $\epsilon_{Nd}$  atual foram determinados de acordo com Ludwig (1980), utilizando o programa ISOPLOT/EX (versão 2.33) de Ludwig (2000).



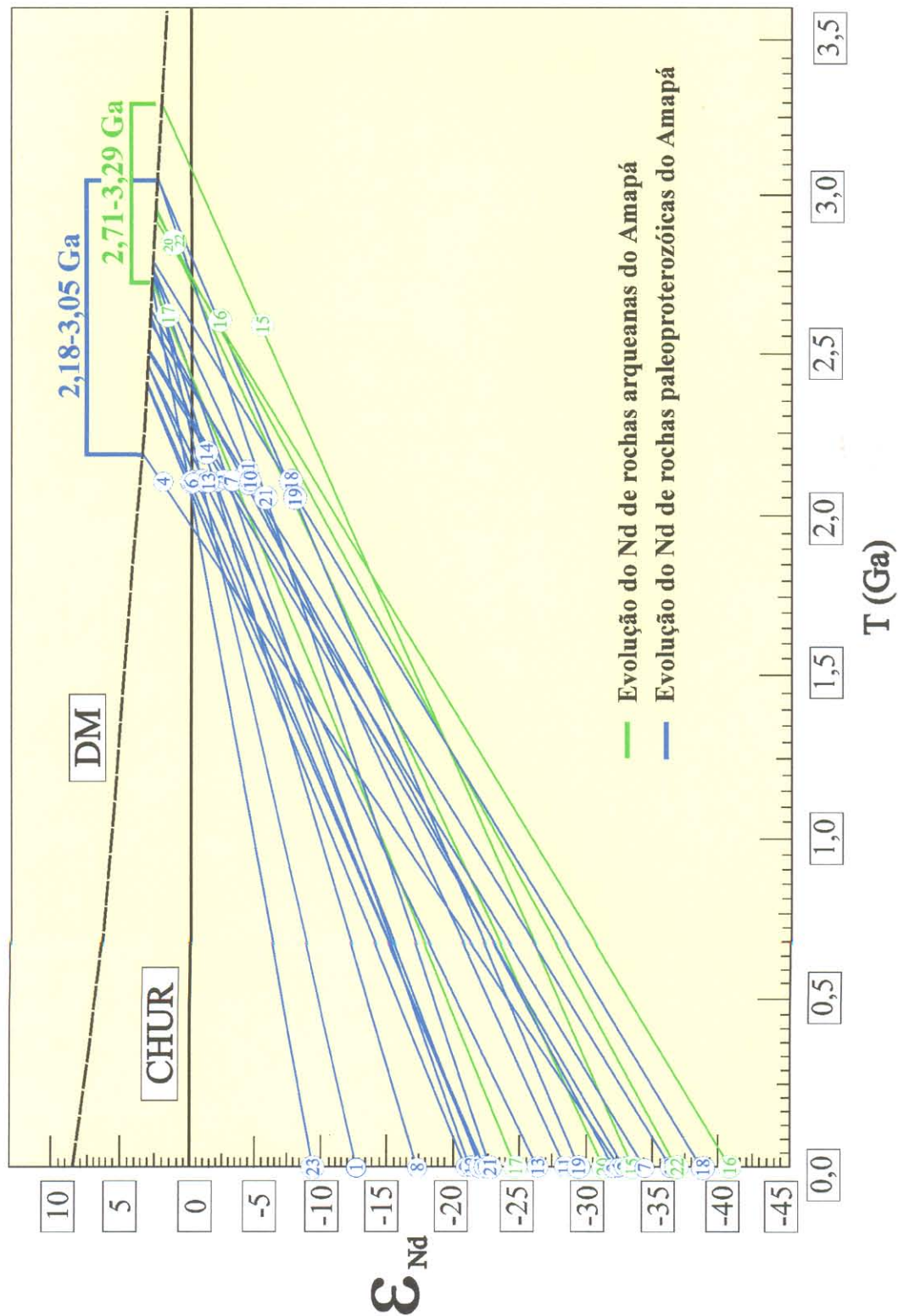


Figura 37 - **Diagrama Idade (Ga) versus  $\epsilon_{Nd}$**  (DePaolo 1981). Resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total, idades modelo  $T_{(DM)}$  das amostras da região centro-norte (POC e TPA) do Estado do Amapá-Brasil, sudeste do Escudo das Guianas. São apresentados os dados obtidos para as rochas com idades Pb-Pb em zircão arqueanas, (15: CA13A, 16: CA13B, 17: CA14B, 20: CA19B, 22: CA17A) e para as rochas com idades Pb-Pb em zircão paleoproterozóicas (1: B102B; 2: 85-98OY; 3: CA01, 4: CA02, 5: CA5A, 6: CA06, 7: CA7a, 8: CA8A, 9: CA8B, 10: CA9A, 11: CA10A, 12: CA11A, 13: CA11B, 14: BA22A, 18: CA14A, 19: BA21A, 21: CA18, 23: CA16). A numeração como apresentada na Tabela 19.

A discussão dos dados será realizada separadamente para as rochas, com idades Pb-Pb em zircão, arqueanas entre 2,85 Ga e 2,58 Ga (amostras: CA17A e CA19B; CA13A, CA13B, CA14B), e para as rochas com idades, Pb-Pb em zircão, paleoproterozóicas, entre 2,18 Ga e 2,05 Ga (amostras: CA01, CA02, CA5A, CA06, CA07A, CA08A, CA08B, CA09A, CA10A, CA11A, CA11B, CA14A, CA16, CA18, BA21A, BA22A, 85-98OY, B102B). A relação entre a localização geográfica da rocha e o dado isotópico, respectivo, bem como as diferenças de resultados isotópicos observados entre as rochas félsicas e as rochas máficas associadas, serão também discutidas. É o caso das amostras de anfibólitos CA08B, BA11B e CA16.

#### 9.1.1 - Resultados Isotópicos Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) para as Rochas com Idades Pb-Pb em Zircão Arqueanas

As rochas arqueanas são localizadas na porção central do Amapá e apresentaram duas épocas distintas de formação, uma para as rochas granulíticas, em torno de 2,60 Ga (CA13A, CA13B e CA14B), e a outra para os ortognaisses tonalíticos, em torno de 2,85 Ga (CA17A e CA19B). As idades modelo  $T_{(DM)}$  espalharam-se entre 3,29 Ga e 2,71 Ga, fornecendo um valor médio de  $2,95 \pm 0,06$  Ga para a idade e de  $-34,49 \pm 6,44$  para o valor médio atual de  $\epsilon_{Nd}$ , (Figura 38).

A Figura 39 apresenta o diagrama de evolução isotópica do Nd em função do tempo para essas amostras, incluindo a linha de evolução média para a crosta arqueana baseada nas médias de idades e  $\epsilon_{Nd}$ . Os dados isotópicos indicam, portanto, um episódio de formação de crosta continental mesoarqueano, em torno de 2,90–3,0 Ga, com base na média de idades, na região central do Amapá. Um episódio de acreção crustal com idade similar foi identificado na Província de Carajás (Macambira & Lafon 1995; Cordani & Sato 1999, Tassinari & Macambira 1999, Souza et al. 2001). As idades de 2,71 Ga e 3,29 Ga fornecidas pelos granulitos CA14B e CA13A, respectivamente, poderiam representar outros episódios de acreção crustal, porém no caso da amostra CA13A, o erro sobre a determinação da idade sobrepõe-se ao valor médio de 2,95 Ga e, no caso da amostra CA14B, o valor mais baixo pode ser o resultado de perturbação do sistema Sm-Nd, relacionado ao metamorfismo de alto grau sofrido por essa rocha. Para as rochas tonalíticas (CA17A e CA19B), a comparação das idades de cristalização, em torno de 2,85 Ga, e das idades modelo  $T_{(DM)}$  em torno de 2,95 Ga, bem como os valores de  $\epsilon_{Nd}(T)$  positivos, de +1,01 e +0,92, respectivamente, indicam um curto tempo de residência crustal para os protólitos destas rochas, após a diferenciação mantélica.



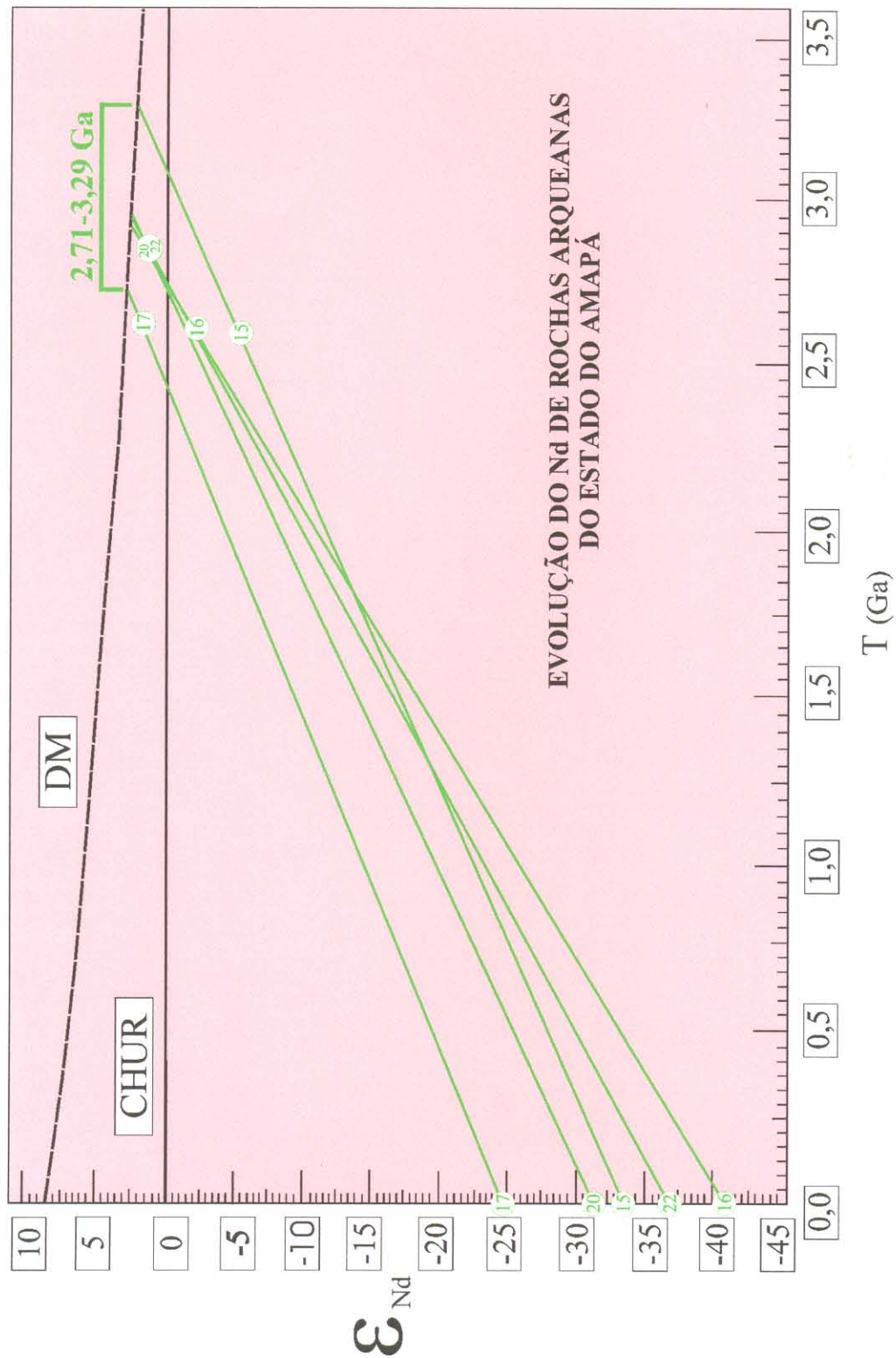


Figura 38 - Diagrama Idade (Ga) versus  $\epsilon_{Nd}$  (DePaolo 1981). Linhas de evolução do Nd para as rochas com idades, Pb-Pb em zircão arqueanas, (15: CA13A, 16: CA13B, 17: CA14B, 20: CA19B, 22: CA17A), ao longo do perfil Trans-Amapá, na região central do Estado do Amapá. A numeração como na Tabela 19.

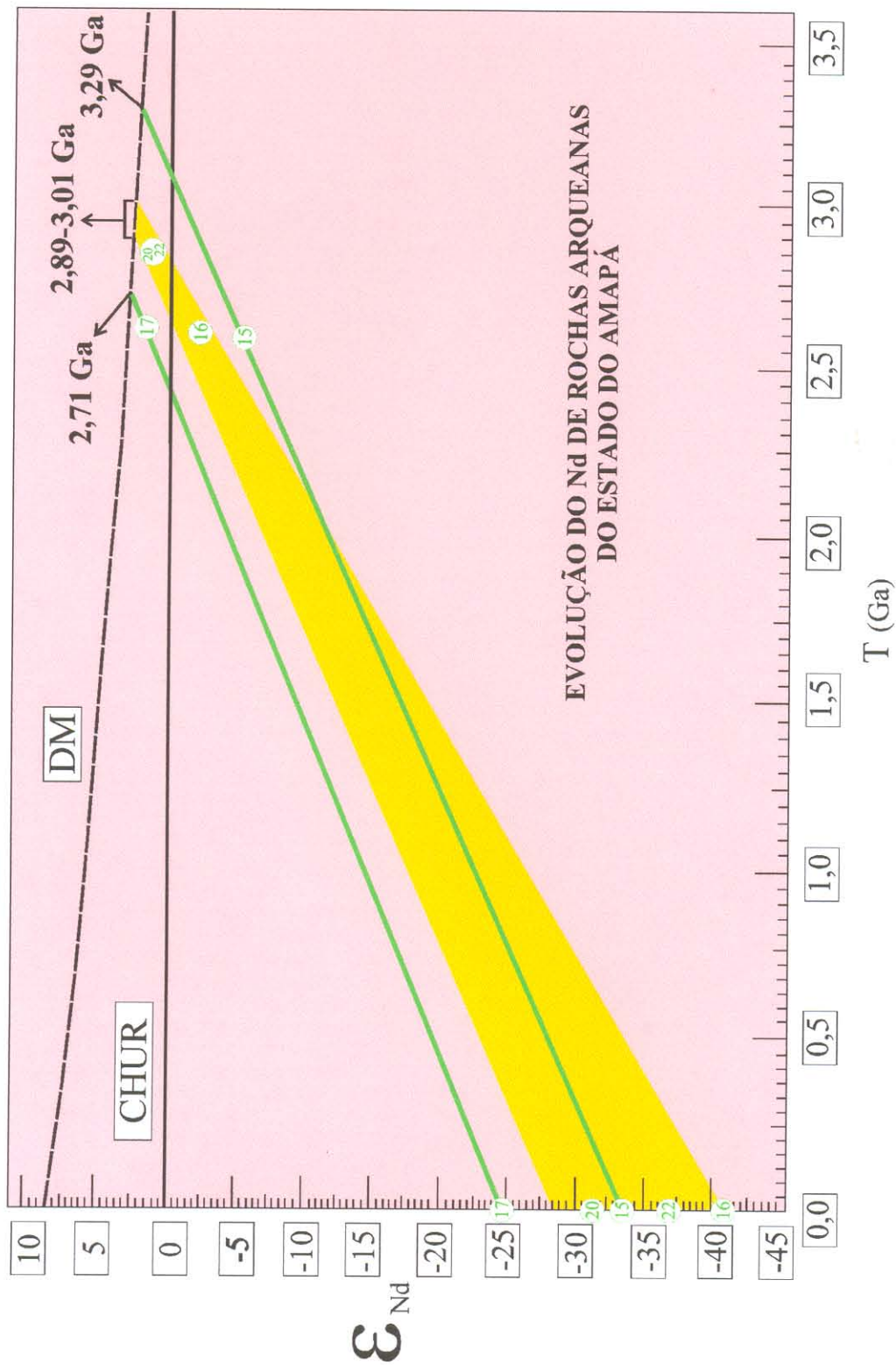


Figura 39 - Diagrama Idade (Ga) versus  $\epsilon_{Nd}$  (DePaolo 1981). Evolução isotópica do Nd para as rochas com idades, Pb-Pb em zircão arqueanas. Em destaque as linhas de evolução do Nd para as amostras com valores extremos de idades modelo  $T_{(DM)}$  e o campo de evolução formado pela média das idades modelo  $T_{(DM)}$  e os valores médios de  $\epsilon_{Nd}$  calculados para essas rochas, conforme indicado no texto. Numeração como apresentada na Tabela 19.



### 9.1.2 - Resultados Isotópicos Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) para as Rochas com Idades de Cristalização, Pb-Pb em zircão, Paleoproterozóicas.

Para o conjunto de 17 amostras com idade de cristalização paleoproterozóica, as idades modelo  $T_{DM}$  vão desde o Paleoproterozóico até o Arqueano, definindo um intervalo de idades entre **3,05 Ga** e **2,18 Ga** e valores de  $\epsilon_{Nd}(T)$  desde 2,09 até -4,73, como já mencionado anteriormente (Figura 36). Das amostras analisadas, uma forneceu uma idade modelo  $T_{DM}$  de 2,18 Ga e duas definiram uma idade modelo  $T_{DM}$  de 3,05 Ga. O resto das amostras apresenta idades entre 2,39 e 2,75 Ga. A primeira vista, excluindo a amostra de metagranito (CA02A), as rochas paleoproterozóicas do Amapá apresentam um longo tempo de residência crustal e foram originadas por retrabalhamento de uma crosta continental mais antiga de, no mínimo, 200 Ma até cerca de 1,0 Ga, em lugar de uma origem por fusão mantélica ou de um protólito crustal diferenciado durante a Orogênese Transamazônica. As idades modelo, caso forem consideradas como representativas do tempo de residência crustal, sugerem, portanto uma sucessão de episódios de acreção durante um período de tempo muito longo no Meso- e Neoarqueano e no início do Paleoproterozóico. No entanto, quando os dados geocronológicos Sm-Nd são avaliados de acordo com a localização geográfica das amostras, verificam-se diferenças significantes nos resultados isotópicos obtidos entre as amostras provenientes da região central do Amapá, onde foram identificados núcleos arqueanos preservados e àquelas provenientes da porção norte, incluindo a região de fronteira com a Guiana Francesa (Figura 40).

As idades modelo  $T_{DM}$  mais antigas foram obtidas para as rochas granitóides e anfibolitos da região central do Estado do Amapá no intervalo entre 3,05 Ga e 2,70 Ga. Um plúton charnoquítico (BA21A) e um granitóide (CA18), o qual apresentou cristais de zircão com componente de Pb herdado com idade de até 2,56 Ga, forneceram as idades modelo  $T_{DM}$  de 3,05 Ga enquanto que o anfibolito CA16 e o leucossoma do granulito félsico CA14 (amostra CA14A) apresentaram idades modelo  $T_{DM}$  de 2,70-2,71 Ga. Esses resultados sugerem a existência de dois episódios de acreção juvenil no Mesoarqueano e no Neoarqueano, na porção central do Amapá. O episódio de 3,05 Ga é compatível com aquele identificado em torno de  $2,93 \pm 0,06$  Ga, a partir das idades modelo  $T_{DM}$ , obtidos nas rochas arqueanas da região. O episódio neoarqueano em torno de 2,70-2,71 Ga é compatível com a idade modelo  $T_{DM}$  de 2,71 Ga encontrado para o granulito CA14B que produziu o leucossoma CA14A, por fusão *in situ*, porém não se pode descartar a possibilidade de que a idade modelo  $T_{DM}$  não tenha significado de idade de

diferenciação magmática, já que a amostra de anfibolito CA16 tem razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  elevada ( $\sim 0,163$ ) e que o granulito CA14 sofreu processos de fusão parcial que poderiam ter fracionado a razão Sm-Nd e, conseqüentemente, interferido no cálculo da idade modelo em estágio simples.

Os dados isotópicos Sm-Nd para os granitóides e anfibolitos da região norte do Estado do Amapá, onde não foi identificada a presença de unidades arqueanas preservadas, forneceram idades modelo  $T_{(\text{DM})}$  de 2,18 Ga para um metagranitóide (amostra CA02A), e de 2,39 até 2,75 Ga para as outras amostras. Não há evidências de um padrão de variação sistemática das idades, em função da distribuição geográfica das amostras no setor norte do Amapá, encontrando-se idades mais baixas e mais antigas em áreas próximas (amostras CA01 e CA02A, por exemplo, Figuras 17 e 18). A idade modelo de 2,18 Ga do metagranitóide (CA02A) é compatível com o período de acreção crustal eo-transamazônica na Guiana Francesa, proposto por Vanderhaeghe et al. (1998) e Delor et al. (2001a, 2001b) e é testemunha de formação de crosta juvenil eo-transamazônica na porção norte do Amapá. Por outro lado, nenhuma idade modelo no intervalo de 2,92-3,05 Ga, evidenciadas nos granitóides da porção central do Amapá, foi encontrada em rochas da porção norte.

É pouco provável que as variações de idades modelo  $T_{(\text{DM})}$  observadas nos granitóides e nos anfibolitos, sejam representativas de episódios sucessivos de acreção crustal durante um longo período de tempo, em torno de 340 Ma, considerando-se o intervalo de idades entre 2,75 Ga até 2,39 Ga. Embora essa possibilidade não seja descartada, a priori, os dados Sm-Nd obtidos são sugestivos de outras alternativas de interpretação.

Considerando que as idades modelo  $T_{(\text{DM})}$  poderiam retratar processos de acreção crustal durante um longo período de tempo, um episódio de diferenciação manto-crosta em torno de  $2,65 \pm 0,07$  Ga é sugerido a partir da média das idades modelo, calculada com todas as rochas magmáticas com idades de cristalização paleoproterozóica. Nesse caso, a possibilidade da existência de um evento de acreção crustal Neoarqueano é reforçada. A evolução isotópica do Nd em função do tempo para este episódio é apresentada na Figura 41, junto com a evolução do segmento crustal diferenciado do manto no Mesoarqueano, utilizando o valor médio de  $2,93 \pm 0,06$  Ga.

A consideração dessa possibilidade implica em admitir que as rochas do setor norte do Amapá, teriam sido produzidas pela fusão intracrustal, durante a orogênese Transamazônica, de protólitos provenientes de um segmento crustal Neoarqueano. Conseqüentemente, a existência de uma crosta continental neoformada no Paleoproterozóico, em todo o Amapá, seria minimizada, considerando-se que apenas um granitóide com idade modelo  $T_{(\text{DM})}$  de 2,18 Ga (CA02A) foi



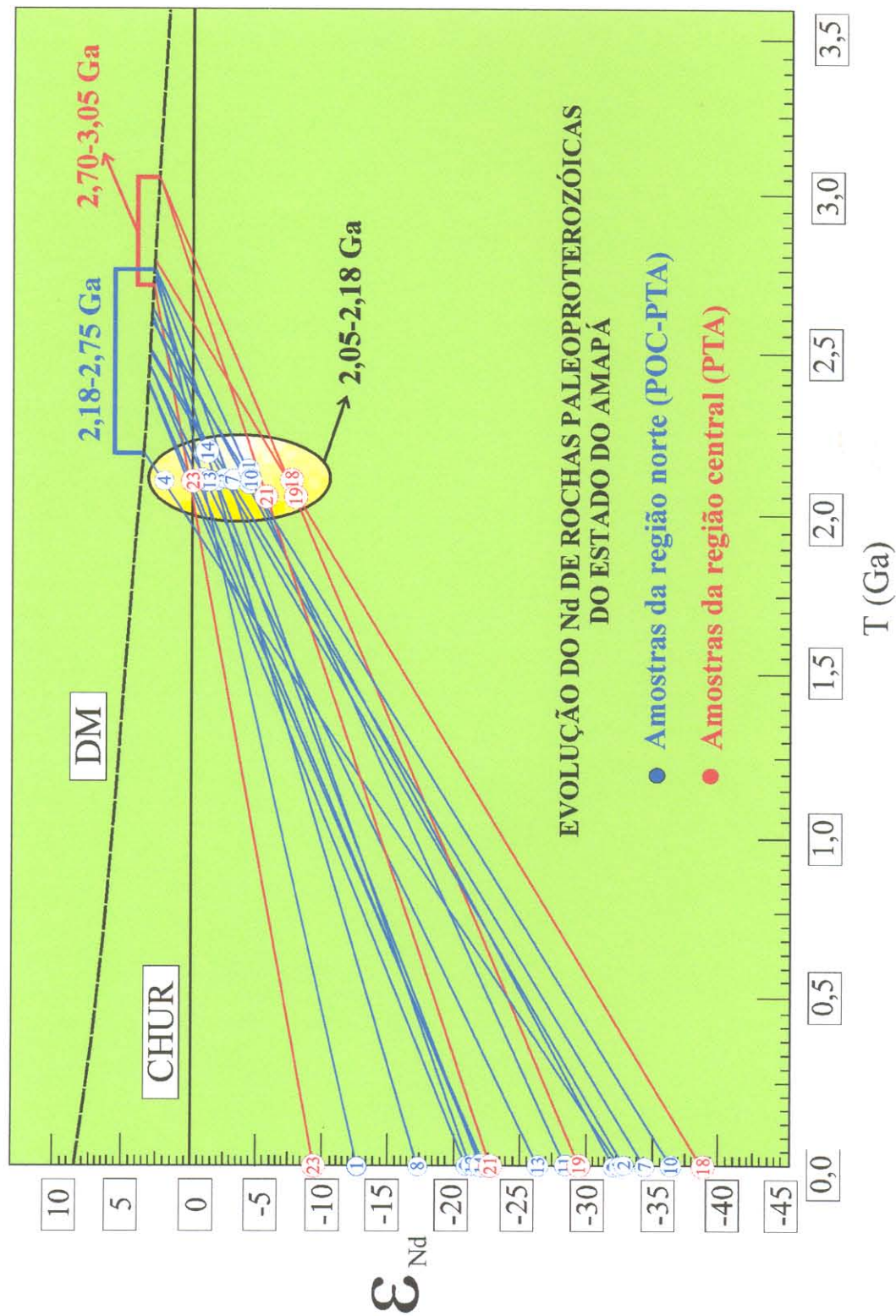


Figura 40 - Diagrama Idade (Ga) versus  $\epsilon_{Nd}$  (DePaolo 1981). Resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total, idades modelo  $T_{DM}$  das amostras da região centro-norte do Estado do Amapá-Brasil, perfis Oiapoque-Camopi / POC e Trans-Amapá / TPA, sudeste do Escudo das Guianas. São apresentados os dados obtidos para as rochas com idades Pb-Pb em zircão paleoproterozóicas (1: B102B; 2: 85-98OY; 3: CA01, 4: CA02, 5: CA5A, 6: CA06, 7: CA7a, 8: CA8A, 9: CA8B, 10: CA9A, 11: CA10A, 12: CA11A, 13: CA11B, 14: BA22A, 18: CA14A, 19: BA21A, 21: CA18, 23: CA16). Numeração como apresentada na Tabela 19.

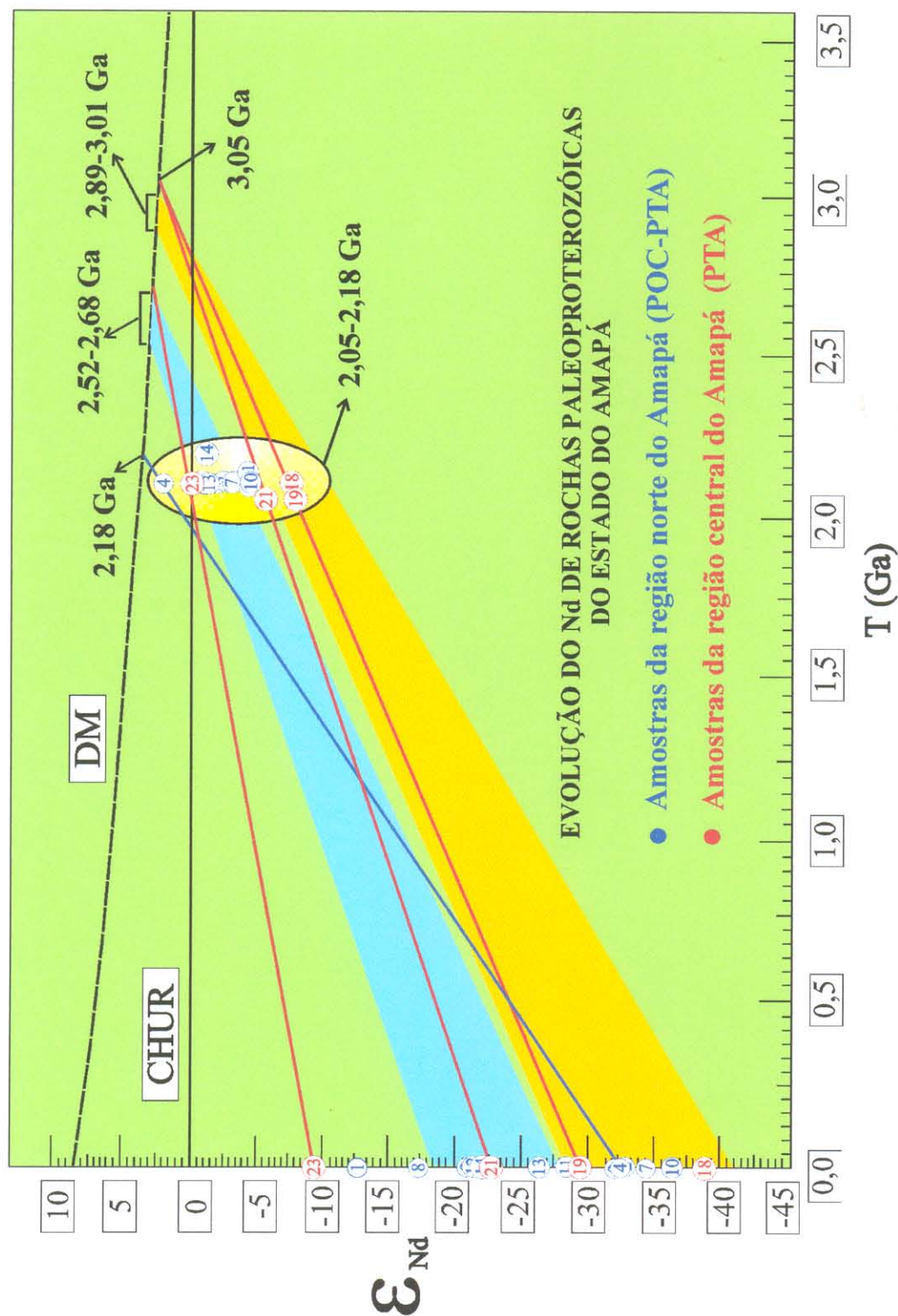


Figura 41 - **Diagrama Idade (Ga) versus  $\epsilon_{Nd}$  (DePaolo 1981)**. Resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total, idades modelo  $T_{DM}$  das amostras da região centro-norte do Amapá. São apresentados os campos definidos pelas médias de idades  $T_{DM}$  e de valores atuais de  $\epsilon_{Nd}$  (0) para as rochas arqueanas e paleoproterozóicas. Numeração como apresentada na Tabela 19.



derivado a partir de uma crosta tipicamente juvenil, eo-Transamazônica. Por outro lado, a determinação de uma média para as idades modelo das rochas do setor norte deve ser tratada com cautela, pois considera rochas com um amplo intervalo de variação de idades modelo  $T_{(DM)}$ , 2,75-2,18 Ga. Nesse sentido, a identificação de um segmento crustal neoarqueano, no período entre 2,72-2,58 Ga poderia ser apenas virtual.

Para duas rochas anfíbolíticas da região norte do Amapá (CA08B e CA11B), as idades modelo  $T_{(DM)}$  são significativamente mais novas (2,39 Ga e 2,45 Ga, respectivamente) que as idades modelo  $T_{(DM)}$  das rochas graníticas as quais estão associadas (2,72 Ga e 2,75 Ga, respectivamente). A origem dessas rochas anfíbolíticas não foi determinada, porém estas poderiam representar xenólitos de *greenstone belts* transamazônicos, assimilados pelo magma granítico e datados em torno de 2,26 Ga, na região de Ipitinga, na fronteira entre Pará e Amapá (McReath & Faraco 1997). Desse modo, as diferenças de idades modelo  $T_{(DM)}$  observadas entre as rochas graníticas e anfíbolíticas poderiam refletir o envolvimento de fontes com tempo de residência crustal diferentes ou, alternativamente, a participação de diferentes quantidades de material crustal herdado na fonte das mesmas. Para os granitóides é apontada uma fonte a partir da fusão de material crustal predominantemente arqueano, enquanto que para os anfíbolitos é sugerida uma fonte formada a partir da fusão de material mantélico, juntamente com a participação de material crustal arqueano.

Uma outra alternativa possível é considerar que as idades modelo  $T_{(DM)}$  obtidas nas rochas da região norte do Amapá sejam o resultado de processos de mistura de material juvenil paleoproterozóico, eo-transamazônico, com material crustal mesoarqueano, em proporções variadas. Essa hipótese é aceitável, pois permitiria explicar as grandes variações de idades modelo  $T_{(DM)}$ , bem como as diferenças entre os dados isotópicos Sm-Nd das rochas anfíbolíticas e dos granitóides. Tal proposta justificaria também o fato de que as idades Pb-Pb em cristais de zircão detríticos do quartzito da região de Camopi sejam espalhados em um intervalo de 2,77 – 3,19 Ga, portanto mais antigo que todas as idades modelo  $T_{(DM)}$  da região norte do Amapá. Um modelo de mistura entre um componente originado de um segmento crustal diferenciado do manto no Paleoproterozóico, no período eo-Transamazônico e um componente crustal Mesoarqueano, envolvido na orogênese Transamazônica, é apresentado na Figura 42.

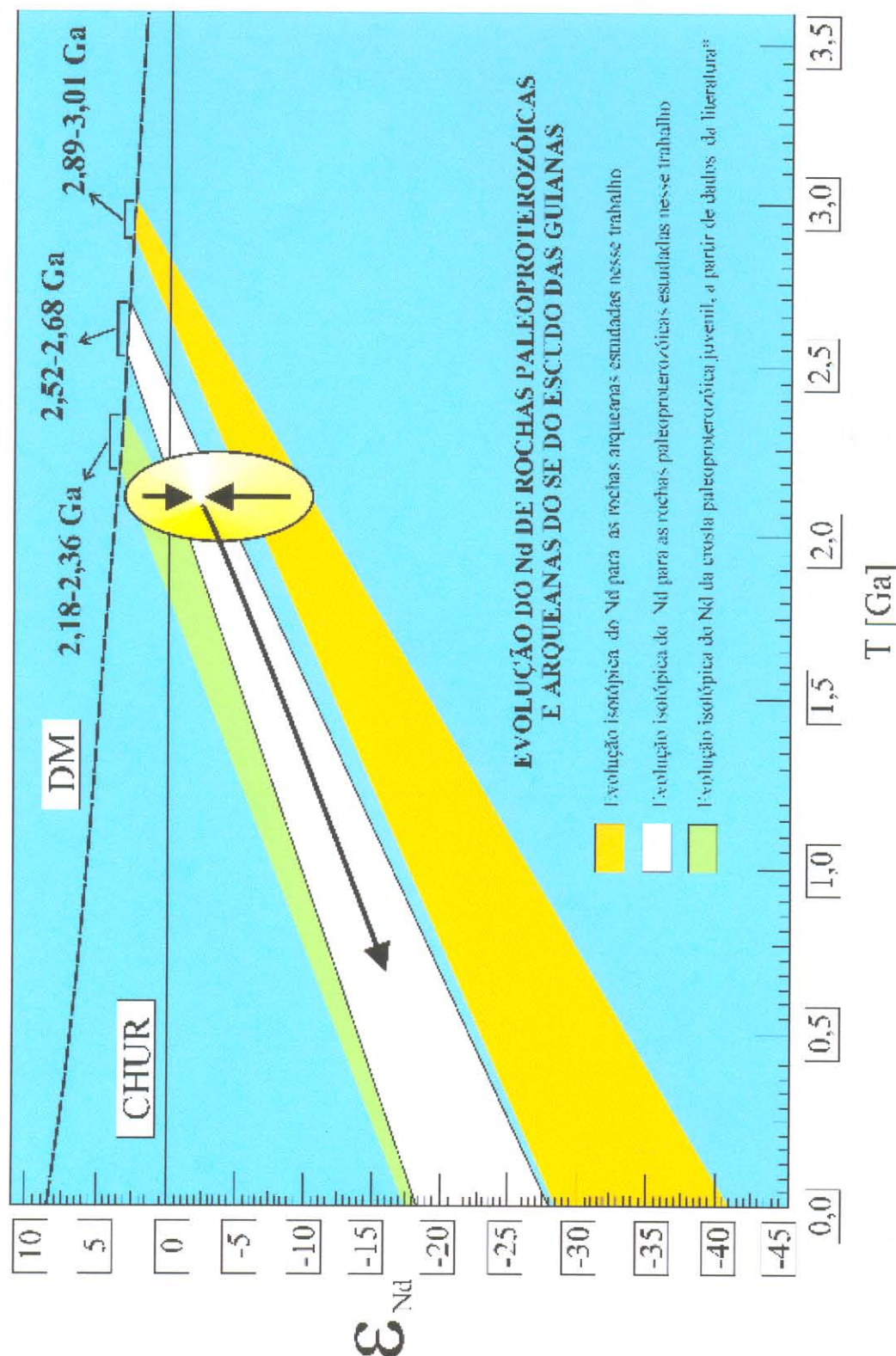


Figura 42 - **Diagrama Idade T (Ga) versus  $\epsilon_{Nd}$**  (DePaolo 1981). Linhas de evolução do Nd das rochas arqueanas e paleoproterozóicas do SE do Escudo das Guianas. Um modelo de mistura, em proporções variáveis, de um componente crustal meso-arqueano e um componente paleoproterozóico é indicado a partir do campo, em branco, estabelecido pela média dos dados isotópicos Sm-Nd obtidos para as rochas paleoproterozóicas do Estado do Amapá, no sudeste do Escudo das Guianas. \*A evolução do componente paleoproterozóico juvenil, eo-transamazônico, foi elaborada a partir de dados isotópicos Sm-Nd disponíveis para rochas da Guiana Francesa e Guiana (Capdeville et al. 1999, Voicu et al. 1999).



Nessa figura, a evolução isotópica de Nd do componente crustal mesoarqueano retrabalhado é definido pela média de idades modelo  $T_{(DM)}$  ( $2,93 \pm 0,06$  Ga) e  $\epsilon_{Nd}$  ( $-35,65 \pm 4,85$ ) das rochas arqueanas da porção central do Amapá, enquanto que a evolução isotópica do Nd do componente crustal juvenil eo-Transamazônico é definida a partir dos dados Sm-Nd publicados para rochas da Guiana Francesa e Guiana, os quais serão apresentados posteriormente (Voicu et al. 1999, Capdevila et al. 1999), e que forneceram idades modelo  $T_{(DM)}$  eo-transamazônicas, entre 2,18-2,36 Ga e razões Sm/Nd não fracionadas ( $0,09 < {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} < 0,12$ ), bem como valores atuais de  $\epsilon_{Nd}$  entre  $-28,05$  e  $-17,5$ . Nesse mesmo diagrama é apresentado, também, o campo de evolução isotópica de Nd do componente crustal neoarqueano, com idade modelo  $T_{(DM)}$  de  $2,65 \pm 0,07$  Ga e de  $\epsilon_{Nd}$  de  $-22,0 \pm 4,1$  definido pela média das rochas paleoproterozóicas da porção centro-norte do Amapá, o qual foi apresentado anteriormente na Figura 41. É sugerido um modelo de mistura em proporções variáveis, dando uma evolução aparente com idades modelos intermediárias, a semelhança do que foi discutido em Arndt & Goldstein (1987) Figura 43.

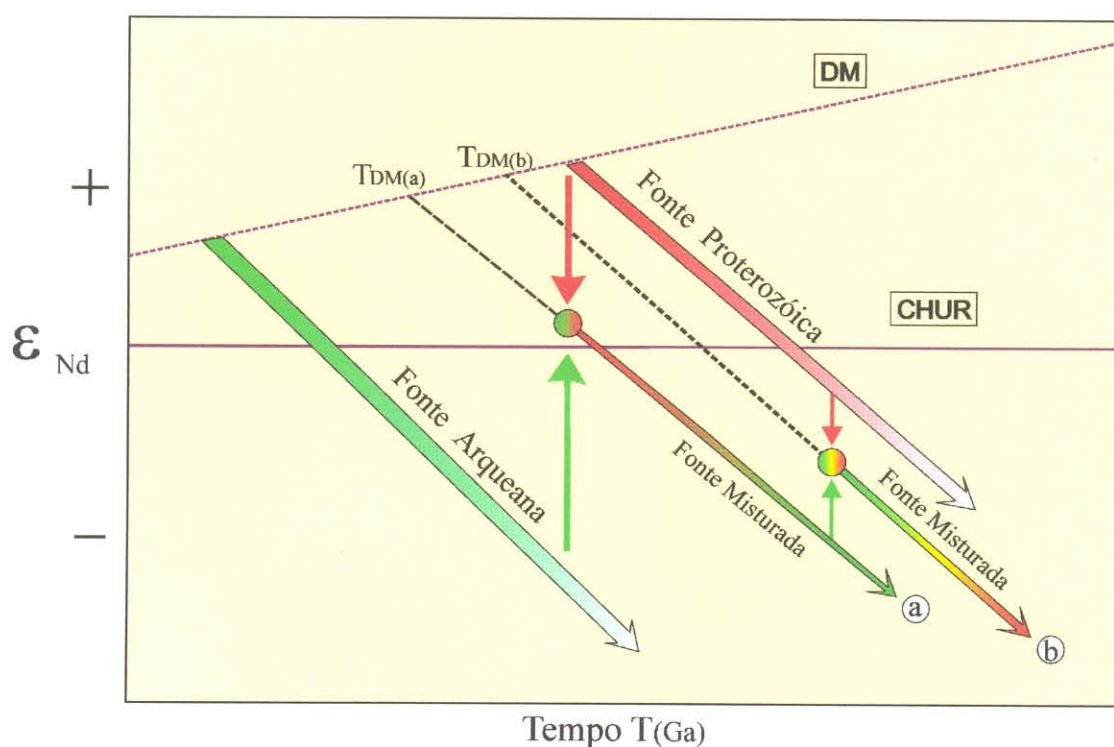


Figura 43 - Diagrama de evolução isotópica de Nd durante o tempo geológico ilustrando o modelo de mistura de fontes arqueana e proterozóica, dando uma evolução aparente com idade intermediária para a rocha, segundo Arndt & Goldstein (1987). (a) e (b) rochas de fontes misturadas.

De acordo com o que já foi comentado no Capítulo 6, segundo Arndt & Goldstein (1987), o estudo isotópico Sm-Nd possibilita a avaliação da “história de crescimento crustal”, fornecendo por vezes idades de “diferenciação manto-crosta”, somente se as idades modelo  $T_{(DM)}$  forem coincidentes ou próximas de algum evento orogênico bem caracterizado por métodos independentes como, por exemplo, o método U-Pb em zircão. Por outro lado, quando as idades modelo  $T_{(DM)}$  não coincidem com nenhum evento orogênico bem caracterizado, os autores sugerem que essas idades sejam apenas interpretadas como uma idade média de uma fonte misturada. Em tais condições, os autores propõem o termo “idade de residência crustal” ou, simplesmente, idade modelo de Nd, minimizando assim o uso do termo “idade de formação de crosta”, que poderia gerar confusões. Arndt & Goldstein (1987) citam os eventos orogênicos de maior importância em escala global, com desenvolvimento de crosta primitiva, em torno de 3,5 Ga, entre 2,7 e 2,5 Ga, ou entre 1,9 e 1,8 Ga. Portanto, a obtenção de uma idade modelo  $T_{(DM)}$  intermediária, entre esses períodos, é reveladora de processos de mistura de fontes para a rocha investigada.

Na Amazônia oriental, nenhum evento de acreção crustal importante foi identificado, até o momento, no intervalo de 2,58-2,72 Ga. Para a Província de Carajás um evento de acreção crustal Mesoarqueano está bem definido no intervalo entre 3,0-2,9 Ga, como já referido (Macambira & Lafon 1995; Cordani & Sato 1999, Tassinari & Macambira 1999, Cordani et al. 2000, Souza et al. 2001). Embora a evolução dessa província se estenda até o final do Arqueano, por volta de 2,5 Ga, não há evidências de formação de grande volume de rochas após 2,72 Ga e, nenhum evento de diferenciação crustal foi identificado no Neoarqueano. Idades modelo  $T_{(DM)}$  em torno de 2,5-2,6 Ga foram obtidos em algumas rochas vulcânicas da Serra dos Carajás, porém essas idades são resultados de perturbação do sistema Sm-Nd dessas rochas, que via de regra, são bastante hidrotermalizadas (Olszewski et al. 1989). Alguns granitos e vulcânicas paleoproterozóicas também forneceram idades modelo  $T_{(DM)}$  em torno de 2,6-2,5 Ga (Sato & Tassinari 1997), porém, Macambira et al. (2000) mostraram que os granitos paleoproterozóicos da Província de Carajás são produtos de fusão dos granitóides arqueanos gerados a 2,87 Ga.

Embora a datação pelo método de Pb-Pb em zircão de algumas rochas graníticas paleoproterozóicas do Amapá (Amostras CA8A e CA18), tenha evidenciado um componente de Pb herdado em cristais de zircão, com idades de 2,50 Ga até 2,60 Ga, não foi identificada a presença de grande volume de rochas neoarqueanas. Além disso, excetuando-se o granulito CA14, as outras rochas granulíticas que forneceram idades Pb-Pb em zircão em torno de 2,60 Ga



para a cristalização dos seus protólitos ígneos, definiram idades modelo  $T_{(DM)}$  entre 2,92 Ga e 3,29 Ga, mostrando que eram produtos de retrabalhamento crustal, no Neoarqueano, de um segmento de crosta diferenciada do manto, no Mesoarqueano. Apesar de não ter sido datada, a rocha anfibolítica CA16 foi assumida como tendo uma idade paleoproterozóica, como no caso das outras rochas anfibolíticas da região norte do Amapá. A idade modelo  $T_{(DM)}$  de 2,70 Ga seria também resultado de uma contaminação em grau maior, pelas rochas mesoarqueanas que predominam na região central, em relação às rochas anfibolíticas da porção norte do Amapá.

Finalizando, os dados  $T_{(DM)}$  obtidos nas rochas da região central do Amapá, junto com as idades Pb-Pb em zircão, indicam claramente a existência de um evento de diferenciação manto – crosta no Mesoarqueano a exemplo da Província de Carajás. Os dados isotópicos do Nd, obtidos na região norte, são de interpretação mais complexa e poderiam evidenciar a existência de um outro evento de acreção crustal no Neoarqueano ainda não reconhecido na Amazônia oriental. Porém, a ausência de registro de formação de rochas em grande volume no Neoarqueano, bem como as grandes variações de idade modelo  $T_{(DM)}$ , são mais compatíveis com um modelo de mistura, em proporção variada, entre material proveniente de uma fonte crustal juvenil de idade paleoproterozóica, provavelmente eo-transamazônica e material proveniente de uma fonte crustal mesoarqueana, envolvida na orogênese Transamazônica. Apesar de não se descartar a possibilidade da existência de um segmento crustal neoarqueano, a interpretação dos dados isotópicos do Nd em termos de mistura de fontes é coerente com a posição geográfica da região norte do Amapá que, provavelmente, representa um segmento crustal transicional entre um domínio paleoproterozóico juvenil a norte, na Guiana Francesa, e um domínio com núcleos mesoarqueanos preservados, a sul, sendo que este poderia representar uma extensão da crosta arqueana de Carajás.

## **CAPÍTULO X**

### **DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÕES DOS DADOS ISTÓPICOS Pb-Pb EM ZIRCÃO E Sm-Nd ROCHA TOTAL**



## 10 - DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÕES DOS DADOS ISTÓPICOS Pb-Pb EM ZIRCÃO E Sm-Nd ROCHA TOTAL

Uma síntese com os novos dados geocronológicos Pb-Pb em zircão e Sm-Nd rocha total, idades modelo  $T_{(DM)}$  obtidos neste trabalho é mostrada na Tabela 21. Para a porção sudeste do Escudo das Guianas já foram realizadas diversas investigações Sm-Nd, cujos dados isotópicos são apresentados na Tabela 22, na qual as idades modelos  $T_{(DM)}$  foram recalculadas de acordo com o modelo de DePaolo (1981). Esses dados são também apresentados nos diagramas de evolução isotópica do Nd, junto com os dados obtidos nesse trabalho (Figuras 44 e 45).

Na tese, não foram realizadas investigações pelo método Rb-Sr. Entretanto, existe um acervo de dados Rb-Sr em rocha total para a região centro-norte do Amapá, bem como para a Guiana Francesa que serão aqui retomados (João & Marinho 1982b, Montalvão & Tassinari 1984, Teixeira et al. 1985, Nogueira et al. 2000). Além disso, um conjunto de dados Rb-Sr em rocha total, ainda inédito, foi recentemente obtido para a região de Camopi pelo Prof. Lafon, no laboratório do BRGM. Esses dados são apresentados na Tabela 23 e serão incorporados na discussão, limitando-se a tratar as idades modelo recalculadas, a partir do modelo de evolução do Sr em um reservatório uniforme (UR), cujos parâmetros são os seguintes:  $\lambda = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} = 0,7045$ ,  $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} = 0,0827$ .

Além disso, uma compilação dos principais dados isotópicos Rb-Sr em rocha total, U-Pb em zircão e Sm-Nd rocha total (isocrônico e idades modelo), disponíveis para unidades geológicas arqueanas e paleoproterozóicas do Escudo das Guianas, em parte, esses dados foram apresentados na Tabela 2. Finalmente, esses dados são complementados pelos dados U-Pb em zircão inéditos, obtidos com sondas iônicas SHRIMP II da *Curtin University of Technology de Perth*, na Austrália e CAMECA IMS 1270 do *Centre de Recherche en Petrologie et Géochimie de Nancy*, na França. Esses últimos dados foram obtidos em rochas das regiões centro-norte do Amapá e de Camopi, na Guiana Francesa, pelo Prof. Lafon durante seu programa de pós-doutorado (Figura 46).

A retomada desses dados servirá para ampliar a discussão e melhor embasar as interpretações e as consequências geodinâmicas apontadas pelos novos dados geocronológicos apresentados nesse trabalho. Portanto, a partir dos novos dados obtidos e da integração destes com os dados geocronológicos disponíveis será novamente rediscutida a presença do arqueano no setor SE do Escudo das Guianas.

Tabela 21 – Síntese dos dados geocronológicos Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total obtidos nessa tese para as amostras da região centro-norte do Estado do Amapá.

LITOLOGIA/AMOSTRAS	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (2 $\sigma$ ) zircão	Zircão com Pb Herdado	T <sub>DM</sub> (Ga)	ErroT <sub>DM</sub> (Ga)
<b>REGIÃO NORTE DO ESTADO DO AMAPÁ</b>				
<i>I. Perfil Oiapoque-Camopi / POC.</i>				
1. Granito sin-folial (B119B)	$\geq 2100$ Ma		nd	nd
2. Sienogranito (B102B)	$2096 \pm 2$ Ma*		2,75	$\pm 0,14$
3. Gabro com Biotita (B91A)	$2099 \pm 1$ Ma*		nd	nd
4. Granodiorito (85-98OY)	$2105 \pm 3$ Ma*		2,50	$\pm 0,22$
5. Quartzito (B73F)	$2,77\text{-}3,19$ Ga (7 grãos > 3,0 Ga)		nd	nd
<i>II. Perfil Trans-Amapá / PTA</i>				
6. Biotita Sienogranito (CA01)	$2087 \pm 3$ Ma*		2,63	$\pm 0,29$
7. Biotita Sienogranito (CA02A)	$2098 \pm 2$ Ma*		2,18	$\pm 0,06$
8. Biotita Sienogranito (CA05A)	$2107 \pm 2$ Ma*		2,46	$\pm 0,14$
9. Biotita álcali-feldspato Granito (CA06)	$2100$ Ma**		2,40	$\pm 0,12$
10. Álcali-feldspato Granito (CA07A)	$2100$ Ma**		2,51	$\pm 0,24$
11. Biotita álcali-feldspato Granito (CA08A)	$\geq 2100$ Ma (2,10-1,95 Ga)	3 grãos (2,54-2,60 Ga)	2,72	$\pm 0,18$
12. Anfíbolito (CA08B)	$2100$ Ma**		2,39	$\pm 0,11$
13. Monzogranito (CA09A)	$2100$ Ma**		2,59	$\pm 0,29$
14. Biotita Sienogranito (CA10A)	$\geq 2,13$ Ga (2,13-2,05 Ga)		2,75	$\pm 0,28$
15. Anfíbolito (BA10B)	$\geq 2070$ Ma* (2,04-2,07 Ga)		nd	nd
16. Biotita álcali-feldspato Granito (CA11A)	$2100$ Ma**		2,75	$\pm 0,22$
17. Anfíbolito (BA11B)	$\geq 2110$ Ma (2,04-2,07 Ga)		2,45	$\pm 0,17$
18. Diorito (BA22A)	$2181 \pm 2$ Ma*		2,61	$\pm 0,16$
<b>REGIÃO CENTRAL DO ESTADO DO AMAPÁ</b>				
19. Charnóquito (CA13A)	$\geq 2,58$ Ga (2,50-2,58 Ga)		3,29	$\pm 0,30$
20. Charnóquito (CA13B)	$\geq 2,58$ Ga (2,34-2,58 Ga)		2,92	$\pm 0,09$
21. Charnóquito (CA14B)	$2,61$ Ga***	Grãos > 2,9 Ga	2,71	$\pm 0,04$
22. Mobilizado granítico (CA14A)	$2100$ Ma**		2,78	$\pm 0,11$
23. Charnóquito (BA21A)	$2053 \pm 1$ Ma*		3,05	$\pm 0,41$
24. Tonalito (CA19B)	$2,85$ Ga**		2,96	$\pm 0,05$
25. Monzogranito (CA18)	$2055 \pm 6$ Ma*	2,16-2,56 Ga	3,05	$\pm 0,32$
26. Tonalito (CA17A)	$2849 \pm 6$ Ma*		2,94	$\pm 0,05$
27. Mobilizado granítico (CA17B)	$\geq 2,13$ Ga (2,07-2,13 Ga)		nd	nd
28. Anfíbolito (CA16)	$2100$ Ma**		2,70	$\pm 0,10$



Tabela 22 - Resultados isotópicos Sm/Nd em rocha total, modelo  $T_{(DM)}$ , existentes para amostras Paleoproterozóicas e Arqueanas do sudeste do Escudo das Guianas.

Amostras / litologia	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	f Sm/Nd	$\epsilon(0)$	Idade (Ga)	$\epsilon(T)$	$T_{\text{CHUR}}$	$T_{\text{DM}}$	Err $T_{\text{DM}}$
I. ROCHAS PALEOPROTEROZOÍCAS DO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS												
<i>Região de Omai/Guiana</i>												
1. quartzo-monzonito/310	5,9	33,7	0,175	0,1048	0,511394	-0,467	-24,27	2,09 (1) <sup>a</sup>	0,41	2,06	2,32 (2)	±0,11
2. quartzo-monzonito/349	4,7	27,0	0,174	0,1054	0,511490	-0,464	-22,39	2,09 (1) <sup>a</sup>	2,13	1,91	2,19 (2)	±0,05
3. quartzo-monzonito/351	6,0	33,9	0,177	0,1060	0,511499	-0,461	-22,22	2,09 (1) <sup>a</sup>	2,14	1,91	2,19 (2)	±0,05
4. granodiorito/AD3	5,3	31,6	0,168	0,1014	0,511432	-0,484	-23,53	2,09 (1) <sup>a</sup>	2,07	1,92	2,19 (2)	±0,05
5. diorito/QD2	7,0	34,5	0,203	0,1224	0,511675	-0,378	-18,79	2,09 (1) <sup>a</sup>	1,17	1,97	2,29 (2)	±0,06
6. diorito/D10	5,5	26,2	0,210	0,1270	0,511741	-0,354	-17,50	2,09 (1) <sup>a</sup>	1,22	1,96	2,30 (2)	±0,07
7. hornblendito/H1	3,3	13,9	0,237	0,1426	0,512002	-0,275	-12,41	2,09 (1) <sup>a</sup>	2,13	1,79	2,24 (2)	±0,04
8. basalto/419	3,0	11,9	0,252	0,1532	0,512233	-0,221	-7,90	2,12 (1) <sup>a</sup>	3,97	1,42	2,04 (2)	nd
9. basalto/B10	2,0	6,3	0,317	0,1965	0,512848	-0,001	4,10	2,12 (1) <sup>a</sup>	4,17	nd	1,69 (2)	nd
10. basalto/B4	4,1	14,8	0,277	0,1675	0,512309	-0,148	-6,42	2,12 (1) <sup>a</sup>	1,54	1,71	2,44 (2)	±0,05
11. basalto/C1	2,2	6,8	0,324	0,1960	0,512733	-0,004	1,85	2,12 (1) <sup>a</sup>	2,05	nd	2,77 (2)	nd
12. andesito/349	1,7	7,8	0,218	0,1335	0,511895	-0,321	-14,49	2,12 (1) <sup>a</sup>	2,73	1,79	2,19 (2)	±0,02
13. andesito/359	1,6	7,3	0,219	0,1342	0,511876	-0,318	-14,86	2,12 (1) <sup>a</sup>	2,17	1,85	2,24 (2)	±0,04
<i>Região de Kanuku/Guiana</i>												
14. granulito/8204	10,8	65,7	0,164	0,0990	0,511400	-0,497	-24,15	2,12 (3) <sup>s</sup>	2,47	1,93	2,19 (3)	±0,03
<i>Suriname</i>												
15. granulito/8322	nd	nd	nd	0,1080	0,511460	-0,451	-22,98	2,12 (3) <sup>s</sup>	1,18	2,02	2,29 (3)	±0,08
<i>Dégradé Roche/Guiana Francesa</i>												
16. ortogneisse/S542	4,74	31,46	0,151	0,0917	0,511300	-0,534	-26,10	2,13 (4) <sup>#</sup>	2,65	1,94	2,18 (4)	±0,03
17. ortogneisse/H104	5,13	33,2	0,155	0,0940	0,511200	-0,522	-28,05	2,13 (4) <sup>#</sup>	0,05	2,13	2,36 (4)	±0,12
18. ortogneisse/S20	5,69	36,9	0,154	0,0938	0,511300	-0,523	-26,10	2,13 (4) <sup>#</sup>	2,07	1,98	2,22 (4)	±0,05
19. ortogneisse/H945	4,81	31,31	0,154	0,0935	0,511300	-0,525	-26,10	2,13 (4) <sup>#</sup>	2,15	1,97	2,22 (4)	±0,05
<i>Faixa Inini/Guiana Francesa</i>												
20. komatiito/T100	1,66	6,5	0,255	0,1536	0,512182	-0,219	-8,90	2,11 (5) <sup>#</sup>	2,80	1,61	2,19 (5)	±0,02
21. komatiito/M111	1,88	7,5	0,251	0,1534	0,512182	-0,220	-8,90	2,11 (5) <sup>#</sup>	2,86	1,6	2,18 (5)	±0,02
22. komatiito/T160	1,81	6,8	0,266	0,1611	0,512302	-0,181	-6,55	2,11 (5) <sup>#</sup>	3,11	1,44	2,15 (5)	±0,01
23. komatiito/T188	2,54	10,5	0,242	0,1467	0,512070	-0,254	-11,08	2,11 (5) <sup>#</sup>	2,49	1,73	2,22 (5)	±0,03
24. komatiito/L200	4,69	27,7	0,169	0,1033	0,511440	-0,475	-23,37	2,11 (5) <sup>#</sup>	1,96	1,95	2,22 (5)	±0,05
25. andesito/L365	4,16	20	0,208	0,1264	0,511722	-0,357	-17,87	2,11 (5) <sup>#</sup>	1,19	1,98	2,32 (5)	±0,07
<i>Região de Camopi</i>												
26. sienogranito grd/(B68A)	3,23	17,5	0,184	0,1113	0,511405	-0,434	-24,05	2,10 (9) <sup>c</sup>	-1,02	2,19	2,45 (9)	±0,15
27. granitóide/(B107)	4,72	21,9	0,216	0,1303	0,511777	-0,338	-16,80	2,16 (9) <sup>a</sup>	1,64	1,97	2,32 (9)	±0,05
28. granito/(B64A)	6,57	32,2	0,204	0,1232	0,511653	-0,374	-19,21	2,10 (9) <sup>c</sup>	0,62	2,04	2,35 (9)	±0,09
29. sienogranito/(B85)	11,4	61,8	0,184	0,1111	0,511543	-0,435	-21,36	2,10 (9) <sup>c</sup>	1,74	1,94	2,24 (9)	±0,06
30. granitóide/(B67A)	5,16	17,7	0,292	0,1769	0,512538	-0,101	-1,95	2,10 (9) <sup>c</sup>	3,41	0,77	2,09 (9)	nd
31. granitóide/(B20)	12,3	83,4	0,147	0,0892	0,511084	-0,547	-30,31	2,10 (9) <sup>c</sup>	-1,32	2,19	2,41 (9)	±0,17
32. granitóide/(B25A)	5,84	34,4	0,170	0,1026	0,511417	-0,478	-23,82	2,10 (9) <sup>c</sup>	1,57	1,97	2,24 (9)	±0,07
33. monzogranito/(B99B)	3,06	17,3	0,177	0,1073	0,511256	-0,454	-26,96	2,10 (9) <sup>c</sup>	-2,86	2,35	2,58 (9)	±0,22
34. granitóide/(B34)	0,96	5,98	0,161	0,0969	0,511241	-0,507	-27,25	2,10 (9) <sup>c</sup>	-0,33	2,13	2,36 (9)	±0,13
<i>Distrito de Lourenço/Amapá</i>												
35. tonalito/H26	4,81	25,42	0,011	0,1144	0,511587	-0,418	-20,50	2,15 (6) <sup>a</sup>	1,71	1,94	2,24 (6)	±0,06
36. granodiorito/C01	0,94	6,99	0,134	0,0810	0,511010	-0,588	-31,76	2,10 (6) <sup>a</sup>	-0,55	2,14	2,34 (6)	±0,14
<i>Região de Cupixi/Amapá</i>												
37. mobilizado granítico/(CA17B)	1,84	7,57	0,243	0,1470	0,511853	-0,253	-15,31	2,13 (9) <sup>b</sup>	-1,72	2,40	2,75 (9)	±0,16
38. leucossoma granit./ (BA14B)	0,60	4,84	0,124	0,0750	0,510465	-0,619	-42,39	2,10 (9) <sup>c</sup>	-9,61	2,71	2,86 (9)	±0,47
39. granito/EG83	0,46	2,1	0,219	0,1366	0,511921	-0,306	-13,99	2,06 (7) <sup>s</sup>	1,93	1,81	2,22 (7)	±0,05
<i>Região de Ipitinga/Fronteira Pará-Amapá</i>												
40. anfibolito/S166	1,94	6,1	0,318	0,1942	0,512701	-0,013	1,23	2,26 (8) <sup>#</sup>	1,97	nd	2,77(8)	±0,01
41. epidotito/S183	3,38	12,9	0,262	0,1590	0,512205	-0,192	-8,45	2,19 (8) <sup>#</sup>	2,17	1,75	2,35 (8)	±0,03
II. ROCHAS ARQUEANAS DO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS												
<i>Região central do Amapá</i>												
42. metatonalito/(CA17A)	3,21	21,6	0,149	0,0900	0,510602	-0,542	-39,72	2,85 (9) <sup>b</sup>	-0,56	2,89	3,04 (9)	±0,10
43. charnoquito/(BA14A)	1,93	14,4	0,134	0,0810	0,510542	-0,588	-40,89	2,61 (9) <sup>a</sup>	-2,04	2,75	2,90 (9)	±0,17
44. tonalito/EG18	7,14	52,2	0,137	0,0828	0,510443	-0,579	-42,82	2,90 (10) <sup>s</sup>	-0,70	2,92	3,06 (7)	±0,09
45. tonalito/EG02	7,18	49,7	0,144	0,0874	0,510508	-0,556	-41,55	2,90 (10) <sup>s</sup>	-1,10	2,95	3,10 (7)	±0,11

Referências: (1): Norcross et al. (2000); (2): Voicu et al. (1999); (3): BenOthman et al. (1984); (4): Capdevila et al. (1999); (5): Gruau et al. (1985); (6): Nogueira et al. (2000); (7): Sato & Tassinari (1997); (8): McReath & Faraco (1997); (9): J.M. Lafon (pós-doutoramento); (10): Montalvão & Tassinari (1984).

Metodologias: <sup>a</sup>: U-Pb, <sup>#</sup>: Sm-Nd, <sup>s</sup>: Rb-Sr, <sup>b</sup>: Idade Pb-Pb em zircão, <sup>c</sup>: Idade Inferida

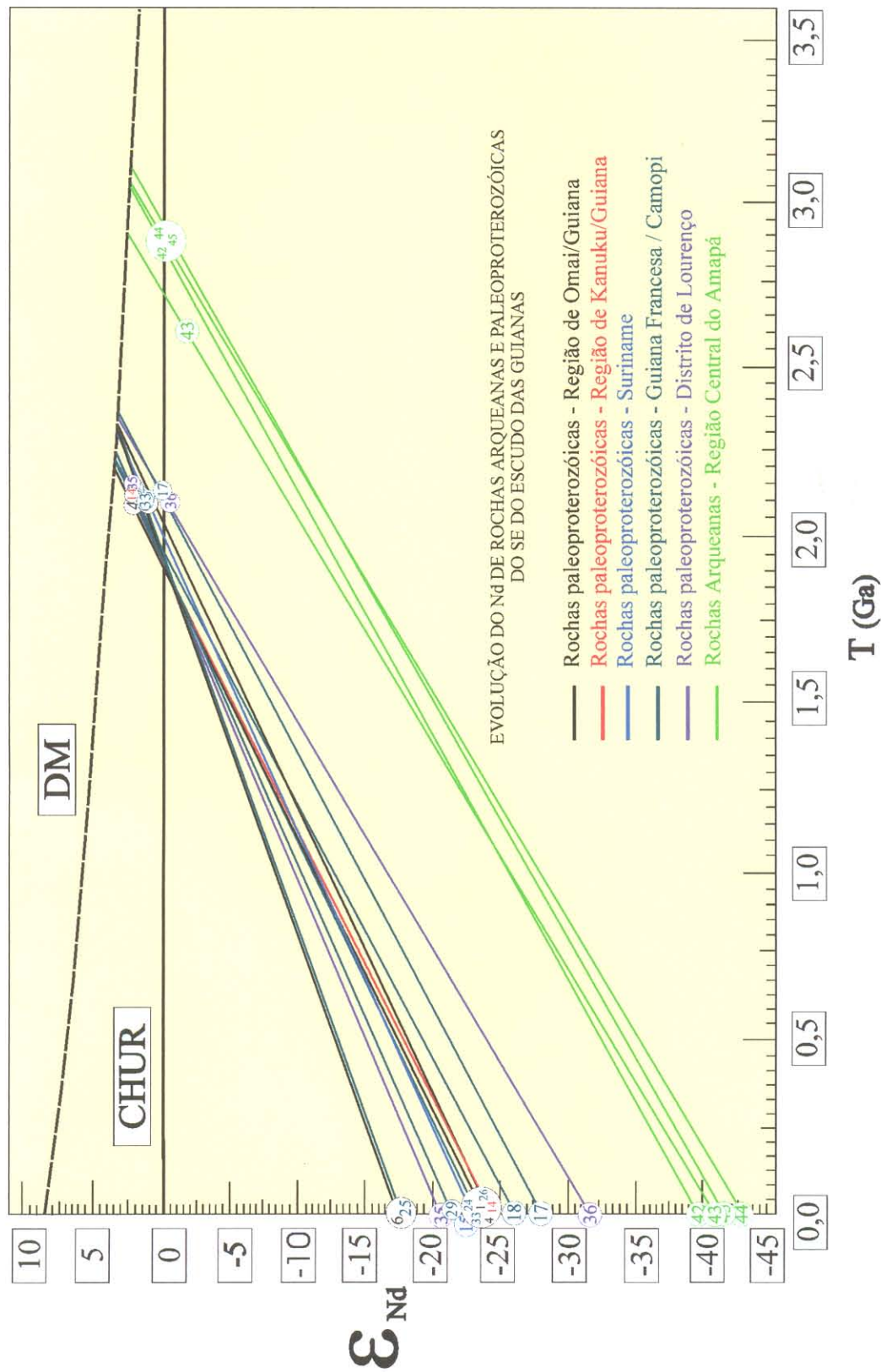


Figura 44 - Diagrama Idade (Ga) versus  $\epsilon_{Nd}$  (DePaolo 1981) mostrando as linhas de evolução isotópica do Nd para as rochas paleoproterozóicas e arqueanas da porção sudeste do Escudo das Guianas de acordo com os dados isotópicos disponíveis na literatura (Ben Othman et al. 1984, Gruau et al. 1985, Sato & Tassinari 1997, Capdevilla et al. 1999, Voicu et al. 1999, Nogueira et al. 2000, J.M. Lafon, dados inéditos). A numeração das amostras segue a mesma apresentada na Tabela 22.



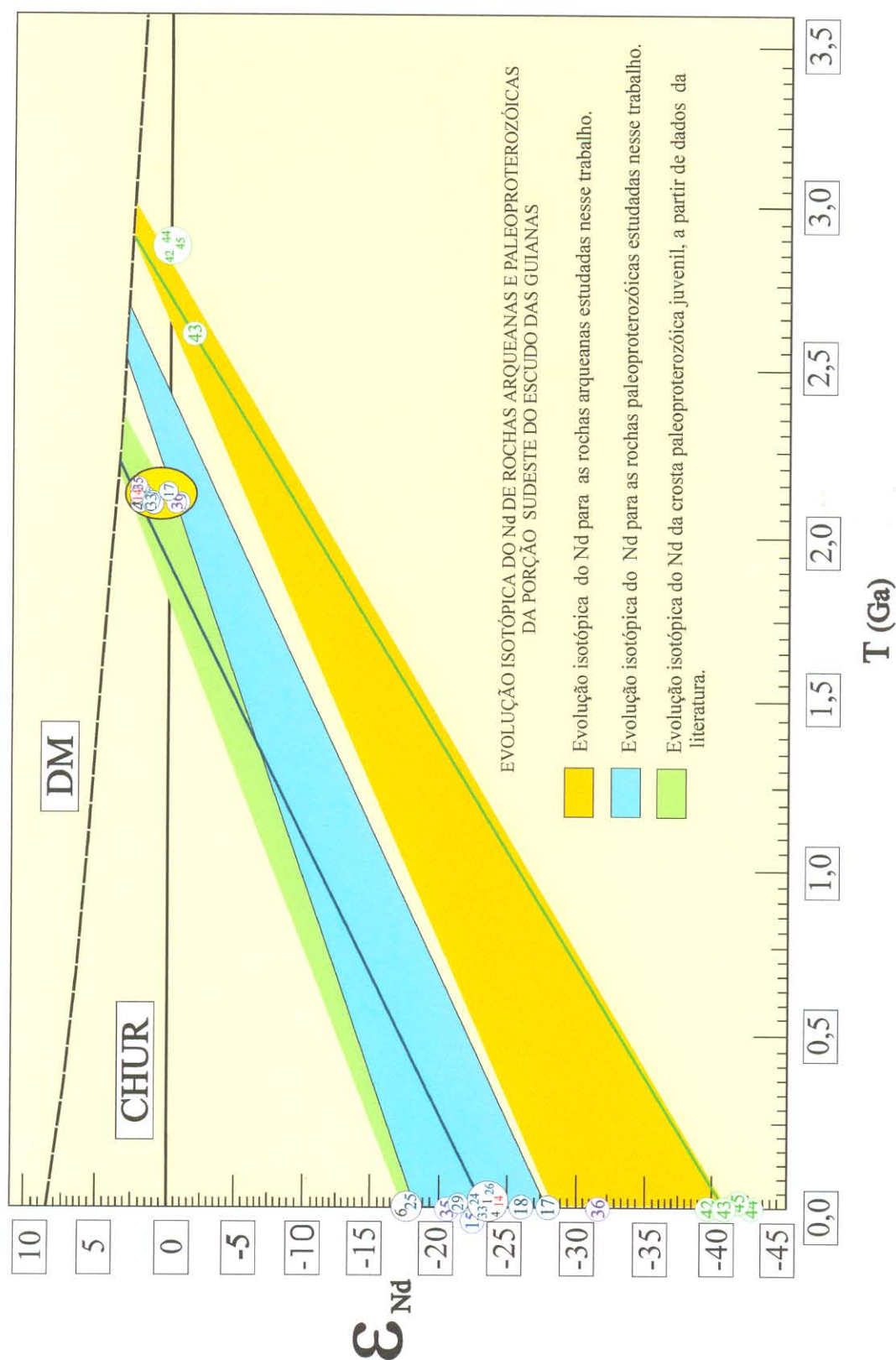


Figura 45 - **Diagrama Idade (Ga) versus  $\epsilon_{Nd}$  (DePaolo 1981)** ilustrando os campos de evolução isotópica do Nd para as rochas paleoproterozóicas e arqueanas com base nas linhas de evolução isotópica do Nd apresentadas na Figura 44. Os dados isotópicos de Nd das amostras paleoproterozóicas registram uma evolução mantélica juvenil durante o Transamazônico. A numeração das amostras segue a mesma apresentada na Tabela 22.

Tabela 23 - Resultados isotópicos Rb-Sr em rocha total, idades modelo  $T_{SrUR}$ , obtidos para as amostras da porção sudeste do Escudo das Guianas.

REGIÃO / AMOSTRAS	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$T_{SrUR}$ (Ga)	REGIÃO / AMOSTRAS	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$T_{SrUR}$ (Ga)
<b>1. Região Central do Amapá</b>				<b>3. Região de Oiapoque-Camopi</b>			
Chranquito Cuatá/(AV19B) <sup>1</sup>	4,89000	0,94260	3,40	Sienogranito/(B68) <sup>2</sup>	1,88570	0,76213	2,22
Granoblastito/(HAR173) <sup>1</sup>	13,04000	1,14780	2,37	Granitóide/(B107) <sup>2</sup>	0,53070	0,71846	2,16
Charnquito/(HAR149) <sup>1</sup>	39,41000	2,10780	2,47	Granito/(B64A) <sup>2</sup>	0,30900	0,71161	2,18
Enderbitto/(HAR147) <sup>1</sup>	19,60000	1,42460	2,55	Sienogranito/(B85) <sup>2</sup>	2,28570	0,77215	2,13
Granoblastito/(AV3A) <sup>1</sup>	0,86000	0,73930	3,08	Granitóide/(B67A) <sup>2</sup>	0,25500	0,70727	1,12
Granoblastito/(HA15B) <sup>1</sup>	1,16000	0,74390	2,53	Granitóide/(B20) <sup>2</sup>	0,50890	0,71839	2,26
Enderbitto/(AV24) <sup>1</sup>	0,43000	0,71980	3,04	Granitóide/(B25A) <sup>2</sup>	2,25160	0,76696	2,00
Metatonalito/(CA17A) <sup>2</sup>	1,71390	0,77533	2,99	Monzogranito/(B99B) <sup>2</sup>	1,33240	0,74156	2,06
Mobilizado granítico/(CA17B) <sup>2</sup>	7,89470	1,03754	2,94	Granitóide/(B34) <sup>2</sup>	0,01780	0,70873	nd
Charnquito/(BA14A) <sup>2</sup>	1,28830	0,76688	3,55	<b>4. Serra da Lombarda</b>			
Leucossoma granítico/(BA14B) <sup>2</sup>	2,72970	0,81076	2,77	Granodiorito Falsino/(M8.1) <sup>3</sup>	8,67700	0,92960	1,82
Gnaise/(M16.1) <sup>3</sup>	0,36400	0,71670	2,99	Granodiorito Falsino/(M8.2) <sup>3</sup>	2,10500	0,76970	2,23
Gnaise/(M16.2) <sup>3</sup>	0,34100	0,71360	2,44	Granodiorito Falsino/(M8.3) <sup>3</sup>	4,67100	0,83480	1,97
Tonalito/(M16.3) <sup>3</sup>	0,89000	0,75360	4,16	Granodiorito Falsino/(M8.4) <sup>3</sup>	16,50000	1,14350	1,86
Migmatito/(M16.4) <sup>3</sup>	1,58000	0,76760	2,91	<b>5. Norte da Guiana Francesa</b>			
Granito/(M28.1) <sup>3</sup>	16,71500	1,21900	2,15	Migmatito/(GF2C) <sup>5</sup>	0,13195	0,70549	1,40
Granito/(M28.2) <sup>3</sup>	4,87900	0,90170	2,84	Migmatito/(GF2D) <sup>5</sup>	0,16240	0,70634	1,61
Granito/(M28.3) <sup>3</sup>	6,32900	0,94500	2,66	Migmatito/(GF2E) <sup>5</sup>	0,02146	0,70284	1,88
Granito/(M28.4) <sup>3</sup>	11,41800	1,09280	2,37	Migmatito/(GF2H) <sup>5</sup>	0,04234	0,70267	3,12
Granito/(M28.5) <sup>3</sup>	7,06000	1,00900	3,01	Migmatito/(GF2C6) <sup>5</sup>	0,02523	0,70232	2,62
Granito/(M28.6) <sup>3</sup>	12,60100	1,14970	2,46	Migmatito granítico/(GF2D1) <sup>5</sup>	0,15747	0,70569	1,11
<b>2. Distrito de Lourenço/Amapá</b>				Migmatito granítico/(GF2D5) <sup>5</sup>	0,07047	0,70348	nd
Tonalito/(SL02) <sup>4</sup>	0,26790	0,71086	2,38	Granito/(GF10B) <sup>5</sup>	3,95096	0,81870	2,05
Tonalito/(SL20) <sup>4</sup>	0,31390	0,71208	2,27	Granito/(GF10C) <sup>5</sup>	37,99841	1,88640	2,16
Tonalito/(SL44) <sup>4</sup>	0,35900	0,71364	2,29	Granito/(GF11) <sup>5</sup>	7,55334	0,94480	2,23
Tonalito/(SL20) <sup>4</sup>	0,57600	0,72096	2,31	Granito/(GF14B) <sup>5</sup>	2,37336	0,77220	2,05
Granodiorito/(SL30) <sup>4</sup>	0,55900	0,72028	2,30	Granito/(GF14D) <sup>5</sup>	12,10750	1,05720	2,04
Granodiorito/(SL37) <sup>4</sup>	1,33500	0,74500	2,24	Pegmatito/(GF12A) <sup>5</sup>	14,58439	1,13600	2,06
Granodiorito/(SL64) <sup>4</sup>	0,36800	0,71366	2,23	Pegmatito/(GF12C) <sup>5</sup>	25,53537	1,47800	2,11
Granodiorito/(C01) <sup>4</sup>	0,17740	0,70788	2,47	Pegmatito/(GF12D) <sup>5</sup>	0,72094	0,72320	2,03
Granodiorito/(C02) <sup>4</sup>	0,46800	0,71619	2,10	Pegmatito/(GF12E) <sup>5</sup>	16,61062	1,18800	2,03
Granodiorito/(SHN04) <sup>4</sup>	0,29500	0,71158	2,31	Xisto/(GF23) <sup>5</sup>	0,04785	0,70590	nd
				Xisto/(GF24) <sup>5</sup>	0,55593	0,71980	2,24
				Xisto/(GF25) <sup>5</sup>	0,65482	0,72260	2,19

(1) João & Marinho (1982b), (2) Lafon, J.M. (programa de pós-doutoramento), (3) Tassinari (1996), (4) Nogueira et al. (2000), (5) Teixeira et al. (1985).

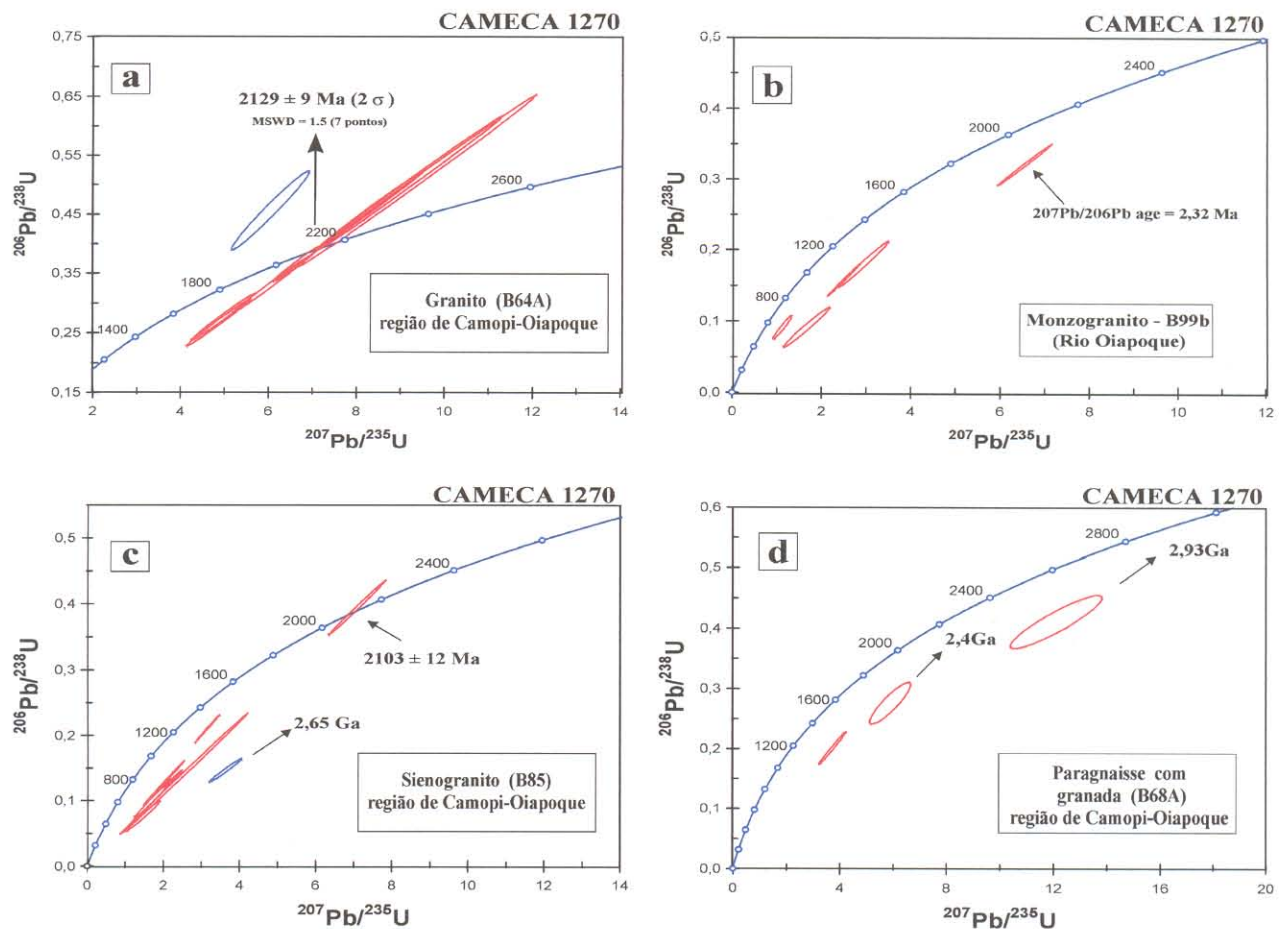
Visa-se com isso, ampliar a discussão quanto à extensão e a natureza das relíquias arqueanas, com ênfase à(s) idade(s) da(s) crosta(s) envolvida(s), incluindo, sobretudo, a definição da idade de crescimento crustal e dos episódios magmáticos e metamórficos arqueanos relacionados. Isso permitirá avançar na discussão dos limites entre esse setor do Escudo das Guianas, especificamente no Estado do Amapá, e a Província de Carajás, bem como na questão dos limites entre crosta arqueana e os diversos domínios transamazônicos existentes. Os aspectos mais importantes da evolução transamazônica serão revisados com ênfase às discussões sobre os



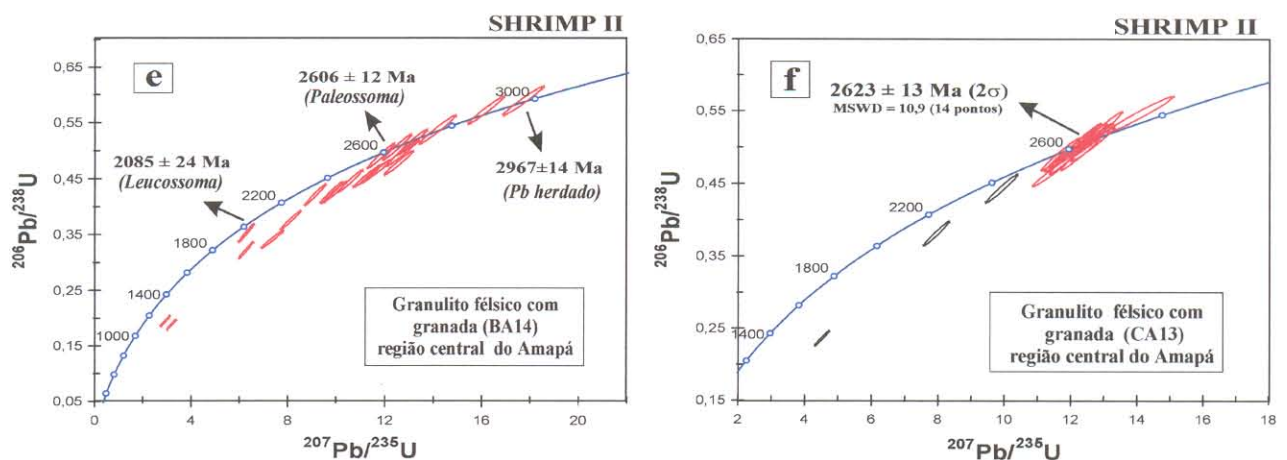
principais episódios magmáticos definidos e ao metamorfismo de alto grau identificado na região centro-norte do Amapá.

Embora as idades obtidas pelo método Pb-Pb em zircão devam ser consideradas como idades mínimas (Kober 1986, 1987, Kober et al. 1989, Kouamelan et al. 1997), o grau de confiabilidade dos dados gerados por esse método na obtenção de idade de cristalização foi testado e comparado com dados obtidos por métodos que fornecem informações isotópicas mais detalhadas, como os métodos U-Pb em zircão, Pb-Pb em rocha total (ver Capítulo 6). Mesmo considerando as limitações do método Pb-Pb em zircão, os dados geocronológicos obtidos para as rochas da região centro-norte do Amapá permitiram individualizar um grupo de rochas com idades meso- a neo-arqueanas, entre 3,19-2,58 Ga (B73F, CA13A, CA13B e CA17A) e um outro grupo de rochas com idades paleoproterozóicas, entre 2,18-2,05 Ga (B119B, B91A, B102B, CA01A, CA02A, CA05A, CA08A, CA10A, CA11B, CA18, B21A e BA22A). Nesse caso, as amostras CA08A e CA18 apresentaram um componente de Pb herdado com idade de até 2,60 Ga (Tabela 21). Entretanto, em alguns casos, os resultados Pb-Pb em zircão deixaram dúvidas se as idades devem ou não ser consideradas apenas como idades mínimas de cristalização. É o caso, por exemplo, das amostras de granulitos da região de Tartarugal Grande. Por outro lado, a dificuldade de quantificar possíveis perdas de Pb, bem como do componente herdado de Pb inviabilizou a determinação, com precisão, das idades de cristalização das rochas, mesmo se não havia dúvidas sobre a formação das rochas durante a orogênese transamazônica.

Os dados Sm-Nd apresentaram uma grande dispersão de idades modelo  $T_{(DM)}$  entre 3,29-2,18 Ga. Esse comportamento levou a diferentes propostas para a evolução isotópica do Nd em função do tempo das rochas do centro-norte do Amapá. A hipótese de uma mistura entre fontes com assinaturas isotópicas arqueanas (meso- a neo-arqueanas) e paleoproterozóicas (eo-transamazônicas) parece ser àquela que melhor explica os dados Sm-Nd. Entretanto, não se pode descartar totalmente a possibilidade dos dados Sm-Nd retratarem vários episódios de acreção crustal durante um longo período de tempo, no Mesoarqueano e no Neoarqueano. A integração, nessa discussão, dos dados Sm-Nd, U-Pb, Pb-Pb e Rb-Sr disponíveis na literatura para unidades geológicas do sudeste do Escudo das Guianas, bem como dos dados U-Pb inéditos, também disponíveis no Amapá e no sudeste da Guiana Francesa, permitirá sustentar os modelos apresentados e suprir algumas das limitações dos dados geocronológicos obtidos nesse trabalho.



Idades U-Pb (CAMECA 1270) de granitóides do Rio Camopi e do Rio Oiapoque, na fronteira Amapá-Guiana Frances, mostrando componentes de Pb herdado Arqueano (b, c, d).



Idades U-Pb (SHRIMP II) em zircão de granulitos félsicos (e, f) da porção central do Amapá.

Figura 46 – Idades U-Pb (CAMECA 1270) em zircão de granitóides da região de Camopi-Oiapoque (a, b, c, d) e Idades U-Pb (SHRIMP II) em zircão de granulitos félsicos (e, f) da região central do Amapá. Destaca-se os cristais de zircão com componente de Pb herdado das rochas granitóides (b, c, d) e do granulito félsico (e). (Dados inéditos).



**Extensão e natureza das relíquias arqueanas:**

Na região central do Amapá, a existência de relíquias arqueanas é bem documentada por dados Rb-Sr, Pb-Pb, U-Pb e Sm-Nd em rochas magmáticas e metamórficas (Tabelas 2, 21, 22, 23, e Figura 46). Os dados isotópicos permitiram também evidenciar registros de relíquias arqueanas em toda a porção norte do Amapá até o Rio Oiapoque. Essa extensão é comprovada pelas idades modelo  $T_{(DM)}$  e pelo componente herdado de Pb em cristais de zircão de algumas das amostras datadas no norte do Amapá e ao longo do rio Oiapoque e Camopi, na fronteira com a Guiana Francesa, onde a presença desse componente herdado foi confirmada pelos dados U-Pb em granitóides e paragnaisses. O paragnaisse B68A e o sienogranito B85, por exemplo, apresentam componentes herdados de até 2,93 Ga (Figura 46). Por outro lado, na região norte da Guiana Francesa, bem como no resto da porção sudeste do Escudo das Guianas (Suriname e Guiana), não há evidências de resultados geocronológicos “pré-transamazônicos” em nenhuma unidade geológica. As idades Pb-Pb em zircão do norte da Guiana Francesa (Vanderhaeghe et al. 1998), bem como os dados geocronológicos Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total de unidades dessa mesma região (Teixeira et al. 1985) forneceram apenas idades riacianas (2300-2050 Ga). É também o caso das idades U-Pb em zircão e idades modelo  $T_{(DM)}$  da Guiana, na região de Omai (Voicu et al. 1999, Norcross et al. 2000), assim como na região centro-oeste da Guiana Francesa onde as rochas supracrustais e os ortognaisses associados forneceram idades Nd  $T_{(DM)}$  entre 2,36 Ga e 2,15 Ga (Gruau et al. 1985, Capdevilla et al. 1999). No noroeste do Suriname, os dados Pb-Pb em zircão de rochas granulíticas também não apontam nenhum componente herdado arqueano (Delor et al. 2001c).

O conjunto de dados geocronológicos Pb-Pb em zircão e Sm-Nd obtidos nesse trabalho permite evidenciar diferenças na natureza das testemunhas arqueanas encontradas na porção centro-norte do Estado do Amapá. Com base nesses dados foi possível dividir essas testemunhas em blocos arqueanos preservados e relíquias com assinatura arqueana, em rochas paleoproterozóicas, sem a presença de unidades arqueanas ainda preservadas. Os blocos arqueanos preservados são encontrados na região central do Amapá. Desde a obtenção dos primeiros dados Rb-Sr em ortognaisses dessa área, a existência de um embasamento arqueano havia sido sugerida (João & Marinho 1982a). Montalvão e Tassinari (1984) propuseram que os núcleos arqueanos da região central do Amapá constituíam “inliers” arqueanos nos terrenos paleoproterozóicos da Província Maroni-Itacaiúnas. Os dados Sm-Nd obtidos nos ortognaisses de Cupixi reforçaram essa proposta (Sato & Tassinari 1997, Tassinari & Macambira 1999).

As idades Pb-Pb em zircão e idades modelo  $T_{(DM)}$  obtidos nesse trabalho para as rochas metamórficas de alto grau e para as rochas ortognáissicas dessa região mostram que esses núcleos preservados possuem uma idade de formação mesoarqueana (Tabela 21). Isso também é apoiado pelos dados, inéditos, U-Pb (SHRIMP) em zircão (Figura 46) e pelas idades isocrônicas e modelo Rb-Sr e Sm-Nd obtidas para rochas similares dessa região, disponíveis na literatura (Tabelas 22 e 23, Figuras 44 e 45).

Por outro lado, para a região mais ao norte do Amapá, incluindo a região do Rio Oiapoque e Camopi, não foi evidenciada nenhuma rocha de idade arqueana preservada. Para essa região, as rochas apresentaram idades Pb-Pb em zircão e idades isocrônica e modelo Rb-Sr tipicamente paleoproterozóicas (Tabelas 21 e 23). Todavia, para algumas rochas uma assinatura neoarqueana foi detectada pelos métodos Pb-Pb e U-Pb (SHRIMP) em zircão, com componente de Pb herdado. Na região de Camopi, no sudeste da Guiana Francesa, idades meso- a neoarqueanas, entre 3,19 Ga e 2,77 Ga, foram definidas pela metodologia Pb-Pb em cristais de zircão detríticos de quartzitos. Ainda nessa região, as idades modelo  $T_{(DM)}$ , no geral, situaram acima do intervalo correspondente à Orogênese Transamazônica (Tabela 21). Concluindo, o conjunto de dados isotópicos indica que a ocorrência de relíquias de crosta arqueana nessas áreas se limita a herança arqueana em rochas paleoproterozóicas, restringindo a ocorrência dos núcleos preservados à região central do Amapá.

#### **Idade da crosta arqueana envolvida na orogênese transamazônica:**

A comparação entre os resultados geocronológicos Sm-Nd, em rocha total, com as idades de cristalização, Pb-Pb em zircão, das rochas da porção centro-norte do Amapá permite discutir a(s) idade(s) da crosta arqueana e identificar os episódios de acreção crustal, diferenciação manto-crosta, no sudeste do Escudo das Guianas. Um evento mesoarqueano de diferenciação manto/crosta é bem caracterizado na região central do Amapá, tanto pelas idades modelo  $T_{(DM)}$  como pelas idades modelo  $T_{(UR)}$  das rochas arqueanas e paleoproterozóicas (Tabelas 22 e 23, Figuras 44 e 45). As idades obtidas para esse evento de diferenciação apontam similaridades com o episódio de acreção crustal identificado na Província Mineral de Carajás (Cordani & Sato 1999, Tassinari & Macambira 1999, Souza et al. 2001).

A grande variação de idades modelo  $T_{(DM)}$  “pré-transamazônicas” que se espalham, principalmente, entre 2,75 e 2,39 Ga em quase todas as rochas paleoproterozóicas da porção norte do Amapá e do sudeste da Guiana Francesa, não pode ser considerada como representativa de um longo período de acreção crustal. As idades modelo  $T_{(DM)}$  obtidas nesse trabalho com maior



concentração em torno de um valor médio de 2,65 Ga parece indicar a existência de um episódio de acreção crustal neoarqueano na região norte, o qual poderia se estender à região central, onde alguns registros isotópicos nessa mesma faixa de idades foram encontrados. Os dados isotópicos do Nd encontrados em rochas da região de Camopi (Lafon, dados inéditos) não confirmam esse valor de 2,65 Ga já que a maioria das idades modelo  $T_{(DM)}$  espalha-se no intervalo desde 2,09 Ga até 2,45 Ga e apenas uma amostra apresentou idade modelo acima de 2,50 Ga (Tabela 22).

A existência de rochas neoarqueanas é documentada na região central e sudoeste do Amapá pelos resultados obtidos nesse trabalho e por Rosa Costa et al. (2001), porém, as idades modelo  $T_{(DM)}$  e  $T_{(UR)}$  dessas rochas, quando disponíveis, são mesoarqueanas (Tabelas 22 e 23), tal como a idade isocrônica Rb-Sr em torno de 2,94 Ga dos ortognaisses de Cupixi (Montalvão & Tassinari 1984). É o caso da amostra de granulito CA13A, cuja idade mínima de cristalização Pb-Pb em zircão está em torno de 2,58 Ga (Tabela 21), confirmada pela idade U-Pb (SHRIMP) em zircão de  $2623 \pm 13$  Ma (Figura 46). Para essa rocha uma idade modelo  $T_{(DM)}$ , no limite paleo-mesoarqueano, em torno de 3,29 Ga foi determinada. Para uma outra amostra de granulito (BA14), cuja idade de cristalização U-Pb (SHRIMP) em zircão está em torno de 2,61 Ga, a presença de cristais de zircão com componente de Pb herdado de até  $2967 \pm 14$  Ma (Figura 46) e a idade modelo  $T_{(DM)}$  de 2,90 Ga (Tabela 32) excluem também uma fonte crustal neoarqueana para essa rocha. Mais a sudoeste, na área do projeto RENCA, os dados Pb-Pb em zircão de diversas unidades indicaram a formação de rochas tanto no Mesoarqueano, quanto no Neoarqueano (Rosa Costa et al. 2001). Todavia, para essas rochas nenhum dado Sm-Nd foi determinado até o momento, inviabilizando a discussão sobre as idades de diferenciação manto/crosta, nesse setor.

Na porção norte do Amapá, as idades modelo  $T_{(DM)}$  encontradas nesse trabalho, bem como àquelas disponíveis na literatura, situam-se desde o Paleoproterozóico até o Neoarqueano (Tabelas 21 e 22). Isso também foi constatado para as rochas granitóides da região de Camopi, a partir das idades modelo  $T_{(DM)}$  (Tabela 22). Excetuando-se uma amostra que forneceu idade Nd  $T_{(DM)}$  de 2,18 Ga (CA02A), bem como algumas amostras da região de Camopi (B85A, B67A, B25A) que forneceram idades Nd  $T_{(DM)}$  entre 2,09-2,24 Ga, todas as outras rochas forneceram idades “pré-transamazônicas”. A presença de zircões com componentes de Pb herdado, com idades de até 2,65 Ga (CA08A e B85) em rochas granitóides, poderiam sugerir a existência de crosta neoarqueana nesses setores, porém essas idades são apenas idades mínimas do componente

herdado, sobretudo no caso da amostra B85 cujo grão com idade de 2,65 Ga apresenta um grande grau de discordância no diagrama Concórdia Figura 46.

Até o momento, para a porção norte do Amapá não se têm evidências concretas de rochas com idade de cristalização neoarqueana. Além disso, na região de Camopi o fato de terem sido encontrados grãos de zircão detríticos no quartzito com idades desde 3,19 Ga até 2,77 Ga e cristais de zircão herdados de até 2,93 Ga em um paragnaisse (Figura 46d), cuja idade modelo  $T_{(DM)}$  é de 2,45 Ga, portanto, mais nova que o componente de Pb herdado em zircão (Amostra B68A, Tabela 22), são fortes argumentos para desconsiderar as idades modelo  $T_{(DM)}$  em termo de tempo de residência crustal. As diferenças nos valores de idades modelo  $T_{(DM)}$  entre os anfibolitos e os granitos, aos quais estão associados, também favorecem a interpretação dos dados isotópicos de Nd, nas rochas paleoproterozóicas, em termos de mistura de componentes crustais com idades diferentes, como foi discutido no capítulo anterior.

Finalmente, a existência de um segmento crustal desenvolvido no Neoarqueano não é suficientemente sustentado pelos dados isotópicos disponíveis no Amapá e sudeste da Guiana Francesa e prefere-se o modelo de mistura de fontes crustais mesoarqueana e eo-transamazônica para explicar as idades modelo  $T_{(DM)}$ .

### **Episódios magmáticos e metamórficos arqueanos:**

O conjunto de dados Pb-Pb em zircão, obtidos nesse trabalho, aponta a existência de dois episódios magmáticos para as rochas da região central do Amapá. O primeiro episódio magmático, de idade mesoarqueana, foi identificado a partir dos dados Pb-Pb em zircão obtidos no ortognaisse da região de Cupixi, cuja idade foi de cerca de 2,85 Ga. O segundo episódio magmático foi identificado nas duas rochas granulíticas da região de Tartarugal Grande, que apresentaram idades Pb-Pb em zircão em torno de 2,58 Ga, a qual é considerada como uma idade mínima para a cristalização do protólito dessas rochas, indicando, portanto, um episódio de idade Neoarqueana. Essa idade poderia ser atribuída a um evento metamórfico de alto grau, como foi anteriormente sugerido por João & Marinho (1982b), a partir dos dados Rb-Sr em rocha total de 2,45 Ga obtidos para as rochas granulíticas da mesma região. Todavia, como comentado anteriormente, essa suposição é pouco provável pelo fato de que os cristais de zircão dessas rochas apresentam feições típicas de cristais magmáticos. Além disso, os dados inéditos U-Pb (SHRIMP) em zircão, obtidos para essas rochas de  $2623 \pm 13$  Ma (CA13A) e em torno de 2,61 Ga (BA14) confirmam a idade dos protólitos ígneos dos granulitos (Figura 46).



No caso da amostra BA14, os dados U-Pb (SHRIMP) em zircão apresentam uma dispersão importante dos pontos analíticos, sendo esta provavelmente provocada pelo metamorfismo de alto grau. Além disso, zircões mais antigos, de até 2,97 Ga foram encontrados nessas rochas, sugerindo uma fonte crustal diferente da amostra de granulito CA13A, onde nenhuma evidência de zircões herdados foi encontrada. As idades U-Pb (SHRIMP) e Pb-Pb em zircão mais novas obtidas em alguns dos cristais de zircão da amostra BA14 e da amostra CA13B, provavelmente, representam idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de grãos discordantes, devido às perdas de Pb radiogênico, provocadas pelo metamorfismo de alto grau a que foram submetidas essas rochas. Esse comportamento é comumente observado em rochas granulíticas (Kröner et al. 1994, Paquette et al. 1994).

Para a região norte do Amapá, os dados Pb-Pb em zircão de granitóides não forneceram nenhuma evidência concreta da existência de episódios magmáticos meso- a neoarqueanos. Em contra-partida, na região sudoeste do Amapá, na área do projeto RENCA, os dados Pb-Pb em zircão obtidos em rochas granulíticas e ortognáissicas de diferentes compartimentos estruturais, também reforçam a existência dos episódios magmáticos meso- a neoarqueanos, demonstrando ainda que, essa área teve uma evolução igualmente paleoproterozóica (Rosa Costa et al. 2001, Ricci et al. no prelo). A noroeste da área do projeto RENCA, para o domínio do Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande é admitida uma idade Mesoarqueana, em torno de 2,85 Ga, com base nos dados obtidos nesse trabalho, junto com os dados de Montalvão & Tassinari (1984) e Sato & Tassinari (1997). No domínio do Cinturão Jarí, na porção central, idades Neoarqueanas de 2,79 Ga e de 2,65 Ga foram obtidas para rochas gnáissicas enderbíticas e granodioríticas, interpretadas como idades de cristalização dos protólitos ígneos dessas unidades. Na porção sudoeste da área do RENCA, no domínio Orógeno Carecuru-Paru, idades paleoproterozóicas, em torno de 2,15 – 2,14 Ga foram registradas em uma rocha gnáissica e para um expressivo magmatismo, essencialmente tonalítico, que caracterizam esse domínio. Ainda nesse domínio, uma idade Neoarqueana de 2,58 Ga foi determinada para um gnaisse enderbítico do Núcleo Granulítico Paru, que segundo Rosa Costa et al. (2001) pode representar um “*inlier*” arqueano dentro desse domínio. Sendo assim, a porção sudoeste do Amapá parece constituir um domínio predominantemente Neoarqueano, envolvido na orogênese transamazônica.

A existência de um episódio de acreção crustal mesoarqueano, em torno de 3,0-2,9 Ga e de um episódio magmático mesoarqueano, em torno de 2,85 Ga, apontam para uma evolução de

crosta arqueana, envolvida no domínio paleoproterozóico do sudeste do Escudo das Guianas, similar àquela da Província Mineral de Carajás. No entanto, na região de Carajás não há registros marcantes de um evento magmático neoarqueano posterior ao episódio de 2,76-2,74 Ga, durante o qual vários granitóides crustais sin-tectônicos se formaram em toda a província (Avelar et al. 1999, Huhn et al. 1999, Barros et al. 2001, Sardinha et al. 2001). Idades no intervalo entre 2,58 – 2,40 Ga foram obtidos apenas na porção norte da Província de Carajás, para alguns corpos graníticos de extensão restrita e para um evento de metassomatismo potássico que afetou as rochas do embasamento (Machado et al. 1991, Souza et al. 1995). Isto é sugestivo de que durante o final do Neoarqueano, a Província Mineral de Carajás, estava estabilizada enquanto que o segmento crustal arqueano do sudeste do Escudo das Guianas estava sendo reativado.

**Os limites entre domínios arqueanos e paleoproterozóicos no sudeste do Escudo das Guianas:**

Os resultados Pb-Pb e U-Pb (SHRIMP) em zircão apresentados neste trabalho, juntamente com os dados Pb-Pb em zircão apresentados por Rosa Costa et al. (2001), na área do RENCA, possibilitam uma nova discussão sobre os limites entre os domínios arqueano da Província Mineral de Carajás e paleoproterozóico da Província Maroni-Itacaiúnas de Tassinari & Macambira (1999) ou Província Transamazônica de Santos et al. (2000). Cordani et al. (1979) e Tassinari & Macambira (1999) sugeriram que esse limite seria localizado logo a norte da região da Serra dos Carajás, enquanto que Santos et al. (2000) estenderam esse limite até a porção central do Amapá. Apesar das idades arqueanas predominarem em toda a porção central e sudoeste do Amapá até a região de fronteira Pará-Amapá, a existência de rochas paleoproterozóicas magmáticas e metamórficas relacionadas à orogênese Transamazônica é comprovada, a partir dos dados isotópicos Pb-Pb em zircão, tornando-se predominante no domínio Carecuru – Paru (Rosa Costa et al. 2001).

As informações geocronológicas no setor de mais de 500 km de extensão, entre o norte de Carajás e o sul do Amapá, são bastante escassas. Os resultados isotópicos Rb-Sr em rochas metamórficas da região de Altamira, a noroeste de Carajás, com idades paleoproterozóicas de 1,88 Ga (Santos et al. 1988), bem como a idade Pb-Pb em zircão de 2,07 Ga obtida para um corpo intrusivo granítico cálcio-alcalino, a norte de Carajás (Macambira et al. 2001) favorecem a proposta de Tassinari & Macambira (1999), na medida em que a Província Maroni-Itacaiúnas foi definida como um domínio de atuação da orogênese Transamazônica. A definição de províncias arqueanas Imataca e Carajás de Santos et al. (2000), se refere à presença de crosta arqueana,



independentemente da mesma ter sido ou não envolvida na orogênese Transamazônica. Nesse caso, o limite pode ser estendido até a região central do Amapá, porém, com a restrição de que a evolução neoarqueana dos segmentos crustais do centro e do sudoeste do Amapá foi diferente da evolução da região de Carajás. Sendo assim, a proposta de Tassinari & Macambira (1999) parece melhor retratar a situação geológica do Amapá.

Tassinari (1996) propôs a divisão do sudeste do Escudo das Guianas em dois domínios, cujo limite se confundiria com o Rio Oiapoque, sendo um domínio mais a norte com características simática juvenil e um outro domínio mais a sul com características ensialica. Os resultados geocronológicos obtidos nesse trabalho, juntamente com o conjunto de dados isotópicos na Guiana Francesa (Vanderhaeghe et al. 1998; Lafrance et al. 1999, Delor et al. 2001b) permitem que se chegue a mesma conclusão sobre a existência dos dois domínios crustais, como proposto por Tassinari (1996). No entanto, a existência de cristais de zircão herdados em granitóides e ortognaisses félsicos transamazônicos do sudeste da Guiana Francesa e do norte do Amapá, com idades Pb-Pb e U-Pb (SHRIMP) em zircão de até 2,93 Ga, bem como a existência de cristais de zircão detríticos de quartzitos da região de Camopi, no sudeste da Guiana Francesa, com idades entre 3,19 Ga e 2,77 Ga indicam que a ocorrência de relíquias arqueanas não se restringe somente à porção central do Amapá. A área de abrangência dessas relíquias arqueanas pode ser estendida mais para o norte do que o proposto por Tassinari (1996). Além disso, as idades modelo  $T_{(DM)}$  das rochas paleoproterozóicas em toda a região norte do Amapá e na fronteira com a Guiana Francesa, indicam que na fonte das rochas magmáticas, houve uma mistura entre um componente crustal arqueano e um componente juvenil paleoproterozóico. Esta proposta é válida, mesmo considerando-se que evidências de rochas com assinatura magmática juvenil eo-transamazônica comecem a aparecer nas imediações da cidade de Oiapoque, no norte do Amapá, como por exemplo, o granitóide (CA02A), cuja idade modelo  $T_{(DM)}$  é de 2,18 Ga, bem como as rochas tonalíticas e granodioríticas da área do Lourenço com idades modelo  $T_{(DM)}$  de 2,24-2,34 Ga (Nogueira et al. 2000).

Sendo assim, propõe-se acrescentar um terceiro domínio na porção sudeste do Escudo das Guianas, correspondente a uma zona de transição de grande extensão entre os domínios Arqueano retrabalhado e Transamazônico juvenil. Não é possível identificar um limite preciso, a norte, entre o domínio de transição e o domínio juvenil, porém o mesmo teria, a priori, uma direção provavelmente mais WNW-ESE, que a direção aproximadamente NNE-SSE

anteriormente apontada por Tassinari (1996). Isto implica no deslocamento do limite do domínio paleoproterozóico juvenil em direção mais para o norte da Guiana Francesa.

O limite entre os domínios Arqueano retrabalhado e de transição poderia ser situado nas adjacências com os núcleos preservados da região central do Amapá, onde Lima et al. (1991) sugeriram haver um cinturão de cisalhamento com “trend” NW-SE. Esse cinturão é bem marcado pela “Falha Quatro Pancadas” que se projeta ao longo do Rio Flexal e Tartarugal Grande, passando pela região de Lourenço e indo até a região de Caroni, na fronteira com a Guiana Francesa.

### **Evolução Transamazônica no Estado do Amapá:**

Os dados Pb-Pb em cristais de zircão obtidos para as rochas granitóides e anfibolíticas da região centro-norte do Amapá, junto com os dados Pb-Pb em zircão (Rosa Costa et al. 2001), Sm-Nd em rocha total (McReath & Faraco 1997), U-Pb em zircão e Rb-Sr em rocha total (Nogueira et al. 2000) permitem confirmar uma evolução Transamazônica, ao longo de todo o período Riáciano, entre 2,26-2,05 Ga, para este setor do sudeste do Escudo das Guianas. Isto está de acordo com o que foi sugerido pelos dados isotópicos disponíveis para as regiões centro-norte da Guiana Francesa, com idades entre 2,22-2,06 Ga (Gruau et al. 1985, Teixeira et al. 1985; Vanderhaeghe et al. 1998; Lafrance et al. 1999; Delor et al. 2001b). Com efeito, a partir dos dados isotópicos Pb-Pb em zircão, nesse trabalho, para as rochas do Estado do Amapá, três episódios magmáticos principais foram identificados, um primeiro episódio entre 2,18 e 2,14 Ga, que se insere no período eo- a meso-transamazônico denominado por Delor et al. (2001b); um segundo episódio, caracterizado por um volumoso magmatismo alcalino-potássico e peraluminoso foi bem documentado, principalmente, na porção norte do Amapá, entre 2107 Ma e 2087 Ma; finalmente, um terceiro episódio tardi-Transamazônico, em torno de 2,06 - 2,05 Ga foi identificado em plútons charnoquíticos e graníticos da região central do Amapá.

### **Episódios magmáticos eo- a meso-Transamazônico:**

Um primeiro estágio de evolução eo-Transamazônica iniciou-se com uma fase precoce de abertura oceânica, entre blocos continentais arqueanos, com formação dos terrenos *greenstones* e rochas associadas, principalmente toleíticas *trondhjemíticas*, em um período entre 2,20-2,17 Ga (Delor et al. 2001b). O volume de seqüências supracrustais tipo *greenstones* é bem menor na porção sudeste do Escudo das Guianas, em relação ao que ocorre na porção mais setentrional, na



Guiana e na Venezuela (Gibbs & Barron 1993). Na porção sudeste do Escudo das Guianas, este estágio está caracterizado geocronologicamente na região de *Ile de Cayenne*, na Guiana Francesa, e na região de Ipitinga, na fronteira Pará-Amapá, apontando idades entre 2,26 Ga e 2,20 Ga (McReath & Faraco 1997, Vanderhaeghe et al. 1998, Delor et al. 2001b). Na região de Inini, na porção central da Guiana Francesa, a idade isocrônica Sm-Nd em rocha total de 2,11 Ga de Gruau et al. (1985), não é suficientemente precisa ( $\pm 90$  Ma) para sustentar o prolongamento desse estágio até 2,11 Ga. Essa etapa de evolução extensional eo-Transamazônica avança para um estágio meso-transamazônico, no qual predomina o desenvolvimento de zonas de subducção, com formação de arcos magmáticos juvenis, aos quais associa-se um magmatismo cálcio-alcálico.

Na Guiana Francesa, o estágio eo- a meso-Transamazônico está bem caracterizado pela colocação de rochas vulcânicas, riolíticas, dioríticas e andesíticas, e por granitóides cálcio-alcálicos formados principalmente por rochas tonalíticas e granodioríticas. Para as rochas vulcânicas, um intervalo de idades entre 2,18 Ga e 2,15 Ga foi determinado, enquanto que para os granitóides as idades encontram-se em um intervalo de 2,15-2,13 Ga (Vanderhaeghe et al. 1998, Delor et al. 2001b). No Amapá, onde os terrenos granito-*greenstones* estão menos representados, poucos são os registros relacionados a esse magmatismo de zonas de subducção. A idade Pb-Pb em zircão de 2,18 Ga do diorito (BA22A) das imediações da cidade de Tartarugalzinho, obtida nesse trabalho, constitui o único registro do mesmo. Evidências do magmatismo cálcio-alcálico foram obtidas na região de Lourenço, com a idade U-Pb em zircão de  $2155 \pm 13$  Ma de um tonalito (Nogueira et al. 2000) e também na área do projeto RENCA, onde os dados isotópicos Pb-Pb em zircão de rochas tonalíticas e granodioríticas apontaram um intervalo entre 2,15-2,14 Ga (Rosa Costa et al. 2001).

#### **Episódio magmático alcálico-potássico:**

Na Guiana Francesa, o episódio magmático foi relacionado a um estágio colisional em contexto principalmente transcorrente, ao qual associa-se um intenso magmatismo de fusão crustal, com afinidade alcálica. Esse episódio encontra-se bem documentado no norte da Guiana Francesa, onde os dados isotópicos apontam um período entre 2,10-2,06 Ga para a colocação das rochas associadas a esse magmatismo (Vanderhaeghe et al. 1998, Delor et al. 2001b).

Granitóides relacionados a um episódio de retrabalhamento crustal predominam em toda a porção norte do Estado do Amapá. Os dados isotópicos Pb-Pb em zircão, determinados nesse

trabalho para as rochas granitóides apontam um intervalo entre 2107 Ga e 2087 Ga para a colocação das mesmas. A predominância desse tipo de magmatismo, junto com a diminuição da ocorrência de *greenstones belts* é revelador da proximidade do domínio continental. A rocha sienogranítica (CA10A) do norte do Amapá apresentou uma idade Pb-Pb em zircão, em torno de 2,13 Ga, portanto mais antiga que o intervalo 2,11 – 2,09 Ga, porém, essa idade foi mal definida e poderia tanto representar uma idade mínima para a cristalização da rocha, se consideradas as idades < 2,13 Ga como representativa de perda de Pb radiogênico em zircões discordantes, ou ao contrário, poderia representar a presença de um componente de Pb herdado, possivelmente eo-Transamazônico, em uma rocha mais nova.

Do mesmo modo, no centro do Amapá, o mobilizado félsico (CA17B), associado ao metatonalito mesoarqueano (CA17A), deve ser relacionado ao estágio colisional entre 2,11 – 2,09 Ga, apesar de ter sido encontrado zircão com idade de até 2,13 Ga. Essa idade Pb-Pb em zircão, em torno de 2,13 Ga, poderia representar uma idade mínima de cristalização, porém, é mais provável que seja o registro da presença de um componente de Pb herdado que permaneceu nos cristais de zircão no momento da fusão. De qualquer forma, apenas dois cristais forneceram um resultado isotópico, o que torna esta discussão bastante especulativa. O fato de que nenhum zircão apresentou uma herança arqueana poderia sugerir que a origem dessa rocha não tem vínculo com o metatonalito encaixante. Porém a idade modelo  $T_{(DM)}$  de 2,75 Ga (Tabela 21) demonstra que essa rocha é produto da fusão de precursores com idades arqueanas. Ainda na região de Cupixi, Sato & Tassinari (1997) obtiveram uma idade isocrônica Rb-Sr de 2,06 Ga em uma rocha granítica potássica, com idade modelo  $T_{(DM)}$  de 2,22 Ga, mostrando que existem rochas transamazônicas provenientes de fusão de crosta juvenil no domínio dos núcleos arqueanos preservados.

#### **Episódio magmático-metamórfico tardi-Transamazônico:**

A idade Pb-Pb em zircão de  $2053 \pm 1$  Ma do plúton charnoquítico da região de Ferreira Gomes, na área de ocorrência dos granulitos de Tartarugal Grande, indica a existência de um evento magmático-metamórfico de alto grau tardi-Transamazônico. Este evento não havia sido identificado no Estado do Amapá, nem na Guiana Francesa. Mais a norte, na região de Calçoene, um outro corpo charnoquítico similar àquele datado nesse trabalho, foi encontrado e forneceu uma idade Pb-Pb em zircão de  $2059 \pm 3$  Ma (Lafon et al. 2001). Por outro lado, o corpo granítico



não deformado CA18, na região de Cupixi com idade de  $2055 \pm 6$  Ma é interpretado como sendo um produto do mesmo evento magmático que cristalizou em nível crustal mais alto.

As rochas charnoquíticas e enderbíticas, incluídas na Suíte Metamórfica Tartarugal Grande – Ananaí, forneceram idades Rb-Sr de 2,45 Ga (João & Marinho 1982b) e idades Pb-Pb em zircão de até 2,58 Ga, neste trabalho, para a formação dos protólitos dessas rochas, os quais foram confirmados pelos dados U-Pb (SHRIMP) em zircão em torno de 2,61 Ga (BA14) e de  $2623 \pm 13$  Ga (CA13A). As relações entre o metamorfismo granulítico regional e o magmatismo charnoquítico não estão claras.

A idade Rb-Sr em rocha total de 2,45 Ga (João e Marinho 1982) mostra que o sistema Rb-Sr não registrou o evento transamazônico, sugerindo que o evento granulítico tenha ocorrido ainda no Arqueano. A tentativa de datar os zircões do mobilizado de fusão da amostra BA14, equivalente a amostra BA14A, datado nesse trabalho pelo método Sm-Nd não foi bem sucedida, devido ao estado avançado de metamictização dos cristais de zircão, provocando um grau de discordância elevado no diagrama Concórdia. Entretanto, um cristal de zircão do mobilizado, que corresponde à fusão *in situ* dos granulitos, apresentou uma posição sub-concordante em torno de 2085 Ma o que poderia sugerir a formação de cristais, no mobilizado, de fusão do protólito durante o evento transamazônico (Figura 46). Além disso, dados Sm-Nd em rocha total e granadas das diversas amostras de granulitos indicaram idades no intervalo de 2,04 – 1,98 Ga (Elma C. Oliveira, comunicação escrita, Oliveira et al. submetido). Os autores interpretam essas idades como sendo do metamorfismo granulítico, já que temperaturas de 600-850°C são apontadas para o fechamento do sistema isotópico Sm-Nd da granada (Jagoutz 1988, Metzger et al. 1992, Thöni 2002). A interpretação do evento metamórfico granulítico como tendo acontecido no final da orogênese Transamazônica não inviabiliza a possibilidade de um evento metamórfico de alto grau ter afetado as unidades da região central do Amapá, ainda no final do Arqueano.

No noroeste do Suriname, nas Montanhas Bakhuis, idades Pb-Pb em zircão entre 2,07-2,06 Ga foram obtidas para rochas granulíticas do Cinturão Guiana Central (granitóide a ortopiroxênio, gnaisses a sillimanita e granada, e enderbitos), evidenciando a atuação de um evento metamórfico de alta temperatura tardi-Transamazônico (Delor et al. 2001c). Os autores mencionam que condições de metamorfismo UHT (*ultra high temperature*) foram alcançadas, com pressões acima de 10Kb e temperaturas superiores a 1000°C. Nenhuma assinatura arqueana foi encontrada nas rochas datadas, inclusive nos gnaisses a sillimanita – granada, o que não deixa

nenhuma dúvida quanto à idade transamazônica do evento granulítico *UHT*.

A similaridade das idades dos granulitos do noroeste do Suriname com os resultados obtidos nos granulitos da região central do Amapá sugere que esses eventos sejam associados, mesmo se não foi encontrado, até o momento, paragênese de *UHT* nos granulitos do Amapá. Os granulitos da região de Tartarugal Grande poderiam constituir uma testemunha de processos de *boudinage*, resultante de cisalhamentos em escala continental, conforme proposta de Delor et al. (2001c).

Esse evento tardi-Transamazônico deve ter influenciado o resfriamento pós-orogênico desse setor do sudeste do Escudo das Guianas, provavelmente, retardando-o em relação, por exemplo, à região de fronteira com a Guiana Francesa, ao longo do Rio Oiapoque, onde temperaturas abaixo de 250°C já tinham sido alcançadas entre 1,99-1,93 Ga (Nomade et al. 2002).



## **CAPÍTULO XI**

## **CONCLUSÕES**

## 11 - CONCLUSÕES

Nesse trabalho, um conjunto de 25 amostras foi analisado pelos métodos Pb-Pb em zircão (18) e Sm-Nd em rocha tota (23), totalizando 41 análises. Os dados isotópicos obtidos a partir do método Pb-Pb em zircão para a maioria das rochas da porção centro-norte do Amapá permitiram individualizar dois grupos de rochas, um grupo formado por rochas com idades meso- a neoarqueanas (3,19-2,58 Ga) e um outro grupo formado por rochas com idades riacianas e relacionadas à orogênese Transamazônica (2,18-2,05 Ga). Para algumas amostras, os resultados isotópicos Pb-Pb em zircão obtidos foram interpretados somente como uma idade mínima de cristalização, enquanto que outras amostras apresentaram cristais de zircão com componentes de Pb herdados. Os resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total, idades modelo  $T_{(DM)}$ , obtidos nas rochas investigadas da porção centro-norte do Amapá, apresentaram uma grande dispersão de idades, desde 2,18 Ga até 3,29 Ga. Esta grande variação levou a diferentes propostas de interpretação da evolução isotópica do Nd em função do tempo, para as regiões central e norte do Amapá.

Para a porção central do Amapá, na região de Tartarugal Grande, os dados Pb-Pb em zircão de granulitos félsicos forneceram uma idade de cristalização em torno de 2,60 Ga, enquanto que um plúton charnoquítico apresentou uma idade Pb-Pb em zircão de  $2053 \pm 1$  Ma. Nas imediações de Cupixi, os ortognaisses tonalíticos apresentaram uma idade de cristalização Pb-Pb em zircão de  $2849 \pm 6$  Ma e um mobilizado granítico, desta mesma rocha, forneceu uma idade de cristalização no intervalo de 2,07-2,13 Ga. Um monzogranito forneceu uma idade de cristalização de  $2055 \pm 6$  Ma e cristais de zircão de idades até 2,56 Ga, considerada como idade mínima de um componente herdado arqueano. As idades modelo  $T_{(DM)}$  para todas essas rochas dessa região, incluindo uma rocha anfíbolítica associada aos *greenstone belts* do Grupo Vila Nova, situaram-se no intervalo de 2,70 Ga até 3,29 Ga.

Na porção norte do Amapá, diversos sienogranitos sin-tectônicos forneceram idades de cristalização de  $2107 \pm 2$  Ma,  $2098 \pm 2$  Ma e  $2087 \pm 3$  Ma. Cristais de zircão de um o outro sienogranito e de um álcali-feldspato granito apresentaram idades no intervalo de 2,05-2,13 Ga e 1,95-2,10 Ga, respectivamente. Este último granito apresentou também zircões herdados com idades de 2,54-2,60 Ga. Cristais de zircão de um diorito forneceram uma idade de cristalização de  $2181 \pm 2$  Ma. Exceutando-se um granito com idade modelo  $T_{(DM)}$  de 2,18 Ga, as idades modelo



$T_{(DM)}$  para esse conjunto de rochas, incluindo as rochas anfibolíticas associadas a alguns dos granitos, espalharam-se no intervalo entre 2,39–2,75 Ga.

Na região de fronteira com o sudeste da Guiana Francesa, ao longo do Rio Oiapoque, cristais de zircão de um sienogranito e de uma intrusão de gabro apresentaram, respectivamente, idades de cristalização de  $2096 \pm 2$  Ma e de  $2099 \pm 1$  Ma. Para um granito sin-tectônico, da mesma região, um único zircão forneceu uma idade de  $2100 \pm 13$  Ma. Idades modelo  $T_{(DM)}$  de 2,50 Ga e 2,75 Ga foram obtidos em granitóides. Dados Pb-Pb em cristais de zircão detríticos de um quartzito, associado ao Grupo Paramaca, forneceram idades entre 3,19–2,77 Ga para as fontes dos sedimentos.

Os resultados geocronológicos Pb-Pb por evaporação de zircão e Sm-Nd em rocha total, obtidos nesse trabalho, em unidades metassedimentares e metaígneas da porção centro-norte do Estado do Amapá, apoiado por outros dados isotópicos Rb-Sr, Pb-Pb e U-Pb (SHRIMP) disponíveis, permitiram posicionar as regiões central e norte do Amapá, incluindo também a porção sudeste da Guiana Francesa, no contexto da evolução geodinâmica da porção sudeste do Escudo das Guianas. Esses dados permitiram sugerir a seguinte evolução para esse setor do escudo:

#### **Evolução Arqueana (3,29–2,58 Ga):**

A evolução arqueana da porção centro-norte do Amapá é marcada por um período principal de diferenciação manto-crosta mesoarqueano entre 3,0–2,90 Ga, com possíveis relíquias de crosta até 3,29 Ga. Dois episódios magmáticos distintos foram reconhecidos, sendo um em torno de 2,85–2,79 Ga, constituído pelos ortognaisses tonalíticos de Cupixi e o outro em torno de 2,62–2,58 Ga, constituído pelos precursores ígneos dos granulitos de Tartarugal Grande. Esses episódios de acreção crustal e de magmatismo são bem caracterizados na região central do Amapá.

A existência de um episódio de acreção crustal em torno de 3,0–2,9 Ga e de um episódio magmático em torno de 2,85–2,79 Ga apontam para uma evolução arqueana da crosta, envolvida no domínio paleoproterozóico do sudeste do Escudo das Guianas, similar a da crosta arqueana da Província de Carajás. Entretanto, nessa última região, não há registro marcante de um episódio neoarqueano em torno de 2,62–2,58 Ga, o que sugere que a Província de Carajás estava estabilizada, enquanto que o segmento crustal arqueano do sudeste do Escudo das Guianas estava sendo reativado, no final do Neoarqueano.

### Evolução Transamazônica (2,18-2,05 Ga)

Um episódio magmático cálcio-alcálico (diorítico e tonalítico) entre 2,18 Ga e 2,15 Ga foi identificado, o qual pode ser relacionado à formação de arcos magmáticos eo- e meso-transamazônicos em contexto de subdução, já reconhecido na Guiana Francesa (Vanderhaeghe et al. 1998, Delor et al. 2001b). Um segundo episódio magmático alcalino-potássico, entre 2,11 e 2,09 Ga, predomina em toda a porção norte do Amapá e é relacionado ao estágio colisional, caracterizado por tectônica essencialmente transcorrente e anatexia crustal, também reconhecido na Guiana Francesa.

A formação de um plúton charnoquítico com idade de 2,05 Ga, na região central do Amapá, indica uma idade tardi-transamazônica para o metamorfismo de alto grau identificado, neste mesmo setor, em rochas granulíticas com protólito arqueano em torno de 2,6 Ga, o qual é confirmado pelas idades Sm-Nd de granadas das rochas granulíticas em torno de 2,04-1,98 Ga (Elma C. Oliveira, comunicação escrita). Esse magmatismo catazonal foi identificado também na porção norte do Amapá, na região de Calçoene, onde um outro plúton charnoquítico foi datado a 2,06 Ga (Lafon et al. 2001). Este evento de alto grau pode ser relacionado ao evento granulítico UHT (*ultra high temperature*) tardi-transamazônico identificado no nordeste do Suriname a 2,07-2,06 Ga e poderia constituir uma nova testemunha de processos de *boudinage* tardi-orogénico, resultante de cisalhamentos em escala continental, conforme proposta de Delor et al. (2001c).

Os resultados geocronológicos indicam portanto uma evolução transamazônica da região centro-norte do Amapá similar a da Guiana Francesa, no período entre 2,2 e 2,08 Ga. Entretanto, a região central se diferencia pela presença de crosta arqueana retrabalhada e pela existência de um evento magmático-metamórfico de alto grau tardi-transamazônico.

A grande variação de idades modelo  $T_{(DM)}$  “pré-transamazônicas” que se espalham principalmente entre 2,75 e 2,39 Ga em quase todas as rochas paleoproterozóicas da porção norte do Amapá e do sudeste da Guiana Francesa, com maior concentração em torno de um valor médio de 2,65 Ga parece indicar a existência de um episódio de acreção crustal neoarqueano. Entretanto, o fato de não existirem evidências concretas de rochas com idades de cristalização neoarqueanas, junto com o fato de terem sido encontrados grãos de zircão detríticos no quartzito da região de Camopi, com idades desde 3,19 Ga até 2,77 Ga, bem como a comparação das idades modelo  $T_{(DM)}$  e de componente de Pb herdado em zircão de alguns granitóides e, finalmente, as diferenças nos valores de idades modelo  $T_{(DM)}$  entre os anfibolitos e os granitos, aos quais estão



associados, favorece a interpretação dos dados isotópicos de Nd, nas rochas paleoproterozóicas, em termos de mistura de componentes crustais meso-arqueanos e eo-transamazônicos.

Os resultados geocronológicos obtidos nesse trabalho, juntamente com o conjunto de resultados geocronológicos no Amapá e na Guiana Francesa (Tassinari 1996, Vanderhaeghe et al. 1998, Lafrance et al. 1999, Delor et al. 2001b, Rosa Costa et al., 2001) permitem identificar três domínios na porção sudeste do Escudo das Guianas. O domínio mais a norte, na Guiana Francesa, apresenta características simática juvenil, o domínio mais a sul, na região central do Amapá, possui características ensialítica, sendo constituído por núcleos meso- a neo-arqueanos, retrabalhados durante a orogênese transamazônica e, finalmente, uma zona de transição de grande extensão, ocupando toda a porção norte do Amapá, entre os domínios arqueano retrabalhado, do sul e transamazônico juvenil, do norte.

O limite, na Guiana Francesa, entre o domínio de transição e o domínio juvenil teria uma direção provavelmente WNW-ESE enquanto que o limite entre esse domínio de transição e o domínio arqueano retrabalhado é situado na logo a norte do complexo granulítico de Tartarugal Grande.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEGRE, C.J. & ROUSSEAU, D. 1984. The growth of the continent through geological time studied by Nd isotope analysis of shales. *Earth Planet. Sci. Letters*, **67**: 19-34.
- ALMEIDA, F.F.M. 1978. *Tectonic map of South América*. Brasília, DNPM/DGM. Comissão for the Geological Map of the World/UNESCO.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim Inst. Geoc. Univ. São Paulo*, **7**: 45-80.
- AMARAL, G. 1974. *Geologia Pré-Cambriana da região Amazônica*. São Paulo. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. 212p. (Tese de livre-docência).
- ANSDALL, K.M. & KYSER, T.K. 1993. Textural and chemical changes undergone by zircon during the Pb-evaporation technique. *Am. Mineral.*, **78**: 1663-1673.
- ARMSTRONG, R.L. 1991. The persistent myth of crustal growth. *Aust. J. Earth Sci.* 38.613-30.
- ARNDT, N.T. & GOLDSTEIN, S.L. 1987. Use and abuse of crust-formations ages. *Geology*, **15**: 893-895.
- AVELAR, V.G. 1996. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 149p. (Dissertação de Mestrado).
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; CORREIA Jr, F.C.; MACAMBIRA, E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: Novos resultados Geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29(4)**: 453-460.
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; DELOR, C. 2001. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Amapá. Implicações para a evolução geodinâmica do Escudo das Guianas. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7. Belém. (CD-ROM).
- BARROS, C.E.M., MACAMBIRA, M.J.B., BARBEY, P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Matelogenética de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7. Belém, *Resumo expandido*, (CD-ROM).
- BARTLETT, J.M.; DOUGHERTY-PAGE, J.S.; HARRIS, N.B.W.; HAWKESWORTH, C.J.; SANTOSH, M. 1998. The application of single zircon evaporation and model Nd ages to the interpretation of polymetamorphic terrains: an example from the Proterozoic mobile belt of south India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **131(2-3)**: 181-195.

- BASEI, M.A.S. 1973. *Geocronologia do Bloco BIII-Amapá*: Relatório Interno Projeto RADAM. Belém. 9p.
- BASEI, M.A.S. 1977. *Idade do vulcanismo ácido a intermediário na região Amazônica*. São Paulo. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 133p. (Dissertação de Mestrado).
- BEN OTHMAN, D.; POLVÉ, M.; ALLEGRE, C.J. 1984. Nd-Sr isotopic composition of granulite and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, **307**: 510-515.
- BOSMA, W.; KROONENBERG, S.B.; MASS, K.; DE ROEVER, E.W.F. 1983. Igneous and metamorphic complexes of the Guiana Shield in Surinam. *Geol. Mijnbouw*. **62**: 241-254.
- BOSMA, W.; KROONENBERG, S.B.; VAN LISSA, R.V.; MAAS, K.; DE ROEVER, E.W.F. 1984. An explanation to the geology of Suriname. *Contributions to the Geology of Suriname*. **8**: 32-82.
- CAMERON, A.E.; SMITH, D.H.; WALKER, R.L. 1969. Mass spectrometry of nanogram-size samples of lead. *Anal. Chem.* **41**: 525-526.
- CAPDEVILA, R.; ARNDT, NICHOLAS; LETENDRE, J.; SAUVAGE J.-F. 1999. Diamonds in volcanoclastic komatiite from French Guiana. *Nature*. 399:456
- CARVALHO, J.M.A.; NETO, C.S.S.; KLEIN, E.L.; FARACO, M.T.L. 1994. Características das principais mineralizações auríferas no Pará e Amapá. In: CONG. BRAS. GEOL., 38. Camboriú. *Boletim de resumos expandidos*. SBG. p.286-289.
- CARVALHO, J.M.A.; ROSA COSTA, L.T.; RICCI, P.S.F.; VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L.; VALE, A.G.V.; MACAMBIRA, E.M.B. 2001. Geologia da área do Projeto RENCA – sudeste do Escudo das Guianas. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7. Belém. (CD-ROM).
- CHAPPMAN, H.J. & RODDICK, J.C. 1994. Kinetics of release during the zircon evaporation technique. *Earth Planet. Sci. Letters*, **121**: 601-611.
- CHERNIAK, D.J. & WATSON, E.B. 2000. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, **172**: 5-24.
- CHOUBERT, B. 1974. *Le Précambrien des Guyanes*. Mém. BRGM, Orléans. 81, 213p.
- CHOUDHOURI, A. 1980. The early proterozoic greenstone belt of the northern Guiana Shield, South America. *Precambrian Research*. **13**: 363-374.
- COMPSTON, W. & KRÖNER, A. 1988. Multiple zircon growth within early archaean tonalitic gneiss from the Ancient gneiss Complex, Swaziland. *Earth Planet. Sci. Letters*, **87**: 13-28.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**: 78-88.



- CORDANI, U.G. & SATO, K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, **22(3)**: 167-173.
- CORDANI, U.G.; BASEI, M.A.S.; TEIXEIRA, W. 1975. Estudo geocronológico da Série L'Ile de Cayenne. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10., Belém. *Resumos*.
- CORDANI, U.G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; BASEI, M.A.S. 2000. Crustal evolution of the south American Platform. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31. Rio de Janeiro. *Tectonic Evolution of South America*. p.19-40.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, **9**: 6-11.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.G.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2. Santiago. *Actas.*, v.4, p.137-148.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; SATO, K. 1988. The growth of the Brazilian Shield. *Episodes*. **11(3)**: 163-167.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M.L.C. & ANGÉLICA, R.S. (coords.). *Contribuição à Geologia da Amazônia*. SBG-NO, p.15-90.
- COX, D.P.; WYNN, J.C.; SIDDER, G.B.B.; PAGE, N.J. 1993. Geology of the Venezuelan Guyana Shield. In: U.S. GEOLOGY SURVEY AND CORPORACIÓN VENEZOLANA DE GUYANA, TÉCNICA MINERA, C.A. (Editors), *Geology and Mineral Resource Assessment of the Venezuelan Guyana Shield*. U.S. Geological Survey Bulletin 2062, p.9-15.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; FRAGA, L.M.; SCANDOLARA, J.E.; BARROS, C.E.M. 2000. The Precambrian evolution on the Amazonian Craton. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31. Rio de Janeiro. (CD-ROM).
- DARDENNE, M.A. & SCHOBENHAUS, C. 2001a. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Ed. UnB, 394p.
- DARDENNE, M.A. & SCHOBENHAUS, C. 2001b. Épocas metalogenéticas no Cráton Amazônico. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7. Belém. (CD-ROM).
- DAY, W.C.; TOSDAL, R.M.; ACOSTA, E.L.; ARUSPON, J.C.; CARVAJAL, L.; CEDEÑO, E.; LOWRY, G.; MARTINEZ, L.F.; NORIEGA, J.A.; NUÑEZ, F.J.; PRIETO, F. 1995. Geology of the Lo Increíble mining district and U-Pb age of the early Proterozoic Yuruari Formation of the Pastora Supergroup, Guyana Shield, Venezuela. *U.S. Geological Survey Open-File-Report*. 2124, E1-E13.

- DECKART, K.; FÉRAUD, G.; BERTRAND, H. 1997. Age of jurassic continental tholeiites of French Guyana, Surinam and Guinea: Implications for the initial opening of the central Atlantic ocean. *Earth Planet. Sci. Letters*, **150**: 205-220.
- DELOR, C.; FARACO, M.T.L.; FRAGA, L.M.; LAFON, J.-M.; DE ROEVER, E.; ROSSI, Ph.; VIDAL, M. 2000. Synthesi of the North Amazonian precambrian crustal growth. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31<sup>st</sup>. *Abstracts*. Rio de Janeiro. (CD-ROM).
- DELOR, C.; LAFON, J.M.; LAHONDÈRE, D.; ROEVER, E.; FRAGA, M.L.; ROSSI, Ph. 2001c. Paleoproterozoic framework of the Guyana Shield II – Continental scale boudinage and ultra-high temperature granulite belt exhumation at 2.07-2.06 Ga. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7. Belém. (CD-ROM).
- DELOR, C.; LAHONDÈRE, D.; EGAL, E.; COCHERIE, A.; GUERROT, C.; TRUFERT, C.; LAFON, J.M.; AVELAR, V.G.; THEVENIAUT, H.; ROSSI, Ph.; MARTEAU, P.; CAPDEVILA, R.; PEUCAT, J-J. 2001a. Paleoproterozoic framework of the Guyana Shield I – Early Transamazonian crustal growth as revealed by the new 1:500000 scale geological map of French Guyana. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7. Belém. (CD-ROM).
- DELOR, C.; LAHONDÈRE, D.; EGAL, E.; MARTEAU, P. 2001b. *Carte Géologique de la Guyane à 1/500000*. 2. ed., BRGM.
- DELOR, C.; PERRIN, J.; TRUFFERT, C.; ASFIRANE, F.; ROSSI, Ph. 1998b. Images Géophysiques de Socles. Images Géophysiques dans le Socles Guyanais: Campagne de géophysique aéroportée en Guyane Française-1996: magnétisme et espectrométrie gamma. *Geochronique*, **67**: 7-12.
- DELOR, C.; ROSSI, P.; COCHERIE, A.; CAPDEVILLA, R.; PEUCAT, J.J.; VIDAL, M. 1998a. The French Guyana basement revisited: New Petrostructural and Geochronological results, and correlations with the West African Shield. In: CONG. BRAS. GEOL., 40. Belo Horizonte, *Anais*. p.49.
- DePAOLO, D.J. 1981. Nd isotopic studies: Some new perspectives on Earth Structure and Evolution. *EOS*, **62**: 137-145.
- DePAOLO, D.J. 1988. Age dependence of the composition of continental crust: evidence from Nd isotopic composition in granitic rocks. *Earth Planet. Sci. Letters*, **90**: 263-271.
- DePAOLO, D.J. & WASSERBURG, G.J. 1976a. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Letters*, **3**: 249-52.



- DePAOLO, D.J. & WASSERBURG, G.J. 1976b. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . *Geophys. Res. Letters*, **3**: 743-6.
- DePAOLO, D.J. & WASSERBURG, G.J. 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**: 615-27.
- DE ROEVER, E.W.F. & KROONENBERG, S.B. 2001. The Käyser, an alkaline dike suite from Surinam. In: *SIMP. GEOL. AMAZ.*, 7. Belém. (CD-ROM).
- DE VLETTER, D.R. 1984. Geology of Suriname. *Geol. Minjb. Dienst. Sur. Med.* **27**: 1-135.
- DE VLETTER, D.R.; ALEVA, G.J.J.; KROONENBERG, S.B. 1998. Research into the Precambrian of Suriname. In: WONG, Th.E., DE VLETTER, D.R.; KROOK, L.; ZONNEVELD, J.I.S.; VAN LOON, A.J. (eds.). *The history of earth sciences in Suriname*. Amsterdam, Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences, Netherlands Institute of Applied Geoscience TNO. p.15-64.
- DICKIN, A.P. 1995. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press. 477p.
- DOUGHERTY-PAGE, J.S. & FODEN, J. 1996. A Pb-Pb zircon evaporation data for the Charleston Granite: comparisons with other zircon geochronology techniques. *Aust. Journ. Earth Sci.* **43**: 133-137.
- FARACO, M.T.L. & CARVALHO, J.M.A. 1994. A carta metalogenética e previsual do Pará e Amapá. In: CONG. BRAS. GEOL., 38, Camboriú. *Boletim de resumos expandidos*. SBG. p.291-293.
- FARACO, M.T.L.; MARINHO, P.A.C.; VALE, A.G. 2000. *Metallogenic map of the Amapá/NW Pará state integrated to JERS-1 Radar image*. CPRM- Belém/SUREG.
- FAURE, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2. Ed. 512p.
- FEYBESSE, J.-L. & MILÉSI, J.-P., 1994. The Archean/Proterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of décollement, thrusting and folding on a continental margin related to the 2.1 Ga convergence of Archean cratons? *Precambrian Research*, **80**: 173-191.
- FEYBESSE, J.-L.; MILÉSI, J.-P.; JOHAN, V.; DOMMANGET, A.; VALVEZ, J.Y.; BOHER, M.; ABOUCHAMI, W. 1989. La limite Archéen Protérozoïc inférieur d'Afrique de l'Ouest: une zone de chevauchement majeure antérieure à l'accidente de Sassandra; l'exemple des régions d'Odienné et de Touba (Côte-d'Ivoire). *C.R. Acad. Sci.*, II, **310**: 1847-1853.
- FLETCHER, I.R. & ROSMAN, K.J.R. 1982. Precise determination of initial  $\epsilon_{\text{Nd}}$  from Sm-Nd isochron data. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**: 1983-1987.

- FRAGA, L.M.; ALMEIDA, M.E.; MACAMBIRA, M.J.B. 1997. First lead-lead zircon ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the State of Roraima, Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Campos do Jordão. *Extended Abstracts*, p.115-117.
- GAUDETTE, H.E. & OLSZEWSKI, W.J. 1985. Geochronology of the embasament rocks, Amazonian territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guyana shield. *Gologie en Mijnbouw*, **64**: 131-144.
- GAUDETTE, H.E.; HURLEY, P.M.; FAIRBAIRN, H.W., ESPEJO, A.; DAHLBERG, E.H. 1976. *Older Guiana basement south of the Imataca Complex in Venezuela and in Suriname*. 24th Progr. Rept., 1974-1976. MIT Geochronolo. Labor. R.M. 54-1122, 26-34.
- GAUDETTE, H.E.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; 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 Sciences*, **11(4)**: 351-363.
- 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. *Boletim de resumos expandidos*, p.236-237.
- GAUDETTE, H.E.; OLSZEWSKI, W.J.; SANTOS, O.S. 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of the Guyana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **9(3/4)**.
- GIBBS, A.K. 1980. *Geology of the Barama-Mazaruni Supergroup of Guyana*. Cambridge. Harvard University. 375p. (Ph.D. Thesis).
- GIBBS, A.K. & BARRON, C.N. 1983. The Guyana Shield reviewed. *Episodes*. **6(2)**: 7-14.
- GIBBS, A.K. & BARRON, C.N. 1993. The geology of the Guiana Shield. Oxford University Press (New York); Clarendon Press (Oxford). Oxford monographs on geology and geophysics. **22**, 246p.
- GIBBS, A.K. & OLSZEWSKI, W.J. 1982. Zircon U-Pb ages of Guyana greenstone-gneiss terrane. *Precambrian Research*, **17**: 199-214.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI, W.J. 1986. Age and composition on the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*. **16**: 201-211.



- GIOIA, S.M.C.L. 1997. *Preparação da metodologia Sm-Nd para datação das amostras geológicas e sua aplicação em rochas das áreas de Firminópolis, Fazenda Nova e Americano do Brasil- Go*, Brasília, Universidade de Brasília. Instituto de Geociências 121p. (Dissertação de Mestrado).
- GIOIA, S.M.C.L. & PIMENTEL, M. M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras.* **72**:220-245
- GOLDSTEIN, S.L.; O'NIONS, R.K.; HAMILTON, P.J. 1984. A Sm/Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth Planet. Sci. Letters.* **70**: 221-36.
- GRUAU, G.; MARTIN, H.; LEVEQUE, B.; CAPDEVILLA, R. 1985. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of Lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guyane, South America. *Precambrian Research.*, **30**: 63-80.
- HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K.; EVENSEN, N.M. 1977. Sm-Nd dating on Archaean basic and ultrabasic volcanics. *Earth Planet. Sci. Letters.*, **36**: 263-268.
- HARTMANN, L.A. & VASCONCELOS, M.A.S. 1997. Open-system behaviour of U, Th(Pb) in zircon. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Campos do Jordão. *Extended Abstracts*, p.137-138.
- HASUI, Y.; HARALY, N.L.E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMP. GEOL. AMAZ., 2, Manaus. *Anais. Manaus.* p.129-148.
- HAYWARD, J.A. 1983. *Rb-Sr geochronology and the evolution of some peraluminous granites in New Hampshire*. Durham, University of New Hampshire. 108p. (Thesis).
- HUHN, S.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R. 1999. Geologia e geocronologia Pb-Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás, PA. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6. Belém. *Boletim de resumos expandidos.* 463-466.
- HURLEY, P.M.; MELCHER, G.C.; PINSON, W.H; FAIRBAIRN, H.W. 1968. Some orogenic episodes in South America by K/Ar and whole rock Rb/Sr dating. *Can. Journ. Earth. Sci.* **5**: 633-638.
- HURLEY, P.M.; KALLIOKOSKI, J.; FAIRBAIRN, H.W.; PINSON, W.H. 1972. Progress report on the age of granulite facies rocks in the Imataca Complex, Venezuela. Proc. In: INTER-GUAYANAS GEOL. CONF., 9. p.431-433.

- ISSLER, R.S.; ANDRADE, A.R.F.; MONTALVÃO, R.G.M.; GUIMARÃES, G.; SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C. 1974. Geologia da Folha SA.22 Belém. In: Brasil Projeto RADAM. FOLHA SA.22 BELÉM. Rio de Janeiro (levantamentos de recursos naturais, 5).
- JAGOUTZ, E. 1988. Nd and Sr systematics in an eclogite from Tanzania: Evidence for frozen mineral equilibria in the continental lithosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**: 1285-1293.
- JOÃO, X.S.J. & MARINHO, P.A.C. 1982a. Granitóides sódicos da região centro-leste do Território Federal do Amapá. In: SIMP.GEOL.AMAZ., 1, Belém. *Anais. SBG.* **2**: 229-252.
- JOÃO, X.S.J. & MARINHO, P.A.C. 1982b. Catametamorfitos Arqueanos da região centro-leste do Território Federal do Amapá. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1, Belém. *Anais.*, SBG. **2**: 207-228.
- JOÃO, X.S.J.; FRIZZO, S.J.; MARINHO, P.A.C.; CARVALHO, J.M.A.; NETO, C.S.S.; SOUZA, A.N.; GUIMARÃES, L.R. 1979. *Geologia da região sudoeste do Amapá e norte do Pará: Projeto Sudoeste do Amapá. DNPM/CPRM 125p.* (Série Geol. 10. Séc. Geol. Bás. 7).
- KARABINOS, P. & GROMET, L.P. 1993. Applications of single-grain zircon evaporation analyses to detrital grain studies and age discrimination in igneous suites. *Geoch. Cosmoch. Acta...* **57**: 4257-4267.
- KELLEY, W.J. 1980. *Nd isotopic of the metabasic gneiss: southeast New Hampshire.* Durham, University of New Hampshire. 121p. (MSc. Thesis).
- KOBER, B. 1986. Whole-grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrology*, **93**: 482-490.
- KOBER, B. 1987. Single zircon evaporation combined with  $\text{Pb}^+$  emitter-bedding for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contrib. Mineral. Petrology*, **96**: 63-71.
- KOBER, B.; PIDGEON, R.T.; LIPPOLT, H.J. 1989. Single-zircon dating by stepwise Pb-evaporation constrains the Archean history of detrital zircons from the Jack Hills, Western Australia. *Earth Planet. Sci. Letters*. **91**: 286-296.
- KOUAMELAN, A.; DELOR, C.; PEUCAT, J.-J. 1997. Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during the Early Proterozoic (2,1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise-West African Craton. *Precambrian Research*. **86**: 177-199.
- KRÖNER, A. & TODT, W. 1988. Single zircon dating constraining the maximum age of the Barberton Greenstone Belt, Southern Africa. *Journal of Geophysical Research*. **93**:15,329-15,337.



- KRÖNER, A.; EKWUEME, B.N., PIDGEON, R.T. 2001. The oldest rocks in West Africa: SHRIMP zircon age for early Archean migmatitic orthogneiss at Kaduna, northern Nigeria, *J. Geol.* 126 (in press).
- KRÖNER, A., JAECKEL, P., WILLIAMS, I.S. 1994. Pb-loss patterns in zircons from a high-grade metamorphic terrain as revealed by different dating methods: U-Pb and Pb-Pb ages for igneous and metamorphic zircons from northern Sri Lanka. *Precambrian Research*. 66:151-186.
- KROONENBERG, S.B. 1976. *Amphibolite-facies and granulite-facies metamorphism in the Coeroeni-Lucie area, southwestern Surinam*. Amsterdam. Universidade Amsterdam. Geologie en Mijnbouw Dienst. Sur. 25, 109-289. (Ph.D. thesis).
- LAFON, J.M.; AVELAR, V.G.; ROSSI, Ph.; DELOR, C.; GUERROT, C.; PIDGEON, R.T. 2000. Geochronological evidence for reworked Neoproterozoic crust during Transamazonian orogeny (2,1 Ga) in the southeastern Guiana Shield. In: INTER. GEOL. CONG., 31. Rio de Janeiro. *Abstracts*. (CD-ROM).
- LAFON, J.M.; ROSSI, P.; DELOR, C.; AVELAR, V.G.; FARACO, M.T.L. 1998. Novas testemunhas de relíquias arqueanas na crosta continental paleoproterozóica da Província Maroni-Itacaiúnas (Sudeste do Escudo das Guianas). In: CONG. BRAS. GEOL., 40. Belo Horizonte, *Anais*, p.64.
- LAFON, J.M.; ROSSI, P.; DELOR, BARBOSA, O.S. 2001. Granulitos tardi-Transamazônicos (2,06 Ga) na região norte do Estado do Amapá: o charnoquito de Calçoene. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7. Belém. (CD-ROM).
- LAFRANCE, J.; BARDOUX, M.; STEVENSON, R.; MACHADO, N.; SAUVAGE, J.F.; FOURNIER, D. 1997. Geochemical characteristics of magmatic rocks in the St-Élie area, Northern greenstone belt, French Guiana: a Paleoproterozoic oceanic arc and collision zone within the Guiana Shield. In: GSA ANNUAL MEETING, Denver, *Abstracts*, 29(6): 158.
- LAFRANCE, J.; BARDOUX, M.; VOICU, G.; STEVENSON, R.; MACHADO, N. 1999. Geological and metallogenic environments of gold deposits of the Guiana Shield: a comparative study between St-Élie (French Guiana) and Omai (Guyana). *Exploration and Mining Geology*. 8(1-2): 117-135.
- LEDRU, P. & MILÉSI, J.P. 1999. The geology and metallogeny of French Guiana and the links with West Africa. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6. Manaus. *Boletim de resumos expandidos*. p.50-57.

- LEDRU, P.; CALVEZ, J.Y.; MERCIER, D.; MAGNIEN, A. 1990. *Les conglomérats aurifères de Guyane Française: Dones géologiques complémentaires et géochronologie*. Note technique BRGM, 90, CSG. 7, 7p.
- LEDRU, P.; JOHAN, V.; MILÉSI, J.P.; TEGYEY, M. 1994. Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2,0 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research*. **69**: 169-191.
- LEDRU, P.; LASSERE, J.-L.; MANIER, E.; MERCIER, D. 1991. Revision de la lithologie du Protérozoïque inférieur du craton guyanais. Tectonique transcurrente et dynamique des bassins sédimentaires. *Bull. Soc. Geol. France*. **162(4)**: 627-636.
- LEE, J.K.W. 1993. Problems and Progress in the Elucidation of U and Pb Transport Mechanisms in zircon. In: BOLAND, J.N. & FITS GERALD, J.D. (eds.). *Contribuição à Geologia da Amazônia*. SBG-NO: 91-142.
- LEE, J.K.W. 1995. Multipath diffusion in geochronology. *Contrib. Min. Petrol.*, **120**: 83-94.
- LEE, J.K.W. ; WILLIAMS, I.S.; DAVID, J.E. 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*. V.390, 159-161.
- LIMA, M.I.C.; BEZERRA, P.E.L.; ARAÚJO, H.J.T. 1991. Sistematização da geologia do Estado do Amapá. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3. Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*. SBG. p.322-335.
- LIMA, M.I.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; ISSLER, R.S.; OLIVEIRA, A.S.; BASEI, M.A.S.; ARAÚJO, J.F.V.; SILVA, G.G. 1974. Geologia. In: Brasil Projeto RADAM. Folha NA/NB 22 Macapá. Rio de Janeiro, I/120p. (Levantamentos de Recursos Naturais, 6).
- LIMA, M.I.C.; OLIVEIRA, E.P.; TASSINARI, C.C.G. 1982. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Cráton Amazônico. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1, Belém, *Anais*. **1**: 147-162.
- LIMA, M.I.C.; SANTOS, J.O.S.; SIGA Jr., O. 1986. Os terrenos de alto grau do Cráton Amazônico. In: CONG. BRAS. GEOL., 34, Goiânia. *Anais.*, SBG. **2**: 751-765.
- LUDWIG, K.R. 1980. ISOPLOT - a plotting and regression program for radiogenic isotope data: version 2.70. *U.S. Geological Survey Open File Report*. 91-445, p.42.
- LUDWING, K.R. 2000. *Users manual for ISOPLOT/EX a geochronological toolkit for Microsoft Excel (version 2.33d)*. Berkeley Geochronology Center. 43p. Special Publication. Nº 1.
- LUGMAIR, G.W. 1974. Sm-Nd ages: a new dating method. *Meteoritics*, **9**: p.369.
- LUGMAIR, G.W.; SCHEININ, N.B.; MARTI, K. 1975. Search for extinct  $^{146}\text{Sm}$ . I. The isotope abundance of  $^{142}\text{Nd}$  in the Juvinas meteorite. *Earth Planet. Sci. Letters*. **27**: 79-84.



- MACAMBIRA, M.J.B. & LAFON, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**:263-288.
- MACAMBIRA, E.M.B. & VALE, A.G. 1997. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás*: Folha SB.22.Y-B, São Félix do Xingu, Estado do Pará. Texto. Belém, convênio DNPM/CPRM, 384p.
- MACAMBIRA, M.J.B.; COSTA, J.B.S.; ALTHOFF, F.J.; LAFON, J.-M., MELO, J.V.C.; SANTOS, A. 2000. New geochronological data for the Rio Maria TTG terrane; implications for the time constraints of the Carajás Province, Brazil. In: INTER. GEOL. CONG., 31. Rio de Janeiro. SBG. (CD-ROM).
- MACAMBIRA, M.J.B.; GALARZA, T.M.A.; SOUZA, R.R.B.; SILVA, C.M.G. 2001. Pb Isotopes Investigations on Cu-Au deposits from Carajas Province, Amazonian Craton, Brazil. In: SOUTH AMER. SYMP. ISOTOPE GEOLOGY, 3. Pucón. Chile. (CD-ROM).
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; PIDGEON, R. 1998. Crescimento crustal arqueano registrado em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província de Carajás, Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 40, Belo Horizonte. *Abstract bull.* SBG 55p.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.G.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991 U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*. **49**:1-26.
- MANIER, E.; MERCIER, D.; LEDRU, P.; LEDRU, P. 1993. Sedimentary dynamics of Lower Proterozoic alluvial deposits in French Guyana. Gold mineralization in proximal facies. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.* **17**: 553-568.
- MAROT, A. 1988. *Guyane Sud. Cart Géologique de la Guyane Française 1/500000* - Département de la Guyane. Ed. BRGM. Notice explicative. 86p.
- McCULLOCH, M.T. & WASSERBURG, G.J. 1978. Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. *Science*. **200**:1003-1011.
- McDANIEL, D.K.; McLENNAN, S.M.; HANSON, G.N. 1997. *Provenance of Amazon fan muds: constraints from Nd and Pb isotopes*. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. **155**:169-176.
- McREATH, I. & FARACO, M.T.L. 1997. Sm/Nd and Rb/Sr systems in part of the Vila Nova metamorphic suite, northern Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1, Campos do Jordão. *Extended abstracts*: p.194-196.

- MEZGER, K.; ESSENE, E.J.; HALLIDAY, A.N. 1992. Closure temperature of the Sm-Nd system in metamorphic garnet. *Earth Planet. Sci. Lett.* **113**: 397-409.
- MICHARD, A.; GURRIET, P.; SOUDANT, M.; ALBAREDEE, F. 1985. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: External vs. Internal aspects of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **49**:601-610.
- MILÉSI, J.-P.; EGAL, E.; LEDRU, P.; VERNHET, Y.; THIÉBLEMONT, D.; COCHERIE, A.; TEYGEY, M.; MARTEL-SANTIN, B.; LAGNY, P. 1995. Les minéralizations du Nord de la Guyane française dans leur cadre géologique. *Chronique de la Recherche Minière.* **518**: 5-58.
- MONTALVÃO, R.M.G. & TASSINARI, C.C.G. 1984. Geocronologia pré-cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2. Manaus. *Anais.*, MME-DNPM: 54-57.
- MONTGOMERY, C.W. 1979. Uranium-lead geochronology of the Archean Imataca Series, Venezuelan Guyana Shield. *Contrib. Min. Petrol.*, **69**: 167-176
- MONTGOMERY, C.W. & HURLEY, P.M. 1978. Total rock U-Pb and Rb-Sr systematics in the Imataca Series, Guyana Shield, Venezuela, *Earth Planet. Sci. Letters*, **39**: 281-290.
- NAGELL, R.H. 1962. Geology of Serra do Navio manganese district, Brazil. *Econ. Geol.* Lancaster. **54(5)**: 481-498.
- NELSON, B.K. & DEPAOLO, D.J. 1984. Origin of 1700 Myr greenstone successions in southwestern North America and the isotopic evolution of Proterozoic Mantle. *Nature*, **311**: 143-146.
- NISBET, E.G. 1987. *The Young Earth: an introduction to Archaean Geology*. 402p.
- NOGUEIRA, S.A.A.; BETTENCOURT, J.S.; TASSINARI, C.C.G. 2000. Geochronology of the Salamangone gold deposit host-rocks, Lourenço district, Amapá, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30(2)**: 261-264.
- NOMADE, S.; CHEN, Y.; FÉRAUD, G.; POUCKET, A.; THÉVENIUAT, H. 2001. First paleomagnetic and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  study of Paleoproterozoic rocks from the French Guyana (Camopi and Oyapok rivers), northeastern Guyana Shield. *Precambrian Research*. **109**: 239-256.
- NOMADE, S.; FÉRAUD, G.; CHEN, Y.; POUCKET, A. 2002. Thermal and tectonic evolution of the paleoproterozoic Transamazonian orogen as deduced from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and MAS along the Oyapock river (French Guyana). *Precambrian Research*. **114**: 35-53 .
- NOMADE, S.; THÉVENIUAT, H.; CHEN, Y.; POUCKET, A.; RIGOLLET, C. 2000. Paleomagnetic study of French Guyana Early Jurassic dolerites: hypothesis of a multistage magmatic event. *Earth Planet. Sci. Letters*. **184**: 155-168.



- NORCROSS, C.E.; DAVIS, D.W.; SPOONER, E.T.C. 1998. U-Pb geochronology of the Omai intrusão hosted Au-quartz vein deposit and host rocks, Guyana, South America. In: GSA ANNUAL MEETING, Toronto, Ontario, p.A-127.
- NORCROSS, C.E.; DAVIS, D.W.; SPOONER, E.T.C.; RUST, A. 2000. U-Pb and Pb-Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guyana Shield. *Precambrian Research*. **102**: 69-86.
- OLIVEIRA, E.C. & MOURA, C.A.V. 1995. Metodologia de separação de Sm e Nd por cromatografia de troca iônica. In: REUNIÃO ANUAL DA SBPC. 47<sup>a</sup>.
- OLIVEIRA, E.C.; LAFON, J.M.; GIOIA, S.M.L.; PIMENTEL, M.M. Implantação do método Sm-Nd para minerais metamórficos e sua aplicação em rochas da região central do Amapá, Sudeste do Escudo das Guianas. Submetido ao CONG. BRAS. GEOL., 41.
- OLSZEWSKI, W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.E. 1989. The age, origin and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil. *Precambrian Research*. **42**:229-254.
- O'NIONS, R.K.; HAMILTON, P.J.; HOOKER, P.J. 1983. A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles. *Earth Planet. Sci. Letters*, **63**: 229-240.
- ONSTOTT, T.C. & YORK, D. 1989.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronometry of the Imataca Complex, Venezuela. *Precambrian Research*. **42**: 255-291.
- PAQUETTE, J.L.; NÉDELÉC, A.; MOINE, B.; RAKOTONDRAZAFY, M. 1994. U-Pb, single zircon Pb-evaporation, and Sm-Nd isotopic study of a Granulite domain in SE Madagascar. *Journal of Geology*. **102**:523-538.
- PATCHETT, P.J. 1992. Isotopic of Proterozoic Crustal Growth and Evolution. In: CONDIE, K.C. (ed). *Proterozoic Crustal Evolution*. (Developments in Precambrian Geology, 10). Cap.13, p.481-509.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, B.W.N.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal Petrol.* 25:(4),956-983.
- PIDGEON, R.T. 1992. Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. *Contrib. Min. Petrol.*, **110**: 463-472.
- PIDGEON, R.T.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*. **166**: 159-171.

- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; KROONEMBERG, S.B.; VERDURMEN, E.A.T.; VERSCHURE, R.H. 1973. Age of the Roraim formation in the northeastern South America: evidence from isotopic dating of Roraima pyroclastic volcanic rocks in Surinam. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 84:1677-1680.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; KROONEMBERG, S.B.; VERDURMEN, E.A.T.; VERSCHURE, R.H. 1977. Isotopic ages in the high-grade metamorphic Coeroeni Group, southwestern Suriname. *Geol. Mijnbouw*,
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; KUIJPER, R.P.; ROEVER, E.W.F.; VERDURMEN, E.A.Th.; VERSCHURE, R.H.; WIELENS, J.B.W. 1978. How old are the Guiana Shield basement of western Suriname (South America)? U.S. Geol. Surve. Open-File Report. **78(701)**: 341-343.
- PRIEM, H.N.A.; DE ROEVER, E.W.F.; BOSMA, W. 1980. A note on the age of the Paramacá metavolcanic in northwestern Suriname. *Geol. Mijnbouw*, **59(2)**:171-173.
- PRIEM, H.N.A.; HEBEDA, E.H.; BOELRIJK, N.A.I.M.; VERSCHURE, R.H. 1968. Isotopic age determinations on Surinam rocks, 3. Proterozoic and Permo-Triassic basalt magmatism in the Guiana Shield. *Geol. Mijnbou.* **47(1)**: 17-20.
- RICCI, P.S.F.; CARVALHO, J.M.A.; ROSA COSTA, L.T.; KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; VALE, A.G.; MACAMBIRA, E.M.B.; ARAÚJO, O.J.B. *Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA – Fase I*. Belém, CPRM. (no prelo).
- RODRIGUES, E.M.; BEMOLIEL, B.I.; JOÃO, X.S.J. 1988. *Mapa geológico do Território Federal do Amapá*. Escala 1:1000.000. Belém, DNPM.
- ROSA COSTA, L.T.; VASQUEZ, M.L.; CARVALHO, J.M.A.; RICCI, P.S.F.; LAFON, J.M. 2001. Geocronologia preliminar do Arqueano e Paleoproterozóico do NW do Pará/SW do Amapá – Escudo das Guianas. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7. Belém. (CD-ROM).
- SANTOS, J.O.S.; FARIA, M.S.G.; HARTMANN, L.A.; McNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. 2001. Oldest charnockitic magmatism in the Amazonian Craton: zircon U-Pb SHRIMP geochronology of the Jaburu Charnockite, southern Roraima, Brazil. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7. Belém. (CD-ROM).
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; McNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana*



- Research*. 3(4):453-488.
- SANTOS, M.V.; SOUZA FILHO, E.E.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; RIBEIRO, A.C.O.; PAYOLLA, B.L.; VASCONI, A.V. 1988. Litoestratigrafia das rochas precambrianas na Bacia do Médio Rio Xingu-Altamira, Pará. In: CONG. LATINO-AMERICANO GEOL., 7. Belém. *Extended Abstracts*. V.1.p.363-377.
- SARDINHA, A.S.; BARROS, C.E.M.; KRYMSKI, R.; MACAMBIRA, M.J.B. 2001. Petreologia e geocronologia U-Pb em zircão do Granito serra do Rabo, Província Metalogenética de Carajás, Pará. In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (Coords). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG. p.91-142.
- 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: COSTA, M.L.C. & ANGÉLICA, R.S. (Coords.). *Contribuição à Geologia da Amazônia*. SBG-NO: 91-142.
- SCARPELLI, W. 1969. Preliminary geological mapping of the Falsino river, Amapá, Brasil. *Verhandelinger Van Het Geologisc. Mijnbouwkundig genootschap voor Nederland en Kolonien*. **27**:125-130.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1984. *Geologia do Brasil*. Brasília. MME-DNPM, 501p.
- SNEILING, N.J. & MCCONNELL, R.B. 1969. The geochronology of Guyana. *Geologie en Mijnbouw*. **48-2**: 201-213.
- SOUZA, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B; HORBE, M.A. 1995. Geochronological and isotopic evidences of the influence of the Paleoproterozoic Pojuca Granite on the Cu-Zn (Au-Mo-Ag) deposit, Carajas Province, Brazil. In: SYMP. RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS. Belém. 1995 *Abstracts*, p.76.
- SOUZA, Z.S., POTREL, A, LAFON, J.M., ALTHOFF, F.J., PIMENTEL, M.M., DALL'AGNOL, R., OLIVEIRA, C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, na Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*. **109**: 293-315.

- SPIER, C.A. & F. FILHO, C.F. 1999. Geologia, estratigrafia e depósitos minerais do Projeto Vila Nova, Escudo das Guianas, Amapá, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. **29(2)**: 173-178.
- SPOONER, C.M.; BERRANGÉ, J.P.; FAIRBAIRN, H.W. 1971. Rb-Sr whole-rock age of the Kanuku complex, Guyana. *Geological Society of America Bulletin*. **82**: 207-210.
- STACEY, J.S.; & KRAMERS, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Letters*. **26**: 207-221.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. 1977. Subcomission on geochronology: convention to use of constants in geo and cosmochemistry. *Earth Planet. Sci. Letter*. **36**:359-362.
- TASSINARI, C.C.G. 1981. *Evolução tectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica*. São Paulo. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. 2v.99p. (Dissertação de Mestrado).
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*. **22(3)**: 174-182.
- TASSINARI, C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do cráton amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. São Paulo. Universidade de São Paulo. 139p. (Tese de Livre-docência).
- TASSINARI, C.C.G.; BETTENCOURT, J.S.; GERALDES, M.C.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; FILHO, A.T.; CAMPOS, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31. Rio de Janeiro. SBG. p. 41-95.
- TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P.; VAN SCHMUS, W.R.; BETTENCOURT, J.S.; TAYLOR, P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. *International Geology Review*, **38(2)**: 1161-1175.
- TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W. 1984. Épocas metalogenéticas relacionadas a granitogênese do Cráton Amazônico. In. CONG. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro. *Anais*, p.2963-2977.
- TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; NUTMAN, A.P.; SZABÓ, G.A.; MONDIN, M.; SATO, K. 2001. Archean crustal evolution of the Imataca Complex, Amazonian Craton: Sm-Nd, Rb-Sr e U-Pb (SHRIMP) evidences. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7. Belém. (CD-ROM).



- TEIXEIRA, N.P.; MOURA, C.A.V.; BETTENCOURT, J.S. 2001. Evidência de crosta arqueana de 3,68 Ga obtida em zircão de rocha gnáissica tonalítica do Complexo Xingu, no segmento oeste da Província Mineral de Carajás, região de São Félix do Xingu, Estado do Pará, Brasil. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7. Belém. (CD-ROM).
- TEIXEIRA, W.; KAWASHITA, K.; TAYLOR, P.N.; OJIMA, S.J.; VIEIRA, A.G. 1985. Reconhecimento geocronológico da Guiana Francesa: novos dados, integração e implicações tectônicas. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2. Belém. Anais. Belém. SBG, 1: 194-207.
- TEIXEIRA, W.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J.; NOCE, C.M.; CARNEIRO, M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic Tectonic Evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; FILHO, A.T.; CAMPOS, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro. p.101-137.
- 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.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; SZABÓ, G.J.; MONDIM, M.; SATO, K.; SANTOS, A.P.; SISO, C.S. 1999. Sm-Nd constrains on protolith age of the Archean Imataca Complex, Venezuela. SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, II. *Actas*. 136-138.
- THÖNI, M. 2002. Sm-Nd isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and an evaluation of potential problems for garnet Sm-Nd chronometry. *Chemical Geology*. **185**:255-281.
- TILTON, G.R. 1960. Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *Journal Geophys. Research*. **65**:2933.
- VANDERHAEGHE, O.; LEDRU, P.; THIÉBLEMONT, D.; EGAL, E.; COCHERIE, A.; TEGYEY, M.; MILÉSI, J.J. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guyana. *Precambrian Research*. **92**: 165-193.
- VASQUEZ, M.L. & LAFON, J.M. 2001. Magmatismo tipo A de 1,75 Ga na porção oriental do Escudo das Guianas – Estados do Amapá e Pará, Brasil. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7. Belém. (CD-ROM).
- VOICU, G. 1997. Metallogeny of the Omai gold deposit. In: WENDT, C. (ed.). *The Geology, Geochemistry, Geophysics, and Mineral Deposits of the Guiana and West African Shields*. Short Course Notes, Northwest Mining Convention, Spokane, WA, USA, December 1-6. 42p.

VOICU, G.; BARDOUX, M.; STEVENSON, R. 2001. Lithostratigraphy, geochronology and gold metallogeny in the northern Guiana Shield, South America: a review. *Ore Geology Reviews*. **18**: 211-236.

VOICU, G.; BARDOUX, M.; STEVENSON, R.; JÉBRAK, M.; CRÉPEAU, R. 1999. *The source of the Omai gold deposit, Guiana Shield*: Evidence from Nd-Sr isotopic data of scheelite and host rocks. *Mineralium Deposita*. Submitted for publication.