



UFPA
Bt. Rdº Montenegro G. de Montalvão

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

CENTRO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**CRESCIMENTO, RETRABALHAMENTO CRUSTAL E
TERMOCRONOLOGIA DA OROGÊNESE
TRANSAMAZÔNICA: EXEMPLO DA REGIÃO DE
OIAPOQUE - LESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS**

TCC apresentado por:

ROBERTA PATRÍCIA DOS SANTOS TAVARES

MATRÍCULA: 003400201

ÁREA DE ABRANGÊNCIA (DISCIPLINA): GEOLOGIA ISOTÓPICA,
FUNDAMENTOS DE GEOQUÍMICA E INTRODUÇÃO À GEOCRONOLOGIA.

ORIENTADOR: PROF. DR. JEAN-MICHEL LAFON

TC04055-01
551.798115/T231c
MFN - 8856

Belém, 2005

Parecer sobre o Trabalho de Conclusão de Curso intitulado "Crescimento, Retrabalhamento Crustal e Termocronologia da Orogênese Transamazônica: Exemplo da região de Oiapoque - Leste do Escudo das Guianas" apresentado pela estudante Roberta Patrícia Dos Santos Tavares (Matrícula: 003400201):

O trabalho de conclusão de curso da estudante Roberta P.S. Tavares apresenta um número significativo de novos resultados geocronológicos Sm-Nd, U-Pb e Rb-Sr para as rochas magmáticas e metamórficas da região de fronteira entre Guiana francesa e Amapá, onde havia carência de dados radiométricos. Os dados obtidos forneceram informações valiosas para o entendimento da formação e evolução da crosta continental, bem como da evolução tardi-Transamazônica desse setor do Escudo das Guianas.

Foram evidenciados eventos de acreção crustal paleoproterozóica e de retrabalhamento de crosta arqueana, além de processos de mistura de fontes.

Um evento de migmatização, com magmatismo granítico associado, foi identificado no período entre 2,10 e 2,08 Ga. Esse mesmo evento já tinha sido reconhecido em outros setores da porção oriental do Escudo das Guianas. Esses resultados permitiram uma melhor compreensão da evolução geológica da área durante o evento Transamazônico, no contexto geodinâmico do Escudo das Guianas.

O relatório final é bem elaborado apresentando com clareza os objetivos do trabalho, as atividades realizadas e os resultados obtidos bem como as devidas interpretações. Entretanto, o contexto geológico do setor investigado poderia ter sido descrito com mais detalhes, assim como o quadro geocronológico, com um levantamento mais completo dos dados geocronológicos anteriores e uma avaliação crítica dos mesmos.

Na discussão e interpretação dos resultados, a estudante demonstrou um bom domínio dos conceitos da geocronologia e de sua aplicação em problemas geodinâmicos, porém os dados poderiam ter sido explorados mais em profundidade.

Alguns pequenos problemas de formas foram detectados mais que não prejudicam a qualidade do relatório.

As referências bibliográficas tanto de cunho regional quanto sobre geocronologia, são numerosas e atualizadas.

De acordo com os comentários acima, atribuo **a nota 8,0 (oito)** como **conceito final** do Trabalho de Conclusão de Curso da estudante Roberta Patrícia dos Santos Tavares.

Em 11 de março de 2005

Dr. Jean-Michel Lafon
Professor Adjunto
Centro de Geociências-UFPA
tel: (91) 211-1483 e-mail: lafonjm@ufpa.br

Prof. Jean Michel Lafon
Orientador

ROBERTA PATRÍCIA DOS SANTOS TAVARES

**CRESCIMENTO, RETRABALHAMENTO CRUSTAL E TERMOCRONOLOGIA DA
OROGÊNESE TRANSAMAZÔNICA: EXEMPLO DA REGIÃO DE OIAPOQUE -
LESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Curso de Graduação
em Geologia do Centro de
Geociências da UFPA, como
requisito para a obtenção do grau de
Bacharel em Geologia, orientado
pelo Professor Dr. Jean-Michel
Lafon.

Belém, 2005

ROBERTA PATRÍCIA DOS SANTOS TAVARES

**CRESCIMENTO, RETRABALHAMENTO CRUSTAL E TERMOCRONOLOGIA DA
OROGÊNESE TRANSAMAZÔNICA: EXEMPLO DA REGIÃO DE OIAPOQUE -
LESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS**

Avaliado por:

Prof. Dr. Jean-Michel Lafon
(CG-UFPA - Orientador)

Prof. Dr. Cândido Moura
(CG-UFPA)

Belém, 2005

AGRADECIMENTOS

Ao Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará pela utilização de toda a sua infraestrutura.

Ao meu orientador Jean-Michel Lafont, pela paciência, sugestões, críticas e ensinamentos durante todo o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Moacir Macambira pela infraestrutura do Laboratório de Geologia Isotópica - Pará-Iso.

Ao Prof. Dr. Thomas Sheller pelo auxílio nos cálculos de diluição isotópica.

Ao Dr. Marco Antônio Toro pelo auxílio nos cálculos de diluição isotópica, confecção de isócronas, cálculos de idades, acompanhamento nas análises e principalmente por sua paciência e amizade.

A Mestre Elma Oliveira e ao estudante de Iniciação Científica Carlos Alexandre da Silva pelo auxílio nas análises de U-Pb em titanita e pela amizade.

A Química Rosângela Brabo pelo auxílio nas análises Rb-Sr em Biotitas, por sua paciência e amizade.

Ao mestrando Bruno Luis pelo auxílio nas análises Sm-Nd em rocha total.

Aos amigos e colegas do Pará-Iso pela amizade e por tornarem o ambiente de trabalho agradável.

As minhas amigas Keila Teixeira, Sabrina Pinho e Elizângela Mendonça pelo apoio e amizade.

A minha família pelo carinho, incentivo e apoio desde o início deste curso.

A Deus

Ao meu pai que mesmo ausente sempre me acompanhou e iluminou.

Ao meu querido Marlon que esteve presente nos momentos em que pensei em desistir...

AGRADECIMENTOS

Ao Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará pela utilização de toda a sua infraestrutura.

Ao meu orientador Jean-Michel Lafon, pela paciência, sugestões, críticas e ensinamentos durante todo o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Moacir Macambira pela infraestrutura do Laboratório de Geologia Isotópica – Pará-Iso.

Ao Prof. Dr. Thomas Sheller pelo auxílio nos cálculos de diluição isotópica.

Ao Dr. Marco Antônio Toro pelo auxílio nos cálculos de diluição isotópica, confecção de isócronas, cálculos de idades, acompanhamento nas análises e principalmente por sua paciência e amizade.

A Mestre Elma Oliveira e ao estudante de Iniciação Científica Carlos Alexandre da Silva pelo auxílio nas análises de U-Pb em titanita e pela amizade.

A Química Rosemeri Brabo pelo auxílio nas análises Rb-Sr em Biotitas, por sua paciência e amizade.

Ao mestrando Bruno Luís pelo auxílio nas análises Sm-Nd em rocha total.

Aos amigos e colegas do Pará-Iso pela amizade e por tornarem o ambiente de trabalho agradável.

As minhas amigas Keila Teixeira, Sabrina Pinho e Elizangela Mendonça pelo apoio e amizade.

A minha família pelo carinho, incentivo e apoio deste o início deste curso.

A Deus

*"O Conhecimento torna o homem
jovem e diminui a amargura da
velhice. Colhe, pois, a sabedoria
Armazena a juventude para o
amanhã."*

Leonardo da Vinci

RESUMO

O presente trabalho consistiu na aplicação dos métodos Sm-Nd, U-Pb e Rb-Sr em rochas magmáticas e metamórficas e seus embasos, da porção nordeste da Guiana Francesa e da região de fronteira com o Amapá. Este estudo geocronológico visa auxiliar a compreensão dos processos de formação e evolução da crosta continental arqueana e paleoproterozóica na porção oriental do Craton Amazônico durante a orogênese transamazônica. Visa também investigar a termocronologia metamórfica tardi-transamazônica, para o estabelecimento de um padrão de resfriamento para essa região. As idades modelo TDM (Nd), que foram obtidas neste estudo, foram comparadas com os dados Pb-Pb em zircão, obtidos anteriormente nessas mesmas amostras, e também foram comparadas com as outras idades TDM (Nd) disponíveis em outras unidades geológicas da Província Maroni-Iracoumas. Os resultados U-Pb em titanitas e Rb-Sr em biotitas foram comparados aos disponíveis para as rochas graníticas do Amapá com o objetivo de avaliar a influência térmica desse episódio granulítico sobre o resfriamento regional no período de 2100-2080 Ma (idade do último episódio magmático na região investigada) – 2060-2050 Ma (idade do episódio granulítico no Amapá) – 1970 Ma (Idade do resfriamento regional). As idades modelo TDM obtidas para todas as amostras investigadas na fronteira entre o Amapá e a Guiana Francesa espalharam-se do Paleoproterozóico até o Arqueano, definindo um intervalo de idade entre 2,32 Ga e 2,90 Ga. Essas idades indicam a existência de fontes a partir de uma crosta arqueana retilhada e a partir de uma crosta paleoproterozóica co-transamazônica. Foram também evidenciados processos de mistura, em proporções variadas, entre matérias provenientes de uma fonte juvenil de idade paleoproterozóica, provavelmente co-transamazônica, e materiais proveniente de uma fonte crustal mesoarqueana, envolvida na orogênese Transamazônica. As idades U-Pb em titanitas obtidas foram $2079,2 \pm 9,5$ Ma, 2079 ± 53 e 2105 ± 27 Ma. As duas primeiras, obtidas em granitóide, foram interpretadas como idades de cristalização, por serem muito semelhantes a idades Pb-Pb em zircão, evidenciando um resfriamento muito rápido, com o característico deste tipo de rocha. A idade U-Pb em titanita de 2105 ± 27 Ma, obtida para um metadiorita, é significativamente mais nova que a idade Pb-Pb em zircão de 2139 ± 1 Ma desta mesma amostra, sendo assim, a idade de 2105 ± 27 Ma interpreta como sendo resultado do efeito térmico do evento migmatítico no “O Conhecimento torna a alma jovem e diminui a amargura da velhice. Colhe, pois, a sabedoria. Armazena suavidade para o amanhã.”

Leonardo da Vinci.

PALAVRAS-CHAVE: termocronologia, Transamazônica, Escudo das Guianas.

RESUMO

O presente trabalho consisti^u na aplicação dos métodos Sm-Nd, U-Pb e Rb-Sr em rochas magmáticas e metamórficas e seus minerais, da porção nordeste da Guiana Francesa e da região de fronteira com o Amapá. Esse estudo geocronológico visa auxiliar a compreensão dos processos de formação e evolução da crosta continental arqueana e paleoproterozóica na porção oriental do Craton Amazônico durante a orogênese transamazônica. Visa também investigar a termocronologia metamórfica tardi-transamazônica, para o estabelecimento de um padrão de resfriamento para essa região. As idades modelos T_{DM} (Nd), que foram obtidas neste estudo, foram comparadas com os dados Pb-Pb em zircão, obtidos anteriormente nessas mesmas amostras, e também foram comparadas com as outras idades T_{DM} (Nd) disponíveis em outras unidades geológicas da Província Maroni-Itacaiúnas. Os resultados U-Pb em titanitas e Rb-Sr em biotitas foram comparados aos disponíveis para as rochas granulíticas do Amapá com o objetivo de avaliar a influência térmica desse episódio granulítico sobre o resfriamento regional no período de 2100-2080 Ma (idade do último episódio magmático na região investigada) – 2060–2050 Ma (idade do episódio granulítico no Amapá) – 1970 Ma (final do resfriamento regional). As idades modelo TDM obtidas para todas as amostras investigadas na fronteira entre o Amapá e a Guiana Francesa espalharam-se do Paleoproterozóico até o Arqueano, definindo um intervalo de idade entre 2,32 Ga e 2,90 Ga. Esta idades indicam a existência de fontes a partir de uma crosta arqueana retrabalhada e a partir de uma crosta paleoproterozóica eo-transamazônica. Foram também evidenciados processos de mistura, em proporções variadas, entre matérias provenientes de uma fonte juvenil de idade paleoproterozóica, provavelmente eo-transamazônica, e materiais proveniente de uma fonte crustal mesoarqueana, envolvida na orogênese Transamazônica. A idade U-Pb em titanitas obtidas foram $2079,2 \pm 9,5$ Ma, 2079 ± 53 e 2105 ± 27 Ma. As duas primeiras, obtidas em granitóide, foram interpretadas como idades de cristalização, por serem muito semelhantes a idades Pb-Pb em zircão, evidenciando um resfriamento muito rápido, com é característico deste tipo de rocha. A idade U-Pb em titanita de 2105 ± 27 Ma, obtida para um metadiorito, é significativamente mais nova que a idade Pb-Pb em zircão de 2139 ± 1 Ma desta mesma amostra, sendo assim, a idade de 2105 ± 27 Ma interpreta como sendo resultado do efeito térmico do evento migmatítico no sistema U-Pb da titanita, indicando a idade da fase de migmatização que afetou a área, onde temperaturas de cerca de 660°C (Frost et al. 2001), foram alcançadas. As idades Rb-Sr definem um intervalo bastante grande de idades entre 1,77 – 2,01 Ga marcando o resfriamento regional ocorrido no final da orogênese Transamazônica, quando temperaturas abaixo de 300°C foram alcançadas. A comparação das idades Rb-Sr com as idades U-Pb em titanita de 2079 Ma sugere uma velocidade de resfriamento para a Região de Oiapoque em torno de 1,5°-2°C/Ma, mais lenta do que a velocidade de resfriamento de 3°-5°C/Ma proposta por Nomade et al. (2002).

PALAVRAS-CHAVE: termocronologia, Transamazônico, Escudo das Guianas,

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA

AGRADECIMENTOS

EPÍGRAFE

RESUMO

1. INTRODUÇÃO

2. OBJETIVOS

3. MÉTODOLOGIAS UTILIZADAS

3.1. METODOLOGIA DE CAMPO

3.2. MÉTODOS GEOCRONOLÓGICOS EMPREGADOS -

3.2.1. Método geocronológico Sm-Nd -

3.2.1.1. *Calculo da idade modelo*

3.2.1.2. *Procedimento Experimental*

3.2.2. Método geocronológico Rb-Sr

3.2.2.1. *Procedimento Experimental*

3.2.3. Método geocronológico U-Pb em titanitas

3.2.3.1. *Procedimento Experimental*

4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1. COMPLEXOS GNÁISSICOS E MIGMATITOS

4.2. COMPLEXO METAMÓRFICO DE ALTO GRAU (TERRENOS GRANULÍTICOS)

4.3. GREENSTONES BELTS

4.4. OUTRAS ROCHAS SUPRACRUSTAIS

4.5. GRANITÓIDES E ORTOGNÁISSES

4.6. MAGMATISMO PÓS-TRANSAMAZÔNICO

5. GEOLOGIA DA REGIÃO DE OIAPOQUE, FRONTEIRA ENTRE O AMAPÁ E A GUIANA FRANCESA.

5.1. GNAISSES TONALÍTICOS, TRONDHJEMITICO E GRANODIORÍTICO - COMPLEXO TTG CENTRAL

5.2. GREENSTONES BELTS - FORMAÇÕES VULCANO-SEDIMENTARES PARAMACA

5.3. GRANITOS ASSOCIADOS E MIGMATITOS CONTEMPORÂNEOS

5.4. DIQUES DE DIABÁSIO JURÁSSICOS

6. DESCRIÇÃO E LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS SELECIONADAS PARA O ESTUDO GEOCRONOLÓGICO

7. RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS PELO MÉTODO Sm-Nd EM ROCHA TOTAL

8. RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS PELO MÉTODO U-Pb EM TITANITA 34

9. RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS PELO MÉTODO Rb-Sr EM BIOTITA 37

10. INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS ANALÍTICOS 41

11. CONCLUSÕES 45

12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 46

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho foi desenvolvido no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará - Pará-Iso do Centro de Geociências da UFPA, com objetivo de ampliar o acervo de dados geocronológicos da região de fronteira entre o Brasil (Amapá) e a Guiana Francesa, assim como entender a evolução crustal tardi-transamazônica deste setor do Escudo das Guianas. Os minerais datados são provenientes de amostras de granitos porfiróides e diques de riolitos da região de Armontabo, a sul da cidade de Saint George d'Oyapock, na Guiana Francesa, e da região de Oiapoque no norte do Amapá. A realização deste trabalho contou com recursos financeiros dos projetos PRONEX nº420.00/00 do Centro de Geociências da UFPA, intitulado **"Magmatismo, Metalogênese e Evolução Crustal da Província Mineral de Carajás e Províncias Adjacentes"** e do Projeto **"Cartographie Géologique Transfrontalière sur l'Oyapock"** do Serviço Geológico francês (**Bureau de la Recherche Géologique et Minière -BRGM**). Contou com a colaboração das Químicas Elma Oliveira e Rosimere Brabo, do mestrando Bruno Luís Pinheiro, do Dr. Marco Antônio Galarza Toro e do estudante de Iniciação Científica Carlos Alexandre Moreira da Silva.

A área de estudo abrange um setor localizado na porção leste do Escudo das Guianas, pertencente à Província Maroni-Itacaiúnas (PMI), situando-se geograficamente na fronteira entre a Guiana Francesa e o Estado do Amapá, ao longo do rio Oiapoque (Figura 1). Os métodos geocronológicos utilizados para o alcance dos objetivos deste trabalho foram Sm-Nd em rocha total, U-Pb em titanitas e Rb-Sr em biotitas e rocha total. A escolha destes métodos se deu pelo fato deles serem adequados a obtenção dos objetivos propostos e serem aplicados com frequência no laboratório Pará-Iso.

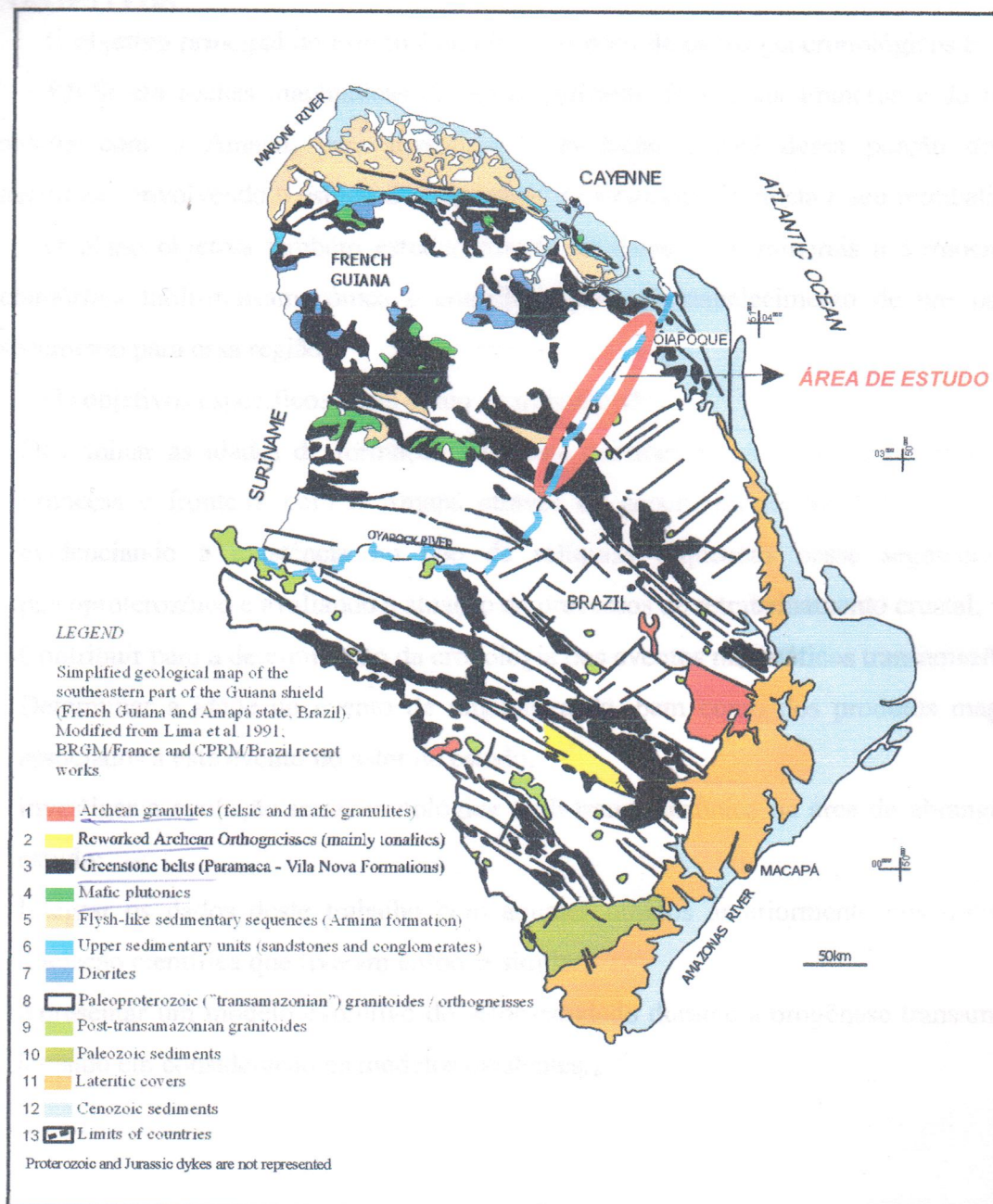


Figura 1: Mapa geológico simplificada da porção SE do Escudo das Guianas (Guiana Francesa - Amapá). A área de estudo situa-se ao longo do rio Oiapoque nas proximidades da Cidade de Oiapoque. (Fonte ?)

2. OBJETIVOS

O objetivo principal do estudo é ampliar o acervo de dados geocronológicos Sm-Nd, U-Pb e Rb-Sr em rochas magmáticas da região nordeste da Guiana Francesa e da região de fronteira com o Amapá, para investigar a evolução crustal dessa porção do Cráton Amazônico, envolvendo o estudo dos processos de formação de crosta e seu retrabalhamento.

O plano objetiva também estudar através de datação de minerais a termocronologia metamórfica tardi-transamazônica e contribuir para o estabelecimento de um padrão de resfriamento para essa região.

Os objetivos específicos deste plano de trabalho são:

1. Determinar as idades de formação da crosta continental na região nordeste da Guiana Francesa e fronteira com o Amapá através da geocronologia Sm-Nd em rocha total, evidenciando a existência ou não de relíquias arqueanas nesse segmento crustal paleoproterozóico e avaliando a atuação de processos de retrabalhamento crustal; ✓
2. Contribuir para a determinação da cronologia dos eventos magmáticos transamazônicos; ✓
3. Determinar a idade do evento de migmatização, bem como dos produtos magmáticos associados a este evento no setor de estudo; ✓
4. Investigar a evolução termocronológica tardi-transamazônica na área de abrangência do estudo; ✓
5. Integrar os dados deste trabalho com aqueles obtidos anteriormente nos trabalhos de iniciação científica que tiveram enfoque similar; ✓
6. Apresentar um modelo evolutivo do setor estudado durante a orogênese transamazônica, levando em consideração os modelos existentes. ✓

3.2. MÉTODOS GEOCRONOLÓGICOS EMPREGADOS

Os métodos geocronológicos baseiam-se no decaimento radioativo de elementos instáveis. O decaimento radioativo é uma reação espontânea que ocorre no núcleo do elemento instável (elemento pai) que ao sofrer mudanças se transforma em elemento estável (elemento filho ou radiogênico). O decaimento radioativo pode ocorrer por emissão de partículas alfa (α), beta (β) e radiações eletromagnéticas gama (γ).

O tempo que um elemento instável (pai) leva para transformar a metade dos seus elementos em estáveis (filho) é denominado de meia-vida. A meia vida esta diretamente relacionada à taxa de decaimento (constante de desintegração) característica para cada tipo de elemento radioativo.

Os principais métodos de datação geocronológica utilizados em geologia são: ^{40}K - ^{40}Ar , ^{87}Rb - ^{87}Sr , ^{235}U - ^{207}Pb em conjunto com ^{238}U - ^{206}Pb e ^{147}Sm - ^{143}Nd . Independentemente da metodologia utilizada para a determinação da idade da rocha, utiliza-se a equação fundamental da geocronologia, representada pela fórmula abaixo:

$$N = N_0 e^{\lambda t}$$

$$t = (1/\lambda) \ln (N_0 / N), \text{ se } N_0 = N + F \text{ então:}$$

$$t = (1/\lambda) \ln [1 + (F / N)]$$

onde:

N = número de átomos do isótopo radioativo (elemento-pai) medido hoje na amostra;

N_0 = quantidade inicial do isótopo radioativo no momento do fechamento do sistema;

F = número de átomos do isótopo radiogênico (elemento-filho) medido hoje na amostra;

t = tempo decorrido desde o fechamento do sistema isotópico (idade do sistema)

λ = constante de desintegração do elemento pai

Esta equação fundamental é adaptada a cada método geocronológico utilizado, como por exemplo na forma de isócrona, diagrama discórdia, idade modelo, etc. Cada método tem comportamento próprio em relação aos eventos geológicos de acordo com a temperatura de fechamento dos sistemas radiométricos e com o comportamento geoquímico dos elementos envolvidos.

Como citado anteriormente, os métodos geocronológicos aplicados na execução deste trabalho foram os métodos Sm-Nd em rocha total, U-Pb em titanita e Rb-Sr em biotita e em rocha total.

A escolha da metodologia Sm-Nd em rocha total é devido ao fato da mesma nos indicar o tempo de residência crustal dos protólitos e ser imprescindível para qualquer interpretação em termos de gênese e evolução de crosta continental. Os dados Sm-Nd são comparados com os dados Pb-Pb em zircão obtidos em trabalhos anteriores, os quais indicam a idade de

cristalização dos zircões correspondendo a idade de formação, seja da rocha, no caso de rochas magmáticas, seja do protólito ígneo, no caso de rochas metamórficas. A utilização em conjunto de ambas as metodologias, constitui uma das ferramentas isotópicas de maior potencial para estudos de processos de formação de crosta juvenil e de retrabalhamento de crosta antiga (Bartlett et al. 1998).

Para o estudo termocronológico, foram escolhidos os métodos U-Pb em titanita e Rb-Sr em biotita e em rocha total. A escolha desses métodos se deu pelo fato da titanita ter uma temperatura de 650°C para o fechamento do sistema U-Pb (Cherniak, 1993, Frost et al, 2001), e a biotita ter uma temperatura de cerca de 300°C (Cliff, 1985) para o sistema Rb-Sr, permitindo acompanhar o resfriamento em um grande intervalo de temperatura. Além disso, os referidos métodos encontram-se implantados em rotina no Laboratório de Geologia Isotópica de UFPA, onde serão realizadas as análises no referido plano de TCC.

3.2.1. Método geocronológico Sm-Nd

A metodologia Sm-Nd baseia-se no decaimento radioativo do isótopo ^{147}Sm em ^{143}Nd . Os elementos Samário (Sm) e Neodímio (Nd) pertencem ao Grupo dos Elementos Terras Raras ou Lantanídeos. Possuem raios iônicos bem próximos (0,96 Å e 1,0 Å respectivamente) e têm a mesma valência, o que os tornam elementos praticamente isoquímicos, resultando em razões pouco diferenciadas no intervalo de 0,1 a 0,37, nos diversos tipos de rocha. Ambos possuem 7 isótopos respectivamente (144,147,148,149, 150, 152 e 154) e (142,143,144,145,146,148 e 150). O ^{147}Sm (radioativo, elemento-pai) se transforma no ^{143}Nd (radiogênico, elemento-filho), por emissão de uma partícula α (equivalente a massa de uma partícula de Hélio). A meia vida do ^{147}Sm , ou seja, o tempo que metade dos átomos de ^{147}Sm transforma-se em ^{143}Nd , é de 106 Ga. A constante de desintegração deste decaimento é:



Substituindo estes valores na equação fundamental da geocronologia obteremos:

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

Embora o Sm e o Nd não formem os seus próprios minerais, ocorrem como impurezas na maioria dos minerais formadores de rochas, o que torna a datação possível utilizando-se estes minerais como também a própria rocha.

O Método de datação geocronológica Sm-Nd determina uma idade que corresponde ao tempo de residência crustal da rocha, ou seja, data o evento de diferenciação do material

superior com idade modelo

indica o decaimento

formador da rocha (magma) a partir do manto, podendo-se obter as idades através de diagramas de isócronas em rocha total, ou em concentrados de minerais e também de idades modelo em rocha total. Em rochas básicas e ultrabásicas calculam-se idades isocrônicas e em rochas félsicas calculam-se idades modelo.

3.2.1.1. Cálculo da idade modelo

Durante a diferenciação manto-crosta ocorrem modificações significativas da razão Sm/Nd. Esta diferenciação foi modelada por DePaolo (1981) e pode ocorrer através de processos de fusão parcial, cristalização fracionada ou ambos.

Em uma fusão parcial o magma tem razão Sm/Nd sempre maior do que a da rocha fonte original. No entanto as concentrações de Nd e de Sm são geralmente maiores no líquido, em comparação a rocha original.

Dois modelos de evolução do Nd para o manto superior são mais utilizados. O Modelo CHUR – “*Chondritic Uniform Reservoir*” – é usado para determinar a idade modelo $T_{(CHUR)}$ de uma rocha crustal relativa a um reservatório mantélico indiferenciado, com uma curva similar aquela dos condritos. O Modelo DM – “*Depleted Mantle*” – é usado para determinar a idade modelo $T_{(DM)}$ de uma rocha formada a partir de um reservatório mantélico superior diferenciado. A idade obtida é comumente referida como o “tempo de residência crustal” para as rochas crustais siálicas. Como os magmas envolvidos nos processos de acreção crustal são originados no manto superior, é o modelo DM que é utilizado para o cálculo desse tempo de residência.

O cálculo de idades-modelo T_{DM} (*depleted mantle*) é feito através da seguinte fórmula:

$$T_{DM} = (1/\lambda) \ln \left[1 + \frac{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} (T_{DM}, \text{hoje})}{{}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} (T_{DM}, \text{hoje})} - \frac{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} (\text{amostra}, \text{hoje})}{{}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd amostra}, \text{hoje}} \right]$$

Como trata-se de um modelo, o valor da relação $\frac{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} (T_{DM}, \text{hoje})}{{}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} (T_{DM}, \text{hoje})}$ é conhecida e o valor de $\frac{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} (\text{amostra}, \text{hoje})}{{}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd amostra}, \text{hoje})}$ é medido no espectrômetro de massa.

3.2.1.2. Procedimento Experimental

O procedimento químico da Metodologia Sm-Nd, descrito detalhadamente em Oliveira (2003), consiste na execução das seguintes etapas: preparação das amostras, dissolução química, introdução do *Spike*, separação dos Elementos Terras Raras, separação dos elementos Sm e Nd, confecção de filamentos para análise espectrométrica, depósito da amostra e análises isotópicas. Estas etapas serão descritas a seguir.

- Preparação das amostras

Para a datação geocronológica através do Método Sm-Nd em rocha total, é necessário que a amostra passe pelas etapas de preparação citadas abaixo:

1. Britagem da amostra, sempre com o cuidado de se guardar uma amostra de mão;
2. Pulverização (pulverizadores Chaterbox e Spexmix),
3. Quarteamento (para separação de uma parte representativa da amostra).

- Dissolução Química e Introdução do Spike

Na ocasião da dissolução, introduz-se um traçador (*Spike*), que é uma solução artificial que permite a determinação das concentrações de Sm e Nd (diluição isotópica). A quantidade introduzida na amostra depende do teor desses elementos na rocha a ser datada.

A dissolução de uma amostra é feita em bomba de teflon da marca *Bolhender* tipo *bola*, após a pesagem de 100mg de rocha acrescido de 100 μ l de *Spike*. Na bomba de teflon são adicionados 1ml de HNO₃ concentrado (bidestilado) e 3ml de HF concentrado (bidestilado), para que ocorra o ataque químico. A bomba é aquecida em forno microondas por 36 minutos, sendo 15 minutos com potência de 400W e novamente 15 minutos com potência 400W, com intervalos de 03 minutos a potencia zero para esfriar.

A bomba contendo a amostra é então aberta e levada à chapa quente à 100°C para evaporar. Após a evaporação é realizado um novo ataque ácido utilizando os mesmos ácidos e volumes anteriores, com aquecimento por 36 minutos em forno microondas e evaporação nova na chapa quente. Após esta evaporação, adiciona-se 3ml de HCl 6N (bidestilado) e a bomba é novamente aquecida no forno microondas por 36 minutos. Em seguida deixa-se evaporando à 100°C na chapa quente. A operação é repetida com 3ml de HCl 2N (bidestilado). Após a evaporação, é adicionado 1ml de HCl 2N (bidestilado) para dissolver novamente a amostra a qual é transferida para um tubo de centrifuga. A amostra é centrifugada por 20 minutos e uma alíquota de 0,5ml desta amostra é evaporada até a secura à 100°C.

O procedimento de separação Sm-Nd adotado no Pará-Iso é aquele desenvolvido por Kelley (1980) e Hayward (1983), descrito por Moura (1992) e implantado no laboratório por Moura e Oliveira. Este procedimento baseia-se, primeiramente, na separação do grupo dos ETR (elementos terras raras), utilizando coluna de teflon com resina catiônica e posteriormente na separação do Sm e de Nd utilizando coluna de teflon com resina aniônica.

- Separação dos Elementos Terras Raras

Na separação dos ETR utiliza-se uma coluna de teflon de 5mm de diâmetro, preenchida com 2ml de resina catiônica Biorad Dowex 50W-x8. Esta resina passa por uma limpeza com 15ml de HCl 6N (bidestilado) e posteriormente por uma retrolavagem (lavagem de baixo para cima) com 10ml HCl 2N (bidestilado). Após esta etapa, a coluna é condicionada com 5ml HCl 2N (bidestilado), e a amostra é introduzida. Então a amostra passa por uma limpeza através com da adição de 17,5ml de HCl 2N (bidestilado) na coluna. Finalizada a limpeza, são adicionados na coluna 5ml de HNO₃ 3N (bidestilado) e despreza-se esta fração. Adiciona-se novamente na coluna 6ml de HNO₃ 3N (bidestilado) e então coleta-se os ETRs. Esta fração é levada em seguida para evaporar na chapa à 100°C.

- Separação dos elementos Sm e Nd

A partir do concentrado de ETR's, os elementos Sm e Nd são separados e purificados por cromatografia de troca iônica em coluna de teflon (5mm de diâmetro) preenchida com 2ml de resina aniônica Dowex AG1-x4. A resina passa por uma limpeza com 15ml de HNO₃ 1N (bidestilado) através da retrolavagem (limpeza de baixo para cima). Após a retrolavagem a coluna é condicionada com 10ml de uma mistura HNO₃ 7N + Metanol concentrado (bidestilado). A amostra é introduzida na coluna, a qual passa em seguida por um processo de limpeza com a adição de 6,9ml da mesma mistura. Terminada a limpeza da amostra são adicionados 4ml de HNO₃ 7N + Metanol concentrado (bidestilado) e a fração que contém o elemento Sm é coletada. Então adiciona-se mais 4ml de HNO₃ 7N + Metanol concentrado e despreza-se esta solução. Posteriormente adiciona-se 7ml de HNO₃ 7N + Metanol concentrado e coleta-se a fração que contém o elemento Nd. Finalizada a separação, os cadinhos contendo as amostras são evaporados a 100°C na chapa quente. Após a coleta do Nd, devem ser adicionados mais 5ml de HNO₃ 1N (bidestilado) na coluna para limpar a resina em vista de uma nova separação.

- Confecção de Filamentos para Análise Espectrométrica

Os filamentos utilizados para a análise das amostras em espectrômetro de massa são do tipo duplo de Tântalo (Ta) e Rênio (Re), onde o filamento de Ta é utilizado para o depósito da amostra e o de Re é usado para a ionização e é sempre reutilizado. Estes filamentos são preparados da seguinte forma: primeiramente os suportes de filamentos são lixados e lavados com acetona imersos na cuba de ultra-som. Em seguida os suportes de filamentos são lavados com água milli-Q e levados para secar na estufa à 50°C. Com os suportes já secos é feita a soldagem dos filamentos (Ta) nos mesmos, e finalmente estes, são levados ao degasificador para eliminação de impurezas.

- Depósito da Amostra e Análises isotópicas

Após o procedimento de separação de Sm-Nd, a amostra, é levada a chapa a 100°C para evaporar. Adiciona-se ao cadinho que contenha a amostra 1ml de HNO₃ concentrado (bidestilado) e leva-se novamente para evaporar na chapa a 100°C. Então, é adicionado 1µl de H₃PO₄ 0,5M no filamento de Ta (Tântalo) o qual é aquecido até a secura, e adicionado 1µl de H₃PO₄ 0,5M e mais 1µl de HNO₃ 1N no resíduo da amostra para dissolver, então retira estes 2µL da amostra e adiciona no filamento aquecendo o mesmo a 0,5A e posterior eleva a corrente lentamente até 2,0- 2,2 A.

Após o depósito as amostras são analisadas no espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 em modo estático com 7 coletores.

3.2.2. Método geocronológico Rb-Sr

A metodologia Rb-Sr é baseada na desintegração radioativa do isótopo ⁸⁷Rb em isótopo ⁸⁷Sr por emissão de partículas β⁻. O elemento Rb possui dois isótopos ⁸⁵Rb (27,83%) e ⁸⁷Rb (72,17%) enquanto que o Sr possui quatro isótopos que ocorrem naturalmente ⁸⁸Sr (82,53%), ⁸⁷Sr (7,04%), ⁸⁶Sr(9,87%) e ⁸⁴Sr(0,56%), todos estáveis. As abundâncias isotópicas do Sr variam devido à formação de ⁸⁷Sr por decaimento natural do ⁸⁷Rb. Por isso, a composição isotópica de Sr nas rochas ou minerais que contém Rb depende da sua idade e razão Rb/Sr.

As idades Rb-Sr podem ser calculadas de duas formas distintas: idades convencionais (obtidas com o estudo de apenas uma amostra, em geral mineral) e idades isocrônicas (onde utiliza-se mais de uma amostra, ou uma amostra e um mineral).

Neste trabalho foram obtidas idades isocrônicas a partir do estudo de rochas e de suas respectivas biotitas. As idades são obtidas através de diagramas isocrônicos utilizando-se a seguinte equação:

$$(Sr^{87}/Sr^{86})_m = (Sr^{87}/Sr^{86})_i + (Rb^{87}/Sr^{86})_m \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

onde: m = razão da amostra medida no espectrômetro de massa

i = inicial

λ = constante de desintegração = $1,42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$

t = idade

A condição básica para que se obtenha uma isócrona é que as amostras sejam formadas ao mesmo tempo (idade similar) e a partir de uma mesma fonte (mesma razão inicial).

As interpretações podem ser distintas se as idades forem obtidas em minerais separados ou em rocha total. As idades em concentrados minerais de rocha ígneas ou metamórficas geralmente correspondem à época de resfriamento ou do último aquecimento sofrido pela rocha. Cada mineral se comporta como um sistema fechado, com uma temperatura de bloqueio característica, como por exemplo a biotita com temperatura em torno de 300°C (Cliff, 1985) e a titanita com temperatura de cerca de 650°C (Cherniak, 1993, Frost et al, 2001). Quando o mineral se resfria a partir da temperatura de bloqueio, ele começa a reter ^{87}Sr , fazendo com que o geocronômetro Rb-Sr comece a funcionar. Portanto, neste caso a idade obtida será a idade de resfriamento.

O sistema Rb-Sr em rocha total se comporta como um sistema fechado, em relação a eventos de reaquecimento, como citado anteriormente, onde o ^{87}Sr se redistribui entre os diversos minerais, mais não sai da rocha. No caso da formação de uma rocha, a temperatura em que o sistema Rb-Sr se fecha, quando se utiliza rocha total, é superior à temperatura de resfriamento dos minerais, portanto as idades Rb-Sr em rocha total geralmente fornecem idades de formação de rochas.

A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de um conjunto de rochas ígneas ou metamórficas pode ser utilizado como parâmetro indicador da natureza das fontes destas rochas. Os isótopos de Sr conseguem diferenciar um magma que foi produzido por fusão parcial de rochas da crosta continental superior, daquele produzido por diferenciação do manto superior ou por fusão parcial de crosta inferior granulítica empobrecida. Magmas provenientes do manto superior possuem normalmente razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ baixas (geralmente entre 0,700 e 0,705), enquanto que magmas produzidos por processos de fusão parcial da crosta continental superior apresentam razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais altas (geralmente acima de 0,706). Como no sistema Sm-Nd, é possível se determinar idades modelo com o sistema Rb-Sr em rocha total.

Nesse caso, o modelo utilizado é o modelo UR (reservatório uniforme) cujos parâmetros são $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0,0827$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045$ (De Paolo, 1988). Entretanto a grande sensibilidade do sistema Rb-Sr aos processos crustais dificulta a interpretação das idades modelo.

3.2.2.1. Procedimentos Experimentais

O procedimento químico da metodologia Rb-Sr, consiste na execução das seguintes etapas: preparação das amostras, dissolução química, introdução do *Spike*, separação dos elementos rubídio e estrôncio, confecção de filamentos para análise espectrométrica, depósito da amostra e análises isotópicas. Estes procedimentos são descrito detalhadamente em Pereira (1992).

- Preparação de amostras

As amostras passaram pelos processos de trituração, pulverização, peneiramento, e quarteamento. Para a separação, concentração e purificação das fases minerais foi utilizado separador magnético tipo Frantz e lupa binocular.

- Diluição Química e Introdução do Spike

A dissolução das amostras é realizada em cadinhos de teflon, onde são adicionados 50mg de amostras e 150mg de traçador $\text{Sr}^{84} - \text{Rb}^{87}$, em seguida adiciona-se 1ml de $\text{HF}(48\%)$, a quente por 4 horas em cadinho fechado. A finalidade desta operação é atingir a completa diluição dos silicatos e através das correntes de convecção facilitar a mistura entre a amostra e o traçador. Logo após, abre-se o cadinho e leva-o para a chapa quente a 100°C para evaporação completa do ácido. Adiciona-se uma mistura de 0,5ml de HNO_3 ($\approx 13\text{N}$ bidestilado) e 0,5ml de HClO_4 (70%), para se obter uma completa diluição da amostra, e leva-se esta mistura a chapa quente a 100°C . A evaporação desses ácidos dura cerca de 24 horas. O resíduo no fundo do cadinho é dissolvido com 1,5ml de HCl 2,5N (bidestilado), é e levado para o ultrassom durante 3 minutos, em seguida é transferido para um tubo de centrifuga e finalmente é centrifugado por 20 minutos. (Pereira, 1992).

- Separação dos elementos Rb-Sr

Após o procedimento de abertura realiza-se a separação dos elementos Rb-Sr por cromatografia de troca catiônica em coluna de teflon de 15mm de diâmetro preenchida com 3ml de resina catiônica DOWEX AG50x8 previamente calibrada. A finalidade desta etapa é a obtenção de alíquotas enriquecidas em Rb e Sr através da saturação da resina com HCl 2,5N

(bidestilado) dentro de intervalos pré-fixados pela calibração. As soluções enriquecidas em Rb e Sr são novamente evaporadas a 100°C.

A resina passa por uma limpeza com 3ml de HCl 2,5N (bidestilado). Após a lavagem, retira-se 1ml da solução da amostra do tubo de centrifuga e introduz-se na coluna. Após a descida da solução, inicia-se a 1ª eluição com a introdução de 8ml de HCl 2,5N (bidestilado). Após a descida total deste ácido, adiciona-se 3ml de HCl 2,5N (bidestilado) e coleta-se o Rb. Inicia-se então a 2ª eluição, introduzindo-se 7ml de HCl 2,5N (bidestilado). Após a descida total desta solução, acrescenta-se a coluna 4ml de HCl 2,5N (bidestilado) e coleta-se o Sr em um cadinho diferente do qual foi coletado o Rb. Terminada a separação inicia-se a lavagem das colunas de separação, com o preenchimento total da coluna (aproximadamente 8ml) por uma solução de HF (40%) + HCl 4N (monodestilado) na razão de 1:10, seguida de HCl 4N (monodestilado) e finalmente por H₂O milli. -Q

- Confecção de Filamentos para Análise Espectrométrica

Os filamentos utilizados para a análise das amostras em espectrômetro de massa são do tipo simples de Tungstênio (W). Estes filamentos são preparados da seguinte forma: primeiramente os suportes de filamentos são lixados, em seguida são lavados com água monodestilada e posteriormente com água milli-Q, imersos em uma cuba de ultra-som por cerca de 3 minutos. Após a lavagem são levados para secagem na estufa a 50°C. Após a secagem, são soldados os filamentos (W) nos mesmos, e finalmente estes são levados ao degaísificador para eliminação de impurezas.

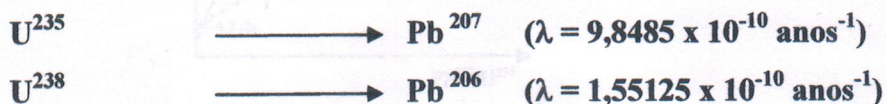
- Depósito da Amostra e Análises isotópicas

Após o procedimento de separação de Rb-Sr, a amostra, é levada a chapa a 100°C para evaporar. Adiciona-se 1µl de ativador de Ta (tântalo) no filamento de W (Tungstênio) o qual é aquecido até a secura a 2,3A, após a secura a corrente é baixada para 1,5 A, adiciona-se 2µl de HNO₃ (≈6N bidestilado) no resíduo da amostra para dissolver, então retira-se 1µL da amostra dissolvida e adiciona-se ao filamento aquecendo o mesmo a 2,3A. Espera-se então cerca de 30 segundos para baixar a corrente e desliga-se o amperímetro.

Após o depósito as amostras são analisadas no espectrômetro de massa VG54E com monocolletor em modo dinâmico.

3.2.3. Método geocronológico U-Pb em titanitas.

O urânio possui dois isótopos o ^{235}U e o ^{238}U , responsáveis pela origem de duas séries de desintegrações radioativas produzindo, respectivamente, como produtos finais, os isótopos de chumbo ^{207}Pb e ^{206}Pb . As constantes de desintegração destes decaimentos segundo Steiger & Jäger (1977) são:



Ao analisar-se cristais de uma rocha pode-se, através do método de diluição isotópica, medir-se com precisão a quantidade dos isótopos radioativos ^{235}U e ^{238}U bem como, dos isótopos radiogênicos estáveis ^{207}Pb e ^{206}Pb .

As idades radiométricas são determinadas utilizando o par $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, obtendo-se a equação:

$$t = 1/\lambda \{ \text{Ln} [1 + (^{206}\text{Pb})_t / (^{238}\text{U})] \}$$

Ou utilizando-se o par $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$, onde obtemos:

$$t = 1/\lambda \{ \text{Ln} [1 + (^{207}\text{Pb})_t / (^{235}\text{U})] \}.$$

Uma terceira idade pode ser calculada através da combinação das duas equações acima referidas. A razão $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ é uma constante para uma determinada época, sendo atualmente de 1/137,88. Dessa relação pode-se obter a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (método Pb-Pb). *fu que valor e bom detalhar*

As idades obtidas com estas equações são representadas na curva "Concórdia", que representa o lugar geométrico dos pontos de idades concordante, obtidas pelos dois cronômetros $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ e $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ e, por conseguinte, também do par $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Quando as três idades obtidas são diferentes, tem-se então uma discordância e a reta que conterà os diferentes pontos discordantes recebe o nome de "Discórdia" (Figura 2).

O intercepto superior da reta Discórdia sobre a curva Concórdia caracteriza a época de cristalização dos zircões. O intercepto inferior poderia estar relacionado a uma perda episódica, neste caso a perda de chumbo estaria vinculada a um episódio tectônico e, portanto, teria um significado geológico ou então estaria relacionado a uma perda de chumbo por difusão contínua, não possuindo significado geológico.

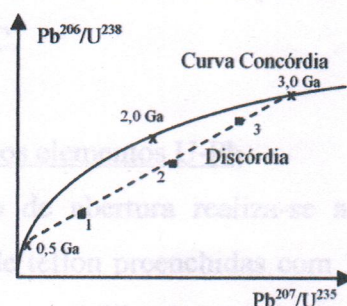


Figura 2: Diagrama Concórdia com os pontos analíticos segundo a reta discórdia. Quanto mais afastado da curva maior será o grau de discordância do material analisado.

3.2.3.1. Procedimento Experimental

O procedimento experimental de preparação das amostras, dissolução química, separação dos elementos e análises isotópicas no espectrômetro de massa, utilizado no Pará-Iso, foi descrito em detalhes em Krinsky et al. (em preparação).

• Preparação de amostras

As amostras passaram pelos processos de trituração, pulverização, peneiramento, e quarteamento. Para a separação, concentração e purificação das fases minerais foi utilizado separador magnético tipo Frantz e lupa binocular. A partir das frações obtidas nestes processos, foi realizada a seleção dos melhores cristais para análise, os quais consistem em cristais transparentes, sem fraturas e inclusões.

• Dissolução química e introdução do spike

Antes de iniciar o procedimento de abertura é realizada uma lavagem nos cristais de titanita em um bequer de teflon, com metanol (monodestilado) e, em seguida, com HCl 2,5N (bidestilado), finalmente lava-se a amostra 3 vezes com H₂O milli. — Q

A dissolução das amostras é realizada com uma bomba modelo "Parr" (125ml) e micro-cápsulas modelo "Ludwig". Nas micro-cápsulas são introduzidos os cristais de titanita e 3µl de traçador "²³⁵U-²⁰⁵Pb PARA205", devidamente pesados, juntamente com 10 a 15µl de HF (tridestilado). Estas micro-cápsulas são acondicionadas na bomba "Parr" com 5ml de HF (tridestilado) a qual é levada a estufa por aproximadamente 24 horas a uma temperatura de 245°C. Após este intervalo de tempo, as micro-cápsulas são levadas à chapa a 100° até a secura total. Então, adiciona-se a cada micro-cápsula de 1 a 3 gotas de HCl 3,1N (tridestilado) e acondiciona-se novamente as micro-cápsulas na bomba "Parr" juntamente com 5ml do

mesmo ácido. Leva-se a bomba "Parr" à estufa por 12 horas a 200°C, em seguida realiza-se a evaporação do ácido a 100°C.

- Separação química dos elementos U-Pb

Após o procedimento de abertura realiza-se a separação dos elementos U-Pb por cromatografia em colunas de teflon preenchidas com 30 a 40µl de Resina BioRad 1x8 200-400 mesh Cl⁻ form, previamente calibrada. Adiciona-se à coluna 3 gotas de HCl 3,1N duas vezes para realizar-se o condicionamento da coluna. Em seguida adiciona-se a coluna 0,1 ml da amostra. Realiza-se então a primeira eluição adicionando-se a coluna 1+2+2+2 gotas de HCl 3,1N. Coleta-se então o Pb em um béquer com 10 gotas de HCl 6N. Posteriormente coleta-se o U no mesmo béquer com 10 gotas de H₂O milli. Adiciona-se ao béquer com o U e o Pb coletados 5 µl da mistura sílica gel + H₃PO₄. Leva-se então a amostra a chapa a 120°C por cerca de 2-3 horas.

- Confecção de Filamentos para Análise Espectrométrica

Os filamentos utilizados para a análise das amostras em espectrômetro de massa são filamentos simples de Rênio (Re). Os mesmos são preparados da seguinte forma: primeiramente os suportes de filamentos são lixados, em seguida são lavados com água monodestilada e posteriormente com água milli-Q, imersos em uma cuba de ultra-som por cerca de 3 minutos. Após a lavagem são levados para secagem na estufa a 50°C. Após a secagem, são soldados os filamentos (Re) nos mesmos, e finalmente estes são levados ao degasificador para eliminação de impurezas.

- Depósito da Amostra e Análises isotópicas

Adiciona-se ao béquer com amostra 1µl de H₂O, para dissolver a amostra. Retira-se toda a amostra do béquer e deposita-se a mesma no filamento de Re pré-aquecido. Eleva-se a corrente devagar até 2,2A (até o filamento ficar avermelhado). Leva-se a amostra ao espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 em modo estático com 7 coletores, para que se realize a análise das razões U-Pb.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo abrange um setor localizado na porção leste do Escudo das Guianas, situado geograficamente na Guiana Francesa e no Estado do Amapá. Essa porção do Escudo das Guianas também é conhecida como Província Maroni-Itacaiúnas (PMI) (Cordani et al. 1979, Tassinari & Macambira 1999).

O Escudo das Guianas possui cerca de 900.000 km² de extensão, abrangendo a porção norte do Cráton Amazônico, constituindo um extenso domínio que se estende desde a margem atlântica, no extremo norte, até a Bacia do Amazonas, ao sul. O Escudo das Guianas compreende a porção leste da Venezuela, o extremo oriental da Colômbia, a Guiana, o Suriname, a Guiana Francesa e a porção norte do Brasil, incluindo os Estados do Amapá, Roraima e noroeste do Pará (Gibbs & Barron 1983, 1993).

Este Escudo foi dividido por Gibbs & Barron (1983, 1993), em três domínios: um Domínio Noroeste, situado na porção leste da Venezuela, constituído por rochas granulíticas e gnáissicas (>2,6 Ga) do Complexo Imataca; um Domínio Centro-oeste, formado por rochas plutono-vulcânicas (Grupo Uatumã, magmatismo *Avareno*) e sedimentares (Grupo Roraima) de idades mesoproterozóicas entre 1,9 e 1,6 Ga e um Domínio Noroeste, correspondente a PMI (Cordani et al., 1979), situado ao longo da margem atlântica, constituído por uma alternância de seqüências vulcanossedimentares e unidades plutono-metamórficas de alto grau, de idades paleoproterozóicas entre 2,3 e 1,9 Ga.

A Província Maroni-Itacaiúnas (PMI), ocupa toda a porção leste do Escudo das Guianas (Cordani et al 1979, Tassinari & Macambira 1999), compreendendo o leste da Venezuela, Guiana, Suriname, Guiana Francesa e a porção mais ao norte do Brasil, abrangendo os estados do Amapá, norte do Pará e o nordeste de Roraima.

A PMI é limitada pela bacia sedimentar do Rio Orinoco, a norte, por 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 Venturi-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 de Carajás (Cordani et al. 1984). Do ponto de vista geotectônico, a PMI insere-se em um modelo de evolução do Cráton Amazônico que envolve um extenso núcleo de crosta continental antiga preservada e estabilizada desde o Arqueano (Província Amazônia Central), circundado por faixas móveis de idades proterozóicas (Províncias Maroni-Itacaiúnas, Venturi-Tapajós, Rio Negro-Juruena, Rondônia e Sunsás), (Cordani et al. 1979; Cordani & Brito Neves 1982; Teixeira et al. 1989;

Gibbs & Barron 1993; Sato & Tassinari 1997, Tassinari & Macambira 1999)(Figura 3, A e B).

A PMI teve sua evolução relacionada à orogênese Transamazônica, entre 2,2 Ga e 1,95 Ga (Tassinari & Macambira, 1999), tendo sua porção oriental dividida em dois domínios (Tassinari, 1996): um domínio sialítico, ao sul, formado por núcleos arqueanos ($>2,5$ Ga) inseridos como in-liers nas unidades paleoproterozóicas e retrabalhados durante a orogênese Transamazônica e um domínio simático, a norte, gerado por acreção crustal juvenil durante o Paleoproterozóico. O limite entre estes dois domínios seria constituído por um setor de transição localizado na região de fronteira entre o Estado do Amapá e a Guiana Francesa.

Estudos recentes, desenvolvidos sobretudo na Guiana Francesa, mostraram que a história Transamazônica da porção leste do Escudo das Guianas, iniciou-se em torno de 2,26 Ga e que as últimas manifestações magmáticas ocorrem no período entre 2,09 e 2,06 Ga (Vanderhaege et al. 1998, Lafon et al. 1998, 2001; Tassinari et al. 2000, Avelar et al. 2001, Delor et al. 2000, 2001, 2003).

O modelo evolutivo mais atualizado, proposto para a região leste do Escudo das Guianas, foi elaborado com base em estudos sobretudo na Guiana Francesa e regiões adjacentes, e envolve quatro estágios principais. O primeiro estágio, eoriaciano, caracteriza-se pela formação de crosta oceânica juvenil no período entre 2,26-2,20 Ga. O segundo estágio, mesoriaciano, é caracterizado pela formação de terrenos granito-greenstones em contexto de subducção, no período entre 2,18 Ga e 2,13 Ga. Estes terrenos granito-greenstones são constituídos por três complexos TTG's, frequentemente migmatizados (complexo Laussat, a norte, Complexo Central e Complexo Tamouri a sul) e por seqüências metavulcanossedimentares (Grupo Paramaca) que formam duas faixas estreitas de direção E-W a norte e sul do complexo TTG Central e que convergem para o lado leste desse complexo, na fronteira com o Estado do Amapá (Brasil), alvo do presente estudo. O terceiro estágio, neoriaciano, é marcado por retrabalhamento crustal em contexto colisional, gerando migmatização e magmatismo por fusão crustal, produzindo granitos peraluminosos, no período entre 2,11 e 2,08 Ga. A abertura de bacias sedimentares tipo *pull-apart* também marcaram esse terceiro período. O quarto e último estágio é caracterizado por um episódio tectônico transcorrente tardio, acompanhado pela formação de granitos meta-aluminosos a 2,08 – 2,06 Ga.

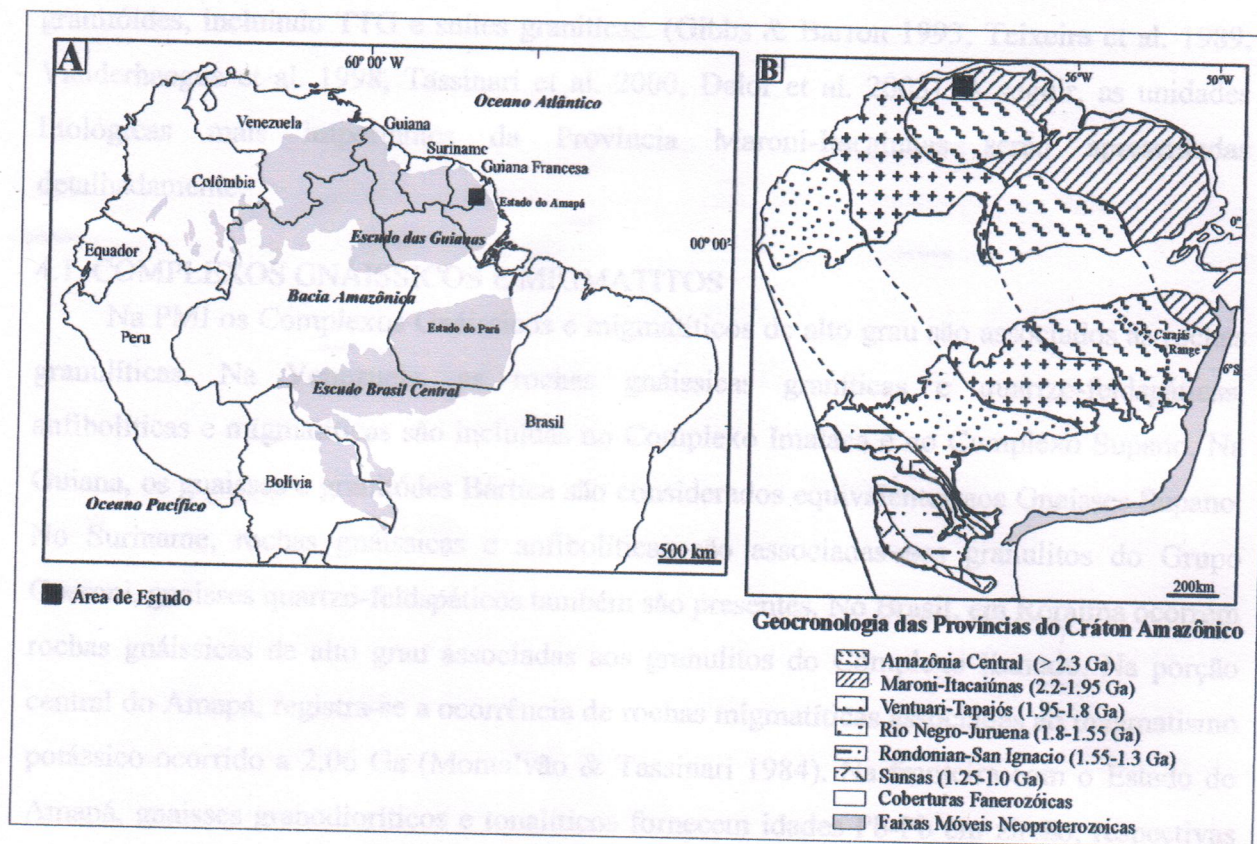


Figura 3: Modelo de Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico segundo Tassinari, 1999.

4.2. COMPLEXO METAMORFICO DE ALTO GRAU (TERRENOS GRANULITICOS)

As principais ocorrências de granulitos são 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, Delor et al 2003bB, Avelar et al. 2003).

O Complexo Imataca é constituído por rochas granulíticas e anfibolitos com protólitos arqueanos. Um estudo termocronológico recente, utilizando os métodos U-Pb (SHRIMP), Sm-Nd e Rb-Sr, permitiu posicionar o evento metamórfico de alto grau no final da orogénese Tumbucumaquense, em um período entre 1,93 e 2,05 Ga (Tassinari et al 2003).

A Faixa Granulítica Guiana Central apresenta formas alongada de direção WSW-ENE, estendendo-se desde o noroeste do Estado de Roraima (Complexo Apurí) até o Suriname

As principais unidades geológicas da porção oriental da PMI podem ser divididas em complexos gnaissicos e granulíticos, seqüências tipo greenstones belts paleoproterozóicos (Grupo Paramacá na Guiana Francesa e Grupo Vila Nova no Amapá) e várias gerações de granitóides, incluindo TTG e suítes graníticas. (Gibbs & Barron 1993; Teixeira et al. 1989, Vanderhaegue et al. 1998, Tassinari et al. 2000, Delor et al. 2003). A seguir, as unidades litológicas mais importantes da Província Maroni-Itacaiúnas serão apresentadas detalhadamente.

4.1. COMPLEXOS GNÁISSICOS E MIGMATITOS

Na PMI os Complexos Gnáissicos e migmatíticos de alto grau são associados às rochas granulíticas. Na Venezuela, as rochas gnáissicas graníticas e quartzo-feldspáticas, anfibolíticas e migmatíticas são incluídas no Complexo Imataca e no Complexo Supano. Na Guiana, os gnaisses e granitóides Bártica são considerados equivalentes aos Gnaisses Supano. No Suriname, rochas gnáissicas e anfibolíticas são associadas aos granulitos do Grupo Coeroni, gnaisses quartzo-feldspáticos também são presentes. No Brasil, em Roraima ocorrem rochas gnáissicas de alto grau associadas aos granulitos do Complexo Kanudo. Na porção central do Amapá, registra-se a ocorrência de rochas migmatíticas associadas ao magmatismo potássico ocorrido a 2,06 Ga (Montalvão & Tassinari 1984). Na fronteira com o Estado do Amapá, gnaisses granodioríticos e tonalíticos fornecem idades Pb-Pb em zircão, respectivas de 2652 ± 4 Ma e 2150 ± 1 Ma (Rosa Costa et al. 2001). Finalmente, ao sul da bacia do Amazonas, em Altamira, gnaisses e migmatitos apresentaram idades Rb-Sr em torno de 1,99 a 1,88 Ga (Santos et al 1988).

4.2. COMPLEXO METAMORFICO DE ALTO GRAU (TERRENOS GRANULÍTICOS)

As principais ocorrências de granulitos são 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 Tumucuñaque, no Amapá (Kroonenberg 1976, Lima et al. 1982, Gibbs & Barron 1983, Tassinari et al 2000, Delor et al 2003bB, Avelar et al. 2003).

O Complexo Imataca é constituído por rochas granulíticas e anfibolitos com protólitos arqueanos. Um estudo termocronológico recente, utilizando os método U-Pb (SHRIMP), Sm-Nd e Rb-Sr, permitiu posicionar o evento metamórfico de alto grau no final da orogênese Transamazônica, em um período entre 1,98 e 2,05 Ga (Tassinari et al 2003).

A Faixa Granulítica Guiana Central apresenta forma alongada de direção WSW-ENE, estendendo-se desde o noroeste do Estado de Roraima (Complexo Apiú) até o Suriname

(Complexo Falawatra), sendo constituída por rochas felsícas, enderbíticas e charnoquíticas e pequena quantidade de granulitos básicos e sillimanito-gnáisses. Delor et al. (2001, 2003b) e DeRover et al. (2003) ao estudarem os granulitos das montanhas de Bakhuis, noroeste do Suriname, identificaram um evento metamórfico UHT – ultra high temperature – tardi-transamazônico entre 2,07 Ga e 2,05 Ga com base em idades Pb-Pb em zircão.

A Faixa Granulítica Tumucumaque, é constituída por rochas gnáissicas felsícas e granulíticas, charnoquitos e enderbitos, Suíte Metamórfica Tartarugal Grande e Ananaí, ocorrendo principalmente na porção central do Estado do Amapá e na região de fronteira entre os Estados do Pará e Amapá (João & Marinho 1982a, Lima et al. 1991, Ricci et al. 2001, Rosa Costa et al. 2003). Na região central do Amapá uma idade Pb/Pb em zircão de 2054 ± 2 Ma foi obtida para um plúton charnoquítico, indicando a existência de um episódio de alto grau no final da orogênese Transamazônica. Na região de Calçoene, uma idade de 2059 ± 3 Ma foi obtida em um outro charnoquito, indicando que o episódio de magmatismo charnoquítico, evidenciado na região central do Amapá, se estende à região norte do Estado. Na região de fronteira entre os Estados do Pará e Amapá, Ricci et al. (2001) indicam uma idade arqueana para o evento granulítico, porém Rosa et al. (2003) identificaram, através do método Pb-Pb em zircão, a existência de rochas charnoquíticas paleoproterozóicas, sugerindo também a atuação de um evento de alto grau tardi-transamazônico nessa área.

4.3. GRANITÓIDES E ORTOGNAÍSSSES

Na PMI foram reconhecidas pelo menos duas fases de granitogênese (Teixeira et

4.3. GREENSTONES BELTS

As seqüências metavulcanosedimentares tipo greentones belts paleoproterozóicos, de baixo e médio grau, distribuem-se por toda a Província Maroni-Itacaiúnas, principalmente ao longo da margem atlântica do Escudo das Guianas, estendendo-se deste a Venezuela até o Brasil (Gibbs 1980; Gruau et al. 1985, Teixeira et al. 1985, Tassinari et al. 2000). Os Greentones belts do Escudo das Guianas exibem características típicas de seus equivalentes arqueanos de outras regiões do mundo, apresentando uma menor proporção de rochas ultramáficas e uma maior extensão de sedimentos clásticos (Choudhouri 1980, Gibbs 1980, Gibbs e Barron 1993). Na Guiana Francesa estas rochas são incluídas no Grupo Paramacá, no Brasil, no Estado do Amapá e no noroeste do Pará, no Grupo Vila Nova, na Venezuela, no Supergrupo Pastora, e na Guiana, no Supergrupo Marowijne (Choubert 1974, Lima et al 1991, Gibbs & Barron 1993). Dados U-Pb em zircão, Sm-Nd e Rb-Sr mostram que as rochas vulcânicas dos greenstones e as rochas graníticas associadas foram geradas entre 2250 Ma e

2080 Ma (Montalvão e Tassinari 1984, Gruau et al. 1985, Gibbs & Barron 1993, Vanderhaeghe et al. 1998, Delor et al 2000, Norcross et al. 2000).

4.4. OUTRAS ROCHAS SUPRACRUSTAIS

Rochas supracrustais que se diferenciam dos greestones belts por serem pobres em rochas vulcânicas básicas e pela predominância de seqüências metassedimentares, que distinguem-se dos greenstones belts por sua posição estratigráfica aparentemente mais novas (Gibbs & Barron 1993). As principais litologias que compõem este conjunto de rochas são gnaisses quartzo-feldspáticos e pelíticos com anfíbolitos, quartzitos e rochas cálcio-silcáticas.

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. Essas unidades não foram consideradas como *greenstones* (Bosma et al. 1983, 1984, Gibbs & Barron 1993) e foram interpretadas como bacias "Pull Apart" formadas em contexto transcorrente sinistral (Ledru et al. 1991). Uma idade U/Pb em zircões de 2127 ± 7 Ma é referida como uma idade máxima para as rochas dessa unidade (Vanderhaeghe et al. 1998).

4.5. GRANITÓIDES E ORTOGNÁISSES

Na PMI foram reconhecidas pelo menos duas fases de granitogênese (Teixeira et al. 1989, Gibbs & Barron 1993, Vandrehaeghe et al. 1998, Delor et al. 2001a, b, c). Uma primeira fase eo-transamazônica, relacionada a intrusões sin-tectônicas e ortognáisses de composição tonalítica, trondhjemítica e granodiorítica, representada pelos granitóides Supano (Venezuela), pelos ortognáisses Bártica (Guiana) e pelos granitóides *Guyanais* (Guiana Francesa). Uma segunda fase meso-trasamazônica, caracterizada por granitos tardi- a pós-tectônicos com afinidade potássica a cálcio-alcalina, representada pelo Granito Caraïbes na Guiana Francesa. No Guiana Francesa, estas duas fases de granitogêneses foram relacionadas à evolução geodinâmica (Delor et al. 2003). A primeira fase, caracterizada por um magmatismo TTG, foi relacionada a um episódio de acreção crustal continental entre 2,18 Ga a 2,13 Ga e associada a deposição das formação tipo greenstone belts. Duas gerações foram reconhecidas: uma primeira geração de TTG migmatíticos, datada em 2,18-2,16 Ga ocorre no norte e no sul da Guiana Francesa, em volta de uma segunda geração de TTG, datada em 2,15-2,13 Ga, denominada de complexo TTG central. A segunda fase foi relacionada a um episódio de reciclagem crustal e consiste de um episódio magmático

essencialmente granítico, com intrusões básicas subordinadas, em torno de 2,11-2,09 Ga, testemunhando uma evolução do contexto de subdução para um processo de transcorrência sinistral dos blocos continentais convergentes. Um processo de migmatização, contemporânea deste episódio magmático é identificada em torno de 2,10 Ga de acordo com as idades de zircões e monazitas dos granitóides TTG do norte e do sul da Guiana francesa. No Amapá, predomina o magmatismo relacionado a esta segunda fase (Avelar 2002).

4.6. MAGMATISMO PÓS-TRANSAMAZÔNICO

A PMI não sofreu nenhum evento magmático/metamórfico de grande importância após o término da Orogênese Transamazônica (Montalvão & Tassinari 1984, Lima et al. 1991, Tassinari 1996). No Estado do Amapá algumas intrusões são identificadas, tais como a Suíte Falsino de 1,76 Ga e a Suíte Mapari de 1,68 Ga, ambas datadas pelo método Rb-Sr (Montalvão & Tassinari 1984) e o granito Waiapi com idade Pb-Pb em zircão de 1,75 Ga (Vasquez & Lafon, 2001). Finalmente, exames de diques mesozóicos datados entre 221 Ma e 195 Ma (Deckart et al. 1997), marcando estágios precursores da abertura do Oceano Atlântico cortam todas as litologias paleoproterozóicas.

5. GEOLOGIA DA REGIÃO DE OIAPOQUE, FRONTEIRA ENTRE O AMAPÁ E A GUIANA FRANCESA.

Na porção oriental da Guiana Francesa, na região de fronteira com o Amapá, ao longo do Rio Oiapoque, e de seus afluentes, as principais unidades geológicas são constituídas de associações graníticas e migmatitos. Enclaves de rochas máficas de seqüências tipo greenstone belts são freqüentemente encontradas nessas rochas. A seguir serão descritas as principais unidades litológicas da região de fronteira entre o Amapá e a Guiana Francesa. A Figura 4 apresenta o mapa geológico contendo as principais unidades litológicas desta região.

Figura 4: Mapa geológico da Guiana Francesa, mostrando o setor estudado
Fonte: Delor et al. (2001, 2003) - BRGM

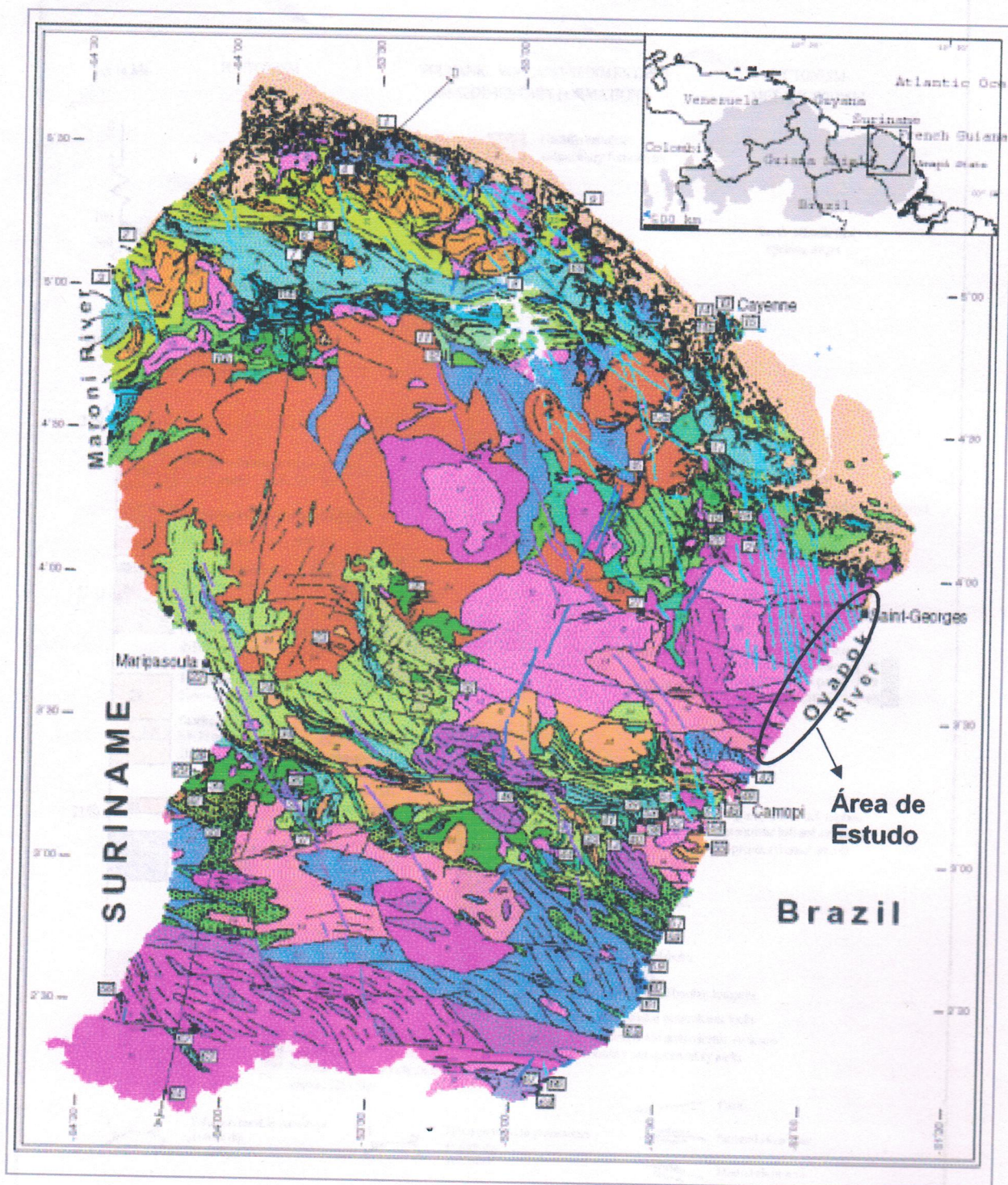
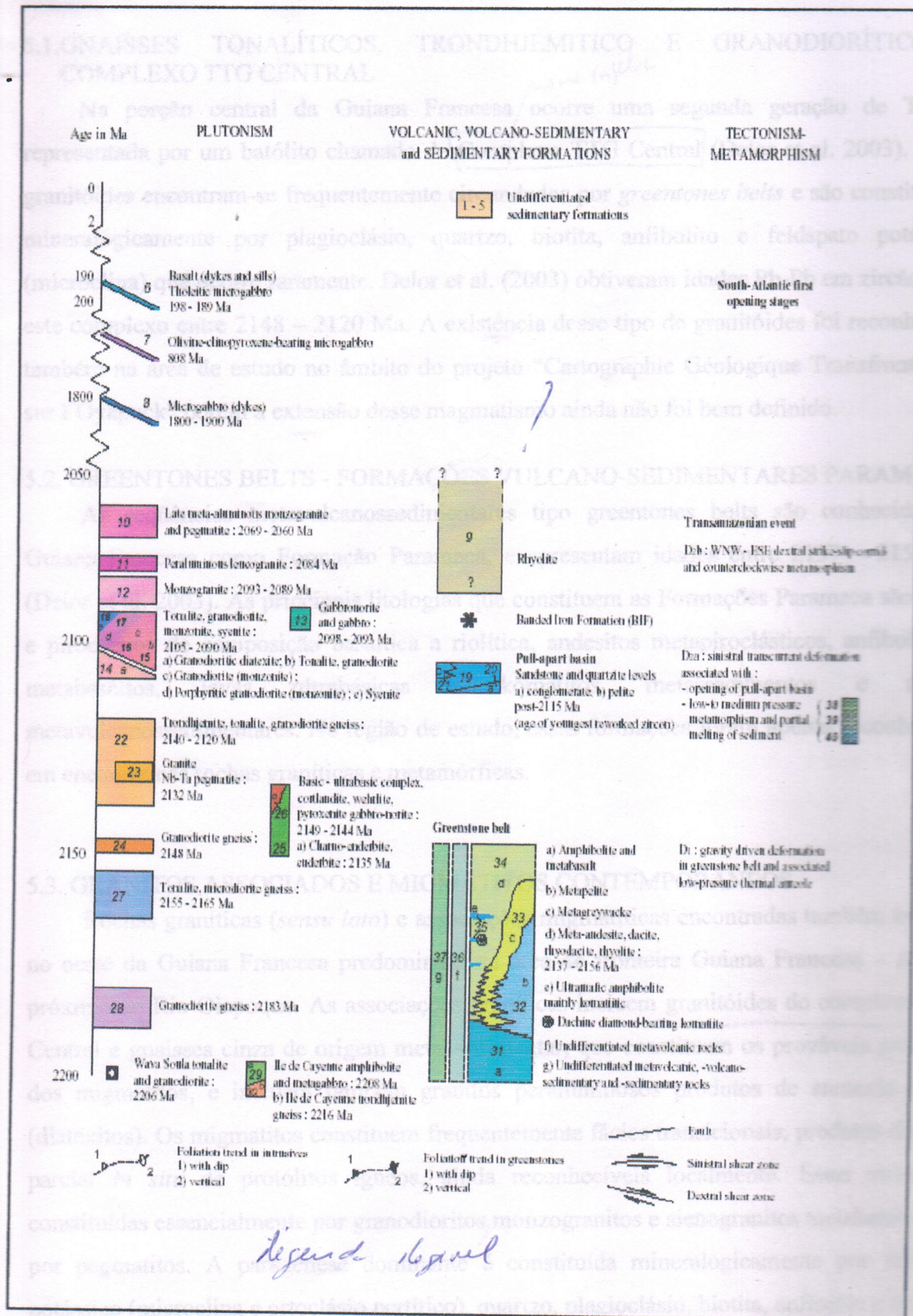


Figura 4: Mapa geológico da Guiana Francesa, mostrando o setor estudado
 Fonte: Delor et al (2001, 2003) - BRGM

Legenda: Mapa geológico da Guiana Francesa



Legenda: Mapa geológico da Guiana Francesa

5.1. GNAISSES TONALÍTICOS, TRONDHJEMITICO E GRANODIORÍTICO - COMPLEXO TTG CENTRAL

Na porção central da Guiana Francesa ^{nome infeliz} ocorre uma segunda geração de TTG's representada por um batólito chamado de Complexo TTG Central (Delor et al. 2003). Estes granitóides encontram-se frequentemente circundados por *greentones belts* e são constituídas mineralógicamente por plagioclásio, quartzo, biotita, anfíbolito e feldspato potássico (microclina) que ocorre raramente. Delor et al. (2003) obtiveram idades Pb-Pb em zircão para este complexo entre 2148 – 2120 Ma. A existência desse tipo de granitóides foi reconhecido também na área de estudo no âmbito do projeto "Cartographie Géologique Transfrontalière sur l'Oyapock" porém a extensão desse magmatismo ainda não foi bem definido.

5.2. GREENTONES BELTS - FORMAÇÕES VULCANO-SEDIMENTARES PARAMACA

As seqüências metavulcanossedimentares tipo greentones belts são conhecidas na Guiana Francesa como Formação Paramaca, e apresentam idades entre 2137 – 2156 Ma (Delor et al. 2003). As principais litologias que constituem as Formações Paramaca são lavas e piroclastos de composição basáltica a riolítica, andesitos metapiroclásticos, anfíbolitos e metabasálts, lavas ultrabásicas e komatitos, metassedimentos e rochas metavulcanossedimentares. Na região de estudo, essas formações foram apenas reconhecidas em enclaves nas rochas graníticas e metamórficas.

5.3. GRANITOS ASSOCIADOS E MIGMATITOS CONTEMPORÂNEOS

Rochas graníticas (*sensu lato*) e associações migmatíticas encontradas também no sul e no oeste da Guiana Francesa predominam na área de fronteira Guiana Francesa – Amapá, próximo ao Rio Oiapoque. As associações graníticas incluem granitóides do complexo TTG Central e gnaisses cinza de origem metassedimentar, que constituem os prováveis protólitos dos migmatitos, e incluem também granitos peraluminosos produtos de anatexia crustal (diatexitos). Os migmatitos constituem frequentemente fácies transicionais, produtos da fusão parcial *in situ* de protólitos ígneos, ainda reconhecíveis localmente. Estas suítes são constituídas essencialmente por granodioritos, monzogranitos e sienogranitos metaluminosos e por pegmatitos. A paragênese dominante é constituída mineralógicamente por feldspato potássico (microclina e ortoclásio pertítico), quartzo, plagioclásio, biotita, anfíbólio e titanita.

Essas unidades não foram datadas no setor estudado, porém, em outras áreas da Guiana francesa e no norte do Amapá, datações Pb-Pb em zircão forneceram idades entre 2,11 e 2,09 Ga (Avelar 2002, Delor et al. 2003). No sudeste da Guiana francesa, a migmatização dos

granitóides TTG e o magmatismo granítico associado foi datado em 2104 ± 2 Ma (Delor et al. 2003).

5.4. DIQUES DE DIABÁSIOS JURÁSSICOS

As únicas litologias pós-transamazônicas ocorrendo na área são enxames de algumas dezenas de diques jurássicos pertencente à Província Magmática Atlântica Central (Courtillot & Renne, 2003) que cortam todas as litologias Pré-Cambrianas e que são considerados os precursores da abertura do Oceano Atlântico, após o fraturamento do Pangea. Esses diques têm orientação aproximadamente N160°, extensão da ordem de 10 a 50 km e idades de $198,3 \pm 2$ Ma e $192,3 \pm 1,5$ Ma (Deckart et al. 1997). *Tipos de datagens*

6. DESCRIÇÃO E LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS SELECIONADAS PARA O ESTUDO GEOCRONOLÓGICO

Este trabalho foi realizado através do estudo de 7 amostras de rochas magmáticas e metamórficas da região de fronteira entre o Amapá e a Guiana Francesa, coletadas ao longo do Rio Oiapoque e de seus afluentes, fornecidas pelo Serviço Geológico Francês (BRGM), o qual está desenvolvendo programas de levantamento geológico nessas áreas, através da parceria deste órgão com a UFPA. As amostras em questão são denominadas ARM001, ARM216, ARM275b, STG179a, STG179b, STG179c e STG209, que serão descritas a seguir. A Figura 5 apresenta a localização aproximada destas amostras.

- **ARM216:** granodiorito com foliação vertical (Figura 6) de direção N127°, constituído essencialmente por quartzo, anfibólio, biotita, plagioclásio e feldspato potássico (microclina), de afinidade cálcico-alcalina, datada pelo método Pb-Pb em zircão em 2160 ± 3 Ma (Lafon et.2003). Coletado em um pequeno *inselberg* aflorante numa área de floresta, às proximidade do rio Oiapoque em um ponto chamado Canari Zozo, com coordenadas 3°33'06.2"N e 52°03'03.5" W (Figura 5).

- **ARM275b:** *dique* filão de composição riódacítica (Figura 7), de espessura *pluri-centimétrica*, cortando migmatitos no leito do Rio Oiapoque (Figura5), com idade de 2100 ± 4 Ma pelo método Pb-Pb em zircão (Lafon et al. 2003).

- **ARM001:** granitóide de composição granodiorítica e afinidade cálcico-alcálica (Figura 8), com foliação marcada por fenocristais de feldspato potássico, de direção N082°, constituído essencialmente por anfibólio, biotita, quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e epidoto. Apresentado como fases acessórias titanita e magnetita, de idade $2080 \pm \text{Ma}$ pelo método Pb-Pb em zircão por Lafon et al. 2003. Amostrada ao longo do Riacho Armontabo - Guiana Francesa, com coordenadas $3^{\circ}41'00.4''\text{N}$ e $52^{\circ}10'01.4''\text{W}$ (Figura 5).

- **STG209:** A amostra STG209 foi extraída de um filão microgranítico (fácies hipovulcânica), intrusivo em ortognaisses e migmatitos (Figura 9), com orientação E-W, espessura de dezenas de centímetros e extensão pluridecamétrica. Datado por Lafon et al. 2003 pelo método Pb-Pb em zircão em $2078 \pm \text{Ma}$. Esse filão félsico, coletado no "Ilet Alice", no meio do Rio Oiapoque (Figura 5) a alguns km à norte do afloramento anterior, estaria relacionado à fase final transamazônica em contexto de transição rúptil-dúctil.

- **STG179:** amostra constituída por três fácies (Figura 10), denominadas STG179a, STG179b e STG179c, coletada no meio do Rio Oiapoque em uma região conhecida como "Saut Cafesoca" com coordenadas $3^{\circ}48'15.7''\text{N}$ e $51^{\circ}52'37.2''$ (Figura 5).

- **STG179a:** Metagranitoide de composição diorítica, sem sinais de fusão, constituído essencialmente por anfibólio, plagioclásio, quartzo, epidoto, biotita e feldspato potássico (microclina). Apresenta com mineral acessório titanita que ocorre associada ao anfibólio. Lafon et al 2003 obtiveram uma idade de $2139 \pm 4 \text{ Ma}$ pelo método Pb-Pb em zircão para esta amostra.

- **STG179b:** gnaiss cinza (paleossoma do migmatito)

- **STG179c:** mobilizado félsico (leucossoma do migmatito).

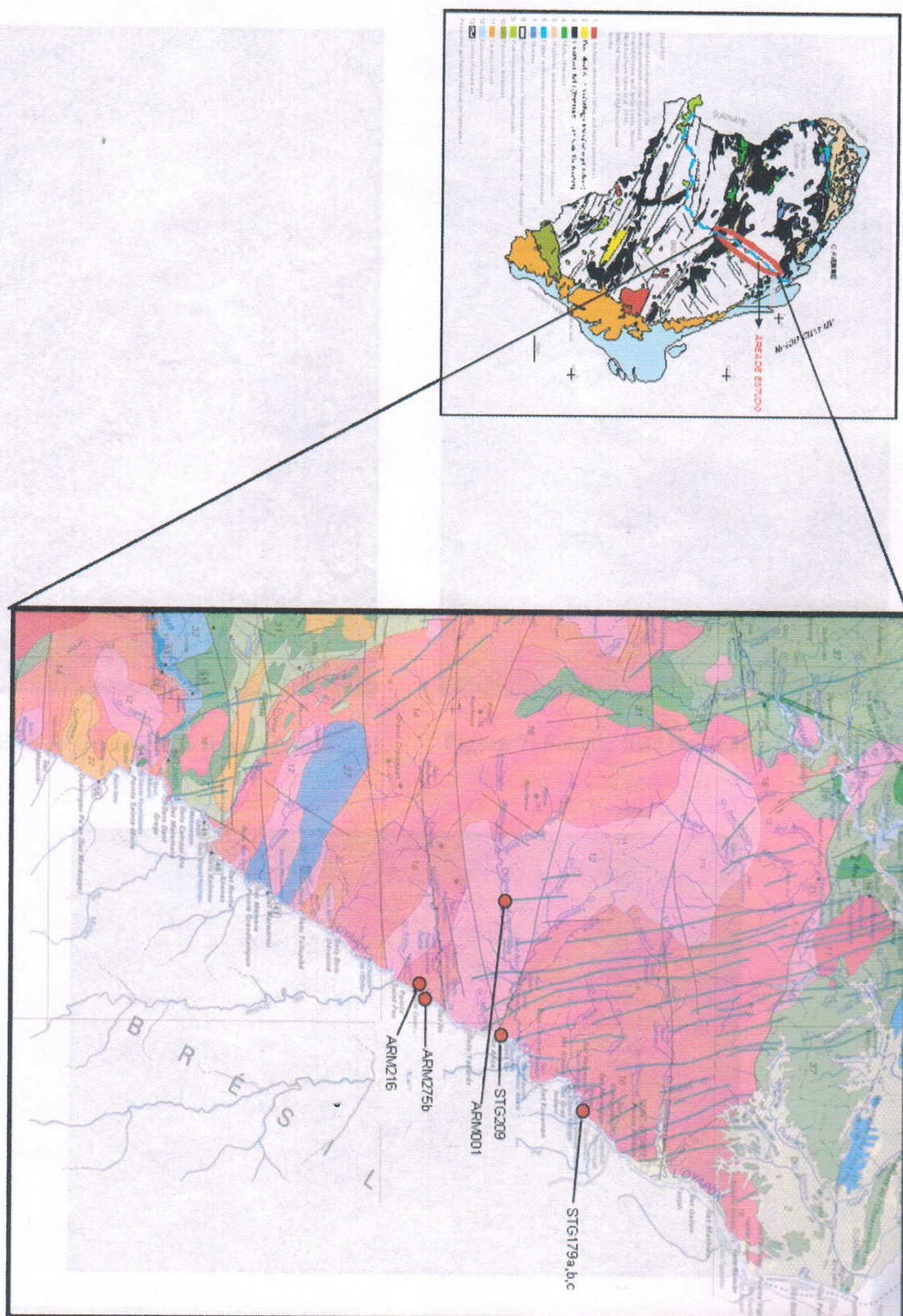


Figura 5: Mapa do setor investigado mostrando a localização das amostras STG216, STG275b, STG209, STG179a, STG179b e STG179c.



Figura 6: Foto do Granodiorito foliado (ARM216)



Figura 7: Foto do filão riódácítico (ARM275b)

veio
"diqul"

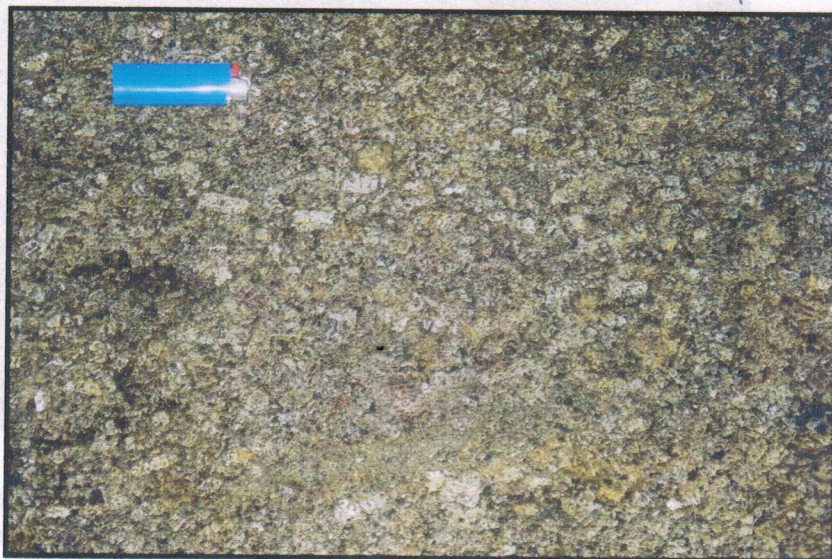


Figura 8: Foto mostrando granito (ARM001)



Figura 9: Foto mostrando o filão microgranítico (STG209).

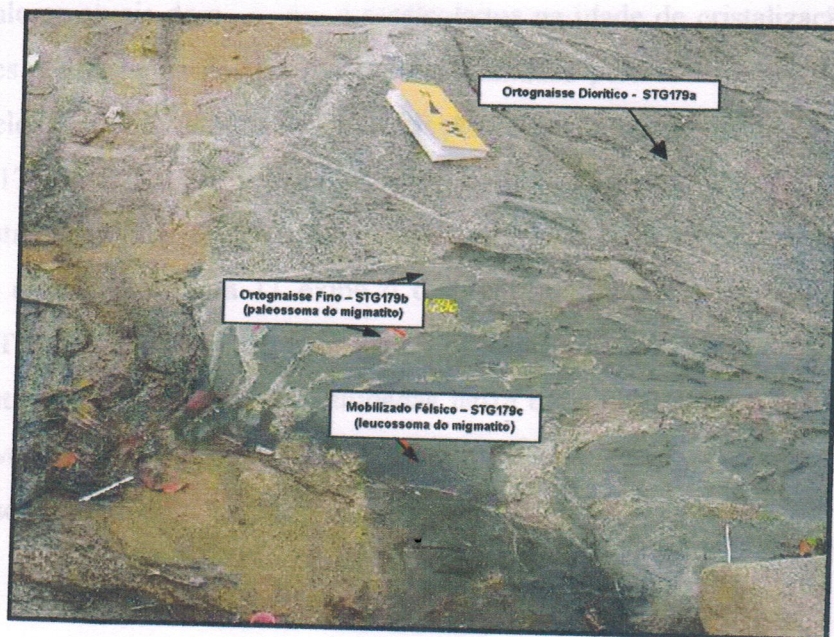


Figura 10: Foto mostrando as três fácies da Amostra STG: fácies a (metadiorito), fácies b (gnaisse cinza) e fácies c (mobilizado félsico).

7. RESULTADOS GEOCRONOLÓGICO PELO MÉTODO Sm-Nd EM ROCHA TOTAL.

Neste capítulo são apresentados os resultados analíticos Sm-Nd em rocha total e as idades modelo $T_{(DM)}$ correspondentes, para o conjunto de amostras de idades Pb-Pb em zircão paleoproterozóicas selecionadas para este estudo. As idades Pb-Pb em zircão, que serão citadas e que são utilizadas para o cálculo do $\epsilon_{(Nd)}$, foram obtidas em trabalhos realizados anteriormente nestas mesmas amostras. Neste trabalho foi utilizado o modelo de evolução mantélica proposto por DePaulo (1981) para o manto empobrecido (*Depleted Mantle* – DM), uma vez que este modelo foi utilizado pelos outros autores para determinar as idades Sm-Nd na Amazônia e assim facilitar a comparação dos dados aqui adquiridos com os já publicados em outros trabalhos sobre a Amazônia. Os valores das razões isotópicas $^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR}$, $^{147}Sm/^{144}Nd_{CHUR}$ e $^{146}Nd/^{144}Nd$ utilizados para a normalização foram, respectivamente, 0,512638, 0,1967 e 0,7219.

Os resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total das amostras estudadas são apresentados na Tabela 1, onde são mostrados os valores das concentrações dos elementos Sm-Nd, os valores do fracionamento químico $f_{(Sm-Nd)}$, as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ medidas, os valores atuais de $\epsilon_{(Nd)} - \epsilon_{(0)}$ e recalculados na idade de cristalização da rocha – $\epsilon_{Nd}(T)$, as idades de cristalização das rochas, determinadas pelo método Pb-Pb em zircão e as idades modelo $T_{(DM)}$. As idades de cristalização utilizadas para o cálculo do $\epsilon_{Nd}(T)$ das amostras STG179c e STG179b foi de 2015 Ma obtida através do método U-Pb em titanitas para a amostra STG179a, uma vez que esta retrata a idade de evento de migmatização que afetou estas rochas. A Figura 11 exibe 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 paleoproterozóicas estudadas neste trabalho. Este diagrama inclui ainda, as curvas de evolução mantélica (CHUR) e de evolução do manto empobrecido (DM) proposto por DePaulo (1981).

Tabela 1: Resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total. $\epsilon_{Nd(T)}$: calculado de acordo com as idades Pb-Pb em zircão de cada amostra, $f(Sm/Nd)$: fracionamento químico durante o tempo geológico.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	2 σ	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2 σ	$f(Sm/Nd)$	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	$T_{(DM)}$ (Ga)
ARM001	34,47	217,86	0,09566	0,00080	0,510819	0,000010	-0,5137	-35,48	-8,53	2,90
ARM216	17,28	93,35	0,11192	0,00222	0,511297	0,000078	-0,4310	-26,16	-2,65	2,63
ARM275b	8,30	47,03	0,10664	0,00106	0,511332	0,000034	-0,4579	-25,48	-1,19	2,45
STG179a	9,94	52,55	0,11437	0,00019	0,511508	0,000013	-0,4186	-22,04	0,58	2,37
STG179b	6,04	32,98	0,11075	0,00032	0,511203	0,000020	-0,4370	-27,99	-4,78	2,75
STG179c	8,12	48,58	0,10103	0,00006	0,511336	0,000011	-0,4864	-25,40	0,47	2,32
STG209	23,18	156,9	0,08932	0,00022	0,510772	0,000012	-0,5459	-36,40	-7,78	2,81

2. RESULTADOS GEOCROMOLÓGICOS PELO MÉTODO U-Pb EM TITANITAS

Neste capítulo serão apresentados os resultados isotópicos U-Pb em titanita obtidos nas amostras em estudo. Em cada uma delas foram analisadas 4 frações, formadas por cerca de 10 cristais cada um. No entanto, apenas as 3 primeiras frações forneceram resultados analíticos que permitiram o cálculo das idades.

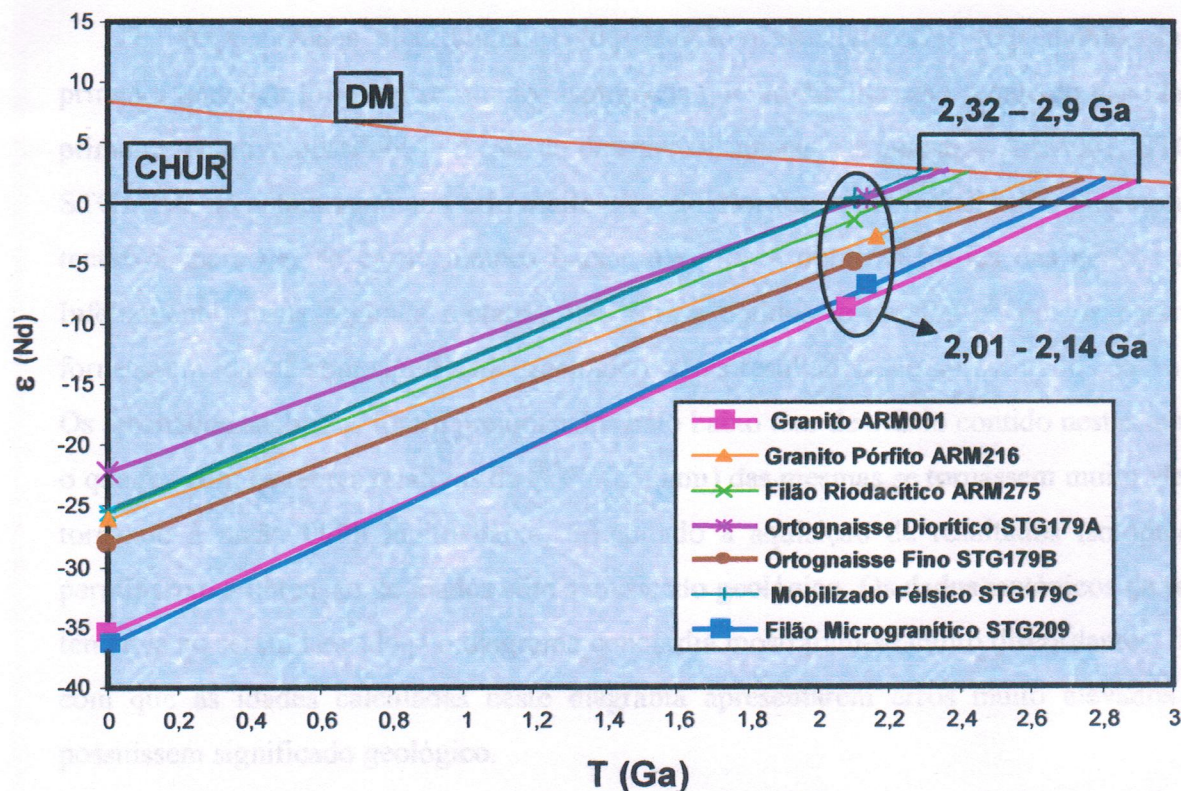


Figura 11: Diagrama Idade (Ga) versus ϵ Nd (DePaolo 1981). Evolução do Nd. Resultados Isotópicos Sm-Nd em rocha total, idades modelo T(DM) das amostras da região de Fronteira entre o Amapá e a Guiana Francesa.

8. RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS PELO MÉTODO U-Pb EM TITANITAS

Neste capítulo serão apresentados os resultados isotópicos U-Pb em titanita obtidos nas amostras em estudo. Em cada uma delas foram analisadas 4 frações, formadas por cerca de 10 cristais cada um. No entanto, apenas as 3 primeiras amostras forneceram resultados analíticos que permitissem o cálculo das idades.

Foram realizadas duas tentativas de datação nestas amostras, no entanto, apenas a primeira tentativa forneceu resultados isotópicos que possibilitassem o cálculo das idades. A primeira tentativa possibilitou o cálculo das idades, apenas das amostras ARM001, STG209 e STG179A, no entanto com um erro muito elevado. Por este motivo decidiu-se fazer uma nova tentativa, para ver se conseguíamos baixar os erros e obter as idades das demais rochas. Infelizmente, nesta segunda tentativa não foram obtidos resultados isotópicos passíveis de fornecerem idades com significado geológico, estes resultados são apresentados na Tabela 2. Os resultados analíticos foram prejudicados pelo baixo teor de urânio contido nestas amostras, o que fez com os teores relativos de ^{204}Pb (comum) das mesmas se tornassem muito elevados, tornando a razão U/Pb muito baixa, dificultando a aquisição de resultados isotópicos que permitissem a obtenção de idades com significado geológico. Os dados isotópicos da segunda tentativa ao serem lançados no diagrama concórdia mostraram-se muito discordantes, fazendo com que as idades calculadas neste diagrama apresentarem erros muito elevados e não possuíssem significado geológico.

Os resultados isotópicos U-Pb em titanita obtidos na primeira tentativa, são apresentados na Tabela 3, onde são mostrados os valores das concentrações dos elementos U-Pb e as razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ medidas. Estes resultados possibilitaram a construção de um diagrama Concórdia para cada amostra, que permitiram o cálculo das idades das mesmas. Estas idades são apresentadas na Tabela 3

O granitóide granodiorítico (ARM001) ao ser lançado no diagrama concórdia forneceu uma idade de 2079 ± 53 Ma, este alto erro observado é o resultado do desalinhamento dos pontos no diagrama concórdia, como pode-se observar na Figura 12. Já o filão microgranítico (STG209) forneceu uma idade de $2079,2 \pm 9,8$, com um erro bem menor do que o erro da amostra anterior, uma vez que seus pontos ao serem lançados no diagrama concórdia se mantiveram bem mais alinhados (Figura 13). Enquanto que o metagranitóide (STG179a) forneceu uma idade de 2105 ± 27 Ma (Figura 14), com um erro intermediário entre as duas amostras citadas anteriormente.

Tabela 1: Resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total. $\epsilon_{Nd(T)}$: calculado de acordo com as idades Pb-Pb em zircão de cada amostra, $f(Sm/Nd)$: fracionamento químico durante o tempo geológico.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	2 σ	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2 σ	$f(Sm/Nd)$	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	$T_{DM}(Ga)$
ARM001	34,47	217,86	0,09566	0,00080	0,510819	0,000010	-0,5137	-35,48	-8,53	2,90
ARM216	17,28	93,35	0,11192	0,00222	0,511297	0,000078	-0,4310	-26,16	-2,65	2,63
ARM275b	8,30	47,03	0,10664	0,00106	0,511332	0,000034	-0,4579	-25,48	-1,19	2,45
STG179a	9,94	52,55	0,11437	0,00019	0,511508	0,000013	-0,4186	-22,04	0,58	2,37
STG179b	6,04	32,98	0,11075	0,00032	0,511203	0,000020	-0,4370	-27,99	-4,78	2,75
STG179c	8,12	48,58	0,10103	0,00006	0,511336	0,000011	-0,4864	-25,40	0,47	2,32
STG209	23,18	156,9	0,08932	0,00022	0,510772	0,000012	-0,5459	-36,40	-7,78	2,81

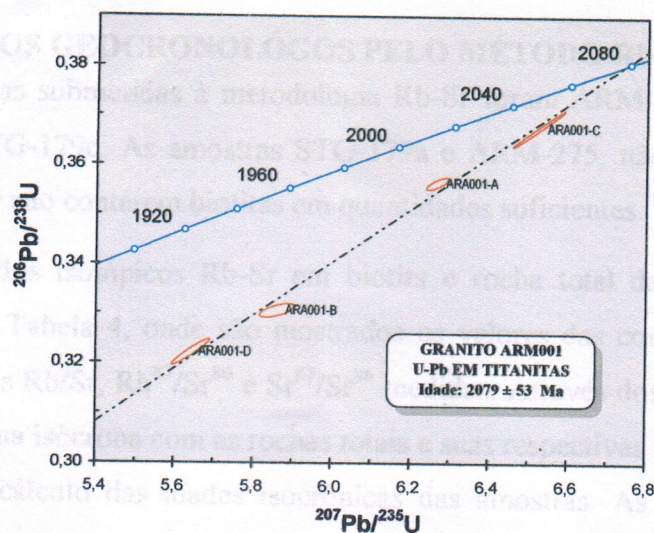


Figura 12: Concórdia para as Titanitas do Granito ARM001.

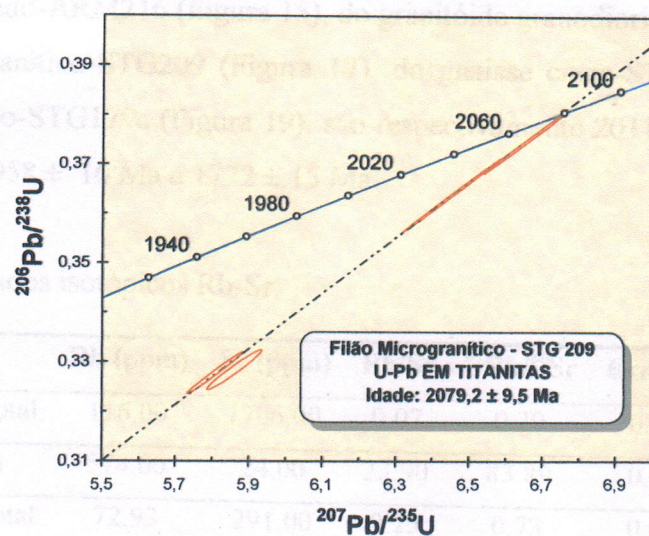


Figura 13: Diagrama Concórdia para as Titanitas do Filão Microgranítico STG209

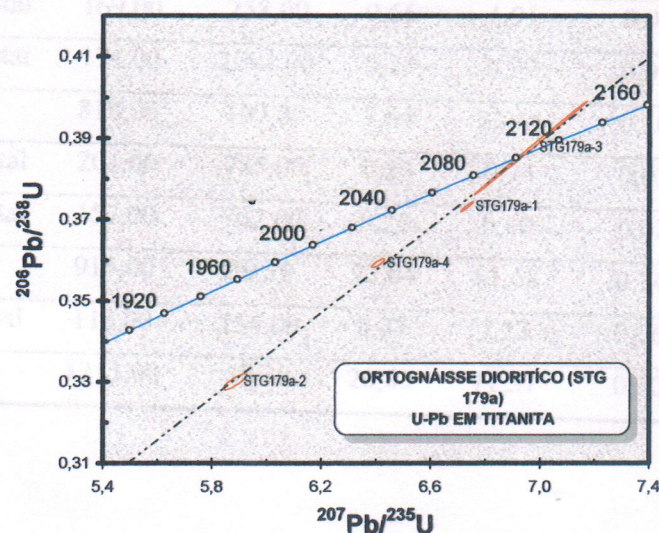


Figura 14: Diagrama Concórdia para as Titanita do Ortognáisse diorítico STG179a

9. RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS PELO MÉTODO Rb-Sr EM BIOTITA

As amostras submetidas à metodologia Rb-Sr foram ARM-001, ARM-216, STG-209, STG-179b e STG-179c. As amostras STG-179a e ARM-275, não foram submetidas a esta metodologia por não conterem biotitas em quantidades suficientes.

Os resultados isotópicos Rb-Sr em biotita e rocha total das amostras estudadas são apresentados na Tabela 4, onde são mostrados os valores das concentrações dos elementos Rb-Sr e as razões Rb/Sr, Rb^{87}/Sr^{86} e Sr^{87}/Sr^{86} medidas. Através dos dados isotópicos obtidos, foi construída uma isócrona com as rochas totais e suas respectivas biotitas para cada amostra, que permitiu o cálculo das idades isocrônicas das amostras. As idades isocrônicas Rb-Sr obtidas apresentam um grande intervalo de tempo geológico, abrangendo um intervalo entre 1,77 e 2,01 Ga. As idades Rb-Sr em biotitas calculadas, através do diagrama isocrônico do granodiorito foliado-ARM216 (Figura 15), do granitóide granodiorítico-ARM001 (Figura 16), do filão microgranítico-STG209 (Figura 17), do gnaiss cinza-STG179b (Figura 18) e do mobilizado félsico-STG179c (Figura 19), são respectivamente 2011 ± 17 Ma, 1809 ± 15 Ma, 1866 ± 17 Ma, 1958 ± 16 Ma e 1772 ± 15 Ma.

Tabela 4: Resultados isotópicos Rb-Sr.

Amostra	Tipo	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	Erro(1 σ)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Erro(1 σ)
ARM001	Rocha Total	116,00	1706,00	0,07	0,20	0,006	0,710295	0,000057
ARM001	Biotita	574,00	24,00	23,90	83,89	0,352	2,888185	0,000386
ARM216	Rocha Total	72,93	291,00	0,25	0,73	0,016	0,723100	0,000086
ARM216	Biotita	524,00	14,40	36,46	150,52	0,640	5,062870	0,002422
ARM275	Rocha Total	169,00	258,00	0,66	1,91	0,070	0,722221	0,000072
STG209	Rocha Total	174,00	1291,00	0,13	0,39	0,016	0,717126	0,000108
STG209	Biotita	818,00	107,00	7,64	23,44	0,106	1,336186	0,000086
STG179a	Rocha Total	201,00	785,00	0,26	0,74	0,035	0,714056	0,000062
STG179b	Rocha Total	157,00	762,00	0,21	0,60	0,021	0,720403	0,000276
STG179b	Biotita	915,00	39,70	23,04	81,68	0,345	3,006702	0,000881
STG179c	Rocha Total	118,00	154,00	0,77	2,23	0,069	0,817602	0,000270
STG179c	Biotita	1215,00	58,30	20,85	71,37	0,300	2,579727	0,000517

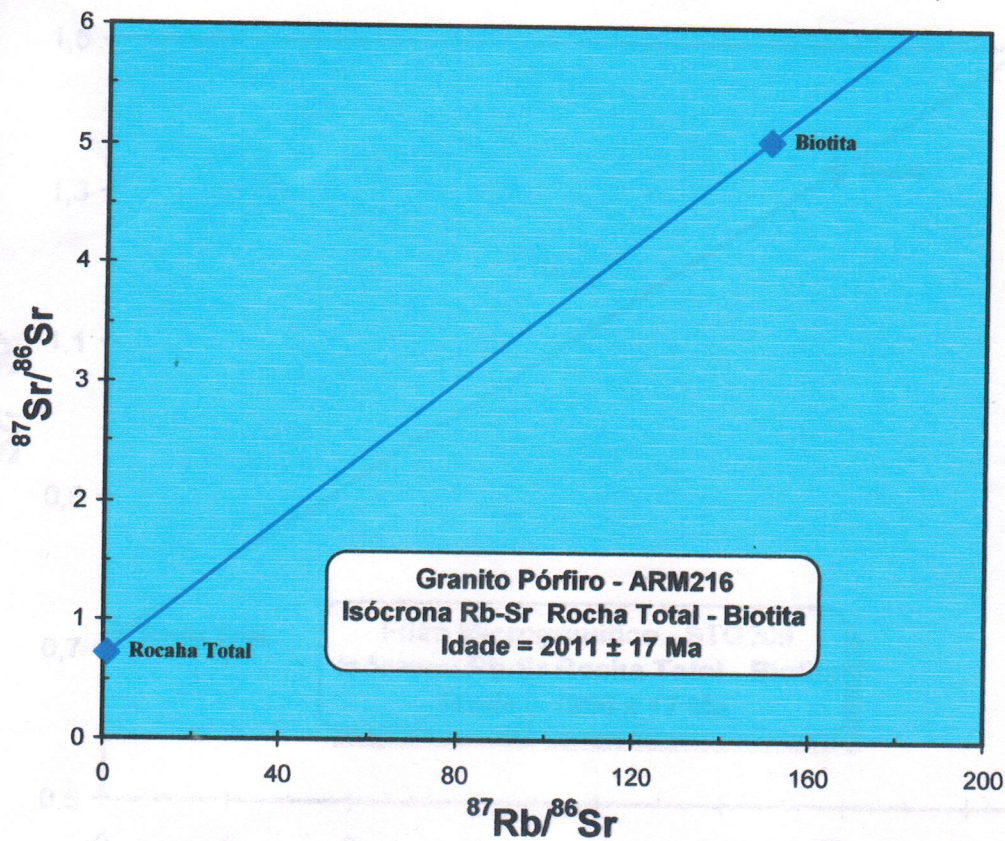


Figura 15: Diagrama Isocrônico Rocha Total – Biotita para o Granodiorito - ARM216

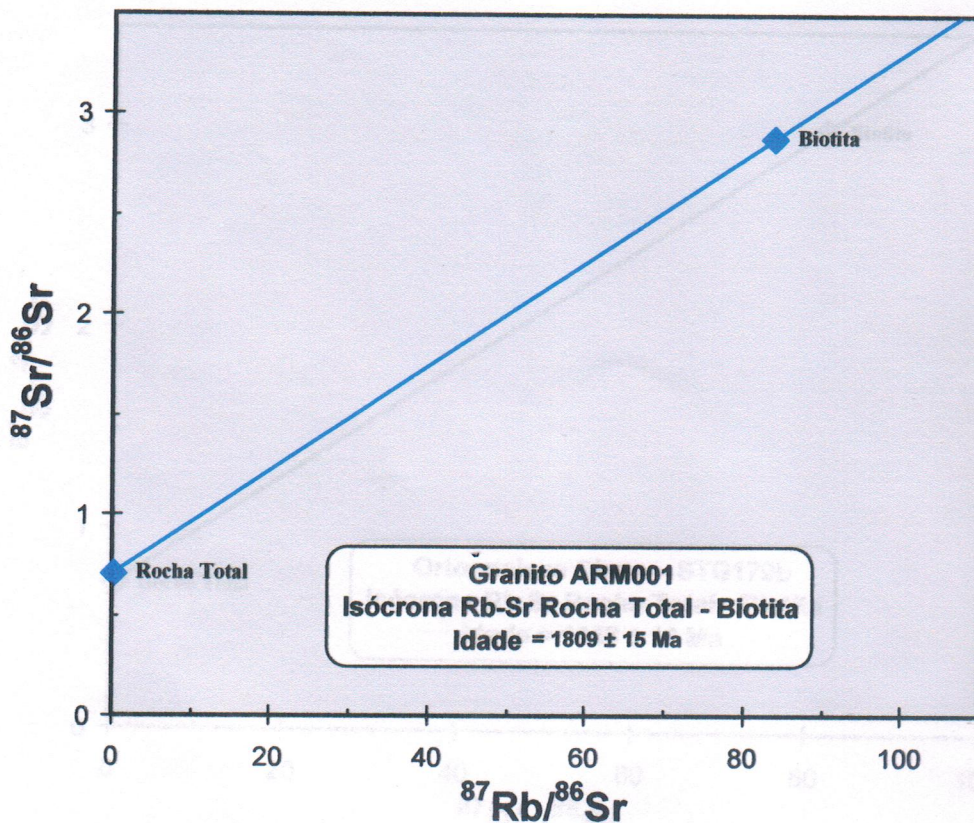


Figura 16 – Diagrama Isocrônico Rocha Total – Biotita para o Granito ARM001

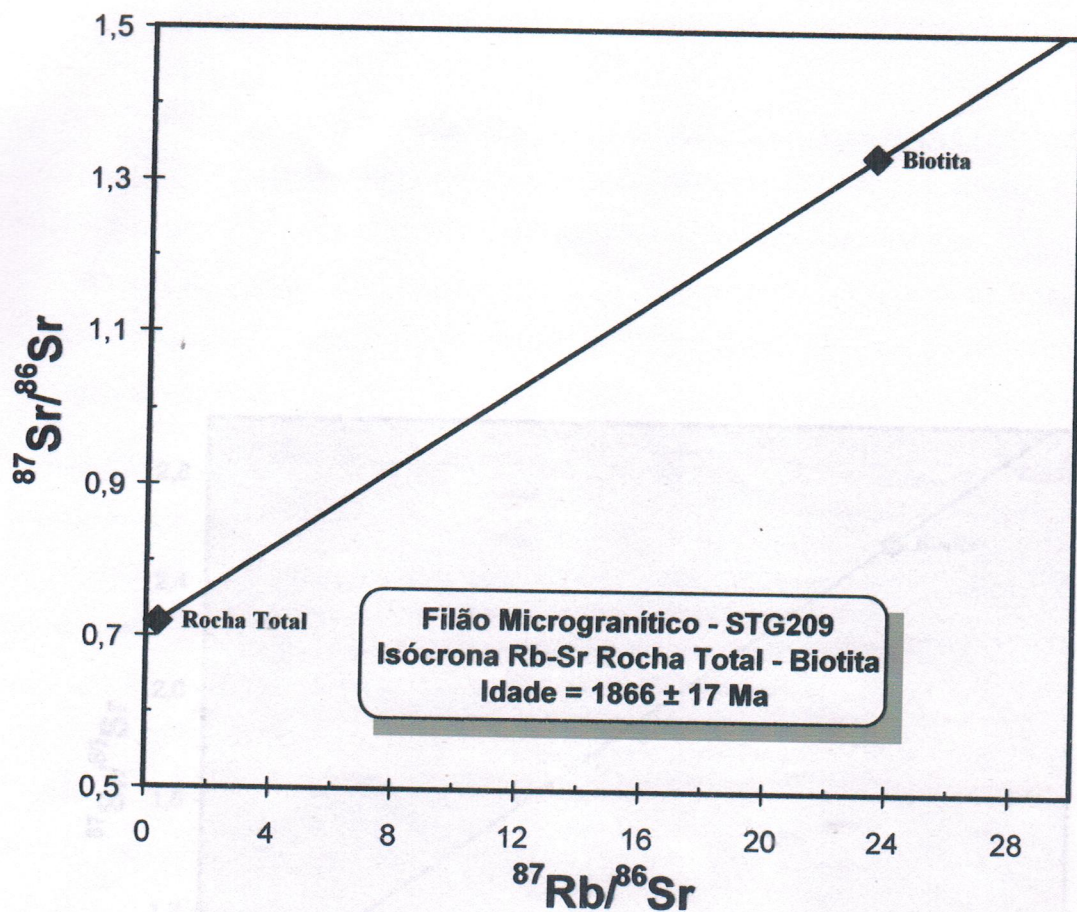


Figura 17: Diagrama Isocrônico Rocha Total – Biotita para o Filão Microgranítico-STG209

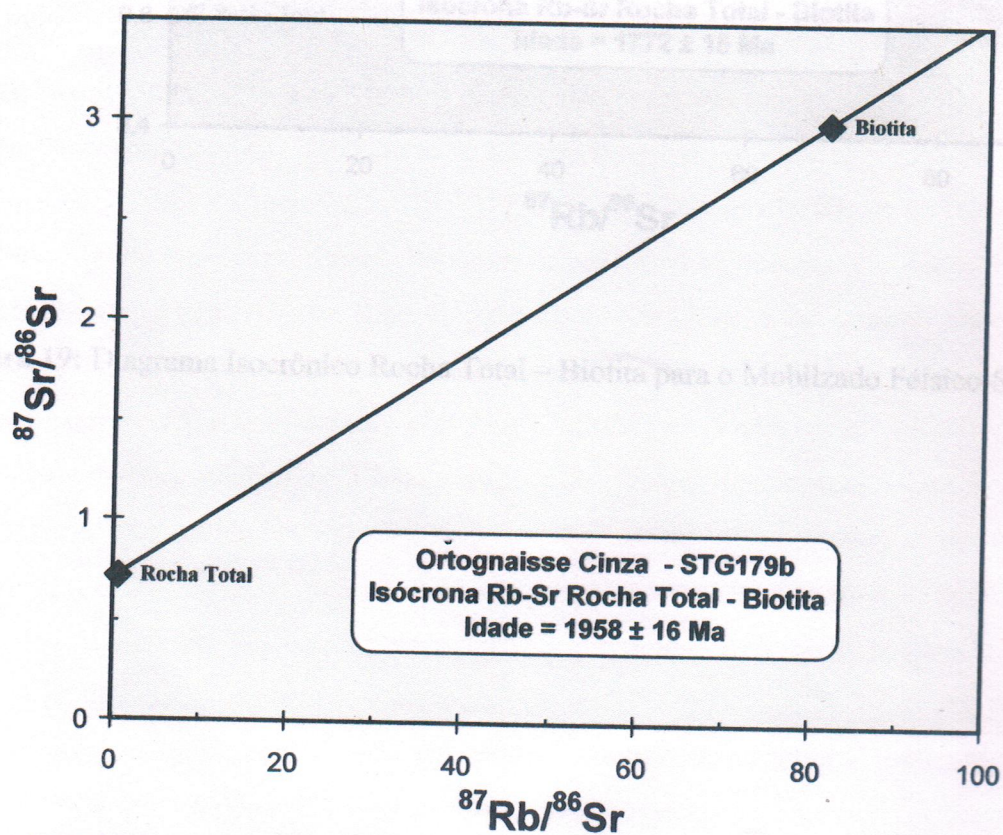


Figura 18: Diagrama Isocrônico Rocha Total – Biotita para o Ortognaisse Cinza-STG179b

10. INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS ANALÍTICOS

A Tabela 5 contém uma síntese dos dados geocronológicos para Região do Oiapoque obtidos e utilizados nas interpretações e discussões realizadas neste trabalho.

As idades modelo TDM obtidas para as rochas investigadas na fronteira entre o Amapá e a Guiana Francesa espalham-se do Paleoproterozóico até o Arqueano, definindo um intervalo de idade entre 2,32 Ga e 2,90 Ga. Os valores atuais de ϵ_{Nd} ficaram entre -22,04 a -40,84.

Os valores de ϵ_{Nd} definiram um intervalo de -0,58 até -1,58. Essas idades modelo podem ser divididas em três grupos: um primeiro grupo com idades modelo entre 2,32-2,37 Ga, representado pelo mobilizado félsico (STG179a) e pelo mobilizado félsico (STG179c); um segundo grupo com idades modelo entre 2,43-2,75 Ga, representado pelo granodiorito (ARM216), o filito riodacítico (ARM275b) e o gnaiss cinza (STG179b); e um terceiro grupo com intervalos de idades entre 2,80-2,90 Ga, obtidos no granito (ARM001) e no filito riodacítico (STG279). Essa divisão em três grupos é justificada pela comparação com os dados disponíveis para o Amapá e a região adjacente da Guiana Francesa (Avelar 2002).

Comparando os resultados obtidos com os dados disponíveis para a região do Amapá (Avelar 2002) para as rochas investigadas, observa-se que as idades modelo do granito (ARM001) e o filito riodacítico (STG279) caem no campo de rochas com fontes Arqueanas, enquanto que as idades modelo do metadiorito (STG179a) e do mobilizado félsico (STG179c) caem no campo de rochas com fontes Paleoproterozóicas. Finalmente, os dados referentes ao granodiorito (ARM216), ao filito riodacítico (ARM275b) e ao gnaiss cinza (STG179b) caem no campo de rochas com fontes Arqueanas e Paleoproterozóicas. Esse comportamento foi interpretado por Avelar (2002) e Avelar et al. (2003) com sendo o resultado de uma mistura entre fontes Arqueanas e Paleoproterozóicas. Dessa maneira pode-se considerar que as idades modelo TDM obtidas nestas rochas, sejam o resultado de uma mistura de um material juvenil paleoproterozóico, eo-transamazônico, com um material arqueano, em proporções variadas. Esta hipótese explicaria o grande intervalo de distribuição das idades modelo apresentadas. Os resultados obtidos demonstram, portanto, uma correlação significativa de um componente crustal arqueano na fonte de algumas das amostras, o que não tinha sido evidenciado até o momento nas rochas da região do Oiapoque. Com efeito, a maioria das rochas do Rio Oiapoque, coletadas mais a sul do setor investigado neste trabalho, apresentaram idades modelo paleoproterozóicas (Avelar et al. 2000).

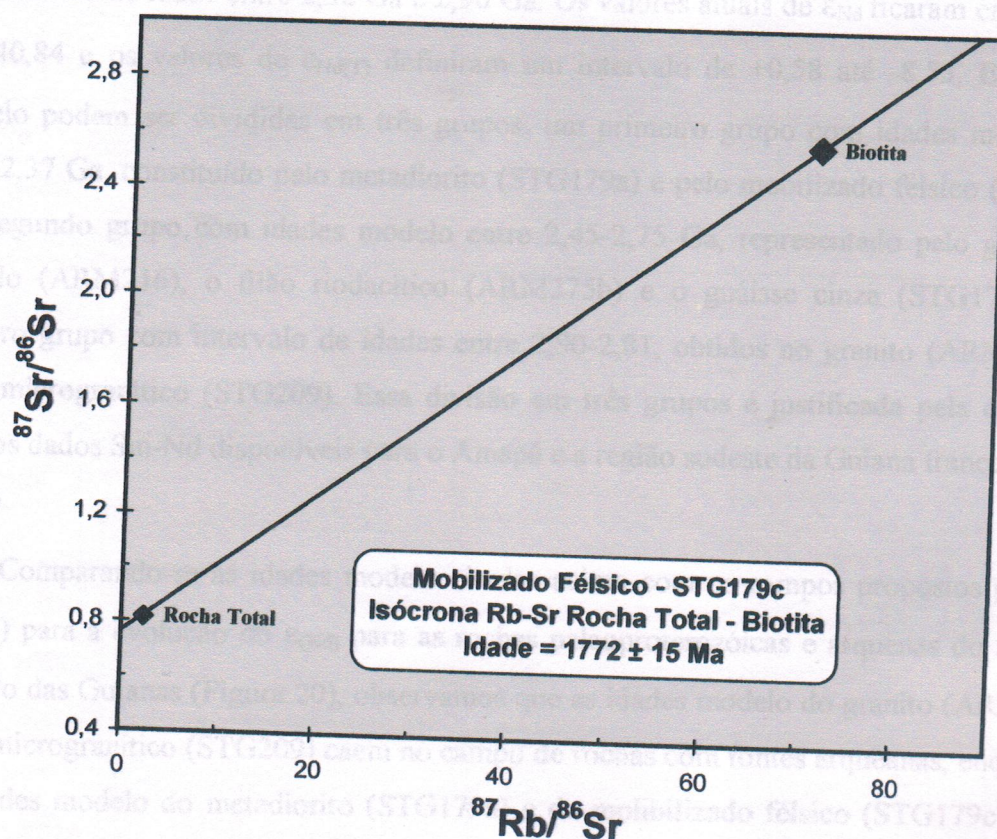


Figura 19: Diagrama Isocrônico Rocha Total – Biotita para o Mobilizado Félsico-STG179c

10. INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS ANALÍTICOS

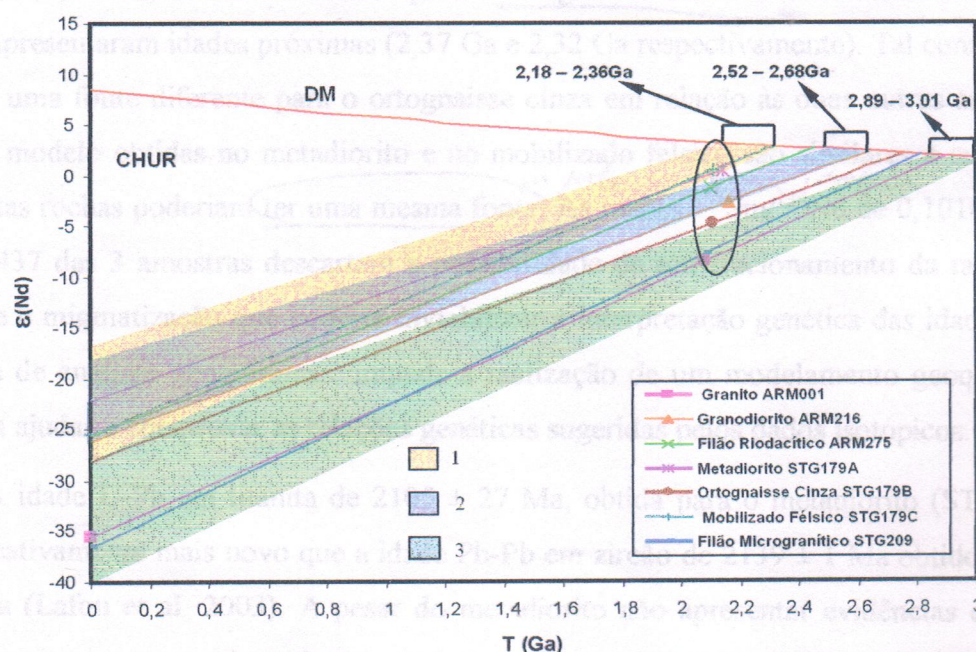
A Tabela 5 contém uma síntese dos dados geocronológicos para Região de Oiapoque obtidos e utilizados nas interpretações e discussões realizadas neste trabalho.

As idades modelo TDM obtidas para todas as amostras investigadas na fronteira entre o Amapá e a Guiana Francesa espalharam-se do Paleoproterozóico até o Arqueano, definindo um intervalo de idade entre 2,32 Ga e 2,90 Ga. Os valores atuais de ϵ_{Nd} ficaram entre -22,04 a -40,84 e os valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ definiram um intervalo de +0,58 até -8,53. Essas idades modelo podem ser divididas em três grupos: um primeiro grupo com idades modelo entre 2,32-2,37 Ga, constituído pelo metadiorito (STG179a) e pelo mobilizado félsico (STG179c); um segundo grupo com idades modelo entre 2,45-2,75 Ga, representado pelo granodiorito foliado (ARM216), o filão riodacítico (ARM275b) e o gnáisse cinza (STG179b); e um terceiro grupo com intervalo de idades entre 2,90-2,81, obtidos no granito (ARM001) e no filão microgranítico (STG209). Essa divisão em três grupos é justificada pela comparação com os dados Sm-Nd disponíveis para o Amapá e a região sudeste da Guiana francesa (Avelar 2002).

Comparando-se as idades modelo citadas acima com os campos propostos por Avelar (2002) para a evolução do ϵ_{Nd} para as rochas paleoproterozóicas e arqueanas do sudeste do Escudo das Guianas (Figura 20), observamos que as idades modelo do granito (ARM001) e o filão microgranítico (STG209) caem no campo de rochas com fontes arqueanas, enquanto que as idades modelo do metadiorito (STG179a) e do mobilizado félsico (STG179c) caem no campo de rochas com fontes Paleoproterozóicas. Finalmente, os dados referentes ao granodiorito (ARM216), ao filão riodacítico (ARM275b) e ao gnáisse cinza (STG179b) ocupam uma posição intermediária entre fontes tipicamente arqueanas e proterozóica. Esse comportamento foi interpretado por Avelar (2002) e Avelar et al. (2003) com sendo o resultado de uma mistura entre fontes Arqueanas e Paleoproterozóicas. Desta maneira pode se considerar que as idades modelo $T_{(DM)}$ obtidas nestas rochas, sejam o resultado de uma mistura de um material juvenil paleoproterozóico, eo-transamazônico, com um material mesoarqueano, em proporções variadas. Esta hipótese explicaria o grande intervalo de variação das idades modelo apresentadas. Os resultados obtidos demonstram, portanto, uma contribuição significativa de um componente crustal arqueano na fonte de algumas das amostras, o que não tinha sido evidenciado até o momento nas rochas da região de Oiapoque. Com efeito, a maioria das rochas do Rio Oiapoque, coletadas mais a sul do setor investigado neste trabalho, apresentaram idades modelo paleoproterozóico (Avelar et al. 2003).

Tabela 5: Síntese dos dados geocronológicos para a Região de Oiapoque – setor estudado.

AMOSTRAS	DESCRIÇÃO	T _{DM} (Ga)	Pb-Pb Zircão (Ma)	U-Pb Titanita (Ma)	Rb-Sr Biotita (Ma)
ARM-216	Granodiorito	2,63 Ga	2160 ± 3	-	2011 ± 17
ARM-275	Filão Riodacítico	2,45 Ga	2100 ± 4	-	-
ARM-001	Granito	2,90 Ga	2080 ± 4	2079 ± 53	1809 ± 15
STG-209	Filão Microgranítico	2,81 Ga	2078 ± 11	2079,2 ± 9,5	1866 ± 17
STG-179a	Metadiorito	2,37 Ga	2193 ± 4	2105 ± 27	-
STG-179b	Gnaiss cinza	2,75 Ga	-	-	1958 ± 16
STG-179c	Mobilizado Félsico	2,32 Ga	-	-	1772 ± 15

**Evolução do Nd de rochas Paleoproterozóicas e Arqueanas do SE do Escudo das Guianas (Avelar, 2002)**

- 1-Evolução Isotópica do Nd da crosta paleoproterozóica juvenil, a partir de dados da literatura*
- 2-Evolução Isotópica do Nd para as rochas paleoproterozóicas
- 3-Evolução Isotópica do Nd para as rochas arqueanas

Figura 20: Diagrama Idade T(Ga) versus ϵ Nd (DePaolo). Linhas de evolução do Nd das rochas arqueanas e paleoproterozóicas do SE do Escudo da Guianas. Um modelo de misturas, em proporções variáveis, de um componente crustal meso-arqueano e um componente paleoproterozóico, proposto por Avelar (2002), com o qual as amostras estudadas foram comparadas. A porção circundada indica o campo de misturas. *AA elaboração do componente paleoproterozóico juvenil, eo-transamazônico, foi elaborada a partir de dados isotópicos Sm-Nd disponíveis para as rochas da Guina Francesa e Guiana (Capdeville et al. 1999).

A existência de rochas com idades modelo de eoriaciano até mesoarqueano em uma mesma área reforça a hipótese que o setor norte do Amapá e a região de fronteira com a Guiana Francesa constitui uma zona de transição entre domínios paleoproterozóico (norte da Guiana francesa) e Arqueano (região central do Amapá) como foi sugerido por Lafon e Avelar (2002) e Avelar et al. (2003)

Um outro ponto a ser abordado a partir das idades modelo obtidas, é relação genética entre o metadiorito (STG179a), o gnaiss cinza (STG179b) e o mobilizado félsico (STG179c). De acordo com as observações de campo, o metadiorito, não apresenta sinais de fusão, enquanto que o gnaiss cinza teria sofrido os processos de migmatização produzindo um mobilizado félsico considerado como leucossoma do migmatito. Portanto esse leucossoma seria relacionado geneticamente ao gnaiss cinza. No entanto as idades modelo $T_{(DM)}$ não favorecem essa hipótese, uma vez que o gnaiss cinza apresentou uma idade modelo muito superior (2,75 Ga) às idades obtidas para o ortognaiss diorítico e o mobilizado félsico os quais apresentaram idades próximas (2,37 Ga e 2,32 Ga respectivamente). Tal comportamento sugere uma fonte diferente para o ortognaiss cinza em relação às duas outras amostras. As idades modelo obtidas no metadiorito e no mobilizado félsico são similares e sugestivas de que estas rochas poderiam ter uma mesma fonte. ^{ou fonte de mesma idade?} As razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,10103, 0,11075 e 0,11437 das 3 amostras descartam a possibilidade de um fracionamento da razão Sm/Nd durante a migmatização que poderia inviabilizar a interpretação genética das idades modelo. A falta de análises geoquímicas, impede a realização de um modelamento geoquímico que poderia ajudar a comprovar as relações genéticas sugeridas pelos dados isotópicos.

A idade U-Pb em titanita de 2105 ± 27 Ma, obtida para o metadiorito (STG 179a), é significativamente mais novo que a idade Pb-Pb em zircão de 2139 ± 1 Ma obtido na mesma amostra (Lafon et al. 2003). Apesar do metadiorito não apresentar evidências de fusão, o mesmo se encontra na área da migmatização. Sendo assim, a idade de 2105 ± 27 Ma é interpretada como sendo resultado do efeito térmico do evento migmatítico no sistema U-Pb da titanita, indicando a idade da fase de migmatização que afetou a área. Como a temperatura de fechamento do sistema U-Pb da titanita foi estimado em torno de 660°C (Frost et al. 2001), essa temperatura foi alcançada durante o evento de migmatização. A idade de 2105 ± 27 Ma indica que o evento de migmatização na região de Oiapoque foi contemporâneo ao evento migmatítico reconhecido mais ao sul, na região de Camopi onde migmatitos foram datados em 2103 ± 12 Ma pelo método U-Pb em zircão e no extremo sudeste da Guiana Francesa

onde idades de 2104 ± 2 Ma foram encontrados em migmatitos e granitos peraluminosos (Delor et al. 2003).

A idade U-Pb de $2079,2 \pm 9,5$ Ma obtida em titanita do filão microgranítico (STG209) é semelhante à idade Pb-Pb de 2078 ± 11 Ma obtida por Lafon et al. (2003) em zircão da mesma amostra. Ambas as idades são interpretadas, portanto, como idade de cristalização do filão microgranítico (STG209), evidenciando um resfriamento muito rápido, como é característico desse tipo de rocha.

de quem?

A idade U-Pb em titanita de 2079 ± 53 Ma apresenta um erro muito elevado o que prejudica a interpretação geológica do resultado. Entretanto, constata-se que essa idade é semelhante à idade Pb-Pb em zircão de 2080 ± 4 Ma obtida por Lafon et al. (2003). Como no caso da amostra anterior, ambas as idades são interpretadas como idade de cristalização do granito (ARM001), evidenciando novamente um resfriamento muito rápido.

As idades Rb-Sr de 1772 ± 15 Ma, 1802 ± 15 Ma, 1866 ± 17 Ma, 1958 ± 16 Ma, 2011 ± 17 Ma, obtidas no mobilizado félsico (STG179c), no granito (ARM001), no filão microgranítico (STG209), no ortognaisse cinza (STG179b) e no granodiorito (ARM216), respectivamente, definem um intervalo bastante grande de idades entre 1,77 – 2,01 Ga marcando o resfriamento regional ocorrido no final da orogênese Transamazônica, quando temperaturas abaixo de 300°C foram alcançadas. As idades são bastante variáveis e não apresentam um padrão definido em relação à localização geográfica das amostras. Portanto, essas idades provavelmente não representam apenas velocidades de resfriamento diferentes para as amostras, mas também devem ser resultado de perturbações do sistema Rb-Sr dos minerais. Em particular a idade de 1,77 Ga obtida na amostra STG179c, portanto mais de 300 Ma de anos mais jovem que a idade de formação deste mobilizado félsico durante o evento de migmatização, não pode ser considerada apenas como um tempo de resfriamento.

Ao longo do Rio Oiapoque Nomade et al. (2001, 2002) investigaram a evolução tardi-transamazônica desse setor do Escudo das Guianas, através de métodos paleomagnéticos e geocronológicos Ar-Ar, com o objetivo de avaliar a posição da área em relação às outras regiões do Escudo das Guianas e de determinar o resfriamento regional no final da Orogênese Transamazônica. Velocidades de resfriamento da ordem de $3\text{-}5^{\circ}\text{C/Ma}$ foram propostas e um modelo de resfriamento foi apresentado. Embora as idades Rb-Sr não tenham fornecido um padrão claro de resfriamento, a comparação das idades Rb-Sr com as idades U-Pb em titanita de 2079 Ma determinadas nas mesmas amostras (ARM001 e STG209) sugere uma velocidade

de quem?

de resfriamento em torno de $1,5^{\circ}\text{--}2^{\circ}\text{C/Ma}$, mais lenta do que a velocidade de resfriamento de $3^{\circ}\text{--}5^{\circ}\text{C/Ma}$ proposta por Nomade et al. (2002).

11. CONCLUSÕES

Os resultados geocronológicos obtidos pelos métodos Sm-Nd, U-Pb e Rb-Sr nas rochas magmáticas e metamórficas da região de fronteira entre Amapá e Guiana Francesa, ao longo do Rio Oiapoque forneceram as seguintes informações quanto à evolução crustal da área durante o evento transamazônico:

Os resultados geocronológicos Sm-Nd em rocha total, indicam a existência de fontes a partir de uma crosta arqueana retrabalhada e a partir de uma crosta paleoproterozóica (eo-transamazônica). Foram também evidenciados processos de mistura, em proporções variadas, entre matérias provenientes de uma fonte juvenil de idade paleoproterozóica, provavelmente eo-transamazônica, e materiais proveniente de uma fonte crustal mesoarqueana, envolvida na orogênese Transamazônica. Esses resultados reforçam a hipótese que o setor norte do Amapá e a região de fronteira com a Guiana Francesa constituem uma zona de transição entre domínios Paleoproterozóico (norte da Guiana Francesa) e Arqueano (região central do Amapá) com foi sugerido por Lafon e Avelar (2002) e Avelar et al. (2003).

A idade U-Pb em titanita de 2105 ± 27 Ma, encontrada em um metadiorito (STG179a) de 2,14 Ga, pertence ao complexo TTG Central da Guiana Francesa, indica a idade da fase de migmatização que afetou a área, com temperaturas alcançando pelo menos 660°C (Frost et al. 2001). Esse evento de migmatização neoriaciano, que afetou granitóides da suíte TTG mesoriaciana, já tinha sido reconhecido em outras áreas da porção oriental da Guiana Francesa, na fronteira com Amapá (Delor et al. 2003).

Esse episódio de fusão em torno de 2,1 Ga é também responsável pela colocação de corpos graníticos de fusão crustal (Vanderhaeghe et al. 1998; Delor et al. 2003). Na região de Oiapoque, esse episódio perdurou até 2,08 Ga, com a colocação de corpos (ARM001) e filões graníticos (STG209) conforme resultados U-Pb em titanita de respectivamente 2079 ± 53 Ma e $2079 \pm 9,5$ Ma do filão STG209, junto com resultados Pb-Pb anteriormente obtidos para as mesmas amostras (Lafon et al. 2003).

Embora as idades Rb-Sr em biotitas não tenham fornecido um padrão claro de resfriamento, com idades variando entre 1,77 Ga e 2,01 Ga a comparação dessas idades com as idades U-Pb de 2079 Ma determinadas em titanita das mesmas amostras (ARM001 e STG209) sugere uma velocidade de resfriamento em torno de $1,5^{\circ}\text{--}2^{\circ}\text{C/Ma}$, mais lenta do que a velocidade de resfriamento de $3^{\circ}\text{--}5^{\circ}\text{C/Ma}$ proposta por Nomade et al. (2002)

12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AVELAR, V.G. 2002. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá – Brasil: Implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas. Tese de Doutorado, CPGG-UFPA, Belém, 213 p.
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; DELOR, C.; GUERROT, C.; LAHONDERE, D. 2003. Archean crustal remnants in the Easternmost Part of the Guyana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. *Géologie de la France*. BRGM-SGF Editor.
- 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., 7º. Belém, 2001. Resumos expandidos. CD-ROM.
- BARTLETT, J.M.; DOUGHERTY-PAGE, J.S.; HARRIS, N.B.W.; HAWKSWORTH, 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.
- BOSMA, W.; KROONENBERG, S.B.; MASS, K.; DE ROEVER, E.W.F. 1983. Ígneos and metamorphic complexes of the Guiana Shield in Suriname. *Geol. Mijnbouw*. 62:241-254.
- CAPDEVILA, R.; ARNDT, NICHOLAS; LETENDRE, J.; SAUVAGE, J.F. 1999. Diamonds in volcanoclastic komatite from French Guiana. *Nature*. 399:456.
- CHERNIAK, D.J., 1993. Lead diffusion in titanite and preliminary results of the effects of radiation damage on Pb transport. *Chem. Geology*, 110: 177-194.
- 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.
- CLIFF, 1985. Isotopic dating in metamorphic belts. *J. Geol. Lond.*, 142: 97-110.
- 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. & NEVES, B.B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, 12: 78-88.

- 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: Cong. Geol. Chileno. 2. Santiago. Actas. Santiago, Vol.4. p. 137-148.
- DECKART, K.; FÉRAUD, G.; BERTRAND, H. 1997. Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Surinam and Guines: Implications for the initial opening of the central Atlantic ocean. *Earth Planet. Sci. Letters*, 150:205-220.
- DELOR, C.; LAHONDERE, D.; EGAL, E.; LAFON, J.M.; COCHERIE, A.; GUERROT, C.; ROSSI, P.; TRUFFERT, C.; THEVENIAUT, H.; PHILLIPS, D.; AVELAR, V.G. 2003. Transamazonian Crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000 – scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Geologie de la France – Special Guiana Shield*. BRGM – SGF Editor. p. 5-58.
- DELOR, C.; LAHONDERE, D.; EGAL, E.; MARTEAU, P. 2001. Carte Géologique de la Guyane à 1/500000, 2nd edition, BRGM.
- de ROVER, E.W.F.; LAFON, J.M.; DELOR, C.; COCHERIE, A.; ROSSI, P.; GUERROT, C.; POTREL, A. 2003. The bakhuis ultrahigh temperature granulite belt (Suriname): I Petrological and geochronological evidence for a counterclockwise- P-t path at 2.07-2.05 Ga. *Geologie de la France – Special Guiana Shield*. BRGM – SGF Editor. P. 175-206.
- DELOR, C.; FARACO, M.T.; FRAGA, L.M.; LAFON, J.M.; de ROEVER, E.; ROSSI, PH.; VIDAL, M. 2000. Synthesis of the North Amazonian Precambrian Shield (SYNAPS) and trans-atlantic correlations: A geological framework for the analysis of Precambrian crustal growth 31st. International Geological Congress ; Rio de Janeiro ; 6-17 de Agosto de 2000. Abstracts volume. CDROM.
- DE PAOLO, D.J. 1981. Nd isotopic studies: Some new perspectives on Earth Structure and Evolution. *EOS*, 62:137-145.
- FROST, B.R.O.; CHAMBERLAIN, K.R.O.; SCHUMACHER, J.C. 2001. Sphene (titanite) : phase relations and role as a geochronometer. *Chemical Geology*, 172 (1-2): 131-148.
- 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.
- GIBBS, A.K. 1980. Geology of the Barima-Mazaruni Supergroup of Guyana. Cambridge. Harvard University. 375p (Ph.D. Thesis).

- 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. n°22. 246p.
- 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 América. *Precambrian Research.*, 30:63-80.
- HAIWARD, J.A. 1983. Rb-Sr geochronology and the evolution of some peraluminous granites in New Hampshire. Durham, University of new Hampshire. 108p. (Thesis).
- JÓAO, XX.S.J. & MARINHO, P.A.C. 1982a. Granitóide Sódicos da região centro-leste do Território Federal do Amapá. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1, Belém. Anais. SBG. 2: 229-252.
- KELLEY, W.J. 1980. Nd isotopic of the metabasic gneiss: southeast New Hampshire. Durham, University of New Hampshire. 121p. (Msc. Thesis)
- KRYMSKY, R. Metodologia de análise de U-Pb em titanita com traçador ^{235}U - ^{205}Pb "PAAR" (em preparação).
- KROONENBERG, S.B. 1976. Amphibolite-facies and granulites-facies metamorphism in the Coeroeni-Lucie área, southwestern Surinam. Amsterdam. Universidade Amsterdam. Geologie em Mijnbouw Dienst. Sur. 25, 109-289. (Ph.D. Thesis).
- LAFON, J.M.; DELOR, C.; THEVENIAUT, H.; KRYMSKY, R.; TAVARES, R.P.S.; ROIG, J-Y. 2003. Isotopic deciphering of rhiacian crustal evolution along the northern Oyapok Rivers: new constraints from Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb geochronology. In: SIMP. GEOL. AMAZ. 8. Manaus (CD-ROM).
- LAFON J.M.; DELOR C.; BARBOSA, O.S. 2001. Granulitos tardi-Transamazônicos (2,06 Ga) na região norte do Estado do Amapá: o charnoquito de Calçoene. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. Belém. Resumos expandidos. 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.
- 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.; 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.
- LUDWIG K.R. (2001) – Users manual for ISOPLOT/EX, version 2.49 A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication 1a, 43p.
- MONTALVÃO, R.M.G. & TASSINARI, C.C.G. 1984. Geocronologia pré-cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil). In: Simp. Amaz., 2, Manaus. Anais... Manaus, MME-DNPM: 54-57.
- MOURA, C.A.V. 1992. Geochronology and geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia belt. Brazil. University of New Hampshire. 236p.
- 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 AMS along the Oyapock river (French Guyana). *Precambrian Research*. 114: 35-53.
- NOMADE, S.; CHEN, Y.; FÉRAUD, G.; POUCKET, A.; THÉVENIAUT, H. 2001. First paleomagnetic and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ study of Paleoproterozoic rocks of the French Guyana (camopi and Oyapok rivers), Northeastern Guyana shield. *Precambrian Research*. 109(3-4): 239-256.
- 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 Shied. *Precambrian Research*. 102: 69-86.
- NICOLAYSEN, L.O. 1961. Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. *Ann. New York Acad. Sci.* 91, 198-206
- OLIVEIRA, E.C.; LAFON, J.M.; GIOIA, S.M.L.; PIMENTEL, M.M. 2002. Implantação do método Sm-Nd para minerais metamórficos e suas aplicação em rochas da região central do Amapá, Sudeste do Escudo das Guianas. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 41. p. 110.
- PEREIRA, E. D. 1992. Contribuição “a Evolução Geológica da parte Oriental da Província Amazônia central através da Geocronologia Rb – Sr da Província Mineral de Carajás e Região da São Félix do Xingu, PA- Tese de Mestrado – Curso de Pós-Graduação em Geociências – Universidade Federal do Pará – Belém. p. 120.

- ROSA-COSTA, L.T.; RICCI, P.S.F.; LAFON, J.M.; VASQUES, M.L.; CARVALHO, J.M.A.; KLEIN, E.L.; MACAMBIRA, E.M.B. 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the Southwestern Amapá and Northwestern Pará. Brazil. Southeastern Guiana Shield. *Géologie de la France*, 2-3-4, 101-120.
- ROSA-COSTA, L.T.; VASQUES, 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).
- RICCI, P.S.F., CARVALHO, J.M.A., ROSA-COSTA, L.T. 2001. Diferentes terrenos, com embasamentos geocronologicamente distintos, justapostos por megaestruturas regionais na fronteira Pará/Amapá. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7. Belém, SBG-No, Resumos Expandidos (CD-ROM).
- TASSINARI, C.G.G. 1996. O mapa geocronológico do craton amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos. Tese de Livre-docência, Universidade de São Paulo. 139p
- TASSINARI, C. C. G.; BETTENCOURT, J. S.; GERALDES, M. C.; MACAMBIRA, M. J. B. & LAFON, J. M., 2000. The Amazonian Craton. in *Tectonic Evolution of South America*, Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. & Campos, D. A., 31st Int. Geological Congress, eds., 41-96.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*. 22(3): 174-182.
- 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.
- 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 da Bacia do Médio Rio Xingu-Altamira, Pará. In: CON. LATINO-AMERICANO GEOL., 7. Belém. Extended Abstracts. V.1.p.363-377.
- 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: *Contribuição à geologia da Amazônia*. Costa, M.L.C. & Angélica, R.S. Coords. SBG-NO: 91-142.
- STEIGER, R.H. & JAGER, E. 1977. Subcomission on geochronology: conversion on the use of decay constants in geo and cosmo chronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36: 359-362.

VANDERHAEGHE, O.; LEDRU, P.; THIÉBLEMONT, D.; EGAL, E. COCHERIE, A.;
TEGYEY, M.; MILÉSI, J.P. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth.
Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French
Guiana. Precamb. Res. 92: 165-193.

O presente trabalho permitiu o treinamento
laboratorial em diferentes métodos geocronológicos
possibilitando ~~ao~~ estudante um valioso
exercício na obtenção e interpretação de dados
isotópicos.

Os dados obtidos, embora limitados, permitiram
atingir grande parte dos objetivos de modo satisfatório.

A base de dados que levou a estimativa da
velocidade de resfriamento é possível, portanto, um
maior entendimento, us pode ser construído.

O trabalho apresenta problemas menores que não
chegaram afetar a sua qualidade. Considero o
trabalho de bom nível e atribuo a nota 7,0

Celso