

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

REGIMES TECTÔNICOS DO ARQUEANO: CONTRIBUIÇÃO
DA GEOQUÍMICA E GEOLOGIA ISOTÓPICA EM ROCHAS
GRANITÓIDES NOS CRÁTONS AMAZÔNICO E DO
SÃO FRANCISCO.

César Rodrigues Petroni

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF/08/11)

SÃO PAULO
2008

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**REGIMES TECTÔNICOS DO ARQUEANO: CONTRIBUIÇÃO DA
GEOQUÍMICA E GEOLOGIA ISOTÓPICA EM ROCHAS GRANITÓIDES
NOS CRÁTONS AMAZÔNICO E DO SÃO FRANCISCO.**

César Rodrigues Petroni *CR Petroni*

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira

**MONOGRAFIA DO TRABALHO DE FORMATURA
(TF – 2008/11)**

DEDALUS - Acervo - IGC



30900025622

SÃO PAULO

2008

TF
P497
CR.n

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



REGIMES TECTÔNICOS DO ARQUEANO: CONTRIBUIÇÃO DA
GEOQUÍMICA E GEOLOGIA ISOTÓPICA EM ROCHAS GRANÍTICAS
DOS CRÁTONS AMAZÔNICO E DO SÃO FRANCISCO

César Rodrigues Petroni (Coautor)

Orientador Prof. Dr. Walter Tassinari

MONOGRAFIA DO TRABALHO DE FORMATURA
(19 - 2006/1)

SÃO PAULO

2006

AGRADECIMENTOS

Este trabalho de formatura é fruto de cinco anos de aprendizado proporcionados pelo curso de bacharelado em Geologia e todos aqueles que de alguma forma estiveram envolvidos comigo desde então, aos quais dedico os sinceros agradecimentos a:

Meus pais, pelo apoio e incentivo aos estudos, sempre o melhor que puderam proporcionar.

Amigos de curso e de faculdade, companheiros e cúmplices nas aulas, nas provas, nos campos, nas festas e no ócio.

Professor Wilson Teixeira, por todo o tempo e atenção dispensados neste trabalho.

Professores da Universidade Federal do Pará, Roberto Dall'Agnol, Moacir José Buenano Macambira e Davis Carvalho de Oliveira, pela ajuda na sugestão da bibliografia que foi consultada.

Colegas do laboratório de geoquímica, pela presteza nas análises encaminhadas.

CNPq, por meio do projeto de iniciação científica (agosto de 2007 a julho de 2008) que deu origem a esta monografia.

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

Figura 1	11
Figura 2	15
Figura 3	18
Figura 4	20
Figura 5	21
Figura 6	26
Figura 7	26
Figura 8	26
Figura 9	27
Figura 10	28
Figura 11	28
Figura 12	29
Figura 13	29
Figura 14	30
Figura 15	30
Figura 16	31
Figura 17	31
Figura 18	33
Figura 19	34
Figura 20	34
Figura 21	35
Figura 22	35
Figura 23	36
Figura 24	36
Figura 25	37
Figura 26	38

SUMÁRIO

1. RESUMO	6
2. ABSTRACT	7
3. INTRODUÇÃO	9
4. OBJETIVOS	16
5. CONTEXTO GEOLÓGICO	16
5.1 CRÁTON SÃO FRANCISCO _____	16
5.2 CRÁTON AMAZÔNICO _____	19
6. MATERIAIS E MÉTODOS	22
7. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO	24
8. RESULTADOS	25
8.1 CRÁTON SÃO FRANCISCO _____	25
8.1.1 GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA _____	25
8.1.2 GEOQUÍMICA _____	27
8.2 CRATON AMAZÔNICO _____	33
8.2.1 GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA _____	33
8.2.2. GEOQUÍMICA _____	34
9. DISCUSSÃO	36
10. CONCLUSÕES	39
11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	42

1. RESUMO

O presente trabalho de formatura objetiva integrar informações geoquímicas e isotópicas em rochas TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito) arqueanas das áreas do Cráton do São Francisco e Amazônico, para fins de interpretação integrada dos resultados e implicações tectônicas. Trata-se de uma analogia às estratégias de estudo utilizadas em outras regiões antigas e que permitem inferências quanto à evolução crustal e a natureza dos regimes tectônicos que produziram esses tipos de rocha no espaço-tempo.

No projeto foram caracterizadas assinaturas isotópico-geoquímicas de rochas TTG e associações litológicas coevas em terrenos granito-greenstone, originadas no intervalo de tempo 3,4 – 2,5 Ga, em duas regiões selecionadas dos Cráton do São Francisco e a província Carajás (Cráton Amazônico). A partir de um conjunto de mais de três centenas de dados, entre U/Pb, Sm/Nd e geoquímicos, compilados na literatura especializada, foi realizada uma integração dos resultados fazendo uso de modelagens isotópica e geoquímica para rochas de cada Cráton, para interpretações sobre a geodinâmica do Arqueano.

Com base nestes dados, resultados representativos foram obtidos:

1. O Cráton São Francisco apresenta dois conjuntos de dados U/Pb, indicando uma época de formação crustal entre 2,7 e 2,9 Ga, e outra entre 3,0 e 3,5 Ga. Isto aponta uma geração de crosta mais antiga que a do Cráton Amazônico, que têm época principal de formação crustal entre 2,7 e 3,0 Ga. Isso pode se dever, no entanto, a menor base de dados desta última região.

2. Cerca de 75% da crosta arqueana TTG do Cráton São Francisco possui participação de crosta pré-existente em sua formação, com base nas inferências isotópicas de Nd. Já a crosta do Cráton Amazônico (2,7 - 3,0 Ga) é composta em sua maioria por material de assinatura isotópica (ϵ_{Nd}) juvenil, sem ou com incipiente influência crustal.

3. A composição geoquímica da crosta arqueana dos dois Crátons é distinta. Ambas apresentam composição típicas de suítes TTG, um padrão de ETR com forte fracionamento e enriquecimento de ETR leves, porém as rochas arqueanas do Cráton São Francisco exibem em geral uma leve anomalia negativa em Eu, e que ainda não foram identificadas no Cráton Amazônico. Isto corrobora com as evidências isotópicas (valores de ϵ_{Nd} negativos) da crosta do Cráton São Francisco que aponta para processos de retrabalhamento crustal, enquanto a crosta do Cráton Amazônico é proporcionalmente mais juvenil, em que a geoquímica das rochas não apresenta anomalias de Eu.

4. De modo geral, as rochas granitóides arqueanas de ambos os Crátons apresentam semelhança composicional com adakitos de alto-teor de sílica –HSA (inclusive os dados inéditos obtidos para o TF); rochas tidas como o resultado direto da fusão de basaltos hidratados subductados, porém com pouca contaminação do manto peridotítico em

sua composição. No entanto, algumas rochas arqueanas do Cráton Amazônico já foram descritas por outros autores como parte de suítes sanukitóides, que se originam possuem uma origem, pôr fusão de uma crosta oceânica subductada combinada à refusão de um peridotito previamente metassomatizado.

2. ABSTRACT

This monography aims to integrate geochemical and isotopic data in Archean TTG rocks (tonalite-thronjemite-granodiorite) of the São Francisco and Amazonian Cratons, for integrated interpretation of these results and the tectonic implications. Such a research follows similar strategies used in Archean regions worldwide that allow important inferences about the crustal evolution and tectonic regimes that produced this type of rock in space-time.

In this project were characterized isotopic-geochemical signatures of TTG rocks and coeval lithological associations in granite-greenstone terranes, originated in the time interval of 3.5 - 2.5 Ga, in three regions previously selected of the São Francisco and Amazonian Cratons. From a set of more than three hundred data (U/Pb, Sm/Nd and geochemical analyses) the integration allowed isotopic modeling and geochemical signature for each Craton for tectonic interpretation dealing with Archean geodynamics.

Based on these data, the representative results are:

1. The São Francisco Craton has two U/Pb data sets, indicating one time of crustal growth between 3.0 and 3.5 Ga and from 2.7 to 2.9 Ga that point to an older crustal generation than that recognized for the Amazonian Craton. The latter has main age crustal growth between 2.7 and 3.0 Ga, however the data set is lesser numerous than for the São Francisco Craton.

2. About 75% of the Archean TTG crust of the São Francisco Craton have participation from pre-existing crustal component, while the Amazonian Craton (2.7 – 3.0 Ga) is composed mostly of juvenile isotopic signature ($\epsilon_{\text{Nd}t}$) material, with or without incipient crustal influence.

3. The geochemical composition of the Archean crust among TTG rocks of the two Cratons is distinct. Both areas present typical compositions of TTG suites, with strong fractionation of HREE and enrichment of LREE, but the Archean rocks of the São Francisco Craton exhibit in general a weak Eu anomaly which has not yet been identified in the Amazonia Craton. This corroborates with the isotopic evidence (negative $\epsilon_{\text{Nd}t}$ values) of the São Francisco Craton crust pointing to the important role crustal reworking processes in the petrogenesis. In contrast the Archean crust of Amazonian Craton is significantly juvenile, where the rock geochemistry shows no Eu anomaly and the rocks have typical juvenile $\epsilon_{\text{Nd}t}$ values.

4. Finally, in a general way, the Archean granitoid rocks of both Cratons have compositional similarities with high-silica adakites (HSA). These rocks have been considered as direct results from melting of subducted hydrated basalt, but with low peridotitic mantle contamination. However, some Archean rocks of the Amazonian Craton has already been described as part of sanukitoid suites, which have their origin from re-melting of a previously metasomatized peridotite, by the addition of a slab-melt.

3. INTRODUÇÃO

O tema dos regimes tectônicos no Arqueano é um dos assuntos muito discutidos na literatura na atualidade. Essa discussão é baseada fundamentalmente na maior ou menor relevância dos dois mecanismos geodinâmicos que levam à produção da crosta nesse período, conforme abaixo sintetizado.

Considera-se que o Arqueano tenha início há cerca de 3,8 Ga, quando a Terra teria se resfriado suficientemente para geração significativa de crosta estável. Não obstante, o avanço dos estudos geocronológicos e tecnológicos de medição espectrométrica permitiu identificar rochas mais antigas que este limite temporal, que datam de 4030 Ma (Gnaiss de Acasta, Canadá, e.g. Stern & Bleeker, 1998). As únicas evidências disponíveis de materiais mais antigos que o gnaiss de Acasta são alguns poucos cristais de zircão, com até cerca de 4300 Ma, encontrados em rochas meta-sedimentares de Jack Hills, no terreno gnaissico Narryer no Cráton Yilgarn na Austrália (e.g., Wilde *et al.*, 2001; Scherer *et al.*, 2007). Em razão disso, o limite temporal inferior para o Arqueano ainda não é de consenso.

A crosta continental consolidada no Paleoarqueano (3,6 – 3,2 Ga) Mesoarqueano (3,2 – 2,8 Ga) e Neoarqueano (2,8 – 2,5 Ga) é, fundamentalmente, representada por blocos crustais de diversos tamanhos e microcontinentes, com características litológicas e evolução crustal próprias que representariam as primeiras placas e microplacas litosféricas (e.g., Condie, 1994). O limite superior do Arqueano marca o final da estabilização das áreas cratônicas e dá início a construção de plataformas em torno dos núcleos arqueanos estáveis em relação à evolução do Paleoproterozóico, como no caso dos Crátons do São Francisco e Amazônico.

Os modelos de formação de crosta continental no Arqueano admitem predominância do processo de diferenciação mantélica no sentido vertical (e.g. Pilbara, Austrália), similar ao mecanismo de plumas e "hot spots" da tectônica global moderna. Por outro lado, em algumas regiões há evidências claras de tectônica horizontal envolvendo acreção lateral (e.g., Carajás, Cráton Amazônico), de modo análogo ao processo que predomina mais tarde, em todo o Proterozóico e Fanerozóico, relacionado com a movimentação das placas tectônicas. Neste período mais recente, a presença de crosta oceânica ou platôs oceânicos precede a formação de crosta continental, e as orogenias acrecionárias proporcionam a aglunicação de arcos e finalmente a formação de supercontinentes. Aparentemente os dois regimes (vertical e horizontal) podem ser concomitantes, um deles mais importante nas épocas mais antigas e o outro mais importante no tempo geológico mais recente (Condie & Sloan, 1997).

Os fragmentos crustais mais antigos são compostos de três associações predominantes: Terrenos de baixo grau metamórfico, compostos de associações granito-greenstone (e.g. Bloco Pilbara, Austrália; Barberton, África do Sul, Isua; Groenlândia,

Quadrilátero Ferrífero, Brasil), associações sedimentares não deformadas como as bacias cratônicas no Kaapvaal, na África do Sul e terrenos de alto grau metamórfico, onde se incluem gnaisses e migmatitos da fácies granulito, bem como granitóides e gnaisses de composição tonalítica-trondhjemitica-granodiorítica (TTG) (Taylor & McLennan, 1985). As rochas desta última associação (TTG) são constituídas essencialmente de quartzo e feldspato sódico, e são pobres em feldspato potássico (Condie, 1994).

As rochas mais antigas do Brasil (e da América do Sul), datadas entre 3,5 e 3,3 Ga, estão localizadas no Cráton do São Francisco e como restitos no interior da província neoproterozóica Borborema (maciço São José do Campestre; Dantas et al., 2004). Trata-se de ortognaisses cinzas TTG que formam pequenos núcleos, domos ou maciços, envolvidos por ortognaisses assemelhados aos TTG ou cálcio-alcálinos, mais jovens (mesoarqueanos e/ou neoarqueanos¹). O fato de haver rochas de diferentes idades com baixas razões iniciais de Sr e as características composicionais sugere que eventos acrescionários sucessivos edificaram esses segmentos crustais (Schobbenhaus & Brito Neves, 2003).

A crosta continental do Mesoarqueano é encontrada na América do Sul principalmente no Cráton São Francisco, no Quadrilátero Ferrífero e na região oeste na Bahia (e.g., bloco Gavião), assim como em áreas restritas da Amazônia, em Carajás e no Amapá, além de um núcleo (São José do Campestre) situado no interior da província Borborema.

Dados geoquímicos de rochas graníticas arqueanas, tanto de análises de elementos maiores e traços (inclusive elementos de terras raras), como de isótopos radiogênicos, vêm sendo utilizados de maneira integrada para fornecer indicações relevantes para o entendimento dos processos tectônicos formadores. Com efeito, as assinaturas geoquímicas resultantes das análises químicas efetuadas principalmente em rochas granitóides, e do exame de diagramas discriminantes e outros específicos, permitem em muitos casos trazer inferências sobre os regimes tectônicos atuantes (Taylor & McLennan, 1985), em complemento às características isotópicas de outros sítios arqueanos. Além disso, a interpretação de análises isotópicas de elementos, tais como o Sr, Nd e Pb, permite discriminar processos de formação (material primitivo, juvenil) daqueles em que material crustal foi retrabalhado anteriormente por assimilação, anatexia e migmatização.

Nesse contexto, o sistema isotópico Sm/Nd tem sido utilizado com sucesso na petrogênese de rochas granitóides. Os elementos Sm ($Z = 62$) e Nd ($Z = 60$) são Terras Raras (ETR) que possuem afinidades geoquímicas próximas, e diferem apenas no raio atômico que reduz com o aumento do número atômico. Neodímio e samário pertencem ao grupo dos ETR leves, com raio atômico 1,08 Å para o Nd⁺³ e 1,04 Å para o Sm⁺³, e são

¹ O Arqueano (Fück 1991) é subdividido em: Eoarqueano (3,8-3,6 Ga), Paleoarqueano (3,6-3,2 Ga), Mesoarqueano (3,2-2,8 Ga) e Neoarqueano (2,8-2,5 Ga).

comuns em muitos minerais formadores de rochas, como os do grupo dos silicatos, fosfatos e carbonatos. Constituem um sistema isotópico, no qual o ^{147}Sm decai para ^{144}Nd (Faure, 1977), com meia vida de 106 bilhões de anos.

Os elementos Sm e Nd em rochas ígneas tendem a se concentrar a medida que aumenta com o grau de diferenciação, mas a razão entre eles diminui. Isso ocorre devido ao raio atômico maior do Nd^{+3} em relação ao Sm^{+3} , que lhe confere um potencial iônico (carga/raio) menor que o do Sm^{+3} . Conseqüentemente, Nd^{+3} forma ligações iônicas mais fracas e que são quebradas mais facilmente que as formadas pelo Sm^{+3} (Faure, 1977).

O principal fracionamento de ETR ocorre quando crosta oceânica é formada por fusão da astenosfera. Durante a formação crustal ocorre a concentração de ETR leves e de Nd relativamente ao Sm, diminuindo, portanto, a razão Sm/Nd. Com isso o manto gradativamente se torna empobrecido na razão Sm/Nd comparativamente ao reservatório condrítico uniforme (CHUR) – e.g., De Paolo, 1988. Um vez que estes dois ETR possuem propriedades químicas muito semelhantes, processos crustais subseqüentes como metamorfismo, na maioria das vezes, não alteram significativamente a razão Sm/Nd. Isto torna a geoquímica isotópica do Nd aplicada em sistemas granitóides, uma poderosa ferramenta na caracterização da natureza de províncias crustais pré-cambrianas (Faure, 1977).

Ainda no contexto petrogenético, diversos estudos em basaltos oceânicos modernos e granitos de diferentes idades indicam que muitas dessas rochas são derivadas do manto cuja razão Sm/Nd maior que o CHUR. Ou seja, o manto está enriquecido em $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em relação ao CHUR (Fig. 1). Este comportamento é próprio do manto empobrecido ("depleted mantle") (e.g. Rollinson, 1993).

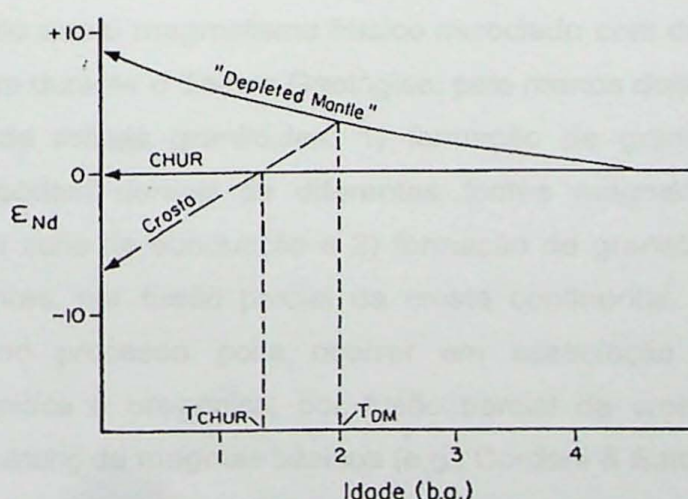


Figura 1: Evolução do ϵ_{Nd} no manto e na crosta. A linha de evolução ϵ_{Nd} no manto é ligeiramente parabólica. Definições de idades modelos T_{CHUR} e T_{DM} (De Paolo, 1988).

Um modelo para a evolução manto-crosta sugerido por De Paolo (1988) considera que o manto inferior tem $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = 0$ e o manto empobrecido tem $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ médio (MORB) = +10

atualmente. Os valores médios de $\epsilon_{Nd(t)}$ em: arcos de ilha oceânica são +8, em "hot spots" = 0 a +8, crista meso-oceânica = +10, crátons continentais = -5, rifts continentais = -5 a +8 e arcos em margens continentais = -20 a +8. Contudo, existem ainda diversos modelos a respeito do comportamento isotópico de Nd no manto, sendo suas principais diferenças a época de diferenciação do manto empobrecido e se a depleção do manto foi linear ou variou no tempo.

Em especial, o parâmetro $\epsilon_{Nd(t)}$ pode ser utilizado em estudos petrogenéticos. Ele consiste basicamente na comparação da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra estudada para a época de sua formação ou de seu valor atual, em relação ao valor calculado para o CHUR, que seria representativo da Terra Global. Se na época da cristalização seu magma progenitor tiver uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ superior ao CHUR, o valor de $\epsilon_{Nd(t)}$ será positivo, ou seja, a fonte desse magma possuía razão Sm/Nd mais elevada que o modelo condritico e, portanto, provem do manto empobrecido. Isto também explica o fato da evolução $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ retardada com o tempo, de modo que a razão Sm/Nd da crosta continental é altamente fracionada (em média -0,4) em relação ao CHUR (Rollinson 1993). De outra parte, quando o magma desta rocha é de origem crustal, o valor de $\epsilon_{Nd(t)}$ será negativo em relação ao CHUR, pois a fonte deste magma possuía razão Sm/Nd menor que o condrito, como é o caso de magmas de origem crustal. Por outro lado quando ocorre uma participação de duas fontes (manto/crosta) os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ em geral flutuam, podendo ser negativos ou positivos, dependendo do grau de participação do material de cada componente, se crustal ou mantélico (Sato *et al.*, 1995).

Cabe ressaltar, no entanto, que essas modelagens acerca da evolução crustal representam uma simplificação, uma vez que o manto é heterogêneo em termos composicionais e isotópicos.

Considerando que o magmatismo félsico associado com diferenciação manto-crosta continental é comum durante o Tempo Geológico, pelo menos dois processos podem formar grandes volumes de rochas granitóides: 1) formação de granitóides juvenis em arcos magmáticos que podem derivar de diferentes fontes magmáticas, incluindo a cunha mantélica acima da zona de subducção e 2) formação de granitóides a partir de protólitos crustais pré-existentes, por fusão parcial da crosta continental, como nos arcos do tipo Andino. Este último processo pode ocorrer em associação com os dois tipos de magmatismo, intraplaca e orogênico, por fusão parcial da crosta inferior, por exemplo, induzido por *underplating* de magmas básicos (e.g., Cordani & Sato, 1999).

No caso dos produtos graníticos tardios de um magma em cristalização, estes tendem a concentrar os elementos terras raras, de modo a serem uma característica da maior parte da crosta continental ao longo do tempo geológico. Assim, esses elementos são particularmente úteis na decifração da composição crustal, através dos perfis típicos encontrados em rochas de todos os continentes (Taylor & McLennan, 2007), como as suítes

TTG arqueanas. Nesse caso, os perfis apresentam um padrão inclinado, com enriquecimento em REE leves (LREE) e empobrecimento em REE pesados (HREE) e anomalias negativas em Eu dependendo da composição da rocha, numa faixa limitada de concentração, relativamente aos condritos, desses elementos. O empobrecimento em HREE sugere uma origem por fusão parcial de basaltos em profundidade (*underplating*) no manto, onde a granada é uma fase residual estável (Taylor & McLennan, 1985).

Granitos arqueanos, formados numa época em que o regime termal do planeta era muito elevado, são comumente associados a greenstone belts. Esses granitos são em sua maioria derivados do manto, como sugerem as assinaturas isotópicas juvenis de Nd francamente positivas em rochas do Cráton Amazônico (Cordani & Teixeira, 2007). Por outro lado, as anomalias em Eu são mais comuns nos granitos potássicos intrudidos no Neoarqueano (entre 2,75 e 2,50 Ga). Nesse caso, a anomalia é explicada pelo grau moderado de fusão parcial das rochas graníticas ricas em sódio ou dos greenstone belts que dão origem aos granitos potássicos, onde o plagioclásio é uma fase residual dominante (Taylor & McLennan, 1985). Nesses casos, são esperados valores de ϵ_{Nd} contrastantes em relação aos materiais gerados diretamente do manto.

Uma outra ferramenta importante para estudos da evolução crustal é o método U-Pb em zircão (métodos TIMS, evaporação) por ser este mineral extremamente resistente aos processos de reciclagem ao longo do tempo. Além disso, em anos recentes, pesquisadores vêm utilizando principalmente o método SHRIMP para analisar núcleos de zircões e assim determinar a idade de cristalização e de eventos crustais superimpostos (e.g., Scherer *et al.*, 2007). Nesse sentido, o estudo dos terrenos arqueanos mais antigos é crucial, uma vez que se sabe que a crosta se forma episodicamente pela extração de materiais oriundos da fusão parcial do manto e que se modifica pela adição desses fundidos. Sabe-se também que a crosta continental rígida dificilmente retorna para o manto e, desse modo, as idades precisas em zircão podem auxiliar na compreensão dos mecanismos de formação de crosta e/ ou reciclagem.

Modelos Petrogenéticos

Barker & Arth (1976) introduziram o conceito de suítes TTG, para designar uma série de rochas félsicas que compreendem uma grande parcela dos terrenos granito-greenstone arqueanos e que são consideradas a crosta mais antiga preservada da Terra, com características geoquímicas peculiares. Estudos posteriores revelaram que cerca de 90% da crosta continental juvenil gerada entre 4,0 e 2,5 Ga pertence a rochas assemelhadas a suítes do tipo TTG. Em termos geoquímicos, trata-se de rochas ricas em sílica ($\text{SiO}_2 > 64\%$ em peso, mas comumente por volta de 70 % em peso), com alto teor de Na_2O (3,0 % em peso $< \text{Na}_2\text{O} < 7,0\%$ em peso) e, portanto baixa razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ($< 0,5$). Possuem Mg# por volta de 0,43 e teores médios de Ni e Cr de 14 e 29 ppm, respectivamente. As rochas TTG podem ser divididas em dois grupos: alto alumínio e baixo alumínio. O grupo de alto

alumínio, o mais comum, é caracterizado por elevados teores de Sr e Eu e baixos teores de Yb e Y, padrões de ETR altamente fracionados e alta razão Sr/Y. Essas características são interpretadas como reflexo da presença de granada e anfibólio como fases residuais. Já o grupo de baixo alumínio possui menores conteúdos de Sr e Eu, ETR menos fracionado e menor razão Sr/Y, o que reflete uma petrogênese que sem envolvimento de granada, mas é controlada por plagioclásio, tanto como fase residual ou fracionada (Martin *et al.*, 2005).

Por outro lado a geoquímica de suítes tipo TTG assemelha-se em geral a dos adakitos, que são característicos de zonas de subducção modernas. A discussão sobre as semelhanças ou diferenças entre a geoquímica e a formação dessas suítes levou Martin e Moyen (2003) a definirem dois grupos de adakitos: 1) um grupo chamado adakitos de alto teor de sílica, ou *high-SiO₂ adakites* (HSA) e, 2) um grupo chamado adakitos de baixo teor de sílica, ou *light-SiO₂ adakites* (LSA).

Essa discriminação foi realizada com base na composição geoquímica de cada grupo, como a maior concentração de LREE, maiores razões Sr/Y para um dado Y no grupo dos LSA, além de maiores concentrações de MgO (entre 4 e 9% em peso), CaO+Na₂O (> 10% em peso) e Sr (>1000 ppm), comparados aos HSA (MgO = 0,5 – 4% em peso; CaO+Na₂O < 11% em peso e Sr < 1100 ppm) – Martin *et al.* (2005).

Porém, a diferença mais importante está na petrogênese que implica a geoquímica de cada grupo, especificamente, nas diferentes fontes de geração. HSA são o resultado direto da fusão de basaltos hidratados subductados com variável contaminação por assimilação de peridotitos, durante a ascensão do fluido através da cunha mantélica logo acima da placa subductada. Já LSA são gerados em dois episódios distintos: consumo completo dessa placa subductada durante a interação fusão-peridotito, seguido por fusão dessa fonte peridotítica metassomatizada (Martin *et al.*, 2005).

Dentre estes dois grupos, a suíte TTG tem um alto grau de similaridade composicional com o HSA em termos da maioria dos elementos traços e maiores (Fig. 2), corroborando o entendimento de que essas rochas dividem muitas similaridades petrogenéticas. Como é o caso para o HSA, resultados experimentais de fusões em alta-pressão de basaltos hidratados levaram a conclusão de que TTG se formam a partir de fusão parcial de basaltos hidratados sobre pressões altas o bastante para estabilizar granada ± anfibólito (Condie, 1981). Isso e a similaridade composicional com adakitos levaram a conclusão de que TTG também se formaram através da fusão de crosta oceânica subductada.

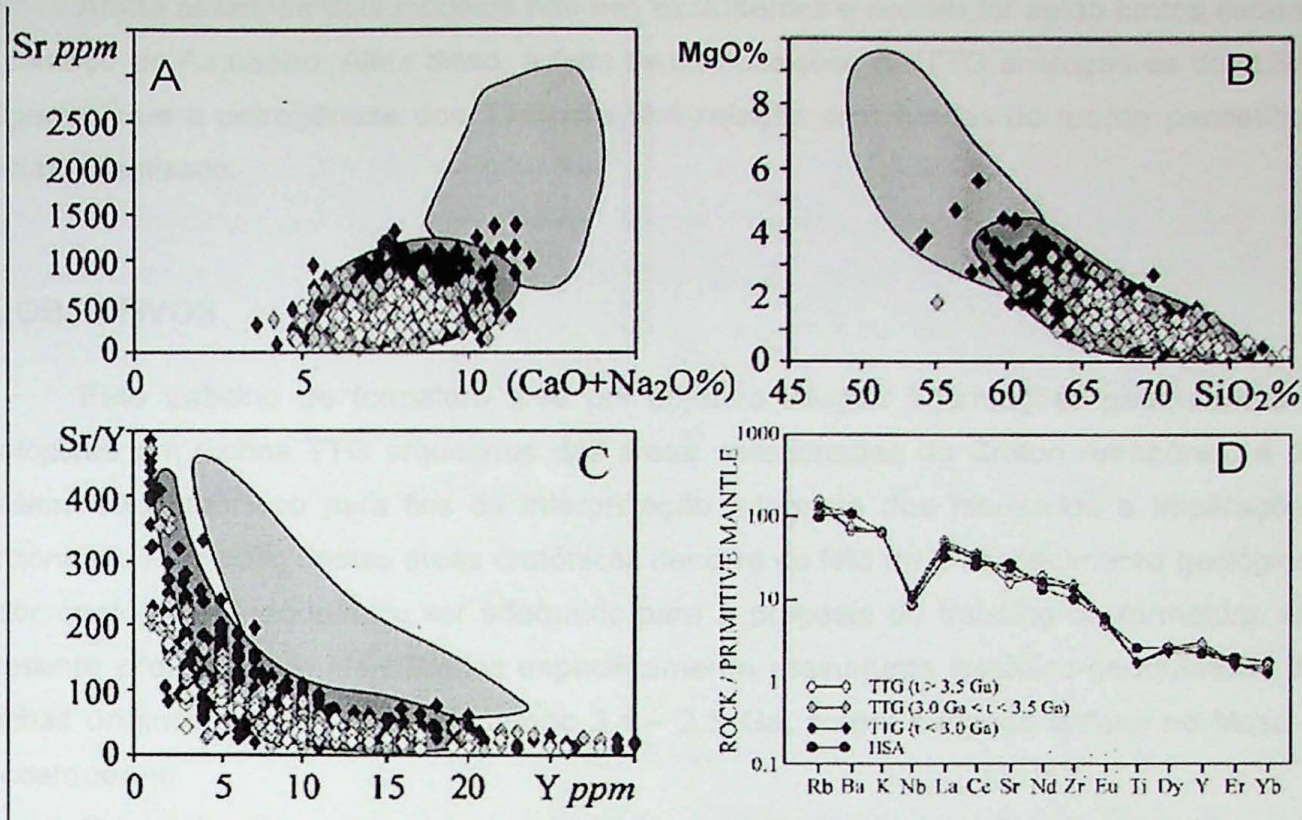


Figura 2: Diagramas Sr vs. (CaO+Na₂O) (A); MgO vs. SiO₂ (B); (Sr/Y) vs. Y (C) e Diagrama multi-elemento normalizado ao manto primitivo (D) comparando adakitos de alto-SiO₂ (HSA; campo cinza escuro) e adakitos de baixo-SiO₂ (LSA; campo cinza claro) com TTG de diferentes idades (diamantes pretos = TTG < 3.0 Ga; diamantes cinzas = 3.0 Ga < TTG < 3.5 Ga; diamantes brancos = TTG > 3.5 Ga). Apenas HSA possuem composição bastante similar a TTG mais jovens do que 3.0 Ga (retirado de Martin *et al.*, 2005).

Porém, os gnaisses do tipo TTG apresentam composição química diferenciada dependendo de sua idade arqueana, sendo as mudanças mais importantes o aumento do teor de MgO, Cr e Ni e a diminuição do teor de SiO₂ quanto mais jovem é a rocha. Na figura 2D pode se observar também uma leve anomalia positiva de Sr nos TTG mais jovens (<3,0 Ga). Sendo assim, o Mg# dos TTG mais jovens é maior do que aquele obtido pelas fusões experimentais de basaltos, o que é interpretado como uma maior interação do magma com a cunha mantélica peridotítica. Essas mudanças revelam também uma menor interação entre o magma parental dos TTG primitivos (>3,3 Ga) com a cunha mantélica (Martin *et al.*, 2005).

Devido a essas mudanças composicionais e o conseqüente fato de que TTG primitivos não interagiram ou interagiram muito pouco com a cunha peridotítica, alguns autores propõem que a gênese dos TTG primitivos não seja relacionada com a dos adakitos e, portanto, com zonas de subducção modernas. Smithies *et al.* (2003) propõem que antes de 3,3 Ga a relação entre fluxo termal e a grande espessura da crosta oceânica era tal que resultava em uma alta flutuabilidade da crosta, e um conseqüente ângulo de subducção subhorizontal (*flat subduction*) que impedia qualquer formação de cunha mantélica, e a fusão da placa produziria magmas que não interagiam com material mantélico.

Ainda assim, os dois modelos não são excludentes e podem ter agido juntos durante o começo do Arqueano. Além disso, a falta de composições de TTG análogas as dos LSA, sugerem que a petrogênese dos TTG não têm relação com fusões do manto peridotítico metassomatizado.

4. OBJETIVOS

Este trabalho de formatura teve por objetivo integrar informações geoquímicas e isotópicas em rochas TTG arqueanas das áreas selecionadas do Cráton Amazônico e do Cráton São Francisco para fins de interpretação integrada dos resultados e implicações tectônicas. A seleção destas áreas cratônicas decorre do fato de o conhecimento geológico, geocronológico e geoquímico ser adequado para a proposta do trabalho de formatura. No presente projeto foram identificadas especificamente assinaturas isotópico-geoquímicas de rochas originadas no intervalo de tempo 3,4 – 2,5 Ga, porém havendo ênfase no Meso e Neoarqueano.

O estudo representa uma analogia às estratégias de investigação que têm sido utilizadas em outras regiões primitivas do mundo e que permitem inferências quanto à evolução crustal com base nos estudos geoquímicos e isotópicos permitindo inferir o tipo de regime tectônico que produziu associações TTG no espaço-tempo.

Para tanto foram compilados da literatura trabalhos a respeito das duas áreas cratônicas citadas, integrando dados isotópicos de vários complexos arqueanos. Em adição, foram realizadas análises geoquímicas complementares em rochas granitóides do Complexo Campo Belo, sul do Cráton São Francisco, em função da escassez de dados geoquímicos em seus litotipos.

5. CONTEXTO GEOLÓGICO

5.1 CRÁTON SÃO FRANCISCO

O Cráton do São Francisco, situado na região centro-oeste da América do Sul, é a unidade com a melhor base de dados do Escudo Pré-cambriano da América do Sul (e.g., Alkmim, 2004). Trata-se de uma extensão do Cráton Oeste-Congo que ocorre na África. O Cráton expõe-se no estado da Bahia e no estado de Minas Gerais, estando coberto por seqüências neoproterozóicas e mais recentes. O cráton é circundado por faixas de dobramento da orogenia Brasileira/Pan-Africana que lhe dão a configuração como entidade tectônica estável perante esta geodinâmica.

O embasamento arqueano é constituído basicamente de gnaisses, migmatitos e granitóides, sendo parcialmente coberto por sedimentos do Paleo e Mesoproterozóico

(Supergrupo Espinhaço), e do Neoproterozoicos (Grupo Bambuí) e Fanerozoico. As rochas do embasamento afloram em duas regiões geograficamente distintas: ao N e NE no estado da Bahia, onde tem maior exposição, e também na parte sul do cráton, no estado de Minas Gerais (Teixeira *et al.*, 2000).

Geologicamente, as áreas onde afloram rochas gnáissicas e granitóides são separadas em diversos complexos metamórficos, apoiados em características geoquímicas, petrográficas e geocronológicas. Esses complexos ocorrem comumente em domos em meio a greenstone belts (Fig. 3).

A região norte do Cráton São Franciscó é composta por três blocos arqueanos, individualizados em bloco Gavião, bloco Jequié e bloco Serrinha, além dos núcleos antigos nos cinturões paleoproterozóicos: cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá e no cinturão Contendas-Mirante (Barbosa & Sabaté, 2004). As rochas granitóides destes blocos ocorrem comumente em domos circundados por greenstone-belts, e é comum a intrusão de rochas graníticas posteriores (e.g., Oliveira *et al.*, 2002).

Segundo Barbosa & Sabaté (2004), esses três blocos tiveram evoluções crustais independentes durante o arqueano. De modo geral, suas gêneses se dão a partir de sucessivas acreções/diferenciações mantélicas, porém com idades e em ambientes geotectônicos diferentes. Durante o Paleoproterozóico, esses três segmentos crustais colidiram, dando origem aos cinturões paleoproterozóicos com abundante plutonismo. Nesse sentido o Lineamento Contendas-Jacobina representa uma grande sutura separando os blocos Gavião e Jequié, enquanto o o bloco Jequié e o bloco Serrinha são separados pelo cinturão Salvador-Curaçá.

O bloco Gavião localiza-se ao leste da Bahia, delimitado pelo rio São Francisco a oeste e pelo bloco Jequié e o cinturão paleoproterozóico Itabuna-Salvador-Curaçá a leste, e é composto de diversos núcleos TTG e granitóides de fácies anfibolito, como os maciços de Sete Voltas, Mariana, Boa Vista, Bernarda, Serra dos Eixos e outros. É o bloco mais antigo da região, particularmente a região de Contendas-Mirante, com idades U/Pb entre 3400 e 3160 Ma, e idades T_{DM} entre 3,1 e 3,6 Ga (Nutman *et al.*, 1994, Barbosa & Sabaté, 2004).

Os ortognaisses, gnaisses-migmatíticos e tonalitos de grau metamórfico médio do bloco Serrinha afloram no nordeste da Bahia, delimitados pelo cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá a oeste e pela costa da Bahia a leste e ao norte. As idades U/Pb deste complexo estão entre 3,10 e 2,65 Ga (Barbosa & Sabaté, 2004), com idades T_{DM} de 3,12 e 3,17 Ga. Também se incluem neste bloco os gnaisses de Uauá, com idade em torno de 2,9 Ga (Oliveira *et al.*, 1999).

No bloco Jequié, situado entre o bloco Gavião a oeste e o cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá a leste, no centro-sul da Bahia, as litologias predominantes são migmatitos, granitos

e granodioritos de fácies anfibolito, com idades U/Pb entre 2800 e 2600 Ma, e idades modelo T_{DM} entre 3,3 e 3,0 Ga (Alibert & Barbosa, 1992). Os núcleos TTG no interior do cinturão são compostos de chornoquitos e monzonitos com idades U/Pb entre 2700 e 2450 Ma, com idades T_{DM} em torno de 3,4 Ga (Barbosa & Sabaté, 2004).

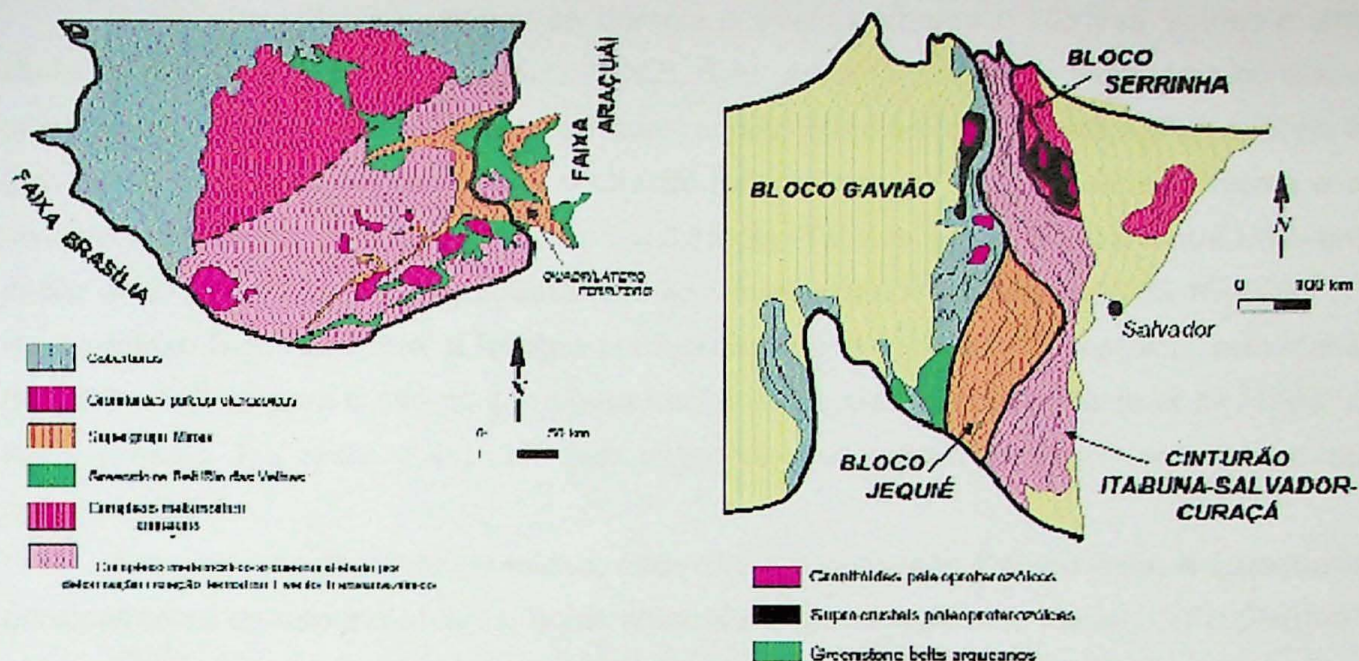


Figura 3: Figura a esquerda = Mapa geológico esquemático do extremo sul do Cráton do São Francisco, enfatizando a zona de influência do Evento Transamazônico (cinturão Mineiro de Teixeira et al. 1996, expandido) e a respectiva plataforma (retirado de Alkmim, 2004).

Figura a direita - Mapa geológico simplificado do segmento do orógeno paleoproterozóico exposto na porção norte do Cráton do São Francisco. Os blocos arqueanos Serrinha e Jequié (provavelmente microcontinentes), juntamente com o cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (arco magmático) foram amalgamados ao bloco arqueano maior do Gavião na transição entre os períodos Riáciano e Orosiriano (retirado de Alkmim, 2004).

Na região sul do Cráton São Francisco foram individualizados vários complexos arqueanos: complexos Belo Horizonte, Bonfim, Campo Belo, Bação, Passa Tempo, Caeté e Florestal (e.g., Teixeira et al., 2000). Contudo, o conhecimento geocronológico e geológico ainda é heterogêneo nessa região.

Segundo Teixeira (1985), esses complexos têm uma evolução tectônica caracterizada por sucessivas acreções/diferenciações do manto superior/crosta inferior em núcleos de espessamento crustal, combinado com etapas subordinadas de retrabalhamento crustal durante o Arqueano tardio (2,9 – 2,6 Ga), delineando uma província de idade arqueana com um regime de evolução policíclica. Entre 2,78 e 2,70 Ga ocorreu a Orogenia Rio das Velhas, que promove a formação de greenstone belts, intrusões de granitoides e retrabalhamento da crosta TTG mais antiga, exemplificada pelo Complexo Bonfim (ver abaixo). As evidências isotópicas apontam para a evolução de um arco de ilha colidindo em um bloco continental já estabilizado, ou para uma margem continental convergente (Carneiro et al. 1998), onde a crosta sílica mais antiga teria servido de embasamento. Assim, a cratonização teria ocorrido pela amalgamação de diversos microcontinentes.

Litologicamente esses complexos de diferentes idades contêm gnaisses TTG de fácies anfibolito, havendo, porém núcleos com rochas de alto grau metamórfico (granulito), como no complexo Passa Tempo. É comum também a ocorrência de intrusões arqueanas tardias de composição tonalítica a granítica de alto potássio. Eventualmente esses complexos graníticos também ocorrem em domos circundados por greenstone belts.

O complexo Bonfim originou-se durante o evento orogênico Rio das Velhas e tem idade entre 2,78 e 2,70 Ga (Carneiro, 1992). Seu contexto geológico inclui dois gnaisses diferentes (Souza Noschese e Alberto Flores), duas unidades de anfibolito (Paraopebas e Candeias), o Tonalito Samambaia e o Granito Brumadinho. O Gnaiss Alberto Flores é a unidade mais antiga, com idade modelo T_{DM} 3,15 Ga (Teixeira *et al.*, 1996) e idade U/Pb em zircão de 2772 ± 6 Ma, e o Granito Brumadinho a mais nova com idade de $2703 \pm 24/-20$. No complexo Belo Horizonte, a litologia predominante é um gnaiss migmatítico, com idade de $2860 \pm 14/-10$ para o evento de migmatização (U/Pb em zircão, Machado *et al.*, 1998) e idade modelo T_{DM} entre 3,4 e 3,1 Ga, indicando um evento tectônico anterior ao do complexo Bonfim.

A região a oeste deste complexo, onde aflora o complexo Campo Belo, é constituída principalmente de ortognaisses de fácies anfibolito e granitóides com idades U/Pb SHRIMP em zircão entre 3205 ± 17 Ma e $2839 \pm$ Ma (Teixeira *et al.*, 1996). O metamorfismo regional é de fácies anfibolito, podendo chegar em algumas regiões à fácies granulito próximo a Campo Belo, Passa Tempo e Lavras.

O complexo metamórfico Passa Tempo situa-se entre o complexo Campo Belo ao sudoeste e o complexo Bonfim ao nordeste. Inclui gnaisses tonalíticos a graníticos com rochas máfica a ultramáficas, migmatitos e granitóides subordinadas, com idades neoarqueanas predominantemente (Campos, 2003).

5.2 CRÁTON AMAZÔNICO

Localizado ao norte da América do Sul e circundado por faixas móveis neoproterozóicas, o Cráton Amazônico é uma das maiores áreas cratônicas do mundo, cuja contraparte é o Cráton Oeste-Africano (e.g., Cordani & Teixeira, 2007). Este cráton é dividido em seis domínios geocronológicos: Amazônia Central ($>2,5$ Ga). Maroni-Itacaiúnas (2,25 - 2,05 Ga), Ventuari-Tapajós (1,98 - 1,81 Ga), Rio Negro-Juruena (1,78 - 1,55 Ga), Rondoniana-San Ignacio (1,55 - 1,30 Ga) e Sunsas (1,25 - 1,00 Ga) (Tassinari & Macambira, 1999; Cordani & Teixeira, 2007).

A presente pesquisa está focalizada na província geocronológica Amazônia Central (Carajás), área onde está preservada a crosta continental mais primitiva do Cráton Amazônico (Fig. 4).

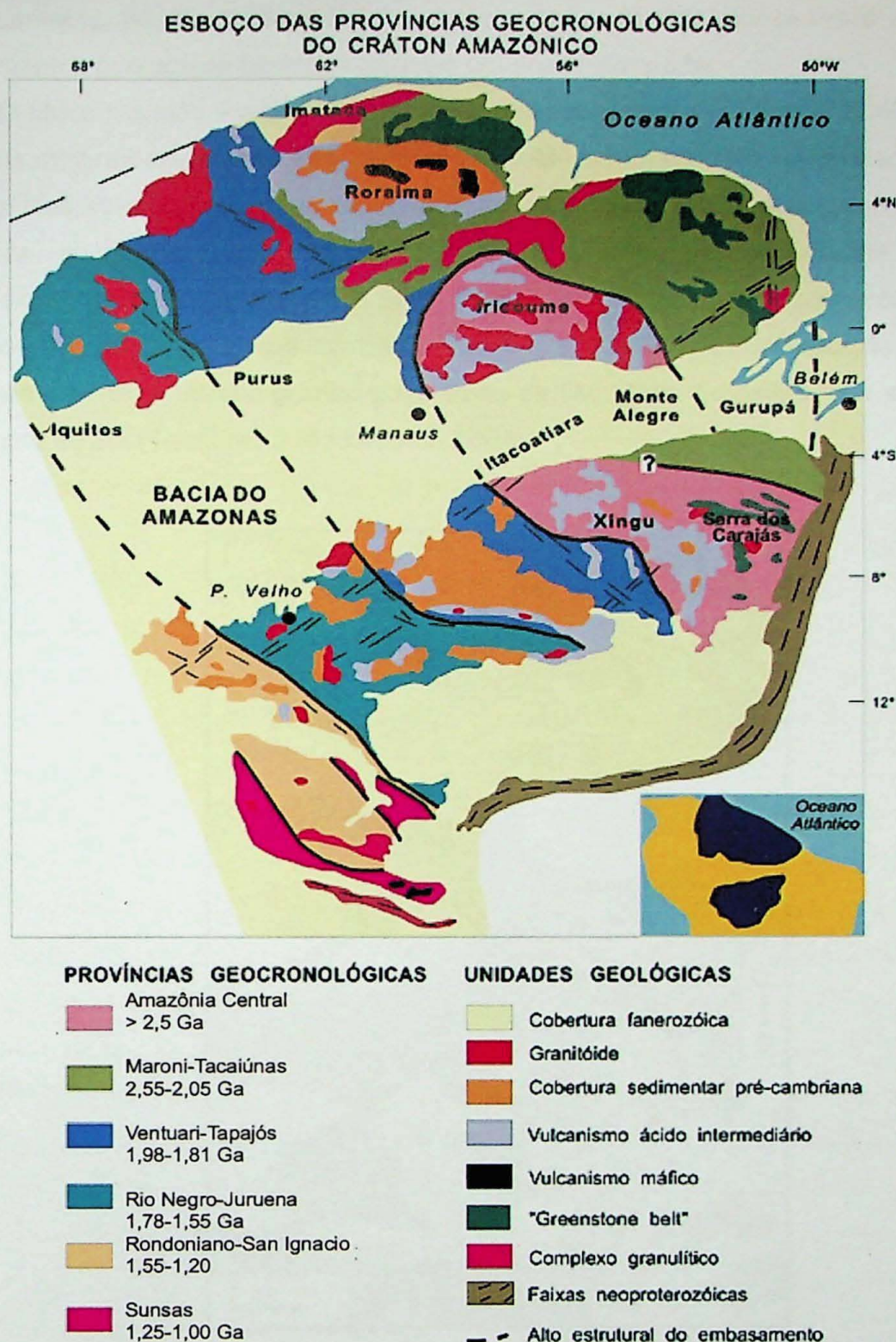


Figura 4: Distribuição das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico retirado de (modificado de Tassinari & Macambira, 2004).

Tassinari & Macambira (1999) seguindo Dall'Agnol *et al.* (1999) dividiram a Província Amazônia Central em dois domínios principais: um a sudoeste do cráton, formada por áreas com embasamento francamente arqueano, denominado Província Mineral Carajás ou bloco Carajás, e outro formado pela faixa de direção SE-NW que vai da região a oeste do bloco Carajás ao Estado de Roraima. Este último setor ainda é uma área muito pouco conhecida

geologicamente, devido a dificuldade de acesso causada pela densa mata e pela falta de levantamentos geológicos básicos regionais em sua maior parte.

O bloco Carajás - a província mineral mais importante do Brasil, contendo grandes depósitos minerais de ferro, cobre, ouro, manganês, níquel e outros - é limitada a leste pelo cinturão Neoproterozóico Araguaia e a norte pela província Paleoproterozóica Maroni-Itacaiúnas, sendo parcialmente coberta a sul e a oeste por seqüências sedimentares fanerozóicas da bacia de Parecis e pelas rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Iriri. Três domínios tectônicos constituem o bloco Carajás: o cinturão de cisalhamento Itacaiúnas a norte, o terreno granito-greenstone de Rio Maria no centro, e o terreno granito-greenstone ao sul (Tassinari & Macambira, 2004).

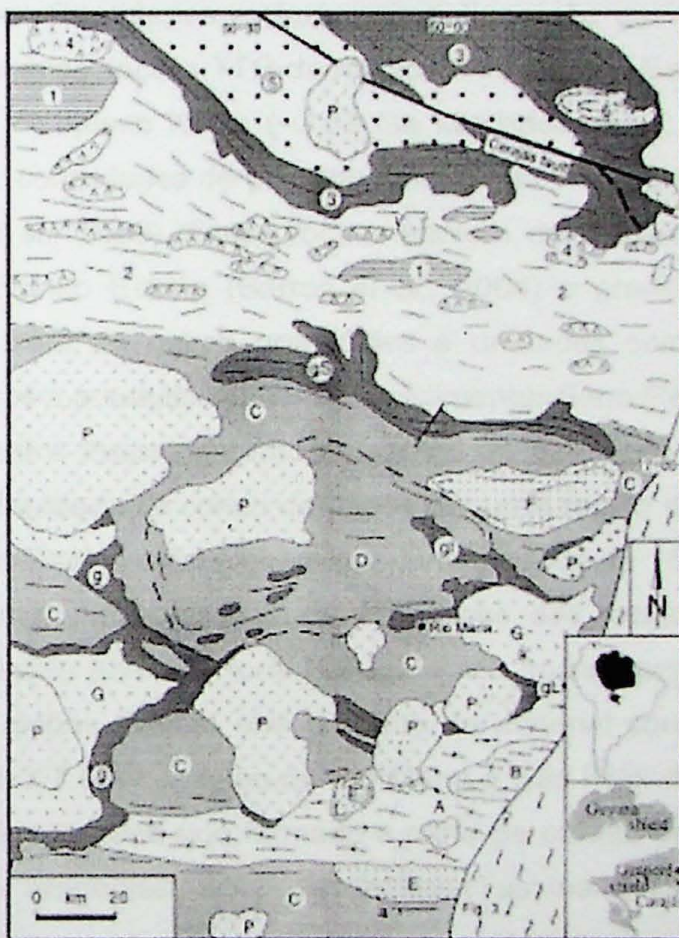


Figura 5: Mapa geológico esquemático da província Carajás (retirado de Althoff et al., 2000). Terreno Carajás: (1) Complexo Pium, (2) Complexo Xingu, (3) Supergrupo Itacaiúnas, (4) Suíte Plaquê, (5) Formação Águas Claras, (6) Complexo Granito Estrela; Terreno Rio Maria: (g) Supergrupo Andorinhas (gS, Sapucaia; gl, Identidade; e gL, Lagoa Seca e greenstones Babaçu), (A) Tonalito Arco Verde Tonalites, (B) Monzogranito Guarantã, (C) Granodiorito Rio Maria, (D) Trondhjemitite Mogno, (E) Monzogranito Mata Surrão, (F) Granito Xinguara, (G) Grupo Rio Fresco e (P) Granitos Palaeoproterozoicos.

O Tonalito Arco Verde é a rocha mais antiga da Província Carajás (~2,95 Ga; Rolando & Macambira, 2002; Macambira & Lancelot, 1996). Ocorre na região de Rio de Maria, juntamente com outras unidades de mesma idade como greenstones do supergrupo Andorinhas, a Serra do Inajá e o complexo máfico-ultramáfico acamadado Serra Azul (Tassinari e Macambira, 2004).

O Granodiorito Rio Maria, primeiramente descrito por Medeiros *et al.* (1987), ocorre próximo à cidade de Rio Maria, mas possui ampla extensão regional. Possui idades U/Pb e Pb/Pb próximas de 2,87 Ga, sendo intrusivo tonalito Arco Verde e no Supergrupo Andorinhas (Pimentel & Machado, 1994; Macambira & Lancelot, 1996). Intrusiva nessas unidades arqueanas ocorre uma associação TTG de grande volume, constituída de batólitos e plútons como o Tonalito Parazônia, Trondhjemitó Mogno, Granodiorito Rio Maria, Granito Mata Surrão, Tonalito Caracol, Monzogranito Guarantã, Granitóides Xinguara, Trondhjemitó Água Fria e Granodiorito Cumaru (Macambira & Lancelot, 1996; Althoff *et al.*, 2000; Leite *et al.*, 2004), todos com idades em torno de 2,87 Ga. Esses granitóides têm caráter sintectônico e suas intrusões encerram a formação dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria e Inajá (Tassinari e Macambira, 2004).

Ao norte do bloco Carajás, as rochas mais antigas são gnaisses e granitóides que são contemporâneos às associações TTG da região de Rio Maria. Essas rochas ao norte de Carajás pertencem ao complexo Xingu (~2,85 Ga Machado *et al.*, 1991) e ao complexo Pium de mesma idade, com idades de protólito detectadas em núcleos de zircão em torno de 3,0 Ga (Pidgeon *et al.*, 2000). Essas rochas servem de embasamento para unidades mais novas como o Granito Estrela (Barros *et al.*, 2004) e granitóides da suíte Plaquê (Avelar *et al.*, 1999), além de outros granitóides e unidades como o complexo máfico Luanda, diques gabróicos e a seqüência vulcano-sedimentar Serra Pelada.

O contexto genético desse conjunto de rochas do complexo Xingu ainda está bem estabelecido, face à dificuldade de coleta de dados em uma região de difícil acesso. Dados geocronológicos U/Pb e Sm/Nd estabelecem um curto período de 150 Ma para a formação do embasamento cristalino, e as assinaturas isotópicas das rochas indicam geração de crosta a partir de materiais juvenis. Porém, é cada vez mais claro, a partir dos estudos realizados, que essas rochas tiveram envolvimento de material continental, como indicam zircões detríticos de até 3,7 Ga na região de Rio Maria e São Félix do Xingu (Macambira *et al.*, 1998). O paleocontinente teria sido formado a partir da colisão de microcontinentes que foram amalgamados por orogenias paleoproterozóicas (Tassinari & Macambira, 2004).

6. MATERIAIS E MÉTODOS

Foi reunido um conjunto que ultrapassa três centenas de dados, entre U/Pb, Pb/Pb, Sm/Nd e análises geoquímicas, compilados em livros, periódicos, teses de doutoramento, dissertações e resumos de congresso publicados a respeito das rochas TTG que formam os terrenos granito-greenstone dos Crátons São Francisco e Amazônico. Em particular, foram realizadas 10 análises geoquímicas em amostras do Complexo Campo Belo (sul Cráton São

Francisco), complementando o projeto com dados desse tipo para a região cratônica com baixo número de dados.

A estratégia envolveu uma compilação no acervo da Biblioteca do IGc-USP, assim como ferramentas de busca da internet, como *Scopus*, *Scielus* e *Google Acadêmico*, fazendo uso da assinatura do IGc de periódicos eletrônicos. Ao mesmo tempo, foram feitos contatos diretos com pesquisadores da UFPA, UFOP, UNICAMP no sentido que localizar bibliografia adicional de interesse para o projeto. Paralelamente, a literatura clássica sobre assuntos ligados a terrenos arqueanos e suítes TTG foi assimilada, para fins de fundamentar as interpretações.

Os dados foram compilados e tratados em programas específicos para geoquímica como o Minpet, além do próprio Excel, para a construção de três dezenas de diagramas de Elementos Terras Raras comparados aos padrões típicos de rochas arqueanas no planeta, diagramas de elementos maiores e histogramas geocronológicos e isotópicos para aferição dos principais períodos evolutivos e a natureza das rochas. A partir desses dados também foram elaboradas tabelas de valores geocronológicos U/Pb para correlação entre unidades litológicas e tabelas de idades modelos T_{DM} Sm-Nd com seus parâmetros $\epsilon_{Nd(t)}$, segundo o método de Ludwig (2000). Este conjunto de dados está organizado em dois anexos apresentados no final do relatório.

Para a finalização do projeto, optou-se pelo aprofundamento da interpretação geoquímica, em vez de se fazer análises adicionais Sm/Nd. Com isso foram elaborados diagramas de elementos maiores e comparando as suítes TTG dos Crátons São Francisco e Amazônico, por exemplo, com a de adakitos e sanukitoides, que têm características geoquímicas semelhantes com algumas suítes TTG (e.g., Martin *et al.*, 2005; Smithies *et al.* 2003).

7. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

A pesquisa vem sendo realizada desde julho do ano passado, inicialmente com apoio financeiro do CNPq, reunindo desde então todos os trabalhos relevantes ao projeto, com dados químicos e geocronológicos, aos quais foram possíveis ter acesso. Em paralelo a esta compilação foram construídos diagramas a partir dos dados da literatura, desenvolvendo a interpretação fundamentada nos métodos U/Pb e Sm/Nd e a partir de modelos geotectônicos no Arqueano, apresentados em artigos em periódicos e livros estrangeiros e em revistas nacionais.

As dificuldades encontradas deveram-se basicamente a extensa e dispersa literatura brasileira existente sobre o tema, parte dela ainda não publicada ou publicada de maneira incompleta em congressos. Por outro lado, as interpretações nos trabalhos consultados têm abordagens e profundidades distintas, o que tornou complexa interpretação integrada dos dados, em especial os de natureza geoquímica. Isso levou a conclusão de que a realização de um mapa conforme proposta no projeto inicial seria inviável, pela dificuldade em obter todos os dados analíticos a partir da consulta da literatura, embora se reconheça tentativas bem sucedidas realizadas por Cordani *et. al* (1988), Sato (1998) e Tassinari (1996). Foram encontradas ainda dificuldades para a compilação dos dados referentes ao Cráton Amazônico, por este possuir um acervo publicado com menor número de dados (em rochas arqueanas) comparativamente com o Cráton São Francisco.

Com isso, foi possível integrar resultados e tecer conclusões a respeito das características do Arqueano em terrenos cratônicos da América do Sul, conforme apresentado no item 10.

PLANEJAMENTO - TF 08/11												
MÊS	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Compilação Bibliográfica												
Tratamento dos Dados Compilados												
Projeto Inicial												
Integração dos Resultados												
Relatório de Progresso												
Análises Geoquímicas												
Entrega e Apresentação da Monografia												

Finalmente, a oportunidade de leitura de uma grande quantidade de trabalhos possibilitou uma visão mais adequada da complexidade dos processos de formação de rochas arqueanas, completando a experiência acadêmica.

8. RESULTADOS

Os resultados obtidos (dados geoquímicos inéditos e publicados, dados U/Pb e Sm/Nd – Tabela 1 e Apêndices I e II) foram separados, analisando-se separadamente em cada um dos Crátons as características geocronológicas e geoquímicas das rochas arqueanas. Cabe também notar que não foi exequível apresentar em um anexo os dados geoquímicos publicados, face ao grande volume de dados trabalhados, da ordem de várias centenas.

8.1 CRÁTON SÃO FRANCISCO

8.1.1 GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA

Os histogramas das figuras 6 e 7, que incluem as rochas TTG e associadas da região norte e sul do Cráton, são constituídos por cerca de 50 amostras analisadas pelos métodos Sm/Nd e U/Pb. Assumindo-se que uma maior frequência de idades U/Pb e T_{DM} representaria picos de eventos geológicos mais significativos, o histograma sugere a existência de eventos de formação de crosta continental, entre 2,7 e 2,8 Ga nas duas regiões, e entre 2,8 e 2,9 Ga na região sul. Há ainda um conjunto de idades entre 3,0 e 3,5 Ga, indicativo de formação primitiva crustal no norte do Cráton, porém esta distinção pode ser aparente, uma vez que a região sul conta com um número menor de dados geocronológicos em rochas do embasamento, comparativamente com a parte setentrional cratônica. A corroborar esta hipótese, existem idades U/Pb em zircões detriticos que apontam a presença pretérita de crosta paleoarqueana também na região sul do Cráton.

Os picos de idades T_{DM} são mais antigos que essas idades de formação de crosta continental, o que pode indicar eventos distintos de adições do manto que viria a constituir a crosta mais tarde, conforme indicado pelas idades U/Pb.

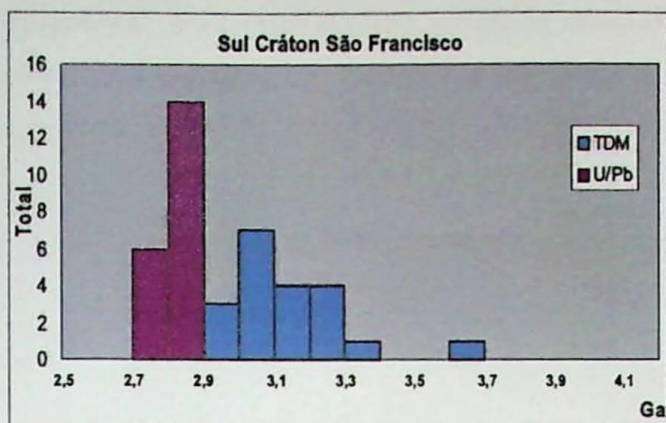


Figura 6: Proporção relativa entre idades modelos T_{DM} e Idades U/Pb para as mesmas amostras no Sul do Cráton São Francisco.

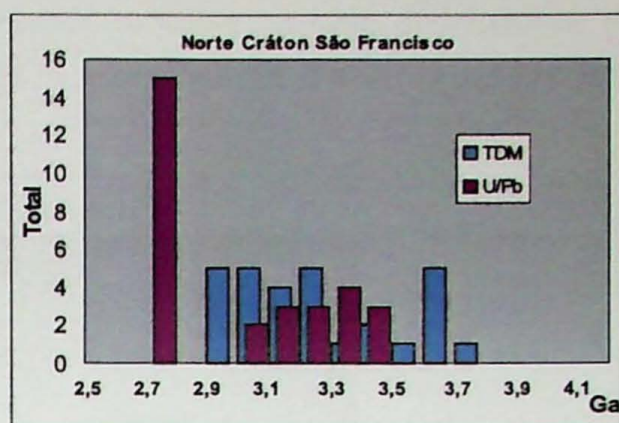


Figura 7: Proporção relativa entre idades modelo T_{DM} e idades U/Pb para as mesmas amostras no Norte do Cráton São Francisco.

A figura 8 apresenta uma proporção relativa entre valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ das mesmas amostras das figuras anteriores, modelados para suas respectivas idades U/Pb. Adota-se no presente trabalho a premissa que valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ superiores a $-1,0$ refletiriam materiais juvenis de curtíssima vivência crustal derivados de manto empobrecido ou tipo CHUR/manto enriquecido.

O gráfico aponta uma proporção maior de material retrabalhado do que material juvenil na constituição da crosta arqueana, principalmente nos materiais mais novos de cada pulso acrescionário. Isto sugere que a dinâmica termal enérgica do manto arqueano proporcionaria o retrabalhamento mais efetivo da crosta pré-existente gerada durante vários ciclos.

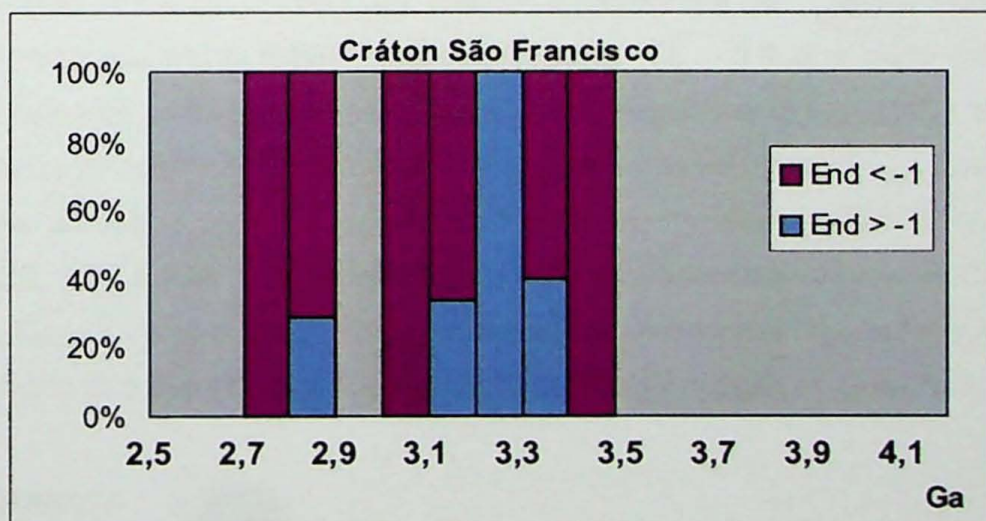


Figura 8: Proporção entre crosta juvenil e retrabalhada no Cráton São Francisco

A figura 9 apresenta os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ das amostras em função de sua idade de cristalização U/Pb, desde pelo menos 3,4 Ga. Cerca de 75% das amostras possui valores significativamente negativos (cf. Fig. 8), sugerindo que grande parte crosta continental no

Arqueano teve significativa vivência crustal anterior, inclusive no caso dos terrenos mais antigos identificados geocronologicamente até o momento na Bahia (e.g., Nutman & Cordani, 1993).

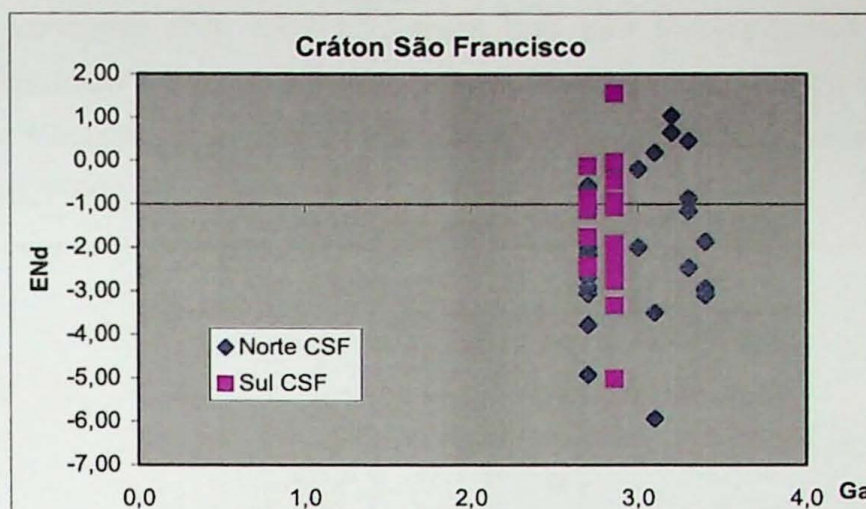


Figura 9: Relação de valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ em função do tempo no Cráton São Francisco.

Nesse sentido, alguns exemplos podem ser destacados. No caso dos maciços Mariana e Serra dos Eixos (Santos Pinto, 1998) constituintes do bloco Gavião, e no granitóide Araci do bloco Serrinha (Sato, 1998), valores $\epsilon_{Nd(t)}$ são positivos para o período entre 3,1 e 3,3 Ga, sugerindo adições juvenis na época, sem ou com muito pouco tempo de vivência crustal. Amostras do bloco Jequié (2,7 Ga) e bloco Uauá (3,0 Ga) (Sato, 1998) também apresentam valores $\epsilon_{Nd(t)}$ juvenis, entre 0 e -1,0. Por outro lado, amostras do maciço Sete Voltas, que possui idades U/Pb por volta de 3,4 Ga (Nutman, 1994), apresentam um valor de $\epsilon_{Nd(t)}$ por volta de -3,0 (Martin, 1990), sugerindo retrabalhamento de um componente crustal no seu processo petrogenético.

Na região Sul uma amostra do Tonalito Samambaia de 2,78 Ga (idade U/Pb), do complexo Bonfim (Carneiro 1998), possui valor $\epsilon_{Nd(t)}$ de -0,9 que pode também sugerir geração de material juvenil neste setor, com baixa contaminação crustal. Os gnaisses do complexo Belo Horizonte também apresentam estas características ($\epsilon_{Nd(t)}$ juvenil, de -0,92 e +0,12). As amostras do complexo Campo Belo, que possui idades U/Pb SHRIMP em zircão de 3,20, 3,05 e 2,84 Ga (Teixeira *et al.*, 1996) apresentam valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -2,4 e +1,55. Os $\epsilon_{Nd(t)}$ juvenis correspondem as amostras com idades T_{DM} mais novas (3,0 e 2,9 Ga), ao contrário das outras amostras com protólitos mais antigos (T_{DM} entre 3,3 e 3,1 Ga).

8.1.2 GEOQUÍMICA

Foi realizada uma integração dos resultados dos elementos terras raras (ETR) para rochas da região norte e sul.

Em geral, as rochas do bloco Gavião (idade por volta de 3,4 Ga), apresentam um padrão geoquímico de ETR típico de terrenos arqueanos, inclinado, com enriquecimento em ETR leves e empobrecimento em ETR pesados, além de fraca anomalia em Eu (Santos

Pinto, 1998; Martin, 1997; Bastos Leal, 1998) (Fig. 10). Anomalias em Eu são controladas principalmente por feldspatos, particularmente em magmas félsicos, devido à compatibilidade de Eu (presente no estado divalente) em plagioclásios e feldspatos potássicos, em contraste com ETR trivalentes que são incompatíveis. Deste modo a remoção de feldspato de um magma félsico por fracionamento mineral ou a fusão parcial de uma rocha, onde feldspato é retido na fonte dá origem a uma anomalia negativa de Eu no fundido (Rollinson, 1993).

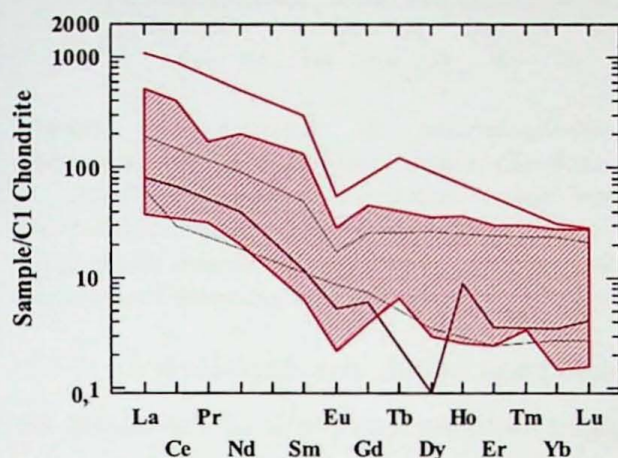


Figura 10: Padrão de elementos terras raras (normalizado aos condritos) com o perfil inclinado típico dos terrenos arqueanos do bloco Gavião (campo hachurado vermelho) comparado à composição média de TTGs arqueanos (campo cinza) (Condie, 1981). A curva vermelha com valores anormalmente altos representa a amostra BR-JC-45c do bloco Gavião e a curva com anomalia negativa em Dy representa a amostra ARA-170 do maciço Aracatu.

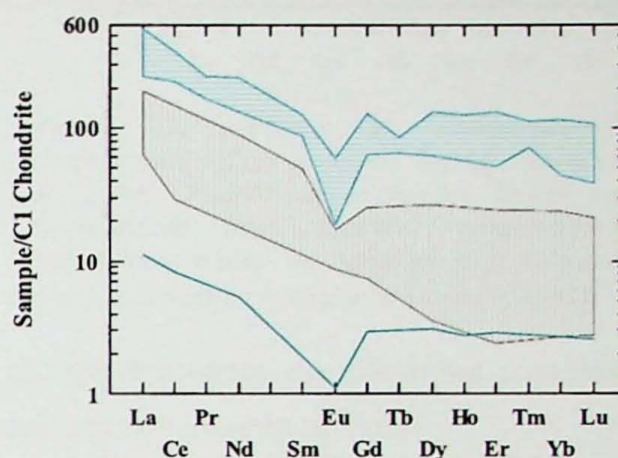


Figura 11: Padrão de elementos terras raras (normalizado aos condritos) com o perfil mais reto do maciço Mariana (campo hachurado azul) que o típico padrão inclinado dos terrenos Arqueanos do bloco Gavião comparados à composição média de TTGs arqueanos (campo cinza) (Condie, 1981). O padrão distinto, abaixo dos demais campos é o da amostra MAR-136.

Em contraste, o maciço Mariana (Fig. 11), (idade 3,3 Ga) apresenta um padrão de ETR mais horizontalizado e mais enriquecido, com exceção de uma amostra que exibe empobrecimento em todos os ETR. Não há empobrecimento em ETR pesados, diferentemente do resto do bloco (Santos Pinto, 1998). Cabe notar que os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ modelados para o maciço Mariana chegam a + 0,5 enquanto a maioria das rochas do bloco arqueano tem valores mais negativos, chegando a -3,1. Isso pode sugerir uma gênese diferente para esse maciço, já que seu perfil geoquímico não é típico de rochas TTG formadas a partir de fusão de crosta oceânica subductada, como propuseram Martin *et al.* (2005).

O bloco Jequié (2,8-2,6 Ga) composto de charnoquitos e charnoenderbitos, também apresenta o padrão típico dos terrenos arqueanos (Fig. 12 e 13), porém, os charnoenderbitos do tipo (CH2) são um pouco mais enriquecidos em ETR do que a média mundial (Barbosa *et al.*, 2004). Os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ variam entre -3,0 e -0,6, sugerindo participação de material crustal primitivo na gênese destas rochas.

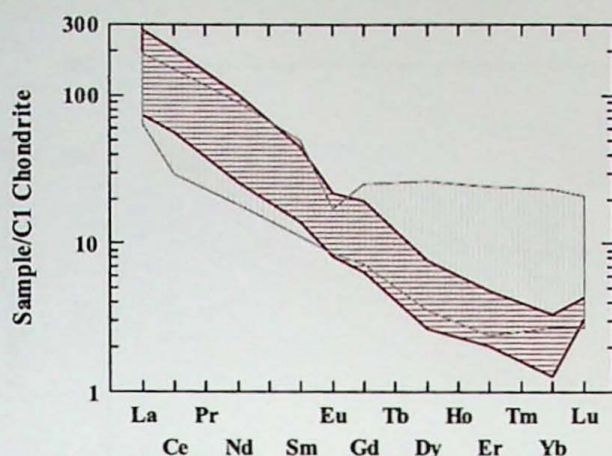


Figura 12: Amostras de charnoenderbitos-charnoquitos (CH1) do bloco Jequié, (Barbosa et al. 2004). Padrão de elementos terras raras (normalizado aos condritos) comparados à composição média de tonalito e trondhjemitos arqueanos (campo hachurado) (Condie, 1981).

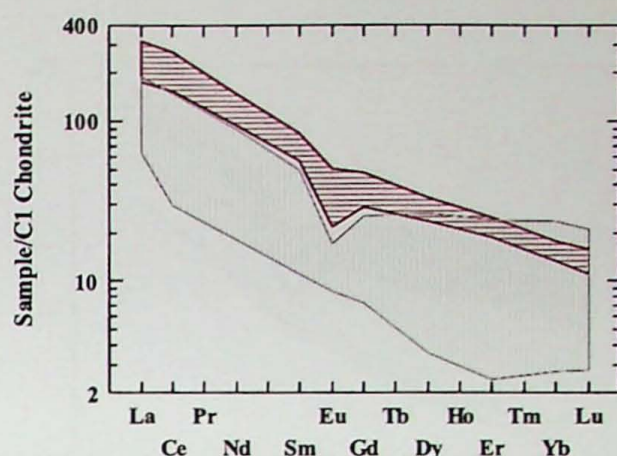


Figura 13: Amostras de charnoenderbitos-charnoquitos (CH2) do bloco Jequié, (Barbosa et al. 2004). Padrão de elementos terras raras (normalizado aos condritos) comparados à composição média de tonalito e trondhjemitos arqueanos (campo hachurado) (Condie, 1981).

A avaliação dos dados compilados nas rochas arqueanas de diferentes complexos da região sul do Cráton apresentam padrão geoquímico semelhante ao norte.

Amostras do gnaiss do complexo Belo Horizonte mostram enriquecimento em K_2O e teores baixos em Na_2O , e plotam em sua maioria no campo trondhjemitico, exceto por duas amostras que plotam no campo granítico. Observa-se claramente como o padrão de ETR deste gnaiss (idade de 2,82 Ga) se enquadra no contexto mundial de rochas arqueanas (Fig. 14): um padrão inclinado, com empobrecimento em ETR pesados e leve anomalia em Eu. Já o padrão dos migmatitos deste complexo apresenta valores um pouco acima da média mundial em ETR leves e uma anomalia mais forte em Eu (Noce, 1997). Os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ neste bloco são maiores que -1,0. Ressalte-se que esses valores "juvenis" foram obtidos para rochas mais jovens que o maciço de Mariana, o que sugere a presença de eventos acrescionários em diferentes períodos do arqueano, conforme já apontado nos histogramas geocronológicos.

No contexto do complexo Bonfim (2.78 - 2.70 Ga; Carneiro, 1992), as amostras do Gnaiss Alberto Flores encontram-se em sua maioria no campo trondhjemitico, enquanto as amostras do Gnaiss Souza Noschese de composição granítica situam-se no mesmo campo do Granito Brumadinho. Observa-se que o Tonalito Samambaia apresenta valores de ETR leves um pouco superiores ao campo da média global, e o Granito Brumadinho (2,70 Ga) possui valores de ETR pesados um pouco abaixo da média, porém, no geral todos apresentam o padrão inclinado com empobrecimento em ETR pesados. O Tonalito Samambaia e o gnaiss Souza Noschese apresentam anomalias em Eu, o que contrasta com o padrão do Granito Brumadinho e gnaiss Alberto Flores (Fig. 15). O complexo Bonfim apresenta, em sua maioria, valores $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos, variando entre -0.9 e -3.0 sugerindo, portanto uma gênese com variável contaminação de material crustal, corroborado pelos padrões variáveis de ETR em suas rochas que em geral exibem anomalias negativas de Eu.

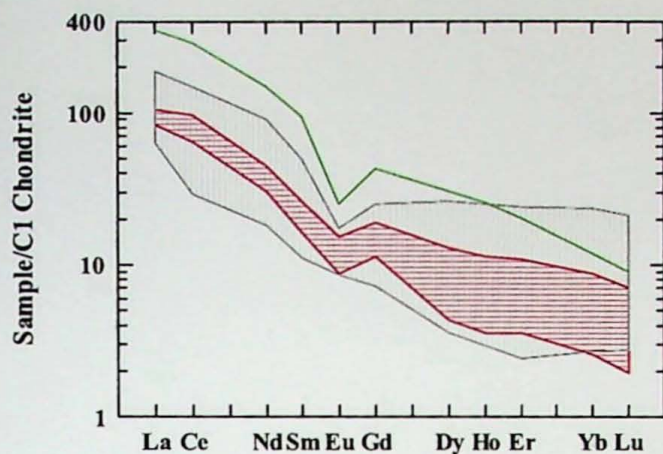


Figura 14: Amostras N-38A, N-37A, N-69, N-71, N-67, N-59 e N-33^a (Noce, 1997), padrão de elementos terras raras (normalizado aos condritos) do Gnaiss Belo Horizonte (campo vermelho) e do Gnaiss Migmatítico (curva verde) comparados à composição média de tonalito e trondhjemitos arqueanos (campo hachurado) (Condie, 1981).

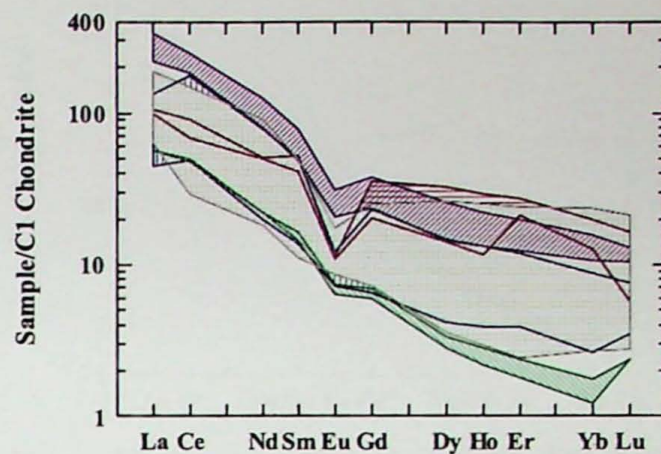


Figura 15: Comportamento de elementos ETR da crosta arqueana do complexo Bonfim (2.86 Ga e 2.70 Ga) comparados à composição média de tonalitos e trondhjemitos arqueanos (campo hachurado cinza-claro) (Condie, 1981). Campos hachurados: **Marrom** = Gnaiss Souza Noschese, **Verde** = Granito Brumadinho, **Azul** = Gnaiss Alberto Flores, **Roxo** = Tonalito Samambaia (Carneiro 1998).

As análises geoquímicas disponíveis para duas amostras do mesossoma do gnaiss migmatítico predominante do Complexo Passa Tempo (Campos, 2004), indicam padrões de ETR para o mesossoma inclinados, com empobrecimento em ETR pesados e fraca anomalia em Eu, mas apresentam valores de ET leves um pouco acima do comum para crosta arqueana (Figs. 16 e 17).

Essas amostras de mesossoma representam duas unidades litoestratigráficas que Campos (2004) incluiu na suíte Samambaia (integrante do complexo Passa Tempo): o Trondhjemitó Aureliano Mourão, que tem idade U/Pb em zircão de aproximadamente 2810 Ma e o Granito Bom Sucesso que também foi datado pelo método U/Pb e apresenta idade $2753 \pm 11 / -9,5$ Ma. Pelo menos uma dessas idades é comparável com a do complexo Belo Horizonte (Noce, 1998), permitindo uma correlação com o complexo Passa Tempo. Em adição, três amostras de granulitos (Pinese, 1997), da região de Lavras (do complexo Passa Tempo), apresentam idades modelo T_{DM} entre 3,2 e 31 Ga. O parâmetro $\epsilon_{Nd(t)}$ é negativo quando modelado para 2,66 Ga (idade de migmatização tardia regional), indicando envolvimento de material crustal neste processo metamórfico.

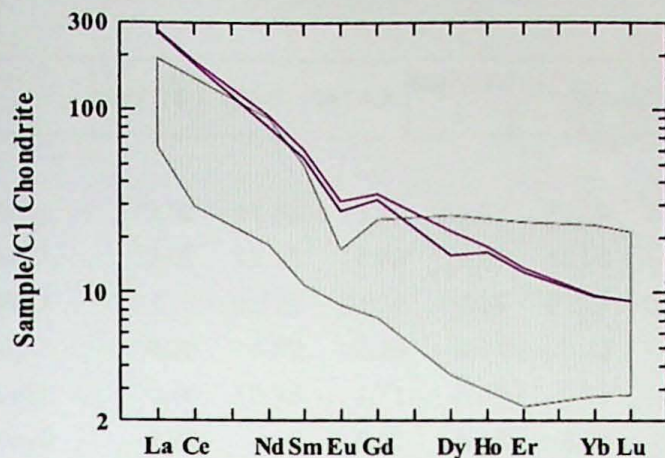


Figura 16: Amostras JC 1407A e JC 1407F do mesossoma do gnaiss migmatítico (Campos 2004), padrão de elementos terras raras normalizado aos condritos comparados à composição média de tonalitos e trondhjemitos arqueanos (campo hachurado) (Condie, 1981).

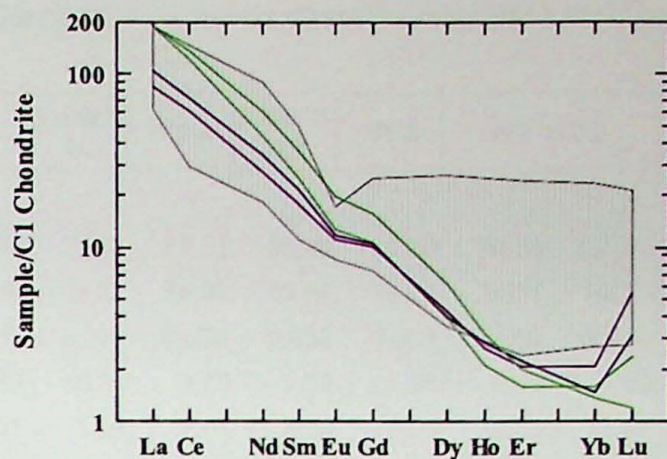


Figura 17: Amostras JC 1353 D e JC 1353 E do Trondhjemitó Aureliano Mourão (verde) e Amostras JC 1554 A e JC 1554 E do granito Bom Sucesso (roxo) (Campos 2004), padrão de elementos terras raras normalizado aos condritos comparados à composição média de tonalitos e trondhjemitos arqueanos (campo hachurado) (Condie, 1981).

Cabe ressaltar que, para esta monografia, foi obtida uma dezena de análises químicas ICPMS de elementos maiores e menores em rochas do Complexo Campo Belo (3,20 – 2,84 Ga) – Tabela 1). De modo geral, estas análises apresentaram altos valores de SiO₂ (entre 75,09 e 63,57 % em peso), baixa concentração de Na₂O e CaO (Na₂O + CaO < 9,73 % em peso), de MgO (entre 0,20 e 1,81 % em peso) e de Y (< 55 ppm). Estas composições são importantes e características de suítes adakíticas do tipo HSA, como já foi apontado na introdução e será mais discutido adiante. Além disso, as amostras apresentam composições típicas de TTG (Martin *et al.*, 2005), como concentrações de SiO₂ acima de 64%, como já mostrado, altas concentrações de Na₂O (entre 2,65 e 6,18% em peso), e empobrecimento em elementos ferromagnesianos (Fe₂O₃ + MgO + MnO + TiO₂ < 6,999).

Cita-se, porém, que a amostra WT-2 não se enquadra na maioria das características apontadas acima, possuindo apenas 51,46 % em peso de SiO₂, concentração de Na₂O + CaO superior a 14% em peso, elevado teor de MgO (6,82 % em peso) e elementos ferromagnesianos (Fe₂O₃ + MgO + MnO + TiO₂ = 17,77% em peso).

Tabela I: Análises Geoquímicas do Complexo Campo Belo (dados desta monografia)

	WT-19	WT-2	WT-6A	SB/WT-2	WT-6B	SB/WT-2L	WT-4	SB/WT-1a2	WT-8	WT-17D2		
SiO ₂	72,92	51,46	73,55	63,57	75,09	75,24	74,13	71,53	66,35	66,60	72,38	72,18
Al ₂ O ₃	13,92	15,15	14,73	19,09	13,26	13,38	13,25	14,96	15,54	15,54	14,31	14,35
MnO	0,015	0,172	0,014	0,038	0,027	0,027	0,021	0,024	0,052	0,057	0,010	0,018
MgO	0,20	6,82	0,35	0,71	0,23	0,22	0,35	0,70	1,81	1,58	0,49	0,50
CaO	0,49	10,98	1,71	3,55	0,91	0,91	1,39	2,44	2,89	3,63	2,35	2,43
Na ₂ O	2,65	3,16	5,03	6,18	3,92	3,78	3,38	4,95	4,27	4,99	4,22	4,22
K ₂ O	7,87	0,26	2,79	2,60	4,72	4,72	4,66	2,14	3,02	1,70	2,31	2,46
TiO ₂	0,107	0,985	0,179	0,261	0,113	0,115	0,215	0,277	0,570	0,452	0,230	0,278
P ₂ O ₅	0,031	0,085	0,042	0,187	0,022	0,020	0,047	0,101	0,182	0,179	0,060	0,074
Fe ₂ O ₃	0,97	9,79	1,29	2,10	1,08	1,08	1,55	1,83	4,26	3,91	2,17	2,21
Loi	0,66	0,60	0,44	1,00	0,32	0,35	0,52	0,73	0,85	0,86	0,96	0,95
Total	99,83	99,46	100,13	99,29	99,69	99,84	99,51	99,68	99,79	99,50	99,49	99,67
Ba	480	301	596	472	403	420	606	895	745	466	529	526
Ce	72	< 35	< 35	51	56	60	66	44	< 35	113	90	51
Co	< 6	70	< 6	9	< 6	< 6	14	< 6	16	31	< 6	< 6
Cr	< 13	395	31	17	13	15	< 13	< 13	103	57	< 13	< 13
Cu	< 5	44	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	25	25	< 5	< 5
Ga	17	16	20	27	18	18	19	19	21	21	20	21
La	45	< 28	< 28	< 28	44	31	40	< 28	29	69	31	< 28
Nb	14	< 9	11	14	19	19	16	11	12	18	15	15
Nd	19	34	< 14	< 14	19	15	19	< 14	22	41	15	17
Ni	0	169	2	3	2	3	2	4	36	17	4	2
Pb	48	4	25	25	44	44	36	18	18	8	14	13
Rb	267	< 3	114	87	215	214	141	87	134	66	67	74
Sc	< 14	44	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14
Sr	85	152	348	470	117	116	129	434	552	605	166	167
Th	31	< 7	< 7	< 7	33	32	34	7	12	17	17	16
U	8	3	6	5	10	11	17	7	7	6	3	3
V	< 9	320	< 9	28	19	< 9	16	24	56	56	31	20
Y	30	21	20	26	55	55	18	10	17	51	11	9
Zn	27	89	38	53	32	32	34	60	83	82	47	46
Zr	99	47	104	132	112	112	174	151	140	197	178	177

8.2 CRATON AMAZÔNICO

8.2.1 GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA

O Cráton Amazônico, no caso o embasamento cristalino da província Carajás, não conta com um acervo geocronológico, isotópico e geoquímico numeroso como o Cráton São Francisco, o que de certa forma prejudica a representatividade das interpretações.

Foram reunidas neste trabalho cerca de uma centena de amostras com dados Sm/Nd, U/Pb, além de ETR, oriundos de rochas do terreno granito-greenstone Rio Maria e região de Carajás. No histograma da figura 18 observa-se que um pico de geração de crosta entre 2,7 e 3,0 Ga, que inclui o Tonalito Arco Verde (Rolando & Macambira 2003), enquanto que as idades T_{DM} sugerem que a extração de material juvenil do manto deu-se em um intervalo de tempo maior, entre 3,4 e 2,7 Ga, com um pulso acrescionário mais expressivo entre 2,9 e 3,1 Ga. O histograma aponta também, que possivelmente o período de 3,1 Ga represente um importante pico de geração juvenil, com base no maior número de idades T_{DM} .

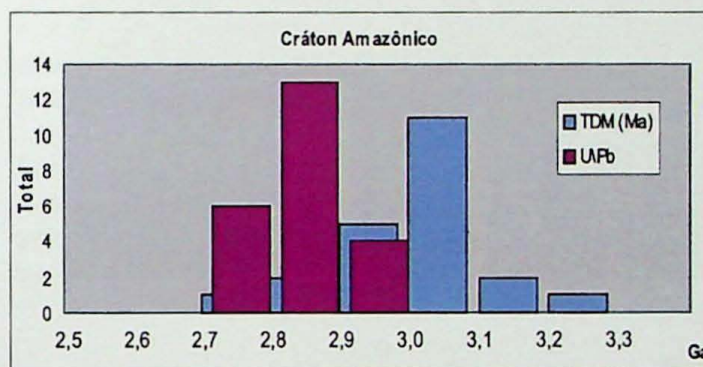


Figura 18: Proporção relativa entre idades modelos T_{DM} e idades U/Pb para as mesmas amostras no Cráton São Francisco.

A figura 19 relaciona os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ das amostras em função das idades de cristalização U/Pb, seguindo-se o mesmo procedimento utilizado para o Cráton São Francisco, ou seja, de que valores superiores que -1,0 são materiais com predominância de componentes juvenis, com um período de residência crustal curto.

No caso da crosta continental arqueana, cerca de 88% das amostras analisadas possui esta assinatura juvenil. Os 22% restantes concentram-se entre 2,8 e 2,7 Ga e representam o granito Estrela, uma intrusão tardia de derivação crustal, situada ao norte do terreno granito-greenstone Rio Maria (Barros *et al.*, 2004).

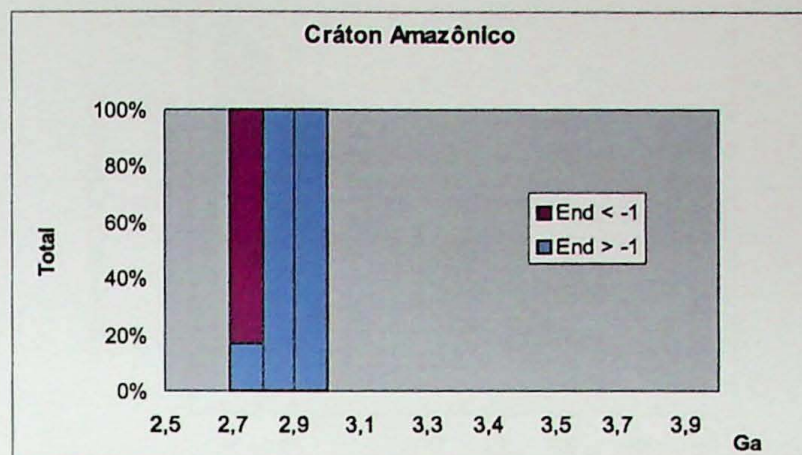


Figura 19: Proporção entre crosta juvenil e retrabalhada no Cráton Amazônico

A figura 20 mostra a relação de $\epsilon_{Nd(t)}$ no tempo, sugerindo através da assinatura isotópica que o material formador da crosta é juvenil (e.g, Tonalito Rio Verde), exceto para o material arqueano mais jovem (granito Estrela), que contempla uma contribuição de crosta continental pré-existente em sua petrogênese, conforme já comentado.

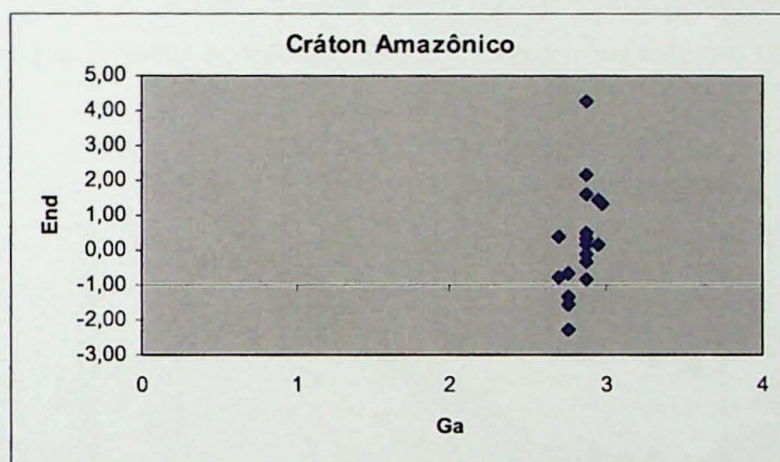


Figura 20: Relação de valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ para a idade U/Pb em função do tempo no Cráton Amazônico.

8.2.2. GEOQUÍMICA

Os dados geoquímicos compilados da literatura referem-se, principalmente aos granitóides do terreno granito-greenstone Rio Maria e às suítes TTG associadas à província Carajás (Schobbenhaus & Brito Neves, 2003).

O Tonalito Arco Verde é a unidade mais antiga do terreno Rio Maria, e consiste de tonalitos e trondhjemitos, com idade de 2957 ± 21 MA (Macambira & Lancelot, 1996; Rolando & Macambira, 2002; Althoff *et al.*, 2000). Seu padrão geoquímico segue o *trend* das suítes arqueanas com baixo teor de K e enriquecimento em Na. O padrão de ETR (Fig. 21) possui forte fracionamento e enriquecimento de ETRL, porém, diferentemente do Cráton São Francisco, essas rochas não apresentam anomalias em Eu (Althoff *et al.*, 2000).

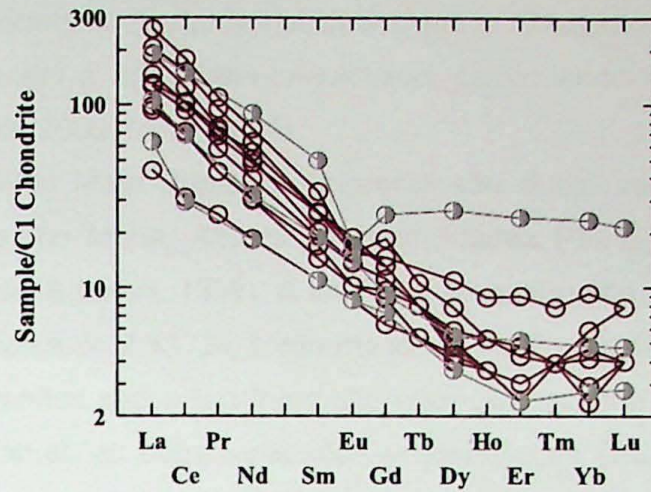


Figura 21: Amostras do tonalito Arco Verde, (Althoff et al. 2000). Padrão de elementos terras raras (normalizado aos condritos) comparados à composição média de tonalito e trondhjemitos arqueanos (cinza) (Condie, 1981).

O Granodiorito Rio Maria possui idades U/Pb e Pb/Pb de 2878 ± 4 MA (Dall' Agnol et al., 1999). A figura 22 apresenta os conteúdos de ETR desta unidade, e aponta as similaridades geoquímicas destas rochas com os terrenos arqueanos do mundo. É característico o enriquecimento acentuado em ETR leves em relação aos ETR e ausência de anomalias em Eu.

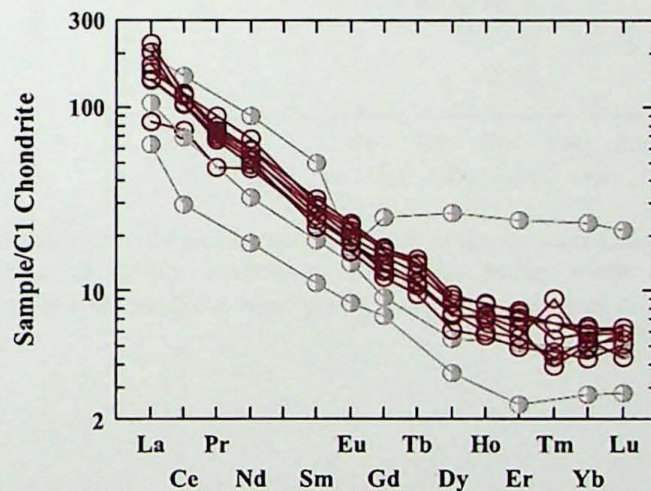


Figura 22: Amostras do Granodiorito Rio Maria da região de Bannach, (Oliveira et al. 2006). Padrão de elementos terras raras (normalizado aos condritos) comparados à composição média de tonalito e trondhjemitos arqueanos (cinza) (Condie, 1981).

Oliveira et al., (2006) realizaram uma comparação geoquímica entre as diversas ocorrências do Granodiorito Rio Maria e concluíram serem todas bastante similares, podendo agrupá-las em uma única suíte magmática. Segundo esses autores as amostras do Granodiorito Rio Maria apresentam caráter metaluminoso e plotam no campo dos granodioritos no diagrama Ab-An-Or. Porém as amostras apresentam enriquecimento e K, fugindo ao comportamento dos granitóides TTG típicos. Além disso, o granodiorito apresenta teores baixos de Al_2O_3 e CaO e conteúdos elevados de MgO, Cr e Ni, assemelhando-se geoquimicamente aos granodioritos arqueanos ricos em Mg das suítes

sanukitóides. Desta forma, os autores concluem que o Granodiorito Rio Maria e rochas associadas correspondem a uma série sanukitóide, confirmando o que outros autores já haviam exposto (Althoff, 2000; Leite, 2004).

Os monzogranitos Mata Surrão e Guarantã são duas unidades mais jovens que cortam o Granodiorito Rio Maria. Ambos possuem idades Pb/Pb em zircão próximas de 2870 ± 10 MA (Barbosa & Lafon, 1996). A idade do monzogranito Guarantã é de 2872 ± 5 MA com herança isotópica de 2,93 Ga, conforme idade Pb/Pb obtida em zircão por Althoff *et al.* (2000). Os monzogranitos seguem o *trend* diferenciação da série calcio-alcálica, e possui padrões ETR semelhantes às outras unidades arqueanas do Cráton (Fig. 23), com forte fracionamento e enriquecimento de ETR leves, e ausência de anomalias em Eu (Althoff *et al.* 2000).

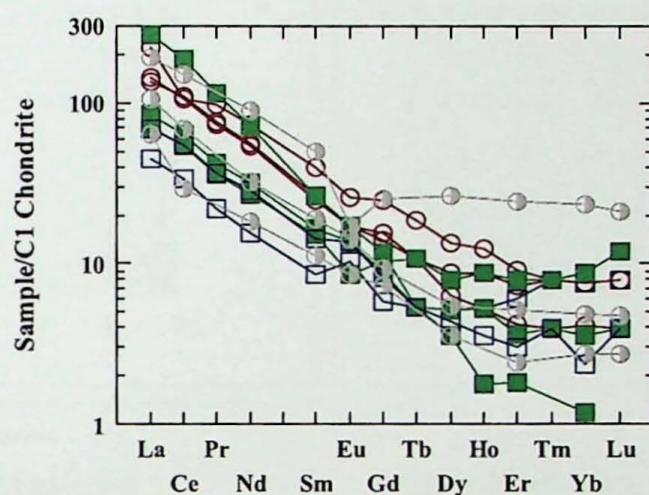


Figura 23: Amostras do monzogranito Mata Surrão (verde) do monzogranito Guarantã (azul) e granitóides Rio Maria (vermelho), (Althoff *et al.* 2000). Padrão de elementos terras raras (normalizado aos condritos) comparados à composição média de tonalito e trondhjemitos arqueanos (cinza) (Condie, 1981).

9. DISCUSSÃO

Como já antecipado, as suítes TTG têm grande similaridade química com adakitos de alto teor de SiO_2 (HSA) o que, segundo vários autores, indicaria uma semelhança petrogenética (ambiente de arco magmático) entre esses dois grupos de rochas. As rochas adakíticas do tipo HSA (alto teor de Na_2O , Ni e Cr, alto Mg# e padrão ETR fracionado, com enriquecimento em ETR leves), seriam o resultado da fusão de basaltos hidratados subductados com variável contaminação por assimilação de peridotitos, durante a ascensão do fluido através da cunha mantélica logo acima da placa subductada.

As figuras a seguir comparam as composições químicas das rochas dos diferentes domínios arqueanos dos Crátos Amazônico e São Francisco com as composições dos dois grupos de adakitos. Como Martin *et al.* (2005) apontam, de modo geral, e principalmente na região norte do Cráton São Francisco, (Fig. 24) é grande a similaridade dos TTG dos dois

Crátons aos HSA, sugerindo que a geração destas rochas ocorreu através da fusão de crosta oceânica subductada, muito embora sejam fragmentos crustais distintos e distantes entre si no tempo e no espaço.

Smithies *et al.* (2003) propõem que no início do Arqueano a relação entre fluxo termal e a grande espessura da crosta oceânica impediria a formação de cunha mantélica, e a fusão da placa produziria magmas que não interagiam com material mantélico. É importante notar que é característico dos adakitos do tipo HSA pouca contaminação do manto peridotítico em sua composição, o que pode indicar que a gênese dos TTG de composição química semelhantes a esses adakitos seja assemelhada.

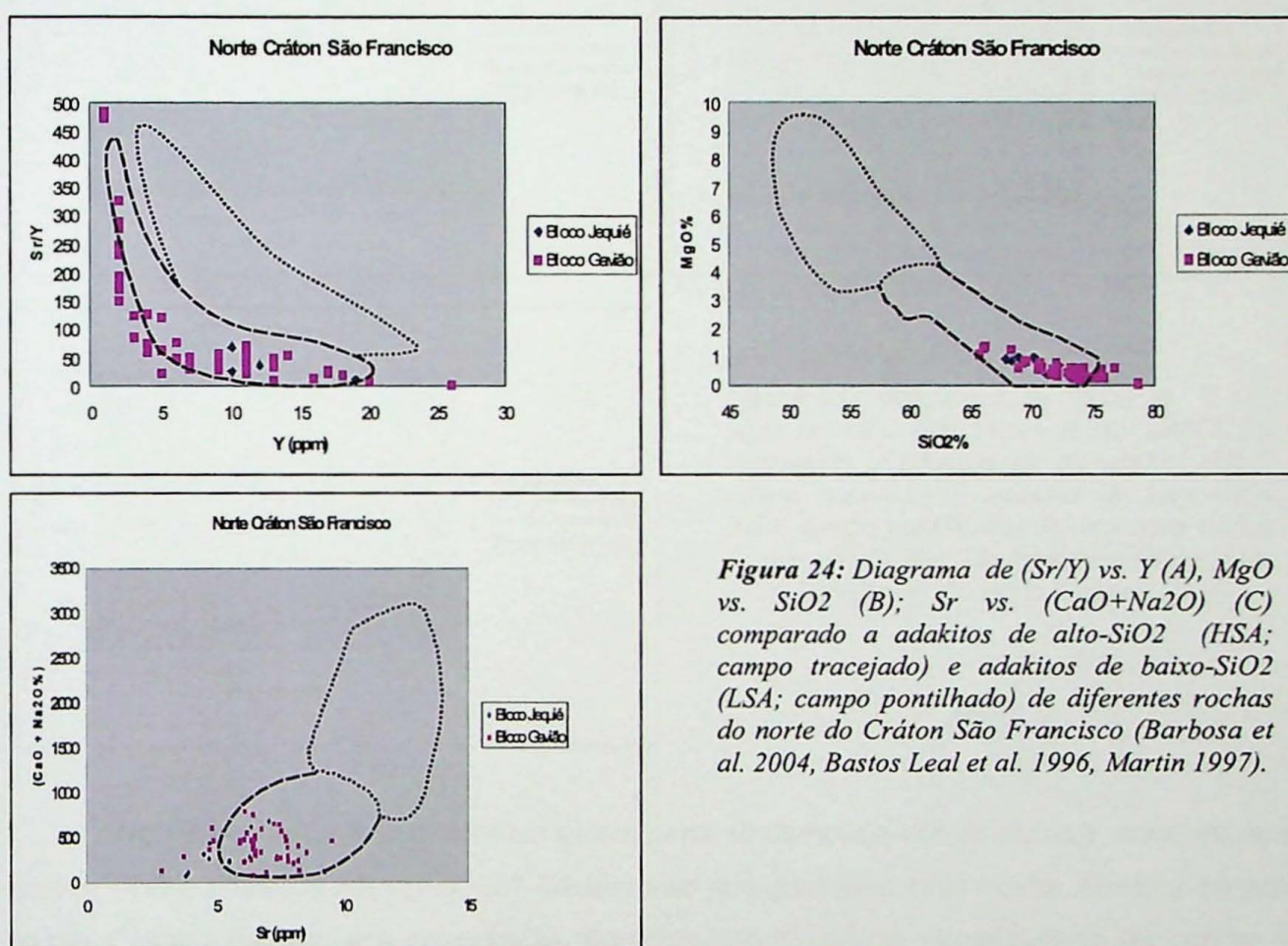


Figura 24: Diagrama de (Sr/Y) vs. Y (A), MgO vs. SiO_2 (B); Sr vs. $(CaO+Na_2O)$ (C) comparado a adakitos de alto- SiO_2 (HSA; campo tracejado) e adakitos de baixo- SiO_2 (LSA; campo pontilhado) de diferentes rochas do norte do Cráton São Francisco (Barbosa *et al.* 2004, Bastos Leal *et al.* 1996, Martin 1997).

Os granitóides arqueanos do Sul do Cráton São Francisco, a exemplo da porção setentrional também guardam, em sua maioria, semelhanças geoquímicas com adakitos do tipo HSA (Fig. 25). De modo geral, as análises realizadas neste projeto (complexo Campo Belo) também corroboram esta interpretação. Três amostras possuem concentrações de Y um pouco superiores ao campo dos adakitos (WT-19, WT-2, WT-6A), e duas apresentam concentrações muito acima (WT-6B e SB/WT-1a2). Cita-se novamente que a amostra WT-2 é muito diferente das demais, com baixa concentração de SiO_2 e elevados teores de MgO e $CaO+Na_2O$, plotando no campo dos adakitos de baixo teor de sílica (LSA). Além disso, a

amostra SB/WT-2 contém um teor de SiO_2 (63,57% em peso) um pouco abaixo do campo dos HSA.

Essa variação composicional pode apontar para um maior grau de interação com o manto peridotítico na geração das rochas arqueanas da região sul do Cráton São Francisco, em relação a região norte, ou mesmo para heterogeneidades no manto que refletiriam nestas variações geoquímicas entre as unidades.

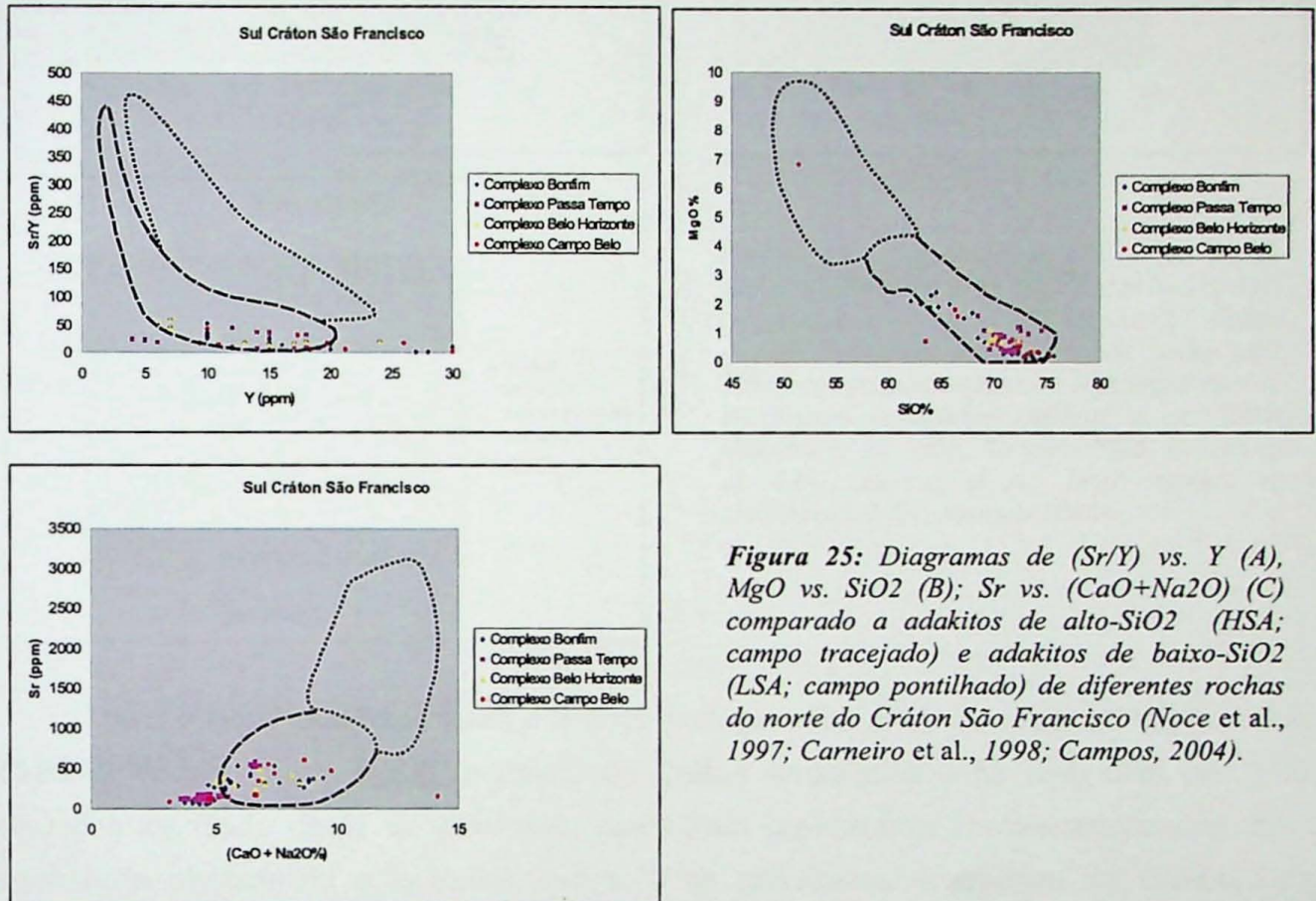


Figura 25: Diagramas de (Sr/Y) vs. Y (A), MgO vs. SiO₂ (B); Sr vs. (CaO+Na₂O) (C) comparado a adakitos de alto-SiO₂ (HSA; campo tracejado) e adakitos de baixo-SiO₂ (LSA; campo pontilhado) de diferentes rochas do norte do Cráton São Francisco (Noce et al., 1997; Carneiro et al., 1998; Campos, 2004).

No Cráton Amazônico também existe certa similaridade composicional entre as duas suítes TTG e adakitos HSA (Fig. 26). Observa-se que unidades mais novas, como a intrusão tardia Granito Estrela, e a associação tonalítica-trondhjemítica neoarqueana da região de Canaã dos Carajás são as mais dispare, distanciando-se dos campos peculiares dos HSA, o que pode indicar maior interação com o manto peridotítico na geração desses granitóides mais jovens.

É válido lembrar que os diferentes granitóides da região de Rio Maria foram interpretados por Oliveira *et al.* (2006) e outros autores como sendo parte da suíte sanukitóides, constituída de rochas félsicas intrusivas ou vulcânicas, do Arqueano tardio, com características geoquímicas (baixos teores de Al_2O_3 e CaO e conteúdos elevados de MgO, K, Cr e Ni) que apontam para uma origem a partir da refusão de um peridotito previamente metassomatizado, pela adição da fusão de uma crosta oceânica subductada (Martin *et al.*, 2005).

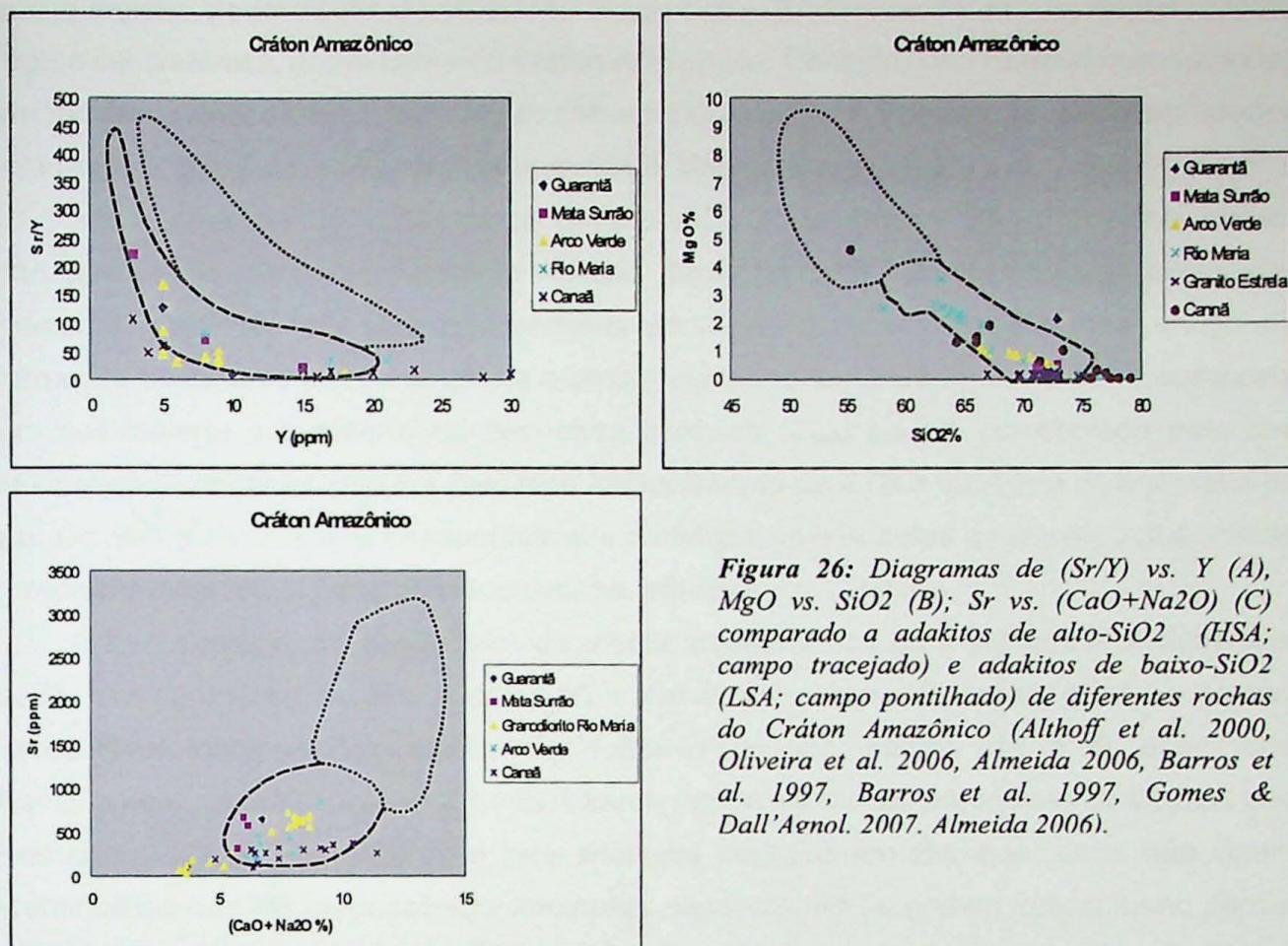


Figura 26: Diagramas de (Sr/Y) vs. Y (A), MgO vs. SiO₂ (B); Sr vs. (CaO+Na₂O) (C) comparado a adakitos de alto-SiO₂ (HSA; campo tracejado) e adakitos de baixo-SiO₂ (LSA; campo pontilhado) de diferentes rochas do Cráton Amazônico (Althoff et al. 2000, Oliveira et al. 2006, Almeida 2006, Barros et al. 1997, Barros et al. 1997, Gomes & Dall'Agnol. 2007, Almeida 2006).

Isso sugere uma importante diferença petrogenética entre as rochas TTG dos dois Crátons, sendo que a crosta arqueana do Cráton Amazônico seria composta por TTG oriundos de fusão direta de um manto peridotítico previamente metassomatizados, com assinatura geoquímica e isotópica jovens, e os granitóides arqueanos do Cráton São Francisco seriam formados a partir da fusão de basaltos subductados, com variável contaminação do manto peridotítico durante a ascensão do magma, e posteriormente retrabalhados em processos de diferenciação crustal, como também apontam suas características geoquímicas e isotópicas.

10. CONCLUSÕES

Neste trabalho de formatura foram apresentadas interpretações advindas da integração de dados isotópicos e geoquímicos de terrenos arqueanos (granito-greenstone) selecionados dos Crátons São Francisco e Amazônico. Com base na avaliação de todos os resultados, as seguintes conclusões podem ser feitas:

1. A maior frequência de idades U/Pb e T_{DM} representaria eventos geológicos mais significativos, sendo que o Cráton São Francisco apresenta dois conjuntos de dados U/Pb, indicando uma época de formação crustal entre 3,0 e 3,5 Ga e entre 2,7 e 2,9 Ga. Isto revela uma geração de crosta mais antiga que a do Cráton Amazônico, cuja principal época

de formação crustal situa-se entre 2,7 e 3,0 Ga, com base nas datações U/Pb. Cabe notar que o registro de formação de crosta tão antiga (3,0 – 3,5 Ga) ainda não foi identificado na região sul cratônica, assim como no Cráton Amazônico. Contudo, vale lembrar que datações em zircões detríticos tanto em Carajás como no Quadrilátero Ferrífero já revelaram idades mais velhas que 3,5 Ga (Macambira *et al.* 1998; Machado *et al.*, 1996)

2. Cerca de 75% da crosta arqueana TTG do Cráton São Francisco possui participação de crosta pré-existente em sua formação, com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos, menores que -1,0. Isto sugere novamente participação de uma crosta mais antiga na formação desta crosta continental. Já a crosta arqueana do Cráton Amazônico é composta em sua maioria por material de assinatura isotópica ($\epsilon_{Nd(t)}$) juvenil, corroborada pela sua assinatura geoquímica peculiar com forte fracionamento de ETR e ausência de anomalia de Eu. Os dados obtidos também apontam que o material crustal passa a ter mais influência de crosta pré-existente a partir do Neoarqueano, em ambos os Crátons.

3. A composição geoquímica da crosta arqueana dos dois Crátons é distinta com base nas comparações dos padrões ETR em suas rochas. De modo geral as rochas apresentam composições típicas de suítes TTG, um padrão de ETR com forte fracionamento e enriquecimento de ETR leves, porém as rochas arqueanas do Cráton São Francisco exibem em geral uma leve anomalia negativa em Eu, que ainda não foram identificadas no Cráton Amazônico. Anomalias negativas em Eu podem indicar fusão parcial de uma rocha onde feldspato é retido na fonte, o que corrobora com as evidências isotópicas (valores de ϵ_{Nd} negativos) de que a crosta do Cráton São Francisco tem mais participação de crosta antiga retrabalhada, o que reflete que a petrogênese dos TTGs se daria a partir de um manto enriquecido/CHUR (0 a -1). Já a crosta do Cráton Amazônico é caracteristicamente juvenil, conforme sugerem a inexistência de anomalias geoquímicas de Eu em suas rochas e os valores ϵ_{Nd} positivos. Em outras palavras, isto poderia sugerir uma petrogênese associada ao advento de plumas.

4. De modo geral, as rochas granitóides arqueanas de ambos os domínios cratônicos apresentam semelhança composicional com adakitos de alto-teor de sílica (HSA), rochas tidas como o resultado direto da fusão de basaltos hidratados subductados, porém com pouca contaminação do manto peridotítico em sua composição. As análises geoquímicas realizadas neste projeto também corroboram esta interpretação. No entanto, algumas rochas arqueanas do Cráton Amazônico já foram descritas (e.g., Oliveira *et al.*, 2006) como parte da suíte Sanukitóide, revelando assim uma importante diferença em relação às rochas do Cráton do São Francisco. Como já relatado, as suítes sanukitóides originam-se a partir da refusão de peridotito previamente metassomatizado, pela adição da fusão de uma crosta oceânica subductada.

Finalmente, os dados apresentados nesta monografia demonstram nuances isotópicas e geoquímicas entre os dois domínios cratônicos, que podem apontar para uma importante diferença petrogenética entre as rochas do tipo TTG. Os granitóides arqueanos do Cráton São Francisco, como sugerem suas assinaturas geoquímicas e isotópicas (valores de ϵ_{Nd} em geral menores que -1; anomalias negativas de Eu; semelhança geoquímica com adakitos tipo HSA), podem ter sido formados a partir da fusão de basaltos subductados, com variável contaminação do manto peridotítico durante a ascensão do magma, e posteriormente retrabalhados em processos de diferenciação crustal. Vale citar que o Cráton é composto por unidades heterogêneas entre si, sendo que alguns complexos se encaixam melhor nesta proposta do que outros.

O mesmo parece válido para a crosta arqueana do Cráton Amazônico, que aparentemente é composta por TTG oriundos de fusão direta de um manto peridotítico previamente metassomatizados, como também sugerem suas assinaturas geoquímicas e isotópicas (valores de ϵ_{Nd} pouco maiores que -1; inexistência de anomalias negativas de Eu; semelhança composicional com suítes sanukitóides).

Porém, em ambos os casos, pode-se inferir que a geodinâmica preponderante no Meso a Neoarqueano assemelhava-se ao regime de tectônica de placas guardadas as respectivas singularidades em termos de fluxo térmico e dinâmica terrestre, sem descartar no entanto a eventual atuação de plumas.

11. REFÊRENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F.F. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, ^a, Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (ed) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Ed. Beca., 2004, p. 17-35.
- ALIBERT, C. & BARBOSA, J. S. F. Ages U-Pb determines à la "SHRIMP" surdes zircons du Complex de Jequié, Cráton du São Francisco, Bahia, Brésil. In: 14 RÉUN. SCI. TERRE (RST), Toulouse, France, p. 4, 1992.
- ALTHOFF F. J., BARBEY P., BOULLIER A. M. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoid of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, v. 104, p. 187-206, 2000.
- ALMEIDA, J. A. C.; DALL'AGNOL, R. & OLIVEIRA, D. C. Geologia, petrografia e geoquímica do Granito Anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, n. 2, p. 313-326, 2006.
- ARCANJO, J. B. A.; BARBOSA, J. S. F.; OLIVEIRA, J. E. Caracterização Petrográfica e Metamórfica dos Granulitos do Arqueano/Paleoproterozóico Inferior da Região de Itabuna-Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 22, n. 1, p. 47-55, 1993.
- AVELAR, V. G., LAFON J. M., CORREIA JR., F. C., MACAMBIRA, E. M. B. O magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: Novos dados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, p. 453-460, 1999.
- BARBOSA, J. S. F. *The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil - An expression of Archean-Proterozoic Plate Convergence. Granulites and Crustal Evolution*. In: D. Vielzeuf and PH. Vidal. eds. Springer-Verlag. Proc. of ARW, Clermont Ferrand (France), p. 195-221, 1990.
- BARBOSA, J. S. F., SABATÉ, P.; MARINHO, M. M. O Cráton do São Francisco na Bahia: Uma Síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 33, n. 1, p. 3-6, 2003.
- BARBOSA, J. S. F. & SABATÉ, P. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 74, n. 2, 2002.
- BARBOSA, J. S. F. & SABATÉ, P. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Geodynamic Features. *Precambrian Research*, v. 133, p. 1-27, 2004.
- BARBOSA, J. S. F. ; MARTIN, H.; PEUCAT, J. J. Paleoproterozoic dome forming structures related to granulite facies metamorphism. Jequié Block, Bahia, Brasil: petrogenetic approaches. *Precambrian Research*, v. 135, p. 105-131, 2004.
- BARBOSA, A. A. & LAFON, J. M. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr de granitóides arqueanos da região de Redenção - Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 4, n. 2, p. 255-264. 1996.
- BARKER, F. & ARTH, J.G. Generation of Trondhjemitic-Tonalitic liquids and Archaean bimodal Trondhjemitic-basalt suites. *Geology*, v. 4, p. 596-600, 1976.
- BARROS, C. E. M.; MACAMBIRA, M. J. B.; BARBEY, P.; SCHELLER, T. Dados Isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do complexo granítico Estrela, província mineral de Carajás,

- Brasil: implicações petrológicas e tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, n. 4, p. 531-538, 2004.
- BARROS, C. E. M., DALL'AGNOL, R., BARBEY P., BOULLIER, A. M. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás region, Brazil: an example of an Archean A-type granitoid. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 10, n. 3-4, p. 321-330, 1997.
- BASEI, M. A. S.; SIGA JUNIOR, O.; SATO, K. Metodologia Uranio-Chumbo na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 67, n. 2, p. 221-37, 1995.
- BASTOS LEAL, L. R. 1998. *Geocronologia U/Pb (SHRIMP), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Rb/Sr, Sm/Nd e K/Ar dos Terrenos Granito-Greenstone do Bloco do Gavião: Implicações para a Evolução Arqueana e Paleoproterozóica do Cráton do São Francisco, Brasil*. Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 178 p.
- BASTOS LEAL, L. R.; CUNHA, J.C.; CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W.; NUTMAN, A. P.; LEAL, A. B. M.; MACAMBIRA, M. J. B. SHRIMP $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Zircon Dating and Nd Isotopic Signature of the Umburanas Greenstone Belt, Northern São Francisco Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 775-785, 2003.
- BASTOS LEAL, L. R.; TEIXEIRA, W.; CUNHA, J.C.; MACAMBIRA, M. J. B. Archean tonalitic-trondhjemitic and granitic plutonism in the Gavião block, São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geochemical and geochronological characteristics. *Revista Brasileira de Geociências*, Brasília, v. 28, n. 3, p. 209-220, 1998.
- CAMPOS, J. C. S. *O Lineamento Jeceaba – Bom Sucesso como limite dos Terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Craton São Francisco Meridional: evidências Geológicas, Geoquímicas (Rocha Total) e Geocronológica (U-Pb)*. 2004. Tese (Doutorado). Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, Ouro Preto.
- CAMPOS, J. C. S. & CARNEIRO, M. A. U-Pb evidence for late Neoproterozoic crustal reworking in the southern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 75, n. 4, p. 497-511, 2003.
- CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W.; CARVALHO JUNIOR, I. M. DE.; PIMENTEL, M. M.; OLIVEIRA, A. H. Comportamento dos Sistemas Sm-Nd e Rb-Sr da Seqüência Acamadada Máfico-Ultramáfica Ribeirão dos Motas (Arqueano), Craton São Francisco Meridional: Evidências de Enriquecimento Mantélico e Fracionamento Isotópico. *Geologia USP Série Científica*, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 13-26, 2004.
- CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W.; OLIVEIRA, A. H.; FERNANDES, R. A. Idades Sm-Nd (TDM), Rb-Sr (Isocronicas) e K-Ar (Aparentes) de um fragmento da porção meridional do Cráton São Francisco, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE (7: 1999: Brasília); *Simpósio de Geologia de Minas Gerais* (10 : 1999 : Brasília); p. 91.
- CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W.; CARVALHO JÚNIOR, I. M.; FERNANDES, R. A. Enialic Tectonic Setting of the Archean Rio das Velhas Greenstone Belt: Nd and Pb isotopic evidence from the Bonfim Metamorphic complex, Quadrilátero ferrífero, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 189-200, 1998.

- CARNEIRO, M. A.; JORDT-EVANGELISTA, H.; TEIXEIRA, W. Eventos Magmáticos Arqueanos De Natureza Calcio-Alcalina e Tholeiítica No Quadrilátero Ferrífero e Suas Implicações Tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, n. 1, p. 121-128, 1997.
- CARNEIRO M. A. *Complexo metamórfico Bonfim setentrional (quadrilátero ferrífero, MG): litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do arqueano*. 1992. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- CONDIE, K. C. & SLOAN, R. E. *Origin and evolution of Earth*. Prentice Hall, 1997. 498 p.
- CONDIE, K. C. *Archean crustal evolution*. Amsterdam; New York. Elsevier, 1994, 528 p.
- CONDIE, K. C. *Archean greenstone belts*. Amsterdam; New York: Elsevier Scientific Pub. Co.: distributors for the U.S. and Canada, Elsevier North-Holland, 1981. 434 p.
- CORDANI, U. G. & TEIXEIRA, W. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: Hatcher, R.D.Jr.; Carlson, M.P.; McBride, J.H.; Martínez-Catalán, J.R.. (Org.). 4-D Framework of Continental Crust. Denver, USA: Geological Society of America, v. 200, p. 297-320, 2007.
- CORDANI, U. G.; SATO, K.; NUTMAN, A. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episode*, v. 22, n. 3, p. 167-173, 1999.
- CORDANI, U. G.; SATO, K.; NUTMAN, A. Single zircon SHRIMP determinations from archean tonalitic rocks near Uauá, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY (2 : 1999 : Cordoba). *Actas Cordoba*: SEGEMAR, p. 27-30, 1999.
- CORDANI, U. G. ; TEIXEIRA, W. ; TASSINARI, C. C. G. ; KAWASHITA, K. ; SATO, K. . The growth of the Brazilian shield. *Episodes*, v. 11, n. 3, p. 163-166, 1988.
- COSTA, P. C. C.; CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W.; GIRARDI, V. A. V.; NALINI JÚNIOR, H. A.; OLIVEIRA, H. A.; FERNANDES, R. A. Estudo Geoquímico e Petrológico dos Diques Máficos da Região de Candeias - Campo Belo – Santo Antônio do Amparo (MG), Porção Meridional do Craton São Francisco. *Geologia USP, Série Científica*, São Paulo, v. 5, n. 2, p. 65-84, 2006.
- CUNHA, J. C.; LEAL, L. R. B.; FROES, R. J. F.; TEIXEIRA, W.; MACAMBIRA, M. J. B. Idade dos greenstone belts e dos terrenos tág s associados da região de Brumado, centro-oeste do craton do São Francisco, Bahia, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (39 : 1996 : Salvador); *Anais Salvador* : SBG-BA, p. 62-65, 1998.
- DANTAS, E. L.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; FETTER, A. H.; BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U.; NUTMAN, A. P.; WILLIAMS, I. S. The 3.4–3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, v. 130, n. 1-4, p. 113-137, 2004.
- DALL'AGNOL, R., TEIXEIRA, N. P.; RÄMO, O. T.; MOURA, C. A. V.; MACAMBIRA, M. J. B., OLIVEIRA D. C. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, v. 80, p. 101-129, 2005.
- DALL'AGNOL, R., RÄMÖ, O. T., MACAMBIRA, M. J. B., LEITE, A. A. S.; ALTHOFF, F. J. Archean and Paleoproterozoic granitoids and crustal evolution of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Eastern Amazonian craton, Brazil. In: SIMPÓSIO SULAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA. 3. *Extended Abstract Volume*. Pucón, Chile. SERNAGEOMIN, p. 117-120. 2001.

- DALL'AGNOL, R., RĂMÖ, O.T., MAGALHÃES, M.S., MACAMBIRA, M.J.B. Petrology of the Anorogenic, Oxidised Jamon and Musa Granites, Amazonian Craton: implications for the Genesis of Proterozoic A-Type Granites. *Lithos*, v. 46, p. 431-462, 1999.
- DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z. S.; ALTHOFF, F. J.; BARROS C. E. M.; LEITE, A. A. S.; JORGE JOÃO X. S. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: RECURSOS MINERAIS-SGRM, INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2. Salvador, *Excursions Guide*, p.135-161, 1997.
- DE PAOLO, D. J. *Neodymium isotope geochemistry: An introduction*, Springer-Verlag, 1988, 187p.
- FAURE, G. *Principles of isotope geology*. New York: Wiley, 1986, 550 p.
- FERNANDES, R. A. & CARNEIRO, M. A. Complexo Metamórfico Campo Belo (Craton São Francisco Meridional): Unidades Litodêmicas e Evolução Tectônica. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 4, p. 671-678, 2000.
- FILHO, B. E. C.; CONCEIÇÃO, H.; RIOS, D. C.; ROSA, M. L. S.; MARINHO M. M. Geologia, Petrografia e Litogeoquímica do Batólito Trondhjemitico Nordestina, Núcleo Serrinha, Nordeste da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 33, n. 2, p. 175-186, 2003.
- FORNARI, A. & BARBOSA, J. S. F. Litogeoquímica do Batólito Enderbítico-Charnockítico do Complexo Jequié, na Região de Laje e Mutuípe, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 24, n. 1, p. 13-21, 1994
- FUCK, R. A. Aprovada nova escala de tempo para o Pré-Cambriano. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 21, n. 2, p. 182-183, 1991.
- GOMES, A. C. B. & DALL'AGNOL, R. Nova associação tonalítica-trondhjemitica neoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTGS com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, n. 1, 2007.
- GUIMARÃES, F. V.; OLIVEIRA, M. A.; ALMEIDA, J. A. C.; DALL'AGNOL R. Geologia, Petrografia e Geoquímica de Granitóide TTG da Região a Leste de Bannach, Tereno Granito-Greenstone de Rio Maria – PA. In: X SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, PORTO VELHO – RO, 2007.
- HUHN, S. R. B.; SANTOS, A. B. S., AMARAL, A. F., LEDSHAM, E. J., GOUVEIA, J. L., MARTINS, L. B. P., MONTALVÃO, R. M. G., COSTA, V. G. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria - Sul do Pará. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, *Anais*. v. 3, p. 1438-1453, 1988.
- KOSIN, M.; MELO, R. C.; SOUZA, J. D. ; OLIVEIRA, E. P. ; CARVALHO, M. J.; LEITE, C. M. M. Geologia do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curacá. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 33, n. Suplemento, p. 15-26, 2003.
- KRÖNER, A.; HANSON, G.N.; GOODWIN, A.M. *Archaean geochemistry : the origin and evolution of the Archaean continental crust*. Berlin; New York : Springer-Verlag, 1984. 318 p.
- LEITE, A. A. S., DALL'AGNOL, R., MACAMBIRA, M. J. B., ALTHOFF, F. J. Geologia e geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, p. 447-458, 2004.

- LUDWIG, K. R. *Isoplot 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4, 71, 2000.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J. M.; PIDGEON, R. Crescimento crustal arqueano registrado em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província Carajás, Pará. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte. *Anais*, p. 55-55, 1998.
- MACAMBIRA, M. J. B. & LANCELOT, J. R. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria Crust, Southern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, v. 38, p. 1134-1142, 1996.
- MACAMBIRA, M. J. B., LAFON, J. M., DALL'AGNOL, R., JOÃO, X. S. J., COSTI, H. T. Geocronologia da granitogênese da Província Amazônia Central Brasileira: Uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 20, p. 258-266, 1990
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C. M.; GAUTHIER, G. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implication for greenstone belts setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, SE Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, n. 141, p. 249-276, 1996.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T. E.; LINDENMAYER, D. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, v. 49, p. 329-354, 1991.
- MARTIN, H.; SMITHIES, R. H.; RAPP, R.; MOYEN, J.-F.; CHAMPION, D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, v. 79, p. 1-24, 2005.
- MARTIN, H.; PEUCAT, J. J.; SABATÉ, P.; CUNHA, J. C. Crustal evolution in early archean of south america: Example of the Sete Voltas Massif (Bahia-Brasil). *Precambrian Research*, v. 82, p. 35-62, 1997.
- MARTIN, H. & SABATÉ, P. Características geoquímicas do Maciço de Sete Voltas no Cinturão Contendas-Mirante (Bahia, Brasil): implicações na evolução petrogenética de um segmento arqueano do Cráton do São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (36: 1990 : Natal) *Boletim de Resumos*. SBG, p. 188-189, 1990.
- MELLO, E. F.; LACERDA, C. M. M.; OLIVEIRA, E. P. ; MCNAUGHTON, N. SHRIMP U-Pb geochronology on xenotime and zircon from the Ambrosio dome, Rio Itapicuru Greenstone Belt, Brazil: a major syntectonic granodiorite intrusion. In: II SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1999, Cordoba, Argentina. *Actas II South American Symposium on Isotope Geology*, p. 331-334, 1999.
- NOCE, C. M.; MACHADO, N.; TEIXEIRA, W. U-Pb Geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (Southern São Francisco Craton): ages constrains for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geologia*, v. 28, p. 95-102, 1998.
- NOCE, C. M.; TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M. A.; MACHADO, N. U-Pb zircon ages and Sm-Nd signatures of basement rocks in the southern São Francisco craton : implications for archean crustal evolution. In: *Abstracts Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto/ International Basement Tectonics Association*, p. 152-154, 1998.

- NOCE, C. M.; TEIXEIRA, W.; MACHADO, N. Geoquímica dos gnaisses TTG e granitóides neoarqueanos do Complexo Belo Horizonte, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 27, n. 1, p. 25-32, 1997.
- NOCE, C. M. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. 1995. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- NUTMAN, A. P. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from the early proterozoic Contendas-Mirante supracrustal belt, São Francisco craton, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 7, n. 2, p.109-114, 1994.
- OLIVEIRA, M. A.; DALL'AGNOL, R.; ALTHOFF, F. J. Petrografia e geoquímica do Granodiorito Rio Maria da região de Bannach e comparações com as demais ocorrências no Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria – Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, n. 2, 2006.
- OLIVEIRA, E. P.; MELLO, E. F.; MCNAUGHTON, N.; CHOUDHURI, A. SHRIMP U-Pb age of the basement to the Rio Itapicuru Greenstone Belt, NE São Francisco Craton. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (41 : 2002 : João Pessoa) *Anais*, p. 522, 2002.
- OLIVEIRA, E. P.; CARVALHO, M. J.; DUARTE, M. I. M. Extrusion of the Archean Uauá Block in the northern segment of the Itabuna-Salvador-Curacá orogen, Bahia, and implications for diamond prospecting. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n. 4, p. 643-644, 2001.
- OLIVEIRA, E. P.; LAFON, J. M.; Souza, Z. S. Archean-Proterozoic transition in the Uauá block, NE São Francisco craton, Brazil: U-Pb, Pb-Pb and Nd isotope constraints. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS (7 : 1999 : Lençóis, Bahia). *Abstracts* 7, p. 38-40, 1999.
- PEUCAT, J. J.; MASCARENHAS, J. F.; BARBOSA, J. S. F.; DE SOUZA, S. L.; MARINHO, M. M.; FANNING, C. M.; LEITE, C. M. M. 3.3 Ga SHRIMP U-Pb zircon age of a felsic metavolcanic rock from the Mundo Novo greenstone belt in the São Francisco craton, Bahia (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, n. 3 Pages 363-373, 2002.
- PIDGEON, R., MACAMBIRA, M. J. B., LAFON, J. M. Datação U-Pb de estruturas primárias e secundárias de zircões de granulitos do Complexo Pium, Província de Carajás, Pará. XL CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, *Abstracts bulk*, p. 56, 1998.
- PIMENTEL, M. M. & MACHADO N. Geocronologia U-Pb dos Terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 390-391, 1994.
- PINESE, J. P. P. *Geoquímica, geologia isotópica e aspectos petrológicos dos diques máficos pré-cambrianos da região de Lavras (MG), porção sul do Craton do São Francisco*. São Paulo. 1997. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- PINHO, I. C. A.; BARBOSA, J. S. F. ; LEITE, C. M. M. . Os tonalitos/trondhjemitos das regiões de Ipiaú-Ubaitaba-Ibicaraí-Itabuna, Bahia. Volume especial. XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, Recife-Pernambuco-UFP, v. 11, n. Especial, p. 80-91, 2001.
- RÄMÖ, O T., DALL'AGNOL, R., MACAMBIRA, M. J. B. LEITE, A., OLIVEIRA, D. 1.88 Ga Oxidized A-Type Granites of the Rio Maria Region, Eastern Amazonian Craton, Brazil: Positively Anorogenic!. *Journal of Geology*, v. 110, p. 603-610, 2002

- RIOS, D. C.; CONCEIÇÃO, H.; DAVIS, D. W.; ROSA, M. L. S.; MACAMBIRA, M. J. B.; DICKIN, A. P. A new proposal for the subdivision of granitic rocks at Serrinha Nucleus, Bahia, Brazil, based on U-Pb and Pb-Pb geochronological and lithogeochemical data. In: IV SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Salvador. *Short Papers*. v. 1. p. 264-267, 2003
- RIOS, D. C.; CONCEIÇÃO, Herbert; CRUZ FILHO, Basílio Elesbão da ; OLIVEIRA, L. L. ; PEIXOTO, Adriana Almeida . Granitogênese no Núcleo Serrinha, Bahia: Aspectos Geoquímicos e Geoquímica dos Elementos Terras Raras.. In: V CONGR. DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA & VII CONGR. BRAS. GEOQUÍMICA, Porto Seguro, Bahia. *Anais do... Porto Seguro*. Sociedade Brasileira de Geoquímica - SBGq, p. 583-558. 1998.
- ROLANDO, A. P. & MACAMBIRA, M. J. B. Archean crust formation in Inajá Range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, *Short Papers*, p. 268-270, 2003.
- ROLLINSON, H. R. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman, UK., 1993, 352 pp.
- SANTOS, O. S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; MCNAUGHTON, N. J. & FLETCHER, I. R. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology, *Gondwana Research*, v. 3, n. 4, p. 453-488, 2000.
- SANTOS PINTO, M. A.; PEUCAT, J. J.; MARTIN H.; SABATÉ, P. Recycling of the archean continental crust: a short outline. The case study of the Gavião. State of Bahia. NE Brazil. *Journal of South American Earth Science*, v. 11, p. 487-498, 1998.
- SATO, K. 1998. *Evolução crustal da plataforma Sul Americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd*. Tese (Doutorado). IG-USP, São Paulo, 297 pp.
- SATO, K.; TASSINARI, C. C. G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. Metodo geocronológico Sm-Nd no IGc/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.67, n.3, p.313-36, 1995.
- SCHERER, E. E.; WHITEHOUSE M. J.; MÜNKER, C. Zircon as Monitor of Crustal Growth, *Elements*, v. 3, n. 1, p. 19-24, 2007.
- SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B. B. A Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: L. A. Bizi; Schobbenhaus, C.; R. M. Vidotti; J. H. gonçaves. (Org.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília-DF: Serviço Geológico do Brasil-CPRM, v. 1, p. 1-54, 2003.
- SMITHIES, H. R.; CHAMPION, D. C.; CASSIDY, K. F. Formation of Earth's early Archaean continental crust. *Precambrian Research*, v. 127, p. 89-101, 2003.
- STERN, R. A. & BLEEKER, W. Age of the world's oldest rocks refined using Canada's SHRIMP. the Acasta gneiss complex, Northwest Territories, Canada. *Geoscience Canada*, v. 25, p. 27-31, 1998.
- TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. A Complexa Evolução da Crosta Continental. *Scientific American Brasil*, n. 20, p 46-51, 2007.
- TAYLOR, S. R. & MCLENNAN S. M. *Continental crust: its composition and evolution an examination of geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Oxford. Blackwell, 1985.

- TEIXEIRA, N. P., BETTENCOURT, J. S., MOURA, C. A. V., DALL'AGNOL, R., MACAMBIRA, E. M. B. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, v. 119, p. 257-275, 2002.
- TEIXEIRA, W.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J.; NOCE, C. M.; CARNEIRO, M. A. Archean and paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31. *Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro, 2000, p. 101-137.
- TEIXEIRA, W.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. P.; SATO, K. Polyphase Archean evolution in the Campo Belo metamorphic complex, southern São Francisco Craton, Brazil: SHRIMP U-Pb zircon evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, n. 3, p. 279-289, 1998.
- TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M. A.; NOCE, C. M.; SATO, K.; TAYLOR, P. N. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the Southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 78, p. 151-164, 1996.
- TASSINARI, C. C. G. ; MACAMBIRA, M. . A evolução tectônica do Craton Amazonico. In: V. Mantesso - Neto; A. Bartorelli; C.D.R. Carneiro; B.B. de Brito Neves. (Org.). *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de F.F.M. de Almeida*. São Paulo: BECA, 2, p. 471-486. 2004.
- TASSINARI, C. C. G. & MACAMBIRA, M. J. B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.
- TASSINARI, C. C. G. 1996. *Mapa Geocronológico do Craton Amazonico no Brasil*. Tese (Livro-Docência) Universidade de São Paulo, USP.
- WILDE, S. A.; VALLEY, J. W.; PECK, W. H.; GRAHAM, C. M. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, v. 409, n. 11, 2001.

ANEXO I

Dados Sm-Nd do Cráton São Francisco e
Cráton Amazônico

Anexo I: Dados Sm-Nd do Craton São Francisco e Cráton Amazônico

Unidade	No. Campo	Material	T _{DM} (Ga)	ε _(TDM)	T ₁ (U/Pb)	ε _(T1)	Ref
CRATON SÃO FRANCISCO							
Maciço Mariana	MAR 94.1	Gnaiss	3,4	1,19	3,3	0,45	Santos Pinto 1996
Maciço Mariana	MAR 12.3	Gnaiss	3,5	0,97	3,3	-1,15	Santos Pinto 1996
Maciço Serra do Eixo	VZP 65	Granito	3,2	1,37	3,2	0,65	Santos Pinto 1996
Maciço Serra do Eixo	JC-706	Granito	3,2	1,41	3,2	1,04	Santos Pinto 1996
Maciço Serra do Eixo	SEX-299	Granito	3,2	1,48	2,7	-3,06	Santos Pinto 1996
Maciço Aracatu	ARA 06.2	Gnaiss	4,2	0,31	3,3	-0,87	Santos Pinto 1996
Bloco Gaviao	BR-JC-02	Gnaiss Migmatítico	3,4	1,10	3,3	-2,46	Leal 1998
Bloco Gaviao	BR-JC-178	Gnaiss	3,6	0,91	3,3	-2,94	Leal 1998
Maciço Sete Voltas	SV-11	"Old Grey" Gneiss	3,7	0,83	3,4	-2,99	Martin 1997
Maciço Sete Voltas	SV-2	"Young Grey" Gneiss	3,7	0,83	3,4	-3,10	Martin 1997
Maciço Sete Voltas	SV-20	Granodiorito Porfiritico	3,7	0,79	3,4	-1,86	Martin 1997
Itaberaba	MJ 303 A	Granulito	3,0	1,71	2,7	-2,20	Sato 1998
Itaberaba	2-101-4	Granitoide	3,0	1,75	2,7	-1,07	Sato 1998
Mutuípe-Laje	1	Granulito	2,9	1,80	2,7	-2,21	Wilson 1987
Mutuípe-Laje	4	Granulito	3,0	1,75	2,7	-1,82	Wilson 1987
Mutuípe-Laje	6	Granulito	3,0	1,70	2,7	-2,01	Wilson 1987
Mutuípe-Laje	10	Granulito	3,0	1,67	2,7	-2,90	Wilson 1987
Mutuípe-Laje	13	Granulito	3,0	1,62	2,7	-0,58	Wilson 1987
Mutuípe-Laje	21	Granulito	2,9	1,87	2,7	-2,13	Wilson 1987
Mutuípe-Laje	14	Granulito	3,0	1,64	2,7	-0,64	Wilson 1987
Mutuípe-Laje	23A	Granulito	2,9	1,88	2,7	-3,02	Wilson 1987
Maracás	MM 137	Granulito	3,2	1,47	2,7	-4,92	Marinho 1991
Maracás	MM 138	Granulito	3,4	1,16	2,7	-2,68	Marinho 1991
Maracás	MM 140A	Granulito	3,2	1,44	2,7	-3,77	Marinho 1991
Maracás	MM 170	Granulito	3,2	1,37	3,0	-1,99	Marinho 1991
Uauá	JM/BA 345	Granitoide	3,2	1,38	3,0	-1,99	Sato 1998
Capim	JM/BA 180A	Granitoide	3,6	0,90	3,1	-3,50	Sato 1998
Uauá	JM/BA 377A	Granitoide	3,1	1,54	3,0	-0,19	Sato 1998
Capim	JM/BA 180B	Granitoide	3,6	0,91	3,1	-5,93	Sato 1998
Araci	JM/BA 405A	Granitoide	3,2	1,45	3,1	0,19	Sato 1998
Complexo Belo Horizonte	N-33I	Gnaiss	3,0	1,6	2,86	-0,92	Noce 1998
Complexo Belo Horizonte	N-33B	Leucossom a	3,0	1,72	2,7	-0,12	Noce 1998

Unidade	No. Campo	Material	T _{DM} (Ga)	ε _(TDM)	T ₁ (UPb)	ε _(T1)	Ref
Complexo Bonfim	11,1	Gnaiss	3,1	1,52	2,7	-2,44	Carneiro 1998
Complexo Bonfim	243.6	Gnaiss	3,2	1,39	2,7	-1,74	Carneiro 1998
Complexo Bonfim	625F	Tonalito	2,9	1,83	2,7	-0,89	Carneiro 1998
Complexo Bonfim	656C	Tonalito	3,0	1,6	2,7	-2,46	Carneiro 1998
Complexo Bonfim	11.15	Granito	2,9	1,81	2,7	-1,12	Carneiro 1998
Complexo Bonfim	11.18	Granito	3,0	1,59	2,86	-2,75	Carneiro 1998
Complexo Campo Belo	WT-4	Gnaiss Tonalítico	2,9	1,91	2,86	1,55	Teixeira 1996
Complexo Campo Belo	SFWT12-1B	Gnaiss	3,0	1,74	2,86	-0,02	Teixeira 1996
Complexo Campo Belo	WT-6A	Granodiorito	3,0	1,66	2,86	-0,47	Teixeira 1996
Complexo Campo Belo	WEV-3A	Granitóide	3,1	1,53	2,86	-2,14	Teixeira 1996
Complexo Campo Belo	WEV-3B	Granitóide	3,6	0,86	2,86	-5,02	Teixeira 1996
Complexo Campo Belo	UF-5	Charnokito	3,3	1,26	2,86	-3,33	Teixeira 1996
Complexo Campo Belo	UF-9	Charnokito	3,1	1,52	2,86	-1,91	Teixeira 1996
Complexo Campo Belo	WT - 8	Tonalito Gnaiss	3,2	1,47	2,86	-2,13	Teixeira 1996
Complexo Campo Belo	D - 150	Granulito	3,2	1,45	2,86	-2,43	Pinese 1997
Complexo Campo Belo	D - 142	Granulito	3,1	1,5	2,86	-1,91	Pinese 1997
Complexo Campo Belo	D - 39	Granulito	3,0	1,63	2,86	-1,07	Pinese 1997
CRATON AMAZÔNICO							
Carajás	AS1683-6	Granodiorito	3,0	1,71	2,88	-0,33	Sato 1998
Carajás	AH513-1	Trondhjemit o	2,7	2,16	2,88	4,26	Sato 1998
Carajás	AH796-4	Granodiorito	2,8	1,95	2,88	2,18	Sato 1998
Carajás	AH796-3	Granodiorito	3,0	1,68	2,88	-0,09	Sato 1998
Carajás	PP05A	Gnaiss	3,0	1,68	2,88	-0,85	Sato 1998
Carajás	PP05H	Tonalito	3,0	1,76	2,88	0,34	Sato 1998
Estrela	PSV - 22	Monzogranit o	3,0	1,69	2,76	-1,53	Barros <i>et al.</i> 2004
Estrela	CN - 40	Monzogranit o	3,0	1,71	2,76	-1,33	Barros <i>et al.</i> 2004
Estrela	PSV - 77	Monzogranit o	2,9	1,78	2,76	-0,69	Barros <i>et al.</i> 2004
Estrela	PSV - 62	Monzogranit o	3,2	1,47	2,76	-2,28	Barros <i>et al.</i> 2004
Estrela	PSV - 75	Monzogranit o	3,1	1,57	2,76	-1,56	Barros <i>et al.</i> 2004
Estrela	CAP05	Granodiorito	3,2	1,45	2,76	-1,31	Barros <i>et al.</i> 2004

Unidade	No. Campo	Material	T _{DM} (Ga)	$\epsilon_{(TDM)}$	T ₁ (U/Pb)	$\epsilon_{(T1)}$	Ref
Rio Maria	Z-509B	Quartzo-Diorito	3,0	1,68	2,880	0,17	Dall'Agnol <i>et al.</i> 1999
Rio Maria	HRM-284	Granodiorito	3,0	1,77	2,880	0,52	Dall'Agnol <i>et al.</i> 1999
Rio Maria	MP-05	Granodiorito	3,0	1,64	2,87	-0,79	Rolando & Macambira 2003
Rio Maria	PPA-20	Granodiorito	2,9	1,78	2,88	0,49	Rolando & Macambira 2003
Rio Maria	MP-22	Granodiorito	3,0	1,63	2,88	-0,82	Rolando & Macambira 2003
Mata Surrão	MP-09	Monzogranit o	2,9	1,89	2,88	1,59	Rolando & Macambira 2003
Mata Surrão	MP-17	Monzogranit o	3,0	1,67	2,87	0,38	Rolando & Macambira 2003
Arco Verde	MJ-08	Tonalito	3,0	1,77	2,95	1,43	Dall'Agnol <i>et al.</i> 1999
Arco Verde	MP-07	Tonalito	3,0	1,67	2,95	0,17	Rolando & Macambira 2003
Arco Verde	PPA-18	Tonalito	3,0	1,72	2,98	1,33	Rolando & Macambira 2003

ANEXO II

Dados U/Pb e Pb/Pb do Cráton São Francisco
e Cráton Amazônico

Anexo II: Dados U/Pb e Pb/Pb do Craton São Francisco e Cráton Amazônico

Maciço	Unidade	Amostra	Pb/Pb (Ma)	U/Pb (Ma)	Evento	Referencia
Cráton São Francisco - Região Sul						
Complexo Belo Horizonte						
	Leucossoma	N-33B-3		2860 ± 17	Cristalização (migmatização)	Noce et al. 1998
	Leucossoma	N-33B (1-3)		2860 +14/- 10	cristalização	Noce et al. 1998
	Gnaiss	N-33A e B		2847 + 81/ - 77	cristalização	Noce et al. 1998
	Leucossoma	N-33B-5		2041 ± 5	recristalização	Noce et al. 1998
Santa Luzia	Granito	N-57 (1-3)		2712 +5/ -4	cristalização	Noce et al. 1998
Morro da Pedra	Granito	N-34-1		~ 2682	idade mínima do zircão	Noce et al. 1998
Morro da Pedra	Granito	N-34-2		~ 2770	idade mínima do zircão	Noce et al. 1998
Salto do Paraopeba	Granito	N-26		~ 2612 +3/ -2	cristalização	Noce et al. 1998
Complexo Bonfim						
Alberto Flores	Gnaiss			~ 3280	cristalização	Carneiro et al. 1998
Alberto Flores	Gnaiss			2772 ± 6	recristalização	Carneiro et al. 1998

Samambaia	Tonalito	2778 + 3/-2	cristalização	Carneiro et al. 1998
Samambaia	Tonalito	~ 2770		Carneiro et al. 1998
Brumadinho	Granito	2703 +24/-20	cristalização	Carneiro et al. 1998
Complexo Passa Tempo				
	mesossoma	OPU 1349	idade mínima de metamorfismo	Campos et al. 2004
	leucossoma	OPU 1348	2599 ± 45	migmatização Campos et al. 2004
Aureliano Mourão	Trondhjemito	JC 1353	2809 ± 250	cristalização Campos et al. 2004
Bom Sucesso	Granito	JC 1554	2753 +11/-9,5	cristalização Campos et al. 2004
Complexo Campo Belo				
	Granitóide	WEV -3	2540 ± 33	Teixeira et al. 1996
	Charnokito	UF-5	2.200	Teixeira et al. 1996
	Granitóide	WT-6	2900	Teixeira et al. 1996
	Granitóide	WT-12	2900	Teixeira et al. 1996

Cráton São Francisco - Região Norte

Bloco Gavião

Migmatitos BR-JC-02 3300 ± 45 cristalização Bastos Leal 1998

Migmatitos BR-JC-02 2912 ± 10 primeira migmatização Bastos Leal 1998

Granitoide BR-JC-178 3202 ± 15 cristalização Bastos Leal 1998

Lagoa da Macambira Granito intrusivo BR-JC-16 3146 ± 24 idade da intrusão Bastos Leal 1998

Sete Voltas Granito Cinza Antigo 3473 ± 8 cristalização Nutman & Cordani 1993

Sete Voltas Tonalito 3402 ± 5 cristalização Nutman & Cordani 1994

Sete Voltas Granito Cinza Antigo SV-11 3378 ± 12 cristalização Martin 1997

Sete Voltas Gnaiss Cinza Jovem SV-2 3158 ± 2 cristalização Martin 1997

Sete Voltas Granodiorito Porfírico SV-20 3243 ± 5 cristalização Martin 1997

Bernarda BER-120.2 3332 ± 4 locação do magma Santos Pinto 1998

Mariana MAR-12.3 e MAR-94.1 3259 ± 5 locação do magma Santos Pinto 1998

Serra do Eixo VZP-65 e JC-706 3158 ± 5 locação do magma Santos Pinto 1998

Serra do Eixo EIX-299 2520-2660 locação do magma Santos Pinto 1998

Aracatu		ARO-06	3240 ± 1	localção do magma	Santos Pinto 1998
Lagoa do Morro	Granitoide		2884 ± 114		Marinho 1991
Lagoa do Morro	Granodiorito	AC-1E		3353 ± 5	Nutman & Cordani 1993
Boa vista	Granito	AC-4E		3184 ± 6	Nutman & Cordani 1994
Bloco Serrinha					
Rio da Vargem	Ortogramulito	EO-44, 44.1	3072		Paixao 1995
Caratacá	Gnaiss Porfírico	UA96-3.1		3070 ± 3	Oliveira et al. 1999
Uauá	Enderbitito	EO-137.3		2933 ± 3	Oliveira et al. 1999
Uauá	Ortognaisse	EO-132		2992 ± 22	Oliveira et al. 1999
Uauá	Gnaiss Cinza	UA96-2.3		2956 ± 39	Oliveira et al. 1999
Complexo Uauá	Ortognaises Granulíticos		3072 ± 20		Paixão et al. 1995
Complexo Uauá	Granitoides e Ortognaises			~ 2930 - 3130	Cordani et al. 1999 Oliveira et al. 1999
Embasamento Rio Capim	Tonalito	JM-BA-180A		3050 - 3230 ± 50	Cordani et al. 1999
Embasamento Rio Capim	Tonalito	JM-BA-180B		~ 3120	Cordani et al. 1999
Ortognaisse Uauá	Granulito Enderbítico	EO-137		2933 ± 3	Oliveira 2002b

Ortognaisse Uauá	Ortognaises Granodiorítico	EO-132	2991 ± 22	Oliveira 2002b
Embasamento do Caldeirão	Ortognaises Granodiorítico	EO-150-A	3137 ± 5 - 3167 ± 8	Oliveira 2002b
Vale Jacurici	Tonalíticos à granodioríticos granulitizados	PO-46	2983 ± 6	Oliveira et al. 2002
TTG Retirolandia	Gnaiss Cinza Migmatizado	PO-9	3085 ± 6	Oliveira et al. 2002
Gnaiss Santa Luz	Gnaiss	P-Preta	2983 ± 8	Oliveira et al. 2002
Domo Ambrósio	Domo Ambrósio		~2930	Gaal et al. 1985
Domo Ambrósio	Gnaiss migmatítico		3044 ± 21 e 3159 ± 18	Mello 1999
Rio Capim	Tonalito		~ 3000, 2900, 2650	Oliveira et al. 1999
Nucleo Serrinha	Ortognaisse Porfíritico		2991 ± 22 e 3070 ± 3	Gaal et al. 1985
Nucleo Serrinha	Gnaiss migmatítico		~ 3150 Ga	Rios 2005
Nucleo Serrinha	granitos		3100 a 2800	Rios 2005
Nucleo Serrinha	Embasamento Gnaissico		3102 ± 5	Rios 2003
Araci	Granitos TTG		~ 3070	Rios 2003
Domo Ambrósio	Granitos TTG		3088 ± 6	Rios 2003
Requeijão	Granitos TTG		~ 2870	Rios 2003

Bloco Jequié				
Domo Brejões	Charno-enderbrito (CH1)	2810	cristalização	Alibert & Barbosa 1992
Domo Brejões	Charnokito	3432 ± 48	artefact???	Wilson 1987
Domo Brejões	Charnokito	2689 ± 9	cristalização	Alibert & Barbosa 1992
Maracás	Granito	2660 ± 70		Alibert & Barbosa 1992
Mutuípe	Granodiorito	2810 ± 3	cristalização	Alibert & Barbosa 1992
Laje	Granodiorito	2689 ± 1	cristalização	Alibert & Barbosa 1992
Domo Brejões	Granulito Heterogenio (HG)	2461 - 2560		Barbosa <i>et al.</i> 2004
Domo Brejões	Granulito Heterogenio (HG)	2450 ± 2		Barbosa <i>et al.</i> 2004
	Ortognaisses	~ 2646	cristalização	Ledru 1993
Caraiíba	Ortognaisses	-2634	cristalização	Silva 1997
Pedreira Jequié	Charnokito Granulítico LC 61	2473 ± 5	cristalização	Silva 2002
	Charnokito Granulítico LC 60	2715 ± 29		Silva 2002
	Charnokito	2660 ± 76		Marinho 1991

Cráton Amazônico - Carajás

Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria

Arco Verde	Metatonalito	MJ-08	2957 ± 25/-21 (discórdia)	cristalização	Macambira & Lancelot 1996
Arco Verde	Ortognaisse		2872 ± 25		Barbosa & Lafon 1996
Arco Verde	Tonalito	MP-07	2948 ± 7 (zircão)		Rolando & Macambira 2003
Arco Verde	Tonalito	PPA-18	2981 ± 8 (zircão)		Rolando & Macambira 2003
Arco Verde	Saprolito	PPA-14	2965 ± 1 (zircão)		Rolando & Macambira 2003
Arco Verde	Tonalito	MP-19	2988 ± 5 (zircão)		Rolando & Macambira 2003
Rio Maria	Granodiorito	RM-69	2874 ± 9/-10	cristalização	Macambira & Lancelot 1996
Rio Maria	Granodiorito		2872 ± 5	cristalização	Pimentel & Machado 1994
Rio Maria	Quartzo Diorito		2878 ± 4 (zircão)		Dall' Agnol <i>et al.</i> 1994
Rio Maria	Quartzo Diorito	AI - 214	2879 ± 4 (evaporação)	cristalização	Leite <i>et al.</i> 2004
Rio Maria	Granodiorito	MP-05	2877 ± 6 (zircão)		Rolando & Macambira 2003
Rio Maria	Diorito	PA-02	2880 ± 4 (zircão)		Rolando & Macambira 2003
Rio Maria	Granodiorito	PPA-20	2881 ± 8 (zircão)		Rolando & Macambira 2003

Rio Maria	Granodiorito	PPA-20	3070 ± 6 (xenocrístal)	Rolando & Macambira 2003
Rio Maria	Tonalito	PPA-05	2875 ± 11 (zircão)	Rolando & Macambira 2003
Rio Maria	Tonalito	PPA-05	2970-3100 (xenocrístal)	Rolando & Macambira 2003
Sul de Rio Maria	Gnaiss - Granodiorítico		2971 ± 30/-20	Macambira & Lancelot 1991
Mogno	Trondhjemito		2871 ± ? (titanita)	Pimentel & Machado 1994
Mogno	Trondhjemito		2900 ± 21 (zircão)	Macambira et al. 2000
Mogno	Trondhjemito		2857 ± 13 (zircão)	Macambira et al. 2000
Mata Surrão	Granito		2872 ± 10 (rocha total)	Lafon et al. 1994
Mata Surrão	Leucogranito		2872 ± 10 (rocha total)	Althoff et al. 2000
Mata Surrão	Leucogranito		2871 ± 7 (zircão)	Althoff et al. 2000
Mata Surrão	Monzogranito	MP-09	2881 ± 2 (zircão)	Rolando & Macambira 2003
Mata Surrão	Monzogranito	MP-09	2930-2960 (xenocrístal)	Rolando & Macambira 2003
Mata Surrão	Monzogranito	MP-17	2875 ± 11 (zircão)	Rolando & Macambira 2003
Mata Surrão	Monzogranito	MP-17	2900-2980 (xenocrístal)	Rolando & Macambira 2003
Mata Surrão	Granito		2894 ± 38 (rocha total)	Barbosa & Lafon 1996

Complexo Xingu	Gnaisses Tonalitos	2798 ± ? (titanita rocha total)	metamorfismo	Pimentel & Machado 1994
Complexo Xingu	Granitóide	2972 ± 16		Avelar 1999
Complexo Xingu	Leucossoma	2859 ± 2	metamorfismo	Macambira & Lancelot 1996
Complexo Xingu	Tonalito	2867 ± 18 (zircao)		Macambira <i>et al.</i> 2000
Complexo Xingu	Tonalito	2872 ± 50 (rocha total)		Barbosa & Lafon 1996
Caracol - domínio S	Tonalito	AL - 216	2948 ± 5 (evaporação)	cristalização Leite <i>et al.</i> 2004
Caracol - domínio SW	Tonalito	AL - 163	2936 ± 3 (evaporação)	Leite <i>et al.</i> 2004
Caracol - domínio S	Tonalito	AL - 210C	2924 ± 2 (evaporação)	Leite 2000
Guarantã	Monzogranito		2870 ± 5	Macambira <i>et al.</i> 2000
Gurantã	Leucogranito		2,93 Ga (zircao)	Althoff <i>et al.</i> 2000
Xinguara	Granitóide		2798 ± ? (titanita)	Pimentel & Machado 1994
Xinguara	Granito	AL - 60 + XN - 34	2865 ± 1 (evaporação)	cristalização Leite 2000
Água Fria	Trondhjemitito		2864 ± 21	Macambira <i>et al.</i> 2000
Água Fria	Trondhjemitito	MJL - 09B	2865 ± 21 (evaporação)	cristalização Leite <i>et al.</i> 2004
Parazônia	Tonalito		2858 ± ? (titanita rocha total)	Pimentel & Machado 1994

Cumaru	Granodiorito	2817 ± 4 (zircão)	Lafon et al. 1994
Serra do Rabo		2743 ± 2	Sardinha et al. 2001
Geladinho		2688 ± 11	Barbosa et al. 2001
Área de Transição entre as regiões de Rio Maria e Carajás			
Complexo Xingu	Gnaiss	2972 ± 17 (zircão)	Avelar et al. 1998
Rio Maria	Granodiorito	2850 ± 17 (zircão)	Avelar et al. 1999
Plaquê	Granitóide	2729 ± 29 (zircão)	Avelar et al. 1999
Planalto	Granitóide	2747 ± 1 (zircão)	Huhn et al. 1999
Região de Carajás			
Complexo Piuí	Granodiorito	3050 ± 114 (rocha total)	Rodrigues et al. 1992
Complexo Piuí	Granodiorito	3002 ± 14	protólito Pidgeon et al. 2000
Complexo Piuí	Granodiorito	2859 ± 9 (SHRIMP)	metamorfismo Pidgeon et al. 2001
Complexo Xingu	Leucossoma indeferado	2859 ± 2 (SHRIMP)	migmatização Machado et al. 1991
Complexo Xingu	Gnaiss	2851 ± 4	Machado et al. 1992
pré-Velho Salobro	Granito	2584 ± 5	Machado et al. 1991

Velho Salobro	Granitóide	2573 ± 2	Pidgeon <i>et al.</i> 2000
Itacaiúnas ou Pojuca		2560 ± 37	Souza <i>et al.</i> 1996
Itacaiúnas	Granitóide	2525 ± 38 (zircão)	Souza <i>et al.</i> 1995
Estrela	Granito	2763 ± 7 (zircão)	Barros <i>et al.</i> 2001

DOAÇÃO
<i>TGC-USP</i>
Data: <i>20/02/09</i>

