



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

---

**TESE DE DOUTORADO**

**GEOCRONOLOGIA EM ZIRCÃO, MONAZITA E GRANADA E ISOTÓPOS DE  
Nd DAS ASSOCIAÇÕES LITOLÓGICAS DA PORÇÃO OESTE DO DOMÍNIO  
BACAJÁ: EVOLUÇÃO CRUSTAL DA PORÇÃO MERIDIONAL DA PROVÍNCIA  
MARONI-ITACAIÚNAS – SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO**

**Tese apresentada por:**

**MARCELO LACERDA VASQUEZ**

---

**BELÉM  
2006**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)  
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

V335g Vasquez, Marcelo Lacerda  
Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da Província Maroni-Itacaiúnas – sudeste do Cráton Amazônico. / Marcelo Lacerda Vasquez; orientador, Moacir José Buenano Macambira. – 2006  
212 f. : il.

Tese (Doutorado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2006.

1.Geocronologia. 2.Geologia isotópica. 3.Evolução crustal. 4.Sideriano. 5.Ciclo Transamazônico. 6.Domínio Bacajá. 7.Província Maroni-Itacaiúnas. 8.Cráton Amazônico. I.Universidade Federal do Pará. II.Macambira, Moacir José Buenano, orient. III. Título.

CDD 20º ed.558.115:



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

**GEOCRONOLOGIA EM ZIRCÃO, MONAZITA E GRANADA E ISOTÓPOS  
DE Nd DAS ASSOCIAÇÕES LITOLÓGICAS DA PORÇÃO OESTE DO  
DOMÍNIO BACAJÁ: EVOLUÇÃO CRUSTAL DA PORÇÃO MERIDIONAL  
DA PROVÍNCIA MARONI- ITACAIÚNAS - SUDESTE DO CRÁTON  
AMAZÔNICO.**

TESE APRESENTADA POR

**MARCELO LACERDA VASQUEZ**

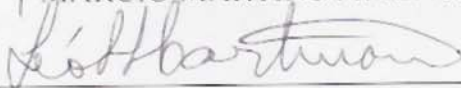
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em  
Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

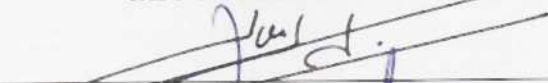
Data de Aprovação: **16/11/2006**

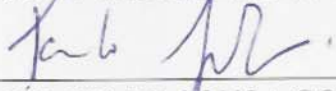
**Comitê de Tese:**

  
\_\_\_\_\_  
MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA (Orientador)

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

  
\_\_\_\_\_  
LÉO AFRANEO HARTMANN

  
\_\_\_\_\_  
JEAN-MICHEL LAFON

  
\_\_\_\_\_  
PAULO SÉRGIO DE SOUSA GORAYEB

## AGRADECIMENTOS

Este trabalho teve a colaboração de várias pessoas e instituições às quais quero expressar meus sinceros agradecimentos.

Inicialmente, quero agradecer à CPRM – Serviço Geológico do Brasil por incentivar o meu desenvolvimento profissional, permitindo cursar o doutorado e viabilizando várias etapas deste projeto através do seu programa de capacitação e treinamento e do Projeto Mapa Geológico do Estado do Pará.

À Universidade Federal do Pará pela disponibilidade da infra-estrutura do Centro de Geociências.

À CAPES (processo BEX3310/04-3) pelo suporte financeiro do estágio sanduíche no exterior.

Aos coordenadores do projeto PRONEX/CNPq (processo 66213/1998-0) que propiciou oportunidades para divulgação deste trabalho e juntamente com a CPRM ter financiou as análises geocronológicas do estágio sanduíche.

Aos coordenadores dos projetos do CNPq (processo 467104/00-0) e CT-mineral/FINEP 01/2001 que deram suporte financeiro aos trabalhos de campo.

À ANU (*Australian Nacional Universty*), através do *Research School of Earth Sciences*, por aceitar o estágio e disponibilizar sua infra-estrutura. Aproveitando para estender os agradecimentos à equipe do Laboratório PRISE que me acolheu com carinho.

Meu agradecimento a Richard Armstrong pela sua dedicação na orientação do estágio na ANU e pelos conhecimentos valiosos transmitidos.

Meu especial agradecimento ao Moacir Macambira que aceitou o desafio de me orientar neste estudo, com o qual venho aprendendo os segredos da geocronologia.

Agradeço aos colegas do Laboratório Para-Iso da UFPA, Marco Antônio Galarza, Robert Krymsky, Roberta Florêncio, Rosemary Monteiro, Elma Oliveira e Tatiana Azevedo pelo apoio durante a preparação das amostras e análises laboratoriais.

Aos colegas da CPRM, Denise Lobato, Reginaldo Cavalcante, Manoel Soares, Pedro Cordeiro e Alberto Costa e Silva pelo apoio na preparação das amostras.

À colega Joseneusa Rodrigues pelo apoio nas análises Sm-Nd no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

Aos colegas do Projeto GIS do Brasil, Telma Faraco, Orestes Santos, Armínio Vale, Amaro Ferreira e Marcos Oliveira pela colaboração e o convite para primeira campanha de campo na área de estudo.

Aos colegas do projeto Mapa Geológico do Estado do Pará, Cristiane Sousa, Jaime Barbosa, José Maria Carvalho e Paulo Marinho pela dedicação na elaboração do mapa que foi fundamental para este trabalho.

Aos colegas Lúcia Rosa-Costa, Evandro Klein e Paulo Ricci pelas discussões geológicas mais aprofundadas que contribuíram no desenvolvimento deste estudo.

Aos meus pais que investiram na minha educação e sempre me incentivaram a aprofundar meus estudos.

A minha esposa e filha por sempre me apoiarem durante esta jornada e pela compreensão que tiveram pelo tempo que dediquei a este trabalho, privando-as de nossa agradável convivência.

## SUMÁRIO

	pg.
<b>DEDICATÓRIA</b> .....	i
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	ii
<b>RESUMO</b> .....	1
<b>ABSTRACT</b> .....	3
<b>1 – INTRODUÇÃO</b> .....	5
<b>2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	8
2.1 – COMPARTIMENTAÇÃO E MODELOS EVOLUTIVOS PARA O CRÁTON AMAZÔNICO .....	8
2.2 – PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS - COMPARTIMENTOS, LIMITES E MODELOS EVOLUTIVOS .....	14
2.3 – DOMÍNIOS TRANSAMAZÔNICOS NA AMÉRICA DO SUL – SEU PAPEL NA TECTÔNICA GLOBAL .....	17
<b>3 – PROBLEMÁTICA E OBJETIVOS</b> .....	18
<b>4 – MÉTODOS DE TRABALHO E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS</b> .....	23
4.1 – MAPEAMENTO GEOLÓGICO .....	23
4.2 – ESTUDOS PETROGRÁFICOS .....	26
4.3 – GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA .....	26
<b>5 – DATAÇÃO DOS EVENTOS MAGMÁTICOS</b> .....	28
5.1 - GRANITÓIDES TRANSAMAZÔNICOS DA REGIÃO IRIRI-XINGU, PARÁ – NOVOS DADOS GEOLÓGICOS E GEOCRONOLÓGICOS .....	28
5.2 – ZIRCON GEOCHRONOLOGY OF GRANITOIDS FROM THE WESTERN BACAJÁ DOMAIN, SOUTHEASTERN AMAZONIAN CRATON, BRAZIL: NEOARCHEAN TO RHYACIAN EVOLUTION .....	60
<b>6 – DATAÇÃO DOS EVENTOS METAMÓFICOS DE ALTO GRAU</b> .....	106
6.1 - TIMING OF THE TRANSAMAZONIAN HIGH GRADE METAMORPHIC EVENTS IN THE WESTERN BACAJÁ DOMAIN, SOUTHEASTERN AMAZONIAN CRATON, BRAZIL .....	106

<b>7 – EVOLUÇÃO CRUSTAL COM BASE NOS ISÓTOPOS DE Nd</b> .....	165
7.1 – EVENTOS PRÉ-TRANSAMAZÔNICOS .....	165
7.2 – EVENTOS TRANSAMAZÔNICOS .....	172
7.3 – EVENTOS PÓS-TRANSAMAZÔNICOS .....	178
7.4 – LIMITES ENTRE AS PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS .....	183
<b>8 – CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	185
8.1 – EVOLUÇÃO CRUSTAL PRÉ-TRANSAMAZÔNICA .....	185
8.2 – EVOLUÇÃO CRUSTAL TRANSAMAZÔNICA .....	187
8.3 – EVOLUÇÃO CRUSTAL PÓS-TRANSAMAZÔNICA .....	191
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	194

## RESUMO

O Domínio Bacajá está localizado na porção sudeste do Cráton Amazônico e representa o segmento meridional da Província Maroni-Itacaiúnas que é constituída de orógenos paleoproterozóicos e blocos arqueanos retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico (2,2-1,95 Ga). Este domínio é composto de granitóides, rochas charnoquíticas e supracrustais, ortognaisses, migmatitos e granulitos para e ortoderivados. Dados geocronológicos prévios das rochas desse domínio indicam retrabalhamento de crosta arqueana e formação de crosta juvenil durante o Ciclo Transamazônico.

O presente estudo foi baseado em levantamentos de campo, petrografia, geoquímica isotópica e geocronologia, tendo como objetivo identificar os eventos ígneos e metamórficos de alto grau que ocorreram na porção oeste Domínio Bacajá a fim de entender sua evolução crustal.

Os dados geocronológicos existentes, somados aos novos dados de geocronologia em zircão (U-Pb SHRIMP e Evaporação de Pb) e isótopos de Nd para as rochas das associações litológicas que ocorrem na área de estudo permitiram identificar e datar eventos magmáticos ocorridos do Neoarqueano ao Orosiriano, com auge da formação de crosta durante o Riaciano. Ortognaisses de 2,67-2,44 Ga e remanescentes de rochas metavulcânicas de 2,45 Ga marcam o primeiro evento de formação de crosta na porção oeste Domínio Bacajá, com uma acreção a cerca de 2,7 Ga e contaminação por crosta mesoarqueana (*ca.* 3,0 Ga). Um segundo evento de acreção há aproximadamente 2,5 Ga e um de retrabalhamento de crosta mesoarqueana foram respectivamente registrados em rochas metavulcânicas de 2,36 Ga e granitóides 2,34 Ga associados. Esses eventos provavelmente estão relacionados à amalgamação de um arco de ilha tardi sideriano a um microcontinente arqueano. Granitóides de 2,21-2,18, Ga, com contribuição crustal neoarqueana (*ca.* 2,8 Ga), e de 2,16-2,13 Ga, formados por mistura de um componente juvenil de *ca.* 2,3 Ga com fontes crustais arqueanas, estão relacionados a arcos magmáticos riacianos colididos contra um continente arqueano-sideriano. Esta colisão foi marcada pela formação de granitóides de 2,10 Ga (sincolisionais ?), com prováveis fontes a partir de rochas do arco magmático tardio, e de granitóides e rochas charnoquíticas de 2,09-2,07 Ga (pós-colisional) formados respectivamente por fusão de fontes arqueanas (3,0-2,7 Ga) e mistura com o componente juvenil transamazônico (*ca.* 2,3 Ga).

Por fim, no Domínio Bacajá e adjacências ocorreram eventos magmáticos orosirianos, marcados pela formação local de granitóides de 1,99 Ga, cuja relação com o Ciclo



Transamazônico é incerta, e pelo magmatismo de *ca.* 1,88 Ga de ambiente extensional. Ambos os eventos com contribuição crustal neoarqueana (*ca.* 2,8 Ga) que sugerem participação da crosta arqueana do Domínio Bacajá..

Eventos metamórficos de alto grau e de anatexia foram identificados nos gnaisses e granulitos para e ortoderivados do oeste do Domínio Bacajá. No entanto, os estudos petrológicos e geocronológicos foram enfocados nas rochas metassedimentares pelíticas de alto grau por serem melhores marcadores desses eventos. Esses eventos foram datados por U-Pb SHRIMP em zircão e monazita, Evaporação de Pb e U-Pb ID-TIMS em zircão e Sm-Nd em granada e rocha total. As rochas metassedimentares de alto grau apresentaram fontes detríticas predominantemente arqueanas (3,1-2,5 Ga) e foram afetadas por eventos tectono-termais riacianos, preliminarmente identificados pelas idades isocrônicas Sm-Nd em granada (2208 e 2025 Ma). Contudo, existem evidências sugestivas de um evento metamórfico de alto grau de cerca de 2,3 Ga que poderia estar relacionado a provável colisão tardi-sideriana. Os eventos de alto grau transamazônicos iniciaram com uma migmatização de 2147-2123 Ma em condições P-T de fácies anfibolito superior registrada nos grãos de zircão e núcleos de cristais de monazita. Este evento foi contemporâneo à formação de granitóides dos arcos magmáticos riacianos, podendo estar relacionado à colisão do arco mais precoce. Um evento anatético há 2109 Ma foi detectado nos sobrecrecimentos em cristais de zircão, sugestivamente relacionado ao principal evento de colisão continental riaciana identificado nos orógenos transamazônicos do Escudo das Guianas. Apesar de ter havido a formação de granitóides e rochas charnoquíticas contemporâneas, nos metapelitos estudados esse evento foi marcado por uma modesta anatexia. Por fim, um metamorfismo de fácies anfibolito superior a granulito, de baixas pressões (4-6 kbar / 700-800°C), há cerca de 2070 Ma foi registrado nos cristais de monazita e zircão, seguido de um possível evento de perda de Pb na monazita há 2057 Ma. A ocorrência de intrusões quartzo dioríticas e charnoquíticas contemporâneas ao metamorfismo granulítico sugerem processo de *underplating* de magma máfico e adelgaçamento crustal durante o estágio pós-colisional.

Os eventos ígneos e metamórficos do oeste do Domínio Bacajá são análogos aos registrados em outros domínios transamazônicos do Cráton Amazônico e da América do Sul. Em escala global, a colagem riaciana há 2,1 Ga tem sido relacionada à colisão das paleoplacas do leste da América do Sul contra o oeste da África que desencadeou a formação de um supercontinente no Paleoproterozóico.

## ABSTRACT

The Bacajá domain is located in the southeastern Amazonian craton and represents the southern part of the Maroni-Itacaiúnas province, which comprises Paleoproterozoic orogens and Archean blocks reworked during the Transamazonian cycle (2.2–1.95 Ga). This domain is composed of granitoids, charnockitic and supracrustal rocks, orthogneisses, migmatites, meta-igneous granulites and high-grade metasedimentary rocks. The previous geochronological data denote reworking of Archean crust and formation of juvenile crust during the Transamazonian cycle.

The present study was based on field work, petrography, isotope geochemistry and geochronology in order to identify the igneous and high-grade metamorphic events in the western part of the Bacajá domain and to discuss its crustal evolution.

The previous geochronological data, plus new data on zircon (U-Pb SHRIMP and Pb-evaporation) and Nd isotope data for the igneous and meta-igneous rocks of the lithologic associations from the study area allowed the identification and dating of magmatic events from Neoproterozoic to Orosirian times, with a climax of crust formation during the Rhyacian. The 2.67–2.44 Ga orthogneisses and 2.45 Ga metavolcanoclastic rock remnants are related to the first event of crust formation in the western Bacajá domain marked by an accretion at ca. 2.7 Ga and contamination by Mesoarchean crust (ca. 3.0 Ga). A second event of accretion at ca. 2.5 Ga and reworking of Mesoarchean crust were identified in 2.36 Ga metavolcanic rocks and associated 2.34 Ga granitoids, respectively. They are probably related to the amalgamation of a late Siderian island arc to an Archean microcontinent. The 2.21–2.18 Ga granitoids with Neoproterozoic crustal sources (ca. 2.8 Ga) and 2.16–2.13 Ga granitoids formed by mixture of a 2.3 Ga juvenile component with Archean crustal sources are related to Rhyacian magmatic arcs that collided against an Archean-Siderian continent. This collision was marked by the formation of 2.10 Ga granitoids (syncollisional rocks ?), probably originated from sources related to late magmatic arc rocks, and of charnockitic rocks and granitoids of 2.09–2.07 Ga (post-collisional rocks) formed respectively by mixture of Rhyacian crustal sources and the 2.3 Ga juvenile component and by melting of Archean crust (3.0–2.7 Ga).

There are Orosirian magmatic events identified in 1.99 Ga granitoids, whose correlation with the Transamazonian cycle is controversial, and by the extensional magmatism of ca. 1.88 Ga.

Both events have Neoproterozoic crustal sources (ca. 2.8 Ga), probably derived from the Bacajá domain.

The high-grade metamorphic events and associated anatexis were identified in the meta-igneous and metasedimentary rocks from the western Bacajá domain. However, the petrologic and geochronological studies focused only on the high-grade metasedimentary rocks. These rocks have dominantly Archean detrital sources (3.1-2.5 Ga) and were affected by Rhyacian metamorphic events preliminary constrained by Sm-Nd whole rock-garnet isochrones (2208-2025 Ma), but there is little evidence suggesting the existence of a high-grade metamorphic event at 2.3 Ga, that could be related to the collage of the late Siderian island arc. High-grade Transamazonian metamorphism commenced with a 2147-2123 Ma migmatization event that took place under upper amphibolite facies P-T conditions and was preserved in zircon overgrowths and in the cores of monazite grains. This event could be related to the collision of the early Rhyacian magmatic arc against to a Neoproterozoic-late Siderian continent. An anatectic event at 2109 Ma was recorded on unzoned rims of zircon crystals, which is probably it related to the continental collision at 2.1 Ga that has been identified in the Transamazonian orogens of the French Guiana shield. Despite the formation of synchronous granitoids and charnockitic rocks during this collision, in the studied metapelites it was a modest anatexis. After that, a low pressure granulite facies metamorphism (4-6 kbar / 700-800 °C) at ca. 2070 Ma was registered on monazite and zircon grains, followed by a possible Pb-loss event at 2057 Ma. The existence of coeval quartz diorite and charnockitic intrusions suggests underplating of mafic magma and crustal thinning during the post-collisional period.

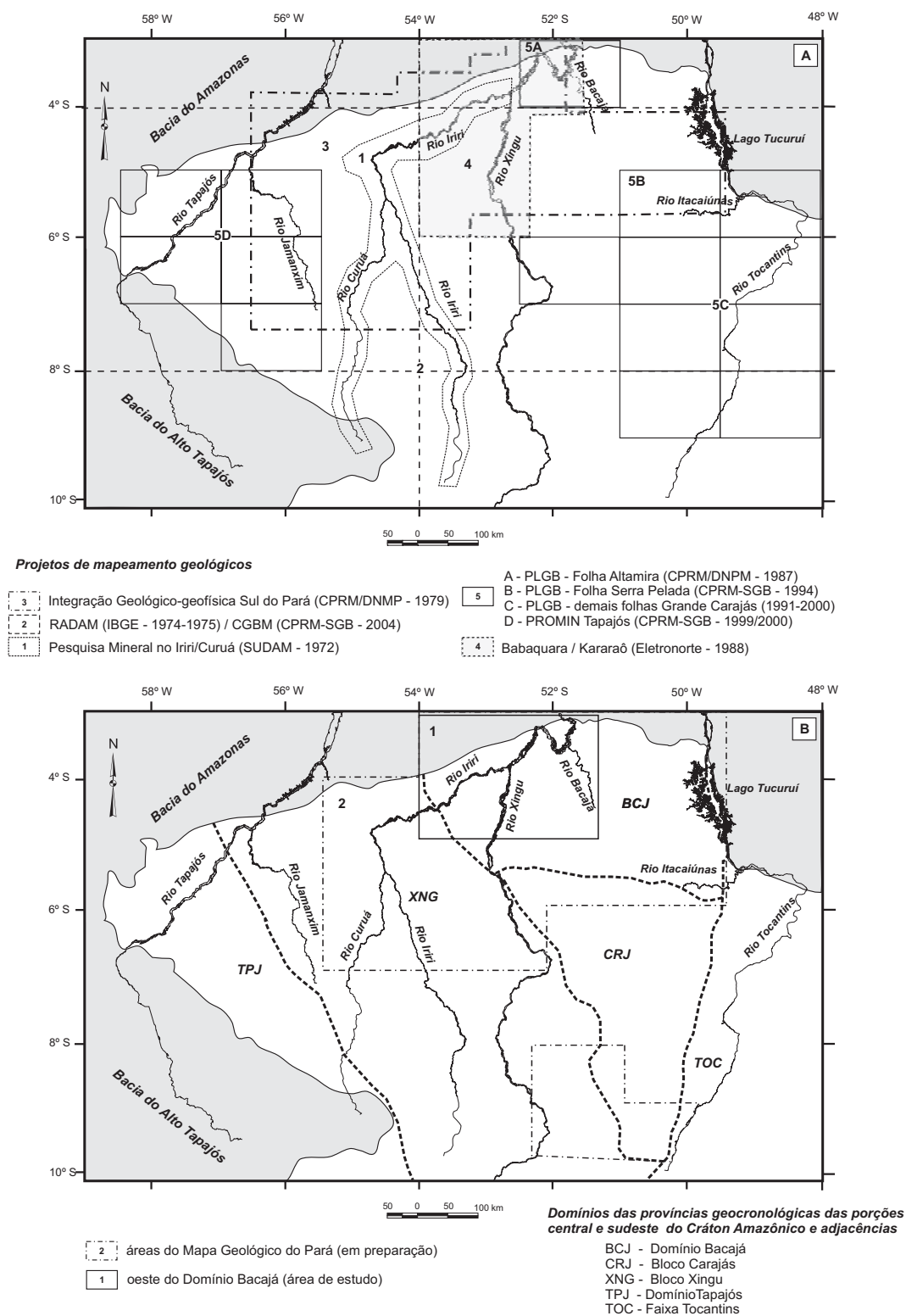
The igneous and metamorphic events of the western Bacajá domain are analogue to those identified in other Transamazonian domains of the Amazonian craton and South America. In global scale, the 2.1 Ga collage has been correlated to the collision of the paleoplates of eastern South America and western Africa that triggered the formation of a Paleoproterozoic supercontinent.

## 1 – INTRODUÇÃO

As regiões sudeste e central do Cráton Amazônico contam com os levantamentos geológicos realizados durante a década de 1970 pela SUDAM (Forman *et al.*, 1972, entre outros), pelo Projeto RADAM do IBGE (Issler *et al.*, 1974; Silva *et al.*, 1974, Santos *et al.*, 1975, entre outros) e do Projeto Integração Geológico-geofísica do Sul do Pará da CPRM/DNPM (Martins & Araujo, 1979). Mapeamentos na escala 1:250.000 foram executados no final da década de 1980 pela CPRM/DNPM (Jorge João *et al.*, 1987) e Eletronorte (Santos *et al.*, 1988), na década seguinte durante o Programa de Levantamento Geológico Básico da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, o Serviço Geológico do Brasil (CPRM-SGB), que abrangeu as folhas dos subprogramas Grande Carajás e Província Mineral do Tapajós (Fig. 1.1A). Na década de 2000, as informações desses projetos somadas às obtidas em transversas geológicas nessas regiões foram organizadas em ambiente de sistema de informação geográfica (SIG) pelo Projeto GIS do Brasil (Bizzi *et al.*, 2003) da CPRM-SGB, posteriormente foram lançadas de cartas geológicas 1:1.000.000 no formato digital pelo Projeto Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo (Schobbenhaus *et al.*, 2004). Recentemente, essa empresa vem executando o Mapa Geológico Estado do Pará (MGEPA) que tem como estratégia focalizar os mapeamentos em áreas de menor conhecimento geológico (Vasquez *et al.*, 2006). Nesse contexto, as regiões que compreendem o Domínio Bacajá foram escolhidas pelo MGEPA, sendo sua porção oeste, alvo do presente estudo (Fig. 1.1B). Essa convergência de interesses propiciou uma cooperação e integração entre a CPRM-SGB e a Universidade Federal do Pará (UFPA) que facilitou o desenvolvimento desta tese de doutorado.

As atividades relacionadas ao doutorado iniciaram-se em 2002 com mapeamento geológico que contou com campanhas subseqüentes vinculadas ao MGEPA. As primeiras etapas de campo contaram com apoio da CPRM-SGB e auxílio financeiro de projetos de pesquisa do CNPq (Nº 467104/00-0) e do CT-Mineral/FINEP 01/2001. Foram utilizadas oficinas e laboratórios da UFPA e CPRM-SGB para preparação e análise das amostras, e ambas as instituições financiaram análises em laboratórios externos. A geocronologia foi refinada com análises por microsonda iônica tipo SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ionic Microprobe*), durante um estágio na *Australian National University* suportado pela CAPES, e com as análises financiadas pela CPRM-SGB e pelo projeto PRONEX/CNPq 103/98.

Dados geocronológicos prévios das rochas do Domínio Bacajá indicaram um



**Figura 1.1** - Mapas de localização dos projetos de mapeamento geológico nas porções sudeste e central do Cráton Amazônico e da área de estudo. (A) projetos anteriores e (B) projeto Mapa Geológico do Estado do Pará e área de estudo em relação aos domínios das províncias geocronológicas do cráton e faixas orogênicas adjacentes. Traçado dos domínios modificado de Tassinari & Macambira (2004).

retrabalhamento do embasamento ígneo e metamórfico durante o Ciclo Transamazônico (2,2-1,95 Ga) e formação de crosta no Paleoproterozóico. Contudo, a idade e a tipologia dos eventos magmáticos e metamórficos, o contexto tectônico desses, bem como da crosta arqueana e sua participação na formação de crosta paleoproterozóica são pouco conhecidos. Desta forma, a investigação da cronologia e natureza desses eventos e a participação da crosta arqueana envolvida nesses, através de evidências de campo, estudos petrográficos, geoquímicos isotópicos e geocronológicos são os objetivos desta tese de doutoramento.

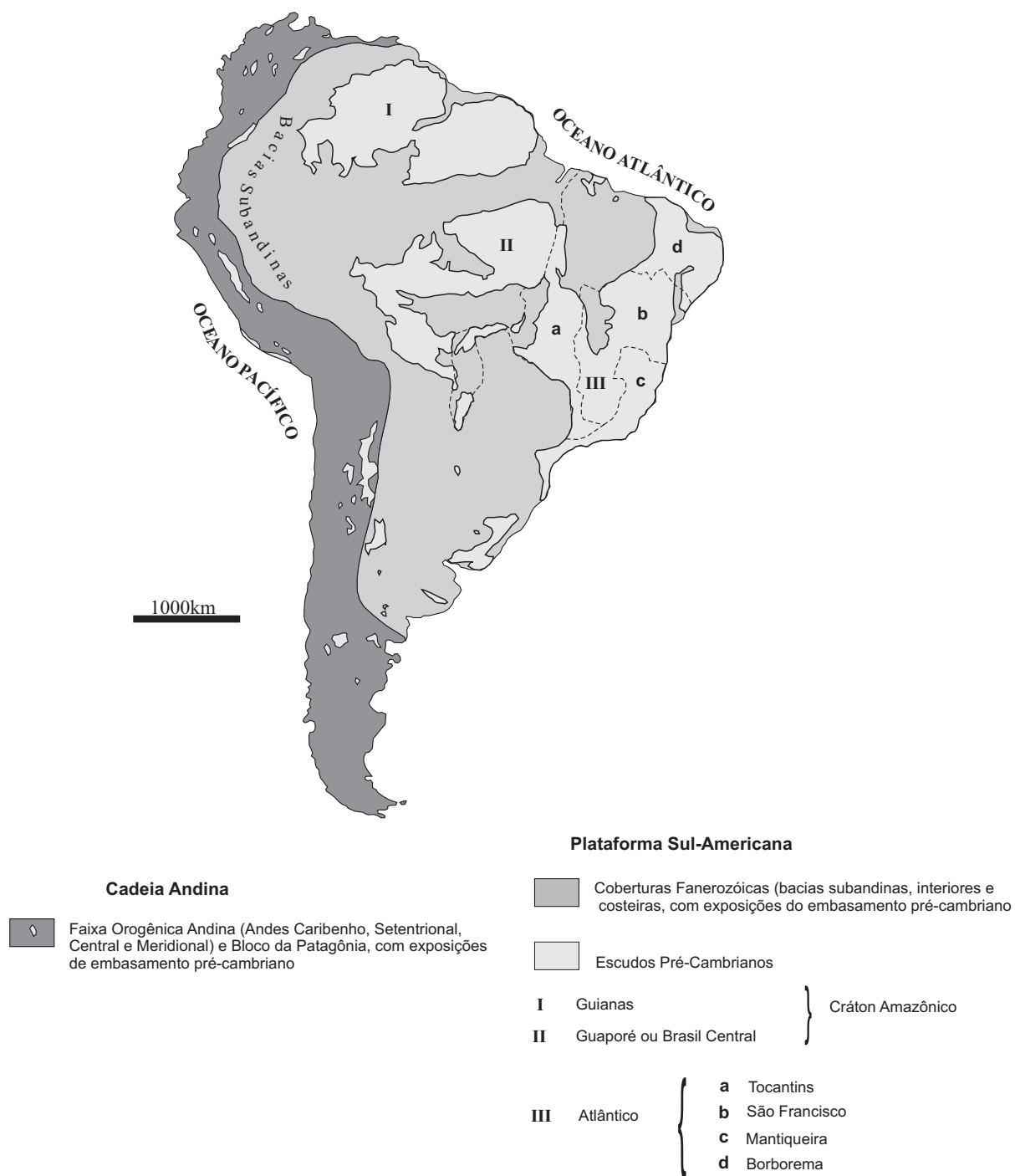
No capítulo inicial é abordado o contexto geológico regional, enfocando a compartimentação e modelos evolutivos para o Cráton Amazônico, alguns aspectos da Província Maroni-Itacaiúnas e discutidos o papel dos domínios transamazônicos em escala continental e global. Na seqüência, são apresentadas as questões críticas sobre o conhecimento geológico da área de estudo e os métodos usados para investigá-las. Os métodos de trabalho utilizados e os procedimentos analíticos são descritos em um capítulo específico. Mas os procedimentos das análises geocronológicas e isotópicas de Nd estão detalhadamente descritos nos três trabalhos científicos que compõem o corpo desse trabalho. Da mesma forma, as características das associações litológicas e os resultados geocronológicos obtidos são apresentados e discutidos nos artigos científicos. O primeiro consiste da caracterização petrográfica dos granitóides e gnaisses da porção oeste do Domínio Bacajá e apresentação dos primeiros dados geocronológicos por Evaporação de Pb em zircão. O segundo investiga os eventos magmáticos dessa porção do domínio, com base em resultados pelos métodos U-Pb SHRIMP e Evaporação de Pb em zircão; O terceiro enfoca os eventos metamórficos de alto grau e anatexia, utilizando os métodos U-Pb SHRIMP em zircão e monazita além de outros métodos. Por fim, os últimos capítulos são dedicados à evolução crustal com base nos isótopos de Nd e a integração de todos os resultados propondo um modelo evolutivo para o Domínio Bacajá.

## 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1 – COMPARTIMENTAÇÃO E MODELOS EVOLUTIVOS PARA O CRÁTON AMAZÔNICO

O Cráton Amazônico destaca-se dentre as unidades geotectônicas do Pré-cambriano da Plataforma Sul-americana pela sua dimensão (cerca de 4.500.000 km<sup>2</sup>) e importância. Trata-se de uma placa litosférica continental constituída de um expressivo núcleo arqueano orlado por faixas orogênicas paleo- a mesoproterozóicas, tendo sido esse conjunto estabilizado cerca de 1,0 Ga atrás e atuado como antepaís das faixas orogênicas brasileiras da Província Tocantins (Almeida *et al.* 1976, 1981, 2000; Cordani & Brito Neves, 1982; Brito Neves & Cordani, 1991; Cordani *et al.* 2000; Schobbenhaus & Brito, Neves, 2003). Esse cráton é constituído pelo Escudo das Guianas, a norte das bacias fanerozóicas Solimões e Amazonas e pelo Escudo Brasil Central (ou Guaporé) a sul dessas. A leste e a sul, é limitado pelas faixas orogênicas brasileiras e bacias de antepaís da Província Tocantins e a noroeste e sudoeste é recoberto pelas bacias subandinas (Fig. 2.1).

Existem duas principais correntes para os modelos evolutivos propostos para o Cráton Amazônico. Uma baseada principalmente em geologia estrutural e geofísica, implicando em retrabalhamento crustal das massas continentais aglutinadas no Arqueano e Paleoproterozóico através de orogenias predominantemente ensiálicas (Hasui *et al.* 1984; Hasui & Almeida, 1985; Costa & Hasui, 1997). A outra baseada em geocronologia e geoquímica isotópica, além da reciclagem de blocos crustais arqueanos envolve processo de acreção juvenil (Cordani *et al.* 1979, Cordani & Brito Neves, 1982; Teixeira *et al.* 1989; Tassinari, 1996; Tassinari & Macambira 1999, 2004; Tassinari *et al.* 2000). Nesse modelo os domínios individualizados no cráton, que correspondem às províncias geocronológicas, seriam núcleos arqueanos de terrenos granitóide-*greenstone* e gnaiss-migmatíticos margeados por sucessivas faixas móveis e arcos magmáticos proterozóicos aglutinados por colisões. Ou seja, um protocráton arqueano formado por microcontinentes (blocos Imataca, Carajás e Xingu-Iricoumé) amalgamados pelas faixas orogênicas paleoproterozóicas de 2,2 a 1,95 Ga (Província Maroni-Itacaiúnas). A partir da borda oeste desse novo continente, sucessivos arcos magmáticos (províncias Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena e parte da Rondoniana-San Ignácio) foram acrescentados entre 1,95 e 1,45 Ga, provavelmente relacionados a subducção de litosfera oceânica a leste como resultante da convergência de outra massa continental mais a oeste (Laurentia). Essa convergência culminaria



**Figura 2.1** - Compartimentação geotectônica da América do Sul, modificado de Almeida *et al.* (1976). Divisão das províncias tectônicas do Escudo Atlântico baseada em Almeida *et al.* (1981)

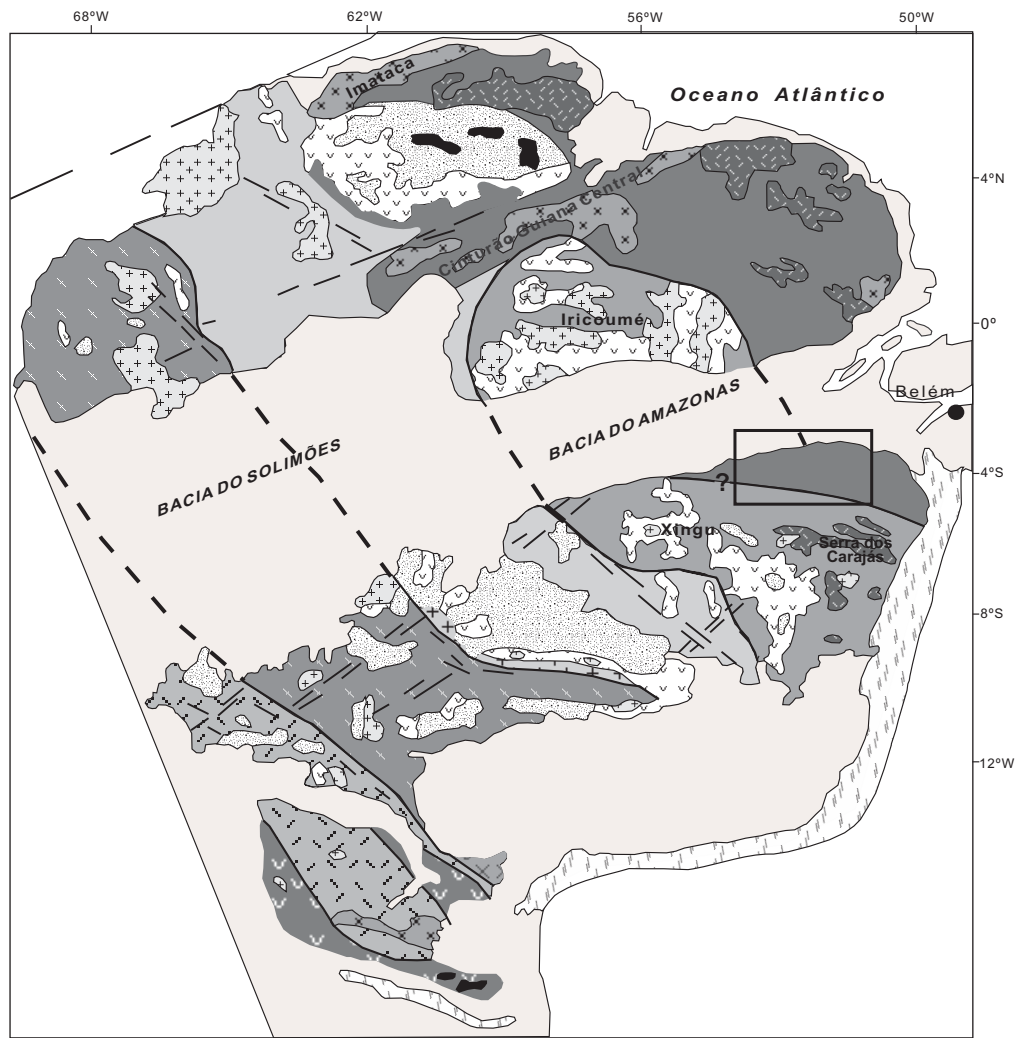


com a colisão do Cráton Amazônico contra Laurentia (América do Norte e Groelândia) e evolução orogênica ensialica entre 1,4 e 1,0 Ga para faixas orogênicas mais jovens (províncias Rondoniana-San Ignácio e Sunsás).

Na década de 1970, Amaral (1974 *apud* Santos, 2003) propôs a compartimentação do Craton Amazônico com base em dados geocronológicos que foi aprimorada por Cordani et al. (1979) e posteriormente por Teixeira *et al.* (1989). Fundamentalmente, como acima detalhado, esses modelos individualizam uma porção central de evolução arqueana, a Província Amazônia Central (> 2,5 Ga) e sucessivas faixas móveis proterozóicas (2,2–1,0 Ga), orientadas segundo direção NW-SE e progressivamente mais jovens em direção ao sudoeste do cráton. O aumento do número de dados geocronológicos e geoquímicos isotópicos para as rochas do Cráton Amazônico resultou em modificações nos limites espaciais e temporais e até novas províncias foram propostas. Por exemplo, Teixeira *et al.* (1989) individualizaram a Província Sunsás na porção sudoeste do cráton e Tassinari (1996) individualizou na porção central do cráton um domínio orogênico paleoproterozóico, a Província Ventuari-Tapajós (1,95–1,8 Ga). A proposta de compartimentação do cráton de Tassinari (1996) norteou as propostas subseqüentes desse grupo que estão sintetizadas no esboço (Fig. 2.2) de Tassinari & Macambira (2004).

A escassez de afloramentos de rochas arqueanas e a falta de conhecimento sobre essas na porção ocidental da Província Amazônia Central, onde predominam rochas vulcânicas félsicas, granitóides e coberturas sedimentares paleoproterozóicas suportaram a proposta de Tassinari & Macambira (1999) para subdivisão dessa província. Na porção sudeste, eles individualizaram um domínio de embasamento arqueano não afetado pelas orogêneses paleoproterozóicas (Área Carajás) e outro a oeste (Área Xingu-Iricoumé) com expressivos eventos magmáticos paleoproterozóicos (1,96–1,6 Ga) e sedimentação associada, contendo apenas vestígios ( $T_{DMNd}$  ca. 2,6 Ga) de embasamento arqueano. Dall’Agnol *et al.* (1999a) apresentaram para uma proposta semelhante distinguindo os blocos Leste e Central na Província Amazônia Central.

Na Área Carajás (ou Bloco Carajás - Tassinari & Macambira, 2004), as idades U-Pb e Pb-Pb dos granitóides e *greenstone belts* mesoarqueanos (2,97–2,82 Ga) do Terreno Rio Maria contrastam com as neoarqueanas (2,76–2,54 Ga) dos terrenos da Serra dos Carajás (Olszewski et al., 1989; Machado et al., 1991; Pimentel & Machado, 1994; Macambira & Lancelot, 1996; Lafon & Scheller, 1996; Souza *et al.*, 1996; Avelar *et al.*, 1999; entre outros). Contudo os



**Províncias Geocronológicas**

- Amazônia Central (>2,5 Ga)
- Maroni-Itacaiúnas (2,2 - 1,9 Ga)
- Ventuari-Tapajós (1,9 - 1,8 Ga)
- Rio Negro-Juruena (1,8 - 1,55 Ga)
- Rondoniana-San Ignácio (1,55 - 1,3 Ga)
- Sunsás (1,25 - 1,0 Ga)

área de estudo

**Unidades Geológicas**

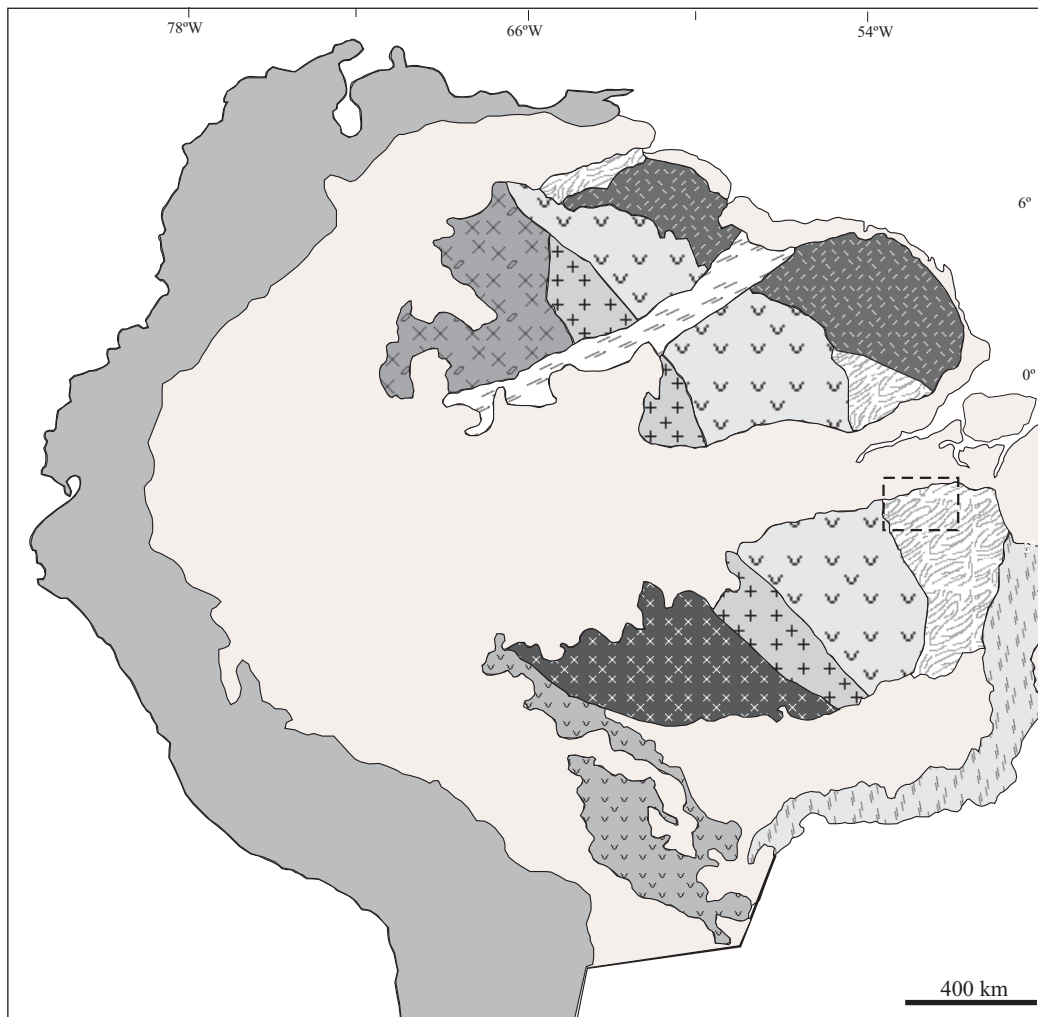
- cobertura sedimentar fanerozóica
- cobertura sedimentar pré-cambriana
- granitóides
- vulcanismo ácido intermediário
- vulcanismo máfico
- greenstones belts
- complexos granulíticos
- faixas neoproterozóicas
- alto estrutural do embasamento

**Figura 2.2** - Distribuição das províncias geocronológicas do Crâton Amazônico, conforme Tassinari & Macambira (2004), com a localização da área de estudo.

isótopos de Nd indicam fontes juvenis com cerca de 3,0 Ga para rochas de ambos os terrenos (Sato & Tassinari, 1997; Dall’Agnoll *et al.*, 1999b; Rämö *et al.*, 2002; Rolando & Macambira, 2003; Barros *et al.* 2004). Eventos metamórficos de alto grau com cerca de 2,85 Ga que afetaram os ortognaisses migmatíticos e granulitos da porção setentrional do Bloco Carajás marcam o principal evento de retrabalhamento crustal (Machado *et al.*, 1991; Macambira & Lafon, 1995; Pidgeon *et al.*, 2000). Os eventos metamórficos entre 2,56 e 2,52 Ga relacionados à deformação nas zonas de cisalhamento, hidrotermalismo e magmatismo associados (Machado *et al.*, 1991; Souza *et al.* 1996) marcam os últimos eventos tectono-termais que afetaram essa região.

Os dados de Nd obtidos por Sato & Tassinari (1997) para rochas vulcânicas e granitos com < 1,9 Ga do Bloco Xingu-Iricoumé apontam para fontes crustais neoarqueanas, geralmente com TDM entre 2,5 e 2,6 Ga. Por outro lado, as rochas vulcânicas e granitos contemporâneos do Bloco Carajás apresentaram fontes crustais mesoarqueanas ( $T_{DM}$  ca. 3,0 Ga), provavelmente os próprios granitóides mesoarqueanos da região (Dall’Agnoll *et al.*, 1999b; Rämö *et al.*, 2002; Teixeira *et al.*, 2002).

Em modelos mais recentes, novas denominações e configurações de limites foram propostas para as províncias do Cráton Amazônico, mas na essência a evolução está relacionada à acreção de arcos magmáticos e reciclagem crustal durante colisões continentais, principalmente na porção sudoeste do cráton. Santos *et al.* (2000) estenderam o domínio arqueano da porção sudeste do cráton até parte sudeste do Escudo das Guianas, englobando esses segmentos na Província Carajás (Fig. 2.3). Também correlacionaram o Bloco Imataca localizado na porção noroeste desse escudo a esse domínio arqueano. No entanto, esses blocos arqueanos no Escudo das Guianas têm sido considerados como parte da Província Maroni-Itacaiúnas (2,2 – 1,95 Ga), representando remanescentes de crosta arqueana retrabalhada no Paleoproterozóico (Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari, 1996; Tassinari & Macambira, 1999, 2004; Tassinari *et al.* 2000). Outra proposição equivocada de Santos *et al.* (2000) foi restringir a Província Maroni-Itacaiúnas (ou Transamazônica) às ocorrências localizadas no nordeste do Escudo das Guianas, suprimindo aquela a sul da Bacia do Amazonas, o Domínio Bacajá. No entanto, os dados Rb-Sr e K-Ar prévios já indicavam retrabalhamento do embasamento arqueano e formação de crosta no Paleoproterozóico (Silva *et al.*, 1974; Cordani *et al.*, 1984; Santos *et al.*, 1988). Datações de zircão e isótopos de Nd comprovaram essa evolução paleoproterozóica durante o Ciclo Transamazônico (Macambira *et al.*, 2001, 2003, 2004; Santos, 2003). Desta forma, o Domínio



**Províncias Geocronológicas**

- |  |                                   |  |   |
|--|-----------------------------------|--|---|
|  | Sunsás (1,33- 0,99 Ga)            |  | Fanerozóico indiscriminado (bacia fanerozóicas) |
|  | Rondônia-Juruena (1,76 -1,47 Ga)  |  | Faixa orogênica Andina (Fanerozóico)            |
|  | Amazônia Central (1,88 - 1,70 Ga) |  | Faixa orogênica Araguaia (Neoproterozóico)      |
|  | Rio Negro (1,86 -1,52 Ga)         |  | Faixa de cisalhamento K'Mudku (1,33-1,10 Ga)    |
|  | Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga)     |  | área de estudo                                  |
|  | Transamazônica (2,25-2,00 Ga)     |  |   |
|  | Carajás-Imataca (3,10 - 2,53 Ga)  |  |   |

**Figura 2.3** - Distribuição das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, conforme Santos *et al.* (2000) e localização da área de estudo.

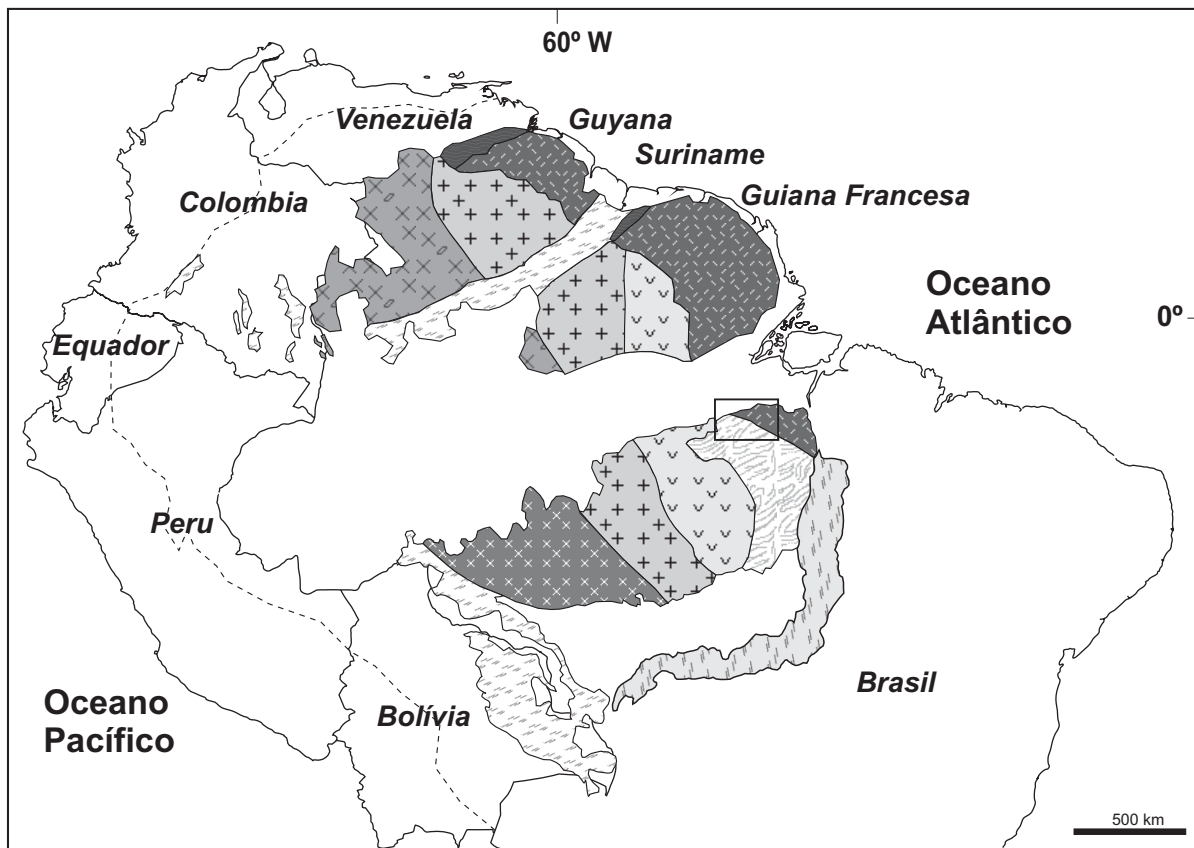
Bacajá voltou a figurar nos modelos mais recentes desse grupo (Santos, 2003; Santos *et al.* 2006) como um domínio paleoproterozóico (Fig. 2.4). Da mesma forma, os recentes dados de geocronologia de zircão e monazita bem como em outros minerais das rochas de alto grau do Bloco Imataca na Venezuela, da Faixa Bakhuis no Suriname e da porção meridional do Escudo das Guianas têm mostrado uma evolução transamazônica (Oliveira, 2002; Avelar *et al.* 2003; Roeber *et al.*, 2003; Tassinari *et al.*, 2004) e devem ter respaldado a restrição do domínio arqueano apenas a porção sudeste do cráton.

## 2.2 – PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS – SEGMENTOS, LIMITES E MODELOS EVOLUTIVOS

A Província Maroni-Itacaiúnas apresenta uma ampla distribuição ao longo das porções norte e nordeste do Cráton Amazônico e um prolongamento a sul da Bacia do Amazonas, o Domínio Bacajá (Fig. 2.5). Sua evolução está relacionada às orogêneses do Ciclo Transamazônico (2,2 – 1,95 Ga), consistindo de domínios de crosta juvenil paleoproterozóica e de blocos arqueanos retrabalhados no Paleoproterozóico (Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari, 1996; Tassinari & Macambira, 1999, 2004; Tassinari *et al.* 2000).

Os domínios de crosta transamazônica juvenil localizam-se no nordeste e sudoeste do Escudo das Guianas, sendo o mais expressivos aquele da porção oriental do escudo que se estendem do leste do Suriname ao norte do Amapá no Brasil, cobrindo a Guiana Francesa. O modelo geodinâmico proposto para esse domínio inicia com abertura oceânica e formação de crosta juvenil entre 2,26 e 2,0 Ga, seguidas de convergência marcada por subdução e formação de arcos de ilha de 2,18 a 2,13 Ga, transcorrência, retrabalhamento crustal e sedimentação de bacias *pull-apart* entre 2,11 e 2,08 Ga. Ele finaliza com adelgaçamento crustal e exumação de crosta inferior entre 2,07 e 2,05 Ga, marcados pela colocação de granitos pós-transcorrentes e charnoquítos, metamorfismo granulítico, localmente de UHT (*ultrahigh-temperature*), e metamorfismo de soterramento das bacias *pull-apart*, seguidos de resfriamento isobárico (Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Delor *et al.*, 2003a).

Nos domínios transamazônicos do sudoeste do Escudo das Guianas, foram reconhecidos arcos magmáticos juvenis de 2,19 a 2,14 Ga relacionados ao estágio de convergência de um bloco cratônico a oeste contra o Bloco Amapá a leste, seguido por estágios colisionais cerca de 2,10 Ga e tardi-colisional entre 2,07 e 2,03 Ga, ambos marcados por intenso retrabalhamento da crosta arqueana (Rosa-Costa, 2006). A caracterização geocronológica e geoquímica isotópica sugere



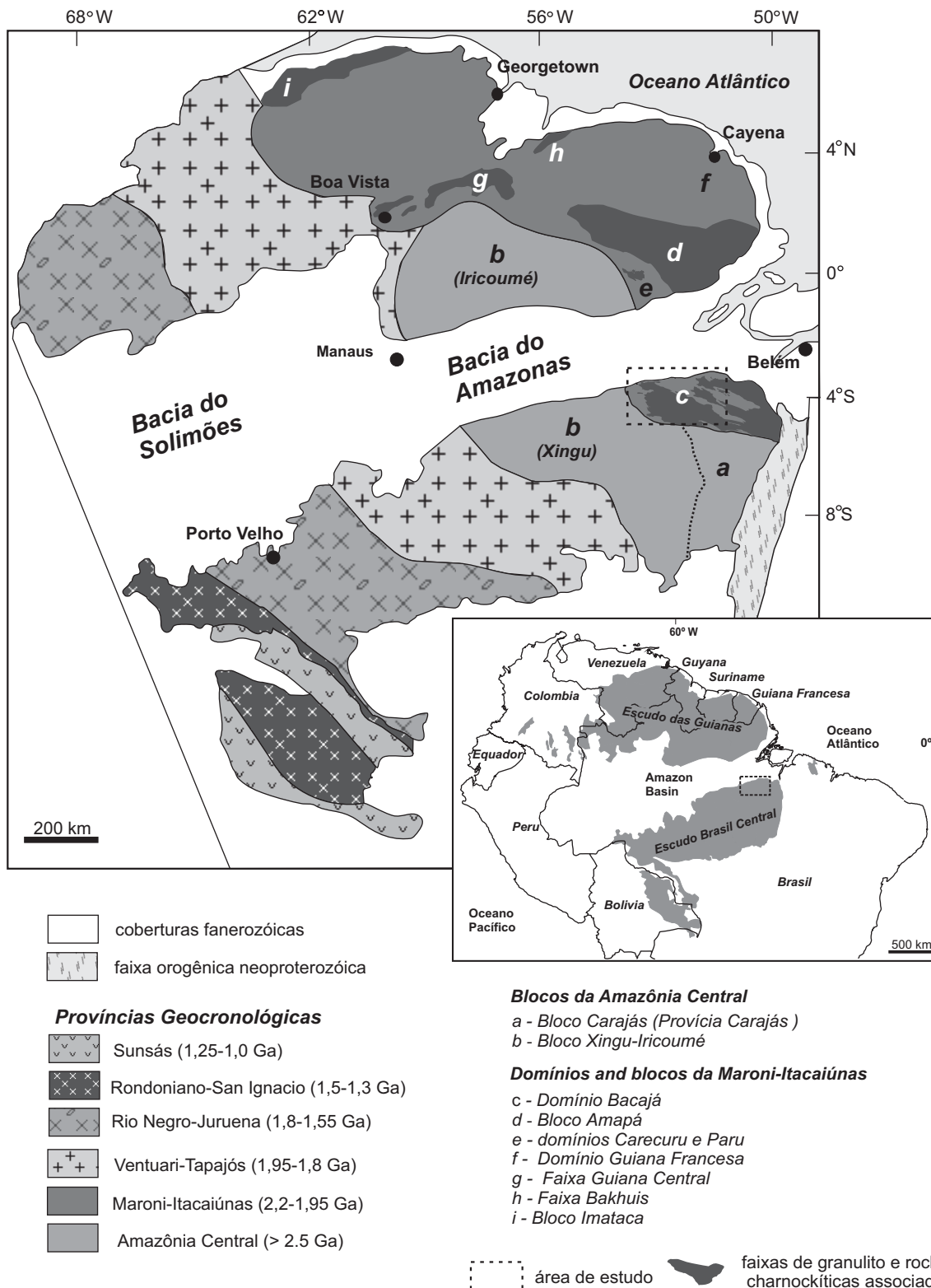
**Províncias Geocronológicas**

- Sunsás e K'mudku (1,45 - 1,10 Ga)
- Rondônia-Juruena (1,82 - 1,54 Ga)
- Rio Negro (1,82 - 1,52 Ga)
- Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga)
- Transamazonas (2,26-2,01 Ga) e blocos Imataca e Bakhuis
- Amazônia Central (supostamente arqueana)
- Carajás (3,0 - 2,5 Ga)

- Faixa orogênica Andes e Fanerozóico indiscriminando
- Faixa orogênica Araguaia (Neoproterozóico)

área de estudo

**Figura 2.4** - Distribuição das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, conforme Santos *et al.* (2006) e localização da área de estudo.



**Figure 2.5** - Mapas esquemáticos do Cráton Amazônico, com distribuição das províncias geocronológicas (modificado de Tassinari & Macambira, 2004) e dos diferentes segmentos das províncias Amazônia Central e Maroni-Itacaiúnas.

tratar-se de uma zona de transição entre os domínios juvenis e os de retrabalhamento crustal a exemplo do que foi identificado por Avelar *et al.* (2003) no limite entre domínio juvenil da Guiana Francesa e a porção nordeste do Bloco Amapá.

Para o Domínio Bacajá pode-se esperar um quadro semelhante aos acima descritos para as zonas de transição, pois além do magmatismo transamazônico com fontes juvenis e de contribuição crustal arqueana (Macambira *et al.*, 2004), ocorrências de ortognaisses arqueanos (Santos, 2003; Macambira *et al.* 2004) e rochas granulíticas e charnoquíticas (Santos *et al.* 1988; Ricci, 2006a,b) vêm sendo registradas.

### 2.3 – DOMÍNIOS TRANSAMAZÔNICOS NA AMÉRICA DO SUL – SEU PAPEL NA TECTÔNICA GLOBAL

O Paleoproterozóico tem uma expressiva distribuição nas unidades tectônicas pré-cambrianas da América do Sul, especialmente durante o Ciclo Transamazônico quando o continente teve seu maior crescimento (Brito Neves, 1999; Cordani & Sato, 1999; Schobbenhaus & Brito Neves, 2003). O Transamazônico está presente nos crátons Amazônico, São Luís e São Francisco bem como nos embasamentos arqueanos e paleoproterozóicos remanescentes dentro ou em contato com faixas orogênicas meso- e neoproterozóicas das províncias tectônicas da América do Sul (Almeida *et al.* 1981, 2000; Brito & Cordani, 1991; Delgado *et al.* 2003; Hartmann *et al.* 2000, 2002, Santos *et al.* 2003a; Schobbenhaus & Brito Neves, 2003). Suas orogêneses são contemporâneas às orogêneses nos crátons Oeste-africano e Congo e marcam a colisão há cerca de 2,1 Ga entre o leste da paleoplaca sul-americana e oeste da africana (Bertrand & Jardim de Sá, 1990; Ledru *et al.*, 1994; Feybesse *et al.*, 1998; Brito Neves, 1999; Barbosa & Sabaté, 2004). Apesar do retrabalhamento de blocos arqueanos ter sido comum no Ciclo Transamazônico, a formação de crosta juvenil foi igualmente importante (Cordani & Sato, 1999; Tasinari & Macambira, 1999; Sato & Siga Junior, 2000).

Em escala global, os orógenos colisionais de 2,1 a 1,8 Ga e blocos cratônicos associados têm mostrado uma conexão entre as paleoplacas que sugerem a formação de um supercontinente no Paleoproterozóico (Brito Neves, 1999; Zhao *et al.*, 2002), de dimensões maiores que aquele proposto por Roger (1996). Neste contexto, a colisão há cerca de 2,1 Ga entre as paleoplacas sul-americana e africana desencadeou a formação do supercontinente paleoproterozóico.

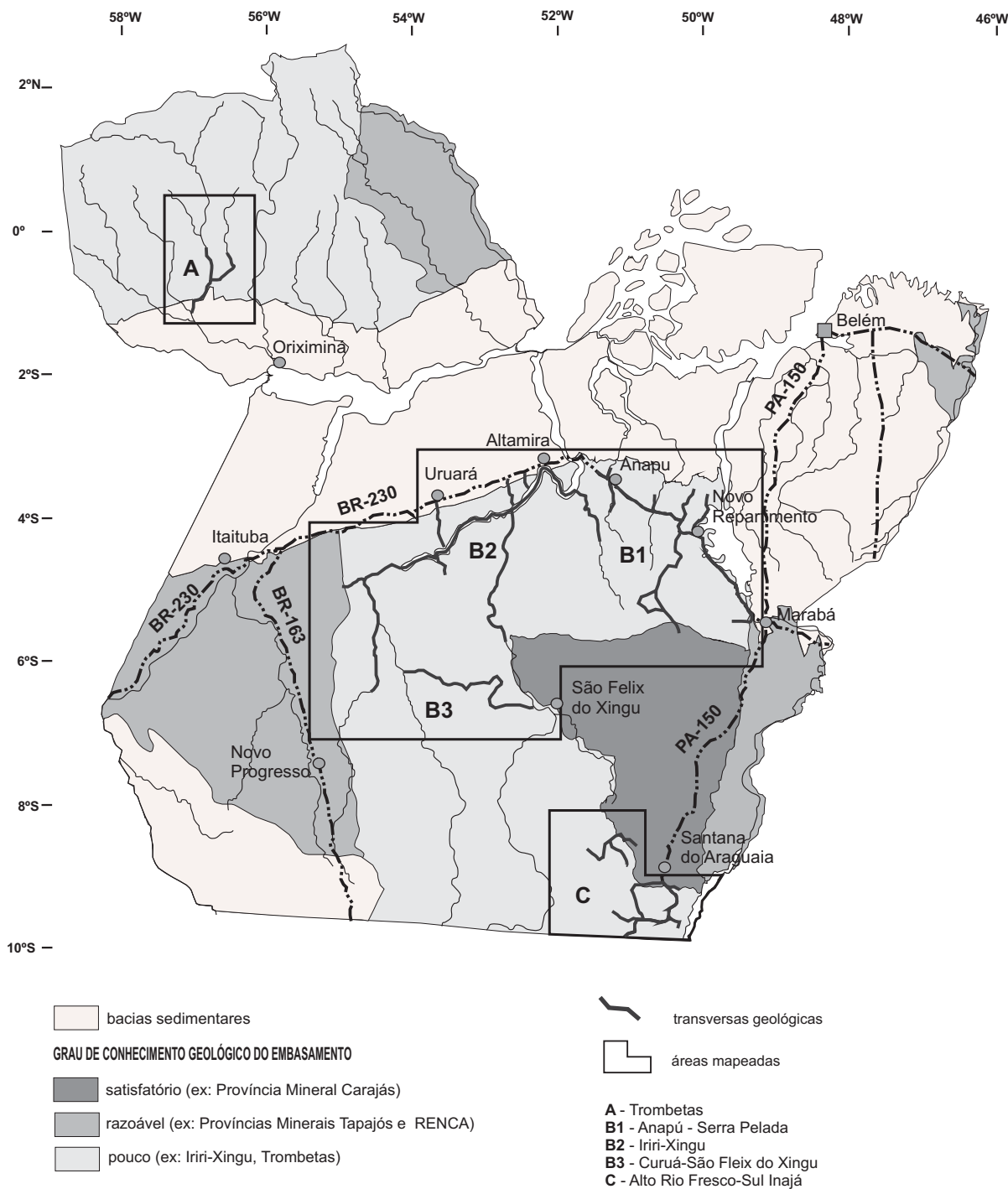


### 3 – PROBLEMÁTICA E OBJETIVOS

O conhecimento sobre a geologia do Domínio Bacajá pode ser considerado mínimo se comparado com o das regiões vizinhas como Carajás e Tapajós (Fig. 3.1), conforme a avaliação feita pela CPRM-SGB (Vasquez *et al.*, 2006). Esta região conta apenas com levantamentos geológicos regionais das décadas de 1970 e 1980 executados pela SUDAM (Forman *et al.*, 1972), RADAM-IBGE (Issler *et al.*, 1974; Silva *et al.* 1974; Santos *et al.* 1975), CPRM/DNPM (Martins & Araújo, 1979) e Eletronorte (Santos *et al.*, 1988). Existem poucos os mapeamentos geológicos sistemáticos (vide Fig. 1.1A) executados pela CPRM-SGB na região (Jorge João *et al.* 1987; Oliveira *et al.*, 1994). As informações desses projetos foram disponibilizadas em ambiente SIG nas folhas ao milionésimo Tapajós, Belém e Araguaia (Bahia *et al.* 2004; Faraco *et al.* 2005, Ferreira *et al.*, 2004). Recentemente, o Projeto Mapa Geológico do Estado do Pará executou transversas ao longo dos principais rios, rodovias e estradas vicinais (Fig. 3.1) que resultarão em um novo traçado e entendimento sobre a geologia da região. Esta última base geológica foi ligeiramente modificada para o formato do presente estudo e conforme as interpretações do autor.

A unidade geológica que representava o embasamento ígneo-metamórfico, o Complexo Xingu conforme definido por Silva *et al.* (1974) começou a ser subdividida em novas unidades a partir dos mapeamentos da década de 1980. Novas unidades foram propostas, mas a complexidade geológica e estrutural da área somada a carência de dados geocronológicos para grande parte das unidades não permitiram a proposição de uma crono-estratigrafia. De modo geral, os principais eventos ígneos e metamórficos que afetaram a área foram identificados nos projetos anteriores, mas a cronologia desses é relativa e existem poucos dados geocronológicos quando se leva em conta as dimensões da área e a complexidade geológica que é típica de terrenos policíclicos. Além disso, novas interpretações podem ser dadas a algumas estruturas, microtexturas e outras feições descritas anteriormente. Por exemplo, Santos *et al.* (1988) superestimaram a ocorrência de migmatitos, muitas feições nos granitóides podem ser interpretadas como puramente ígneas ou resultantes de deformação submagmática ou de recristalização a alta temperatura, sem implicar em anatexia.

Por força do pouco conhecimento, os modelos evolutivos propostos nos projetos e estudos anteriores são vagos, descrevem os processos ígneos e metamórficos os regimes tectônicos, mas geralmente não discriminam o ambiente tectônico e quando o fazem baseiam-se em modelos obsoletos, inadequados ou inconsistentes com os dados disponíveis atualmente. Por



**Figura 3.1** - Esboço do grau de conhecimento geológico do Pará, com localização das áreas mapeadas e transversas geológicas realizadas pelo Projeto Mapa Geológico do Estado do Pará (modificado de Vasquez *et al.*, 2006).

exemplo, Jorge João *et al.* (1987) propuseram a formação de *greenstone belts* seguida por migmatização dessas seqüências e formação de granitóides sódicos e potássicos por espessamento crustal policíclico sem discriminar claramente o ambiente tectônico de geração desses granitóides. Apesar de sugerir analogias desses granitóides e os granulitos associados, com raízes de margens continentais ativas tipo cordilherano, não descartam que possam estar relacionados a ambientes intracontinentais.

Os dados geocronológicos e geoquímicos isotópicos existentes para as rochas do Domínio Bacajá indicam uma evolução paleoproterozóica durante o Transamazônico, com retrabalhamento de crosta com  $> 2,3$  Ga e formação de crosta juvenil paleoproterozóica (Cordani *et al.*, 1984; Santos *et al.*, 1988; dentre outros). Recentemente, foram identificadas ocorrências de rochas neoarqueanas entre 2,5 e 2,67 Ga (Santos, 2003; Macambira *et al.*, 2004). Mas qual seria a fonte desses *inliers* arqueanos? Qual seria a participação desses na formação das rochas paleoproterozóicas? O Domínio Bacajá se limita com os blocos Carajás e Xingu-Iricoumé da Província Amazônia Central, ambos com rochas com fontes arqueanas. Contudo, o embasamento ígneo-metamórfico do Bloco Xingu-Iricoumé é pouco conhecido, aflorando localmente como “janelas” na extensa cobertura de rochas vulcânicas e granitóides de 2,0 a 1,76 Ga que a separa da Província Ventuari-Tapajós. Essas janelas de embasamento contam com somente descrição petrográfica dos litotipos. A contribuição arqueana no Bloco Xingu-Iricoumé é marcada por idades-modelo de Nd entre 2,5 e 2,6 Ga das rochas vulcânicas e granitos paleoproterozóicos ( $< 1,9$  Ga) que contrasta com assinatura predominantemente mesoarqueana (*ca.* 3,0 Ga) das rochas vulcânicas e granitos contemporâneas do Bloco Carajás.

O Sideriano tem sido identificado no Cráton Amazônico através de idades-modelo de Nd, geralmente interpretadas como mistura de crosta arqueana e paleoproterozóica (Avelar *et al.*, 2003; Rosa-Costa, 2006). No entanto, rochas siderianas vêm sendo registradas no Domínio Bacajá (Macambira *et al.* 2004; Faraco *et al.* 2005). Novas ocorrências permitirão investigar a natureza e ambiente tectônico desse segmento crustal e verificar a relação do mesmo com as crostas arqueana e transamazônica.

Aprimorar a geologia da região de estudo com base em uma crono-estratigrafia é um dos objetivos principais desse trabalho. Para isso, além dos levantamentos de campo e estudos petrográficos serão utilizados diferentes métodos geocronológicos e isótopos de Nd para

caracterização dos eventos ígneos que formaram as unidades geológicas e os metamórficos que as afetaram.

Por tratar-se de uma área policíclica será utilizado método de datação *in situ* por microsonda iônica (SHRIMP). Pretende-se, assim, investigar as idades dos protólitos e fontes detríticas, de recristalização e sobrecrecimentos relacionados aos eventos metamórficos nos gnaisses e migmatitos, bem como as heranças e idades magmáticas dos granitóides e rochas metavulcânicas. A investigação será complementada com outros métodos geocronológicos, como a Evaporação de Pb em zircão que permite um rápido reconhecimento das idades dos eventos, sendo fundamental em uma área de trabalho extensa e de grande diversidade litológica. Outros métodos como U-Pb TIMS em zircão polido e Sm-Nd rocha total-granada serão também utilizados para questões mais específicas dos eventos metamórficos.

Baseado na geoquímica isotópica do Nd, pretende-se caracterizar as componentes crustais e juvenis das rochas arqueanas e paleoproterozóicas do oeste do Domínio Bacajá. Além disso, através de analogias com as assinaturas isotópicas de outras associações dos blocos arqueanos (Carajás e Amapá) e domínios paleoproterozóicos (Carecuru, Paru e Tapajós) pretende-se investigar a participação das componentes juvenis e crustais dessas na formação das rochas do Domínio Bacajá.

Frente à abrangência da área e à diversidade das unidades geológicas optou-se por não avançar nos estudos de geoquímica de rocha para caracterização das filiações magmáticas e ambientes tectônicos. Alguns estudos geoquímicos dos projetos da CPRM poderão auxiliar nessa caracterização, mas ela contará basicamente com as informações de campo e petrografia dos projetos anteriores e do presente estudo.

A caracterização estrutural igualmente se limitará às evidências de campo e ao estudo de microtexturas, sem contar com análise geométrica e de campo de esforço. Limitar-se-á ao reconhecimento das feições meso a microestruturais e a uma estimativa do predomínio do tipo de deformação (ex: dúctil de alta ou baixa temperatura) e do provável regime tectônico (ex: cavalgamento ou transcorrente). Da mesma forma, a investigação dos eventos metamórficos não contará com um detalhado estudo petrográfico e dados de química mineral para indicar os caminhos das condições de P e T. As condições serão estimadas através do reconhecimento das paragêneses e microtexturas diagnósticas e o tipo de metamorfismo determinado com base no

---

conjunto de evidências meso a microestruturais. A datação de diferentes minerais (ex: zircão, monazita e granada) poderá, por outro lado, identificar episódios distintos.

Além da caracterização das rochas neoarqueanas e riacianas, merecerão uma especial atenção as rochas siderianas por se tratarem de algo raro na geologia do Cráton Amazônico e pela sua importância na transição entre o Arqueano e o Paleoproterozóico e no pouco conhecimento sobre a crosta que imediatamente precedeu a formação da crosta transamazônica.

## 4 – MÉTODOS DE TRABALHO E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

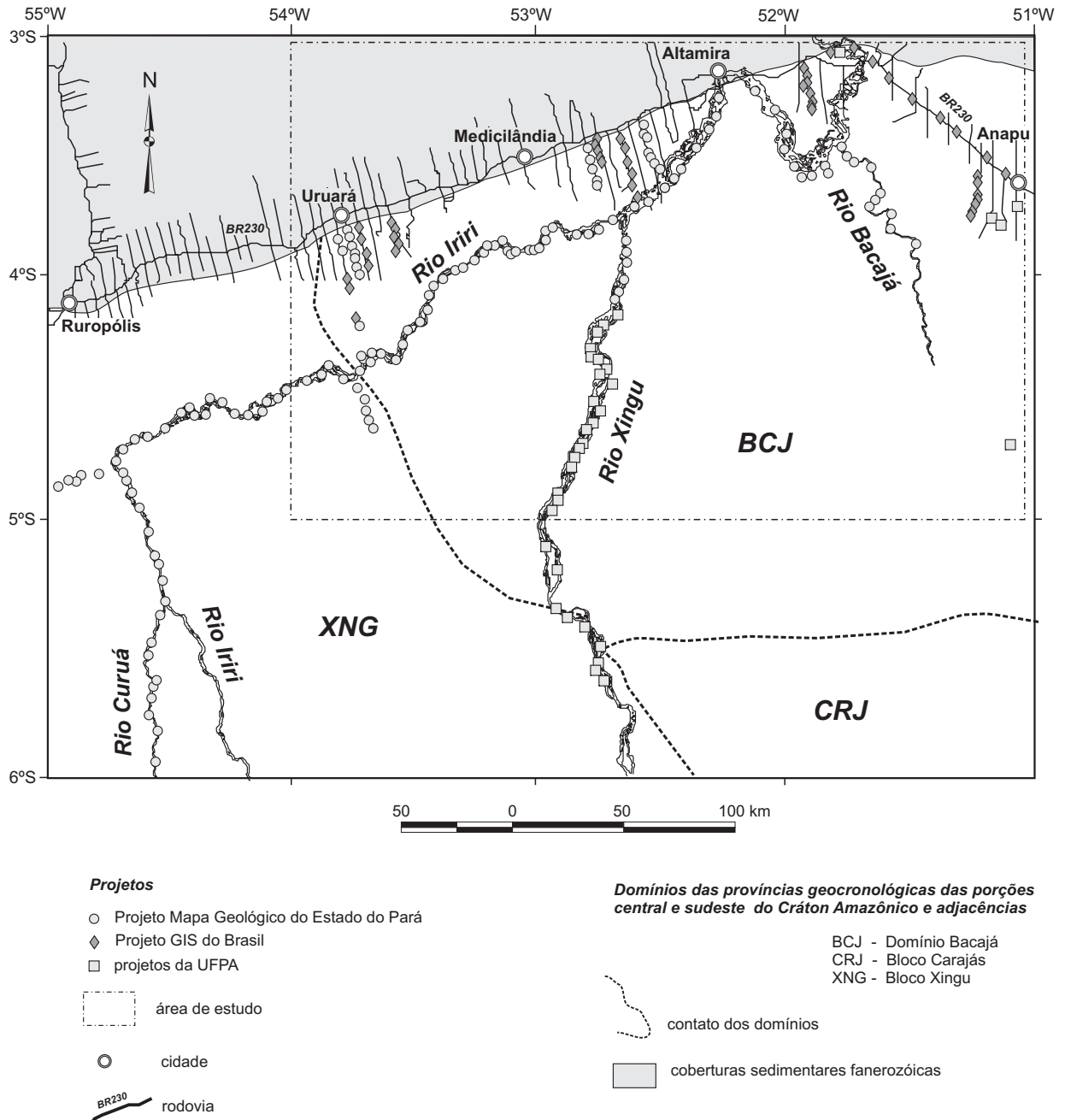
Os procedimentos das atividades de campo, estudos petrográficos e elaboração do mapa geológico são apresentados neste capítulo, mas os procedimentos de preparação de amostras e das técnicas analíticas de cada um dos métodos geocronológicos são descritos nos trabalhos científicos dos capítulos subseqüentes.

### 4.1 – MAPEAMENTO GEOLÓGICO

As atividades de campo na área de estudo tiveram início em 2002 com a execução de transversas ao longo da rodovia Transamazônica (BR-232) e suas vicinais para sul, seguida de campanhas pelos rios Xingu, Bacajá e Iriri e seus afluentes entre 2003 e 2004. Foram descritos e amostrados cerca de 200 afloramentos (Fig. 4.1) na área de estudo, alguns desses relacionados a atividades de campo de outros projetos que o autor acompanhou. As informações geológicas das campanhas de campo relacionadas ao projeto de doutoramento, bem como o acervo de amostras desse foram incorporados ao Projeto Mapa Geológico como forma de firmar a colaboração entre a CPRM-SGB e a UFPA.

As informações obtidas foram complementadas com as dos projetos Integração Geológica-geofísica do Sul do Pará, Folha Altamira e GIS do Brasil da CPRM-SGB e a partir de uma base cartográfica georeferenciada e com auxílio de sensores remotos (imagens Landsat e SRTM) e dos levantamentos aerogeofísicos existentes foram individualizadas unidades geológicas e traçadas as estruturas tectônicas (Fig. 4.2). Na composição dessa base geológica georeferenciada também foram utilizadas informações de projetos de pesquisadores e outros pós-graduandos da UFPA (ex: Prof. Dr. Moacir J. B. Macambira, Prof. Dr. Carlos E. M. Barros e MSc. Pablo C. Monteiro) que trabalham na área de estudo ou adjacências.

As unidades individualizadas foram designadas simplesmente associações litológicas para evitar correlações com unidades litoestratigráficas e litodêmicas formais cujo significado carece de revisão (ex: Complexo Xingu). Além disso, algumas das associações só foram individualizadas neste estudo, antes os corpos dessas constituíam as unidades de embasamento ígneo-metamórfico da região, o Complexo Xingu e a Suíte Metamórfica Bacajaí. Em breve, essas associações serão redefinidas e propostas como unidades formais e cadastrada no banco de dados da CPRM-SGB, o Geobank.



**Figura 4.1** - Mapas de distribuição dos afloramentos descritos e amostrados, durante as atividades de campo do estudo desenvolvido e de outros projetos. Divisão dos domínios modificada de Tassinari & Macambira (2004).

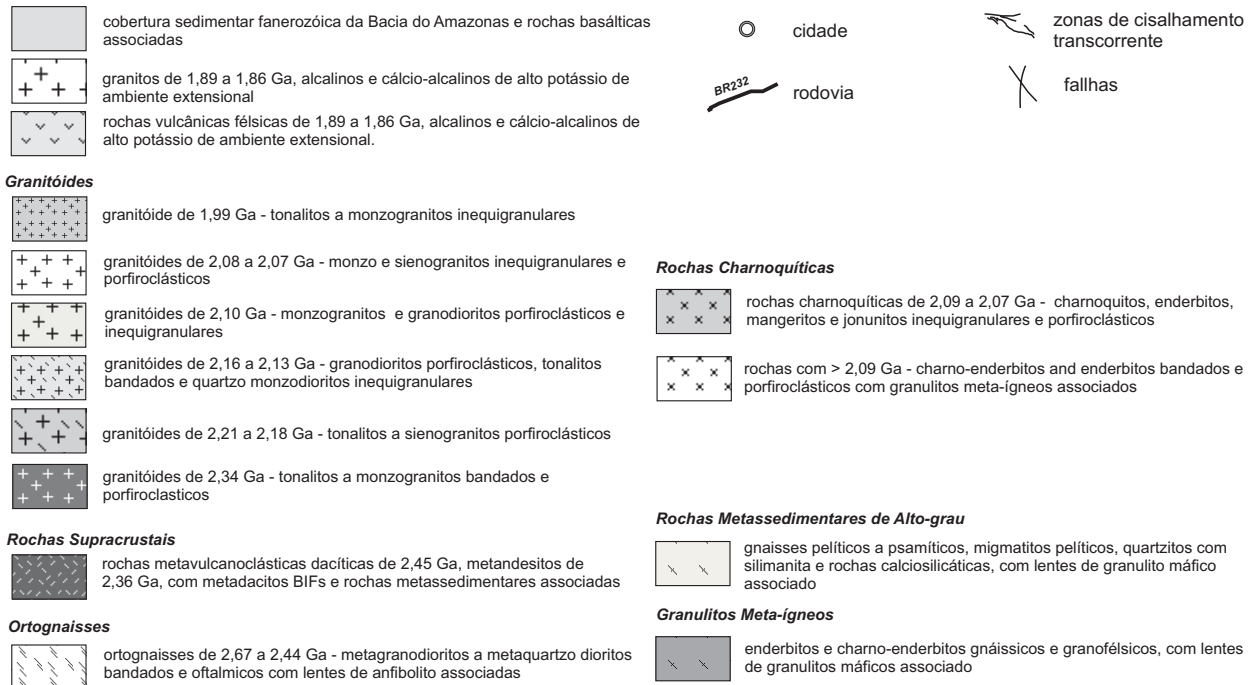
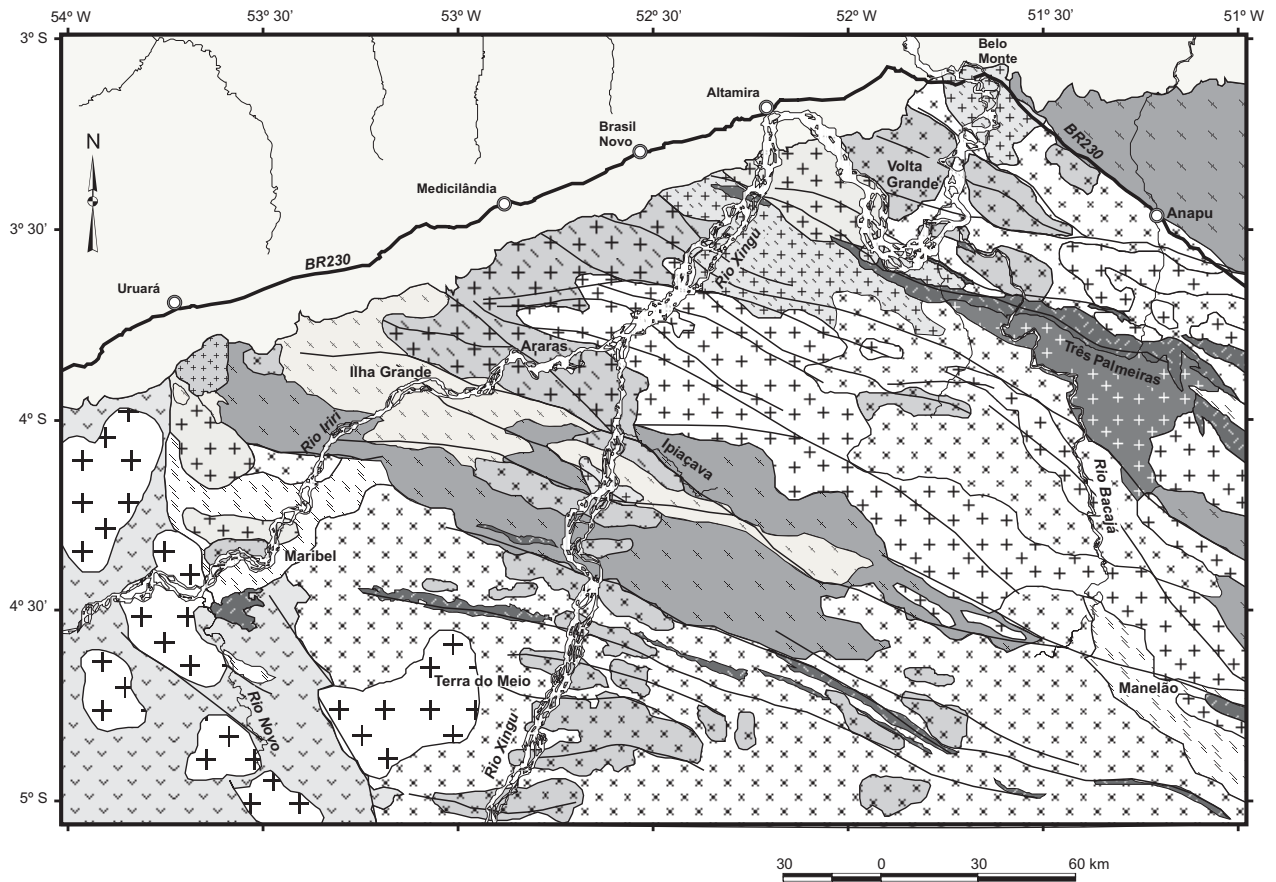


Figure 4.2 - Mapa geológico da porção oeste do Domínio Bacajá.



O mapa do oeste do Domínio Bacajá será incluído nas versões atualizadas das folhas Tapajós, Belém e Araguaia (1:1.000.000) a serem lançadas pelo Projeto Mapa Geológico do Estado do Pará.

#### 4.2 – ESTUDOS PETROGRÁFICOS

Foram descritas 240 lâminas delgadas do acervo do Mapa Geológico do Estado do Pará e mais 155 lâminas de projetos anteriores da CPRM-SGB e dos projetos da UFPA. Além da classificação petrográfica por estimativa visual foram descritas e fotomicrografadas as paragêneses metamórficas, microtexturas de deformação dúctil e de desequilíbrio e re-equilíbrio dos minerais.

#### 4.3 – GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA

As técnicas de obtenção de concentrados minerais são descritas nos trabalhos técnico-científicos, cabe apenas destacar que os concentrados de granada e zircão foram obtidos no laboratório de separação mineral do Pará-Iso e os de monazita nos da CPRM-SGB de Porto Alegre. Em ambos laboratórios os técnicos aplicaram técnicas gravimétricas e magnéticas, e finalizaram com catação manual ao microscópio óptico.

As amostras de rocha total foram pulverizadas em um moinho de anéis (shatter box) e de bolas de ligas metálicas de Fe e Sb (spex mixer), enquanto as de concentrado de granada foram pulverizadas em um moinho bolas de calcedônia.

Nos capítulos 5 a 6 são descritos os procedimentos de análise por Evaporação de Pb em Monocristal de Zircão utilizados pelo Laboratório Pará-Iso da UFPA. No tratamento dos dados foi utilizado o programa Zircon desenvolvido pelo corpo-técnico do laboratório, mas baseados nos procedimentos de cálculo descritos em Gaudette *et al.* (1998). Os resultados utilizados no cálculo são apresentados no formato de gráficos gerados pelo programa e ilustrados com imagens dos cristais analisados.

Os procedimentos de análise pelo método U-Pb por microsonda iônica (SHRIMP) e diluição isotópica e termo-ionização (TIMS) são descritos respectivamente nos capítulos 5 e 6. Destaca-se que na análise das monazitas por SHRIMP as técnicas de preparação e análise são semelhantes às empregadas para análise de zircão, diferindo no tipo de imagens de microscopia eletrônica, *backscattering* (BSE), utilizada para investigar as estruturas internas da monazita e no

padrão de controle analítico, o WB.T.329. Além disso, a energia do feixe secundário foi ampliada em cerca de 50% para eliminar interferências isobáricas do  $^{204}\text{Pb}$ .

Nas análises Sm-Nd, as técnicas de abertura das amostras de rocha e concentrados de granada, separação dos elementos e análise isotópica utilizadas no Laboratório Pará-Iso da UFPA estão descritas no Capítulo 6. No entanto, parte das amostras de rocha total foram analisadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Os procedimentos adotados por esse laboratório estão detalhadamente descritos em Gioia & Pimentel (2000). O processo de dissolução das amostras, separação dos cátions e análise isotópica são semelhantes aos utilizados pelo laboratório Pará-Iso, diferindo na resina utilizada na separação do Sm e Nd (LN-Spec). Os valores médios da  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  para o padrão La Jolla foram de  $0,511835 \pm 7$  ( $2\sigma$ ) e as concentrações de Sm e Nd para o padrão BCR-1 foram respectivamente de 6,59 e 28,8 ppm. O branco total para o Nd foi  $< 50$  pg.

## 5 – DATAÇÃO DOS EVENTOS MAGMÁTICOS

Os eventos magmáticos da porção oeste do Domínio Bacajá foram inicialmente abordados no primeiro artigo científico (item 5.1) publicado no quarto volume do *Contribuições à Geologia da Amazônia*, uma coletânea dos trabalhos apresentados no VIII Simpósio de Geologia da Amazônia. Este trabalho consistiu na caracterização das principais associações litológicas da área de estudo, em especial dos gnaisses dos granitóides. Foram identificados tipos de deformação dúctil e estimadas as condições de P e T dos eventos metamórficos que afetaram os gnaisses. Os resultados geocronológicos por Evaporação de Pb em zircão mostraram que a ocorrência de rochas riacianas relacionadas ao Ciclo Transamazônico se estendem até a área de Uruará, no extremo noroeste do Domínio Bacajá. Além dos granitóides de 2,21 a 2,08 Ga também foram datados ortognaisses de 2,44 Ga, e granitóides de 1,99 Ga que respectivamente marcaram eventos magmáticos anteriores e possivelmente relacionados ao final da evolução transamazônica.

A investigação dos eventos magmáticos foi aprofundada em um segundo artigo científico submetido à *Precambrian Research*. Neste trabalho, os granitóides e algumas rochas metamórficas ortoderivadas foram datados por U-Pb SHRIMP e Evaporação de Pb em zircão. Os resultados obtidos juntamente com os publicados por outros pesquisadores permitiram esboçar uma evolução geológica para o Domínio Bacajá desde o Neoarqueano ao Riaciano (2,67-2,07 Ga), mostrando a importância das rochas siderianas (2,49-2,34 Ga) na evolução pré-transamazônica. Além disso, vislumbrou-se uma evolução transamazônica marcada por sucessivos arcos magmáticos riacianos seguidos de associações pós-colisionais ( $\leq 2,1$  Ga).

### 5.1 – GRANITÓIDES TRANSAMAZÔNICOS DA REGIÃO IRIRI-XINGU, PARÁ – NOVOS DADOS GEOLÓGICOS E GEOCRONOLÓGICOS

Marcelo Lacerda Vasquez<sup>1,2</sup>, Moacir José Buenano Macambira<sup>1</sup> e Marco Antonio Galarza<sup>1</sup>

1 – Laboratório de Geologia Isotópica - Pará-Iso - Centro de Geociências, UFPA,  
Campus Guamá, Av. Augusto Correa, 1, CEP 66075-900, Belém – PA

2 – CPRM – Serviço Geológico do Brasil – Av. Dr. Freitas, 3645, CEP 66095-110, Belém – PA  
*e-mail*: vasquez@be.cprm.gov.br

**Abstract**

Four Paleoproterozoic magmatic events and a high grade metamorphic event related to Transamazonian Cycle were identified in the Iriri-Xingu region, in the central-southeastern part of the Amazonian Craton, through field, petrographic and geochronological (Pb evaporation on single crystal zircon) studies of gneisses and granitoids.

The protoliths of metaluminous orthogneiss have 2.44 Ga, which could be older, are the oldest rocks in the region. Peraluminous paragneiss record a metamorphic event in the granulite facies (700–800 °C and 4-6 kbar), probably of Rhyacian age.

Mesoscopic features and microtextures suggest different conditions during emplacement of Paleoproterozoic granitoids and deformational events. The 2.22 Ga granodiorites and 2.10 Ga monzogranites show evidence of features related to deformation at high temperature (> 550 °C), probably resulted from submagmatic flow. While the 2.08 Ga monzogranites and the 1.99 Ga tonalites show preserved igneous textures and features of solid state deformation at lower temperatures ( $\leq$  550 °C) related to NW-SE shear zones.

The extension and timing of the Transamazonian magmatic events in the Iriri-Xingu region, which are younger than those of the neighboring Archean Carajás Province, should contribute to a review of the boundaries and definition of the tectonic/geochronological provinces of the central-southeastern part of the Amazonian Craton.

Keywords: granitoids, gneiss, Transamazonian Cycle, evaporation on zircon dating, Amazonian Craton

**Resumo**

Estudos de campo, petrográficos e geocronológicos pelo método de evaporação de Pb em monocristal de zircão dos granitóides e gnaisses da região Iriri-Xingu permitiram a identificação de quatro eventos magmáticos paleoproterozóicos e um evento metamórfico de alto grau relacionados ao Ciclo Transamazônico na porção centro-sudeste do Cráton Amazônico.

Os protólitos dos ortognaisses metaluminosos de 2,44 Ga, que podem ser mais antigos, são os registros de rocha mais antiga da região. Os paragnaisses peraluminosos marcaram um evento metamórfico de fácies granulito (700-800 °C e 4-6 kbar), provavelmente do período Riáciano. As feições mesoscópicas e microtexturais sugerem diferentes condições durante a

colocação dos corpos de granitóides paleoproterozóicos e os eventos de deformação. Os granodioritos de 2,22 Ga e monzogranitos de 2,10 Ga apresentam evidências de deformação dúctil de alta temperatura ( $> 550\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), provavelmente ligadas a fluxo submagmático, enquanto os monzogranitos de 2,08 Ga e os tonalitos de 1,99 Ga exibem texturas ígneas preservadas e feições de deformação no estado sólido a baixas temperaturas ( $\leq 550\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) relacionadas às zonas de cisalhamento NW-SE.

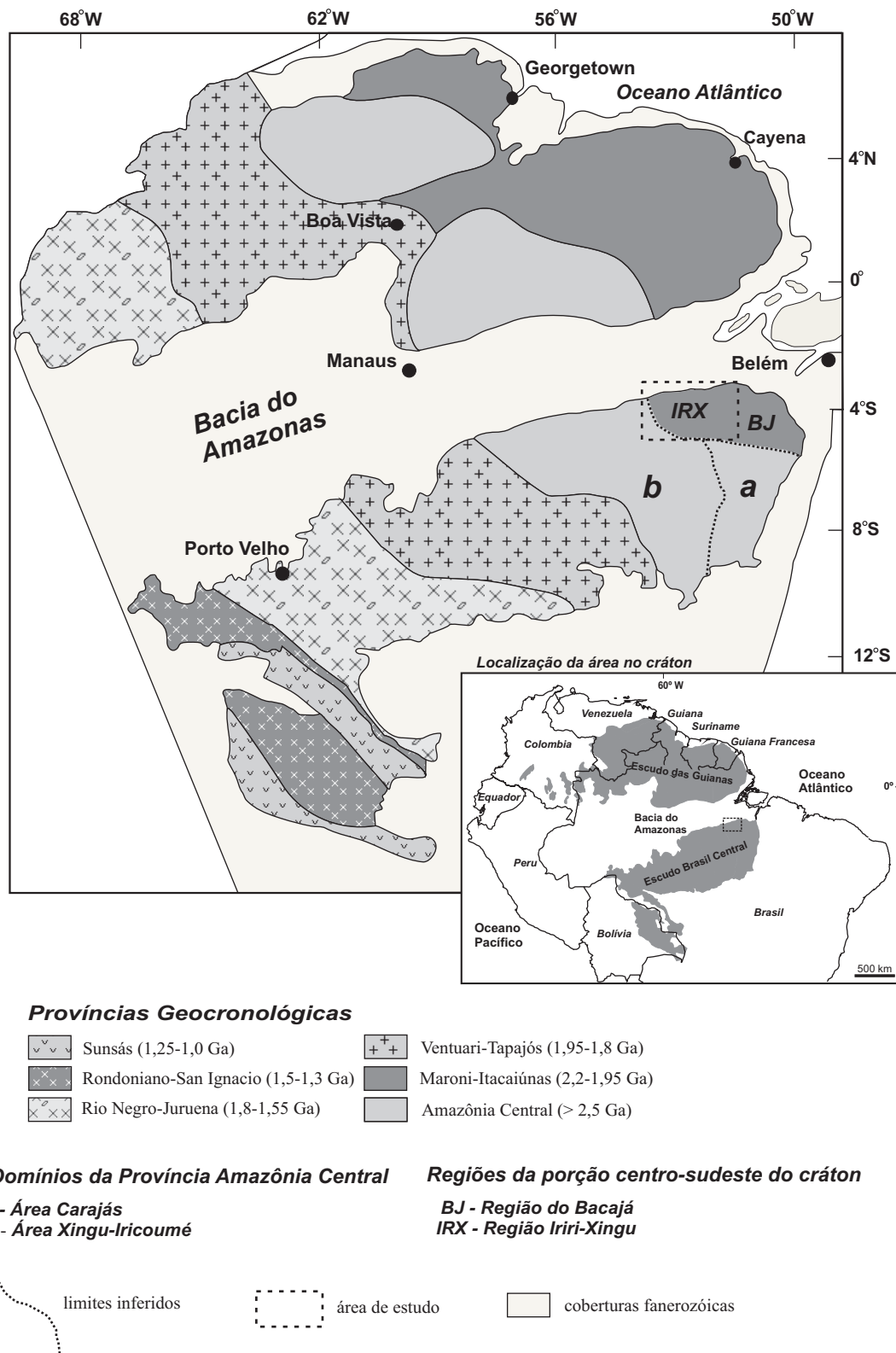
A extensão dos eventos magmáticos transamazônicos e as idades dos gnaisses da região Iriri-Xingu, que contrastam com os da Província arqueana de Carajás, implicam na revisão parcial dos limites e conceitos das províncias tectônicas/geocronológicas das porções centro-sul e sudeste do Cráton Amazônico.

Palavras-chave: granitóides, gnaisses, Ciclo Transamazônico, datação por evaporação de Pb em monocristal de zircão, Cráton Amazônico

## 1- Introdução

Os limites entre as províncias geocronológicas do Cráton Amazônico são marcados por significativas mudanças temporais e de regime tectônico, portanto são áreas importantes para entender a evolução geológica do cráton como um todo. Contudo, em geral essas áreas limítrofes são pouco conhecidas não somente no que se refere à geologia, mas também com respeito ao seu traçado e natureza. Dentre os limites pouco conhecidos no cráton se destaca o limite entre as províncias Amazônia Central e Maroni-Itacaiúnas.

O presente trabalho tem como objetivo investigar o limite dessas províncias nos segmentos localizados na porção centro-sudeste do cráton (Fig. 1), na região cortada pelos rios Iriri e Xingu (Iriri-Xingu). Trata-se de uma região composta predominantemente de rochas paleoproterozóicas, a maioria relacionada ao Ciclo Transamazônico, e com participação de rochas arqueanas. Assim, a partir de estudos de campo, petrográficos e geocronológicos pelo método de evaporação de Pb em monocristal de zircão dos granitóides e gnaisses da região Iriri-Xingu pretende-se avaliar o traçado do limite entre as províncias Amazônia Central e Maroni-Itacaiúnas, bem como ter um melhor entendimento sobre os eventos magmáticos e metamórficos dessa região.



**Figura 1-** Mapa das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (modificado de Tassinari & Macambira, 1999) e localização da área de estudo cráton.

## 2 - Geologia Regional

Baseados em dados K-Ar e Rb-Sr de rochas da região de Carajás e do rio Itacaiúnas, Cordani *et al.* (1984) propuseram um limite entre o domínio arqueano e paleoproterozóico da porção sudeste do Cráton Amazônico. Posteriormente, Santos *et al.* (1988) obtiveram idades isocrônicas Rb-Sr em gnaisses (1,93 a 1,82 Ga) e rochas metavulcânicas máficas (1,99 Ga) da região do rio Xingu interpretadas como retrabalhamento de crosta arqueana e geração de crosta paleoproterozóica juvenil, respectivamente. Assim, a região da Iriri-Xingu, bem como a região do rio Bacajá, mais a leste, corresponderiam a um segmento da Província Maroni-Itacaiúnas na porção sudeste do cráton (Fig. 1).

Na proposta de compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas de Teixeira *et al.* (1989), o núcleo de embasamento arqueano constitui a Província Amazônia Central (> 2,5 Ga), limitada a norte e nordeste por seqüências metavulcano-sedimentares e terrenos gnaissico-migmatíticos paleoproterozóicos da Província Maroni-Itacaiúnas (2,2 – 1,95 Ga).

A ocorrência de granitóides paleoproterozóicos com idades entre 1,96 e 1,92 Ga e de rochas vulcano-plutônicas intracratônicas de 1,88 a 1,81 Ga, com  $T_{DMNd}$  entre 2,5 e 2,6 Ga, na porção ocidental e norte da Província Amazônia Central levou Tassinari & Macambira (1999) a proporem sua subdivisão (Fig. 1), distinguindo uma área afetada por eventos paleoproterozóicos (área Xingu-Iricoumé) daquela predominantemente arqueana (área Carajás).

Por outro lado, Santos *et al.* (2000) propuseram redefinições das províncias geocronológicas do Craton Amazônico, designando Província Carajás a porção sudeste do cráton, que englobaria, também, a região do Bacajá, ao norte, e se estenderia ao Escudo da Guiana na região do Cupixi. Nessa proposta, os domínios transamazônicos, redefinidos como Província Transamazônica, se restringem ao Escudo das Guianas, com evolução entre 2,25 e 2,0 Ga que, nas proximidades com a Província Carajás, apresentam blocos arqueanos remanescentes.

No primeiro mapeamento sistemático do embasamento da região Iriri-Xingu, Forman *et al.* (1972) individualizaram uma unidade denominada de Complexo Basal, constituída por gnaisses, migmatitos e corpos de granito e granodiorito. Posteriormente, no mapeamento da Folha SA.22, Issler *et al.* (1974) incluíram essas rochas no Complexo Xingu, como definido por Silva *et al.* (1974).

Durante o mapeamento da Folha Altamira (SA.22-Y-D), Jorge João *et al.* (1987) individualizaram corpos granulíticos, denominados Granolito Bacajaí, e associações do tipo *greenstone belt* em domínios de granitóides do embasamento, localmente gnáissicos e migmatíticos (Granodiorito Anapu). Também cartografaram batólitos de leucogranitos foliados (Granito João Jorge) e plútons granodioríticos pouco foliados (Granodiorito Oca), respectivamente intrusivos nos granitóides do embasamento e nas rochas metavulcano-sedimentares.

Por sua vez, ao mapearem a região da bacia do rio Xingu, Santos *et al.* (1988) individualizaram cinco unidades geológicas no embasamento composta por orto- e paragneisses da transição anfibolito/granolito, migmatitos de estrutura e composição variadas, rochas supracrustais e granitóides contemporâneos e tardios em relação ao metamorfismo e deformação.

As idades Pb-Pb em zircão de 2,08 e 2,15 Ga e os dados de Nd ( $T_{DM}$  entre 2,25 e 2,35 Ga), obtidos por Macambira *et al.* (2003) em granitóides da região a leste do rio Xingu (domínio Bacajaí), comprovaram a existência de crosta transamazônica nesse segmento do cráton.

Santos (2003) obteve idades U-Pb SHRIMP em zircão de granitóides do domínio Bacajaí com valores entre  $2313 \pm 10$  Ma e  $2086 \pm 10$  Ma, e de  $2503 \pm 10$  Ma em rochas tonalíticas (ortogneisses?) de Uruará, na região Iriri-Xingu. Esses resultados corroboram a existência de crosta transamazônica e apontam para a presença de rochas mais antigas que aquelas anteriormente obtidas a norte e noroeste da Província Carajás.

As rochas vulcânicas félsicas do Grupo Iriri e os granitóides das suítes intrusivas Parauari e Maloquinha, com idades U-Pb e Pb-Pb em zircão entre 1,89 e 1,87 Ga (Vasquez *et al.*, 1999; Santos *et al.*, 2000; 2001; Lamarão *et al.*, 2002), se estendem pela porção oeste da região Iriri-Xingu, e cobrem o limite das rochas de embasamento das províncias Amazônia Central e Tapajós. Essas últimas com idades U-Pb e Pb-Pb em zircão de 2,03 a 1,96 Ga (Vasquez *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2000; 2001). O mesmo se verifica a sudeste, na região de São Felix do Xingu, onde as rochas vulcânicas traqui-andesíticas e basálticas da Formação Sobreiro, com idade Pb-Pb em zircão de 1,87 Ga (Teixeira *et al.*, 2002), bem como as seqüências sedimentares plataformais dos grupos Gorotire e Triunfo, também recobrem o limite entre as rochas da Província Maroni-Itacaiúnas e as da Província Amazônia Central (área Carajás).



### 3 - Geologia Local

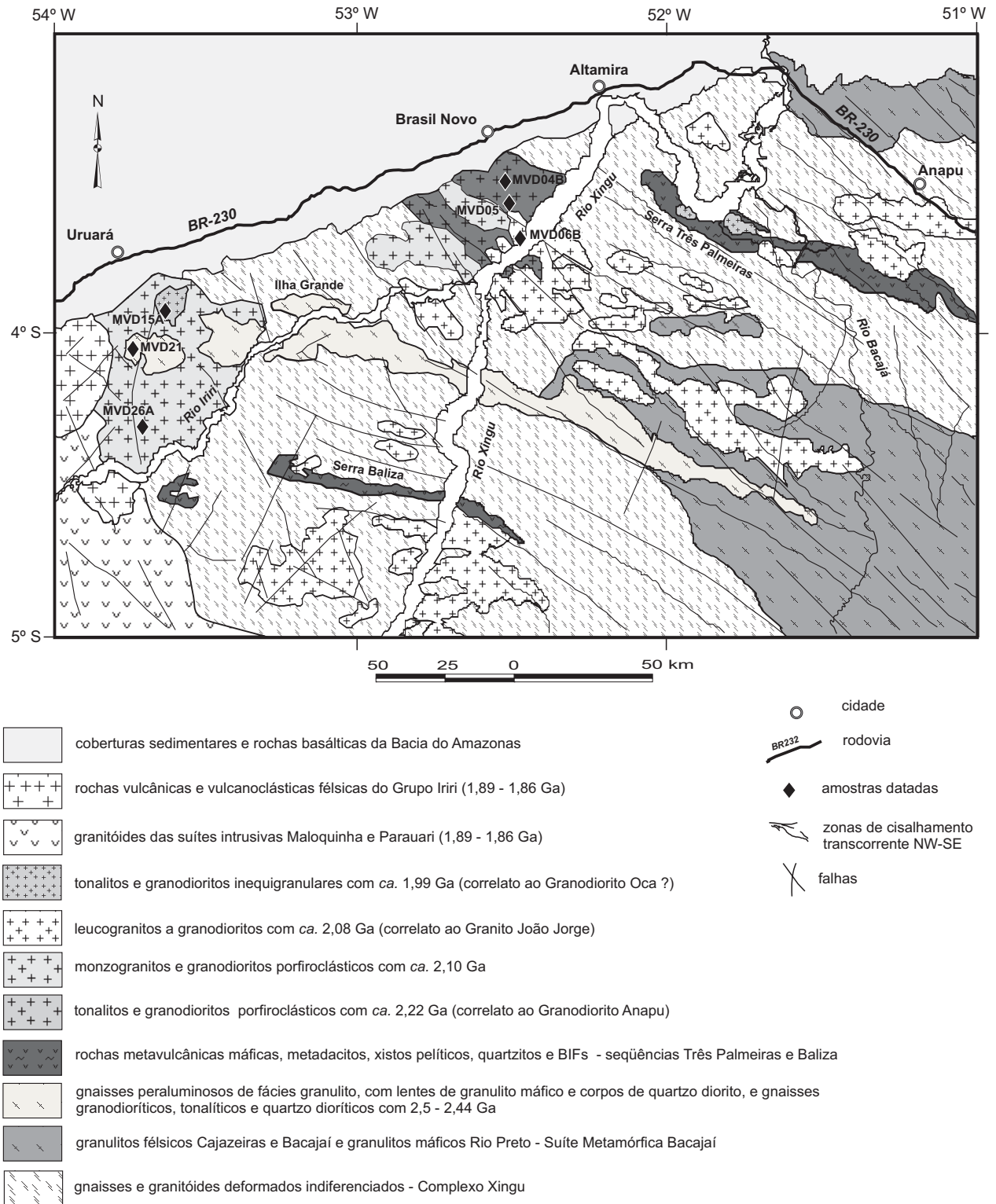
Os granitóides e gnaisses, objetos do presente estudo, afloram nos municípios de Altamira, Brasil Novo e Uruará, ao longo da rodovia BR-230 (Transamazônica) e suas vicinais, bem como ao longo dos rios Xingu e Iriri, no Estado do Pará (Fig. 2). Em imagens de sensor remoto (Landsat TM e SRTM) os granitóides apresentam-se, em geral, como batólitos orientados segundo direção NW-SE, alguns com formas elípticas. Os corpos que se estendem das proximidades de Brasil Novo até às margens do rio Xingu (área Brasil Novo) mostram-se mais alongados segundo as zonas de cisalhamento NW-SE que aqueles que ocorrem nas proximidades da cidade de Uruará e se estendem até às margens do rio Iriri (área Uruará), sugerindo que as discontinuidades crustais condicionaram a colocação dos magmas na crosta. Além do contraste no controle estrutural dos corpos de granitóides, as áreas de estudos em detalhe diferem no conteúdo litológico.

#### 3.1 - Área Brasil Novo

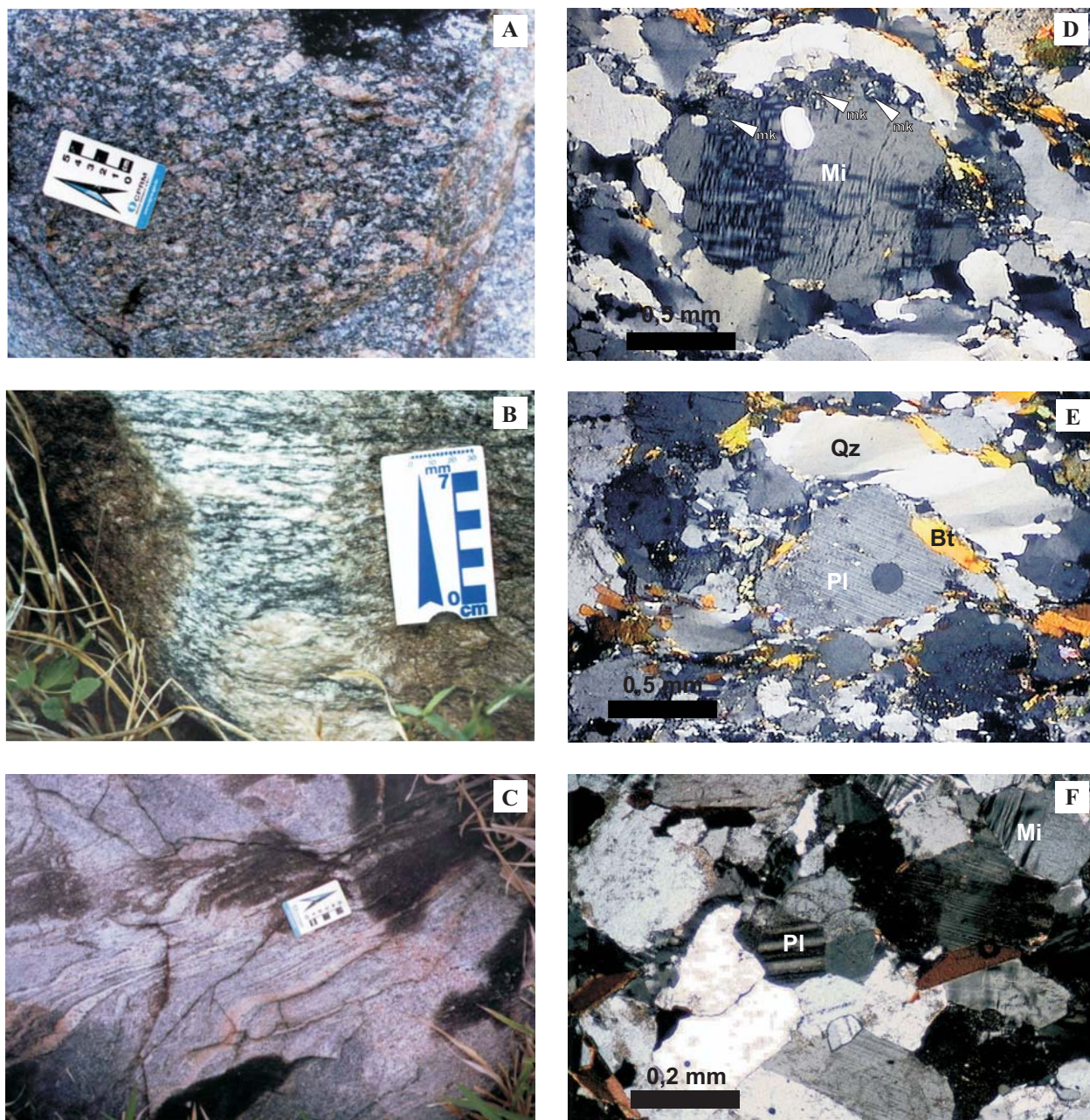
Na área Brasil Novo predominam granitóides porfiroclásticos com enclaves de gnaisses cinzas e anfíbolitos e diques de rochas máficas. Subordinadamente, ocorrem intrusões de granitos, geralmente protomiloníticos.

Os granitóides porfiroclásticos são tonalitos e granodioritos de cores cinza, granulação grossa a média, com uma foliação marcada pela orientação e estiramento de porfiroclastos de feldspatos e concentrações de minerais máficos (Fig. 3A). Esta foliação de orientação SE (130°) é, em geral, subvertical e, nas porções mais preservadas da deformação dúctil, pode ser ainda reconhecida relíquias de uma foliação magmática com mergulhos mais suaves, concordantes com o *trend* regional.

Nas porções mais deformadas, que podem alcançar espessuras métricas, os granitóides porfiroclásticos transformam-se em milonito bandados de alta temperatura (Fig. 3B), como indicado pela deformação dúctil dos feldspatos. Localmente podem apresentar intercalações de leitões graníticos rosados concordantes com a foliação milonítica que, com a deformação dúctil, exibem um aspecto bandado (Fig. 3C). Ocorrem também diques e veios aplíticos discordantes da foliação milonítica, geralmente sem deformação aparente. Esses granitóides hospedam enclaves de gnaisses cinzas e anfíbolitos, com dimensões que alcançam dezenas de metros de



**Figura 2** - Mapa geológico das região Iriri-Xingu e parte da região do Bacajá (modificado de Ferreira & Faria, 2003; Faraco, 2003).



**Figura 3** - Feições dos granitóides porfiroclásticos da área Brasil Novo. (A) granodiorito com foliação marcada pela orientação e estiramento de porfiroclastos de feldspatos contornados por biotita e quartzo; (B) milonitos bandados de alta temperatura; (C) bandamento marcado por intercalações de vênulas graníticas estiradas e dobradas; (D) porfiroclastos sigmoidais de microclínio (Mi), com maclas mecânicas, microfraturamento, recristalização granoblástica de borda e mirmequita (mk) associada; (E) porfiroclastos arredondados de plagioclásio (Pl), com incipiente recristalização de borda, quartzo (Qz) em *ribbons* e biotita (Bt) recristalizada contornando os porfiroclastos de feldspato marcam foliação milonítica; (F) microclínio e plagioclásio em textura granoblástica poligonal. Todas fotomicrografia tomadas com analisador.

comprimento. Localmente, também hospedam enclaves e diques de rochas máficas microgranulares de composição diorítica e gabróica, aparentemente isótropas.

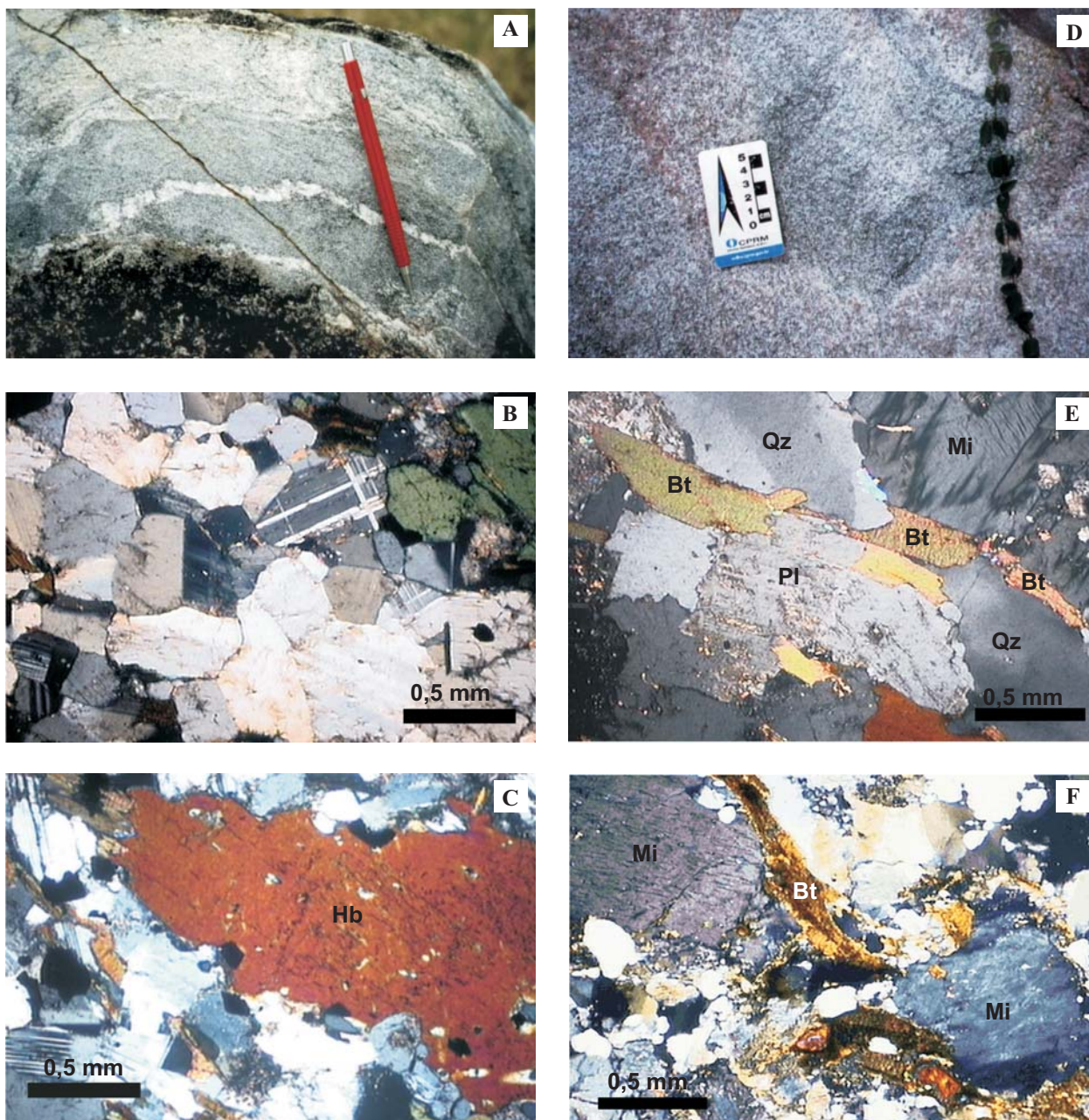
Os tonalitos e granodioritos porfiroclásticos, apesar de preservarem relíquias de texturas ígneas, como alinhamento e imbricamento de fenocristais de feldspato, exibem ao microscópio feições diagnósticas de deformação dúctil de alta temperatura. São freqüentes porfiroclastos levemente sigmoidais de feldspato potássico com mirmequita nas bordas (Fig. 3D), porfiroclastos arredondados de plagioclásio com contornos corroídos e incipiente recristalização nas bordas (Fig. 3E) e agregados de grãos de feldspatos em trama granoblástica poligonal (Fig. 3F).

Os enclaves de gnaisses cinzas têm composição quartzo diorítica e apresentam bandamento composicional marcado pela alternância de leitos mesocráticas, ricos em hornblenda e biotita, e leucocráticos, ricos em plagioclásio e quartzo, por vezes com bandas leucotonalíticas (Fig. 4A). Ao microscópio, eles apresentam matriz composta por feldspatos, hornblenda e algum quartzo em arranjos granoblásticos poligonais (Fig. 4B) e, por vezes, ocorrem porfiroclastos sigmoidais de hornblenda (Fig. 4C).

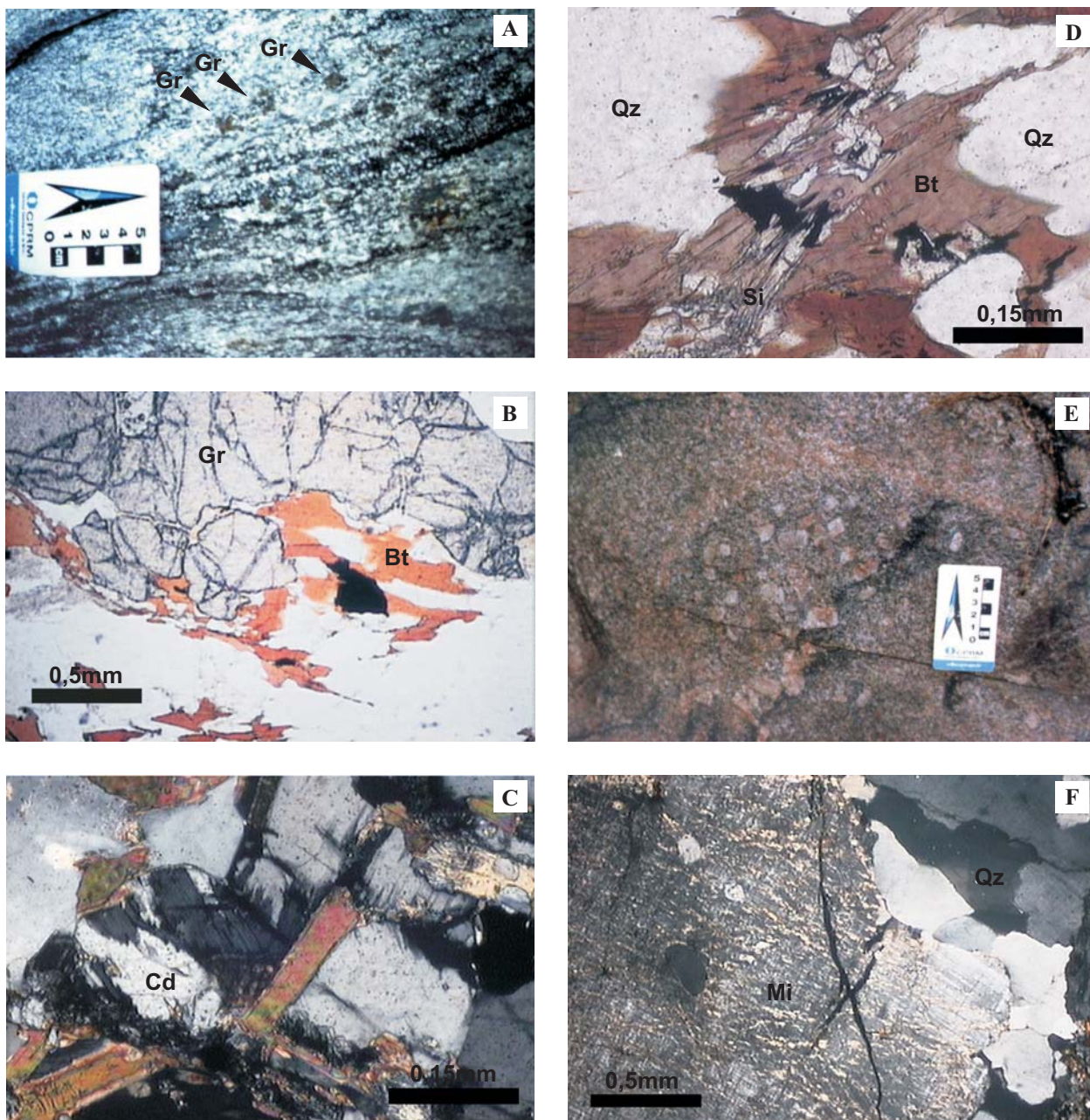
Nas proximidades da foz do rio Iriri ocorrem monzogranito e sienogranito inequigranulares e equigranulares, de granulação média a fina, por vezes leucocráticos de cor rosa acinzentada ou cinzas, ricos em biotita (Fig. 4D). Alguns desses corpos apresentam aspecto mesoscópico aparentemente isótropo, mas, ao microscópio, exibem uma sutil foliação marcada pelo alinhamento de cristais de quartzo e biotita (Fig. 4E). A recuperação dos cristais de quartzo em subgrãos, a recristalização da biotita (Fig. 4E) e a preservação da tabularidade dos feldspatos evidenciam uma tênue deformação dúctil. No entanto, em outros corpos, pode ser observado, macroscopicamente, o alinhamento de fenocristais de feldspatos e a orientação dos grãos de quartzo e biotita, que marcam uma foliação magmática. Nas porções afetadas pela deformação milonítica a rocha mostra uma marcante foliação e, ao microscópio, os porfiroclastos de feldspatos e as micas exibem feições de recristalização (Fig. 4F). Esses granitos são intrusivos nos corpos de tonalito e granodiorito e são correlacionáveis à unidade do Granito João Jorge, que ocorrem mais a leste (Fig. 2).

### 3.2 - Área Uruará

Nesta área, apesar de também dominarem granitóides porfiroclásticos, os gnaisses são mais freqüentes que na área Brasil Novo. Os granitóides porfiroclásticos hospedam xenólitos de rochas



**Figura 4** - Feições dos gnaisses e granitóides inequigranulares da área Brasil Novo. (A) gnaiss quartzo diorítico com bandamento composicional; (B) textura granoblástica poligonal e (C) porfiroclasto de hornblenda (Hb), em gnaiss quartzo diorítico; (D) leucomonzogranito e biotita monzogranito inequigranular de aspecto mesoscópico isótropo; (E) foliação destacada pelos cristais alongados de quartzo (Qz), microclínio (Mi), plagioclásio (Pl) e biotita (Bt) em leucomonzogranito; (F) biotita recrystalizada contornando clastos de microclínio e marcando foliação milonítica. Todas fotomicrografias tomadas com analisador.



**Figura 5** - Feições dos gnaisses e granitóides da área Uruará. (A) gnaisse peraluminoso bandado com porfiroblastos de granada (Gr); (B) gnaisses peraluminosos com porfiroblasto de granada almandínica (Gr) e biotita (Bt) de pleocroísmo marrom avermelhado; (C) por vezes com cordierita (Cd) e (D) silimanita (Si); (E) monzogranito porfírico com fenocristais euédricos de feldspato potássico; (F) fenocristais de microclínio (Mi) sem significativa recristalização de borda imerso em matriz granoblástica interlobada rica em quartzo (Qz). As fotomicrografias B e D foram tomadas sem analisador e as C e F com nicois cruzados.

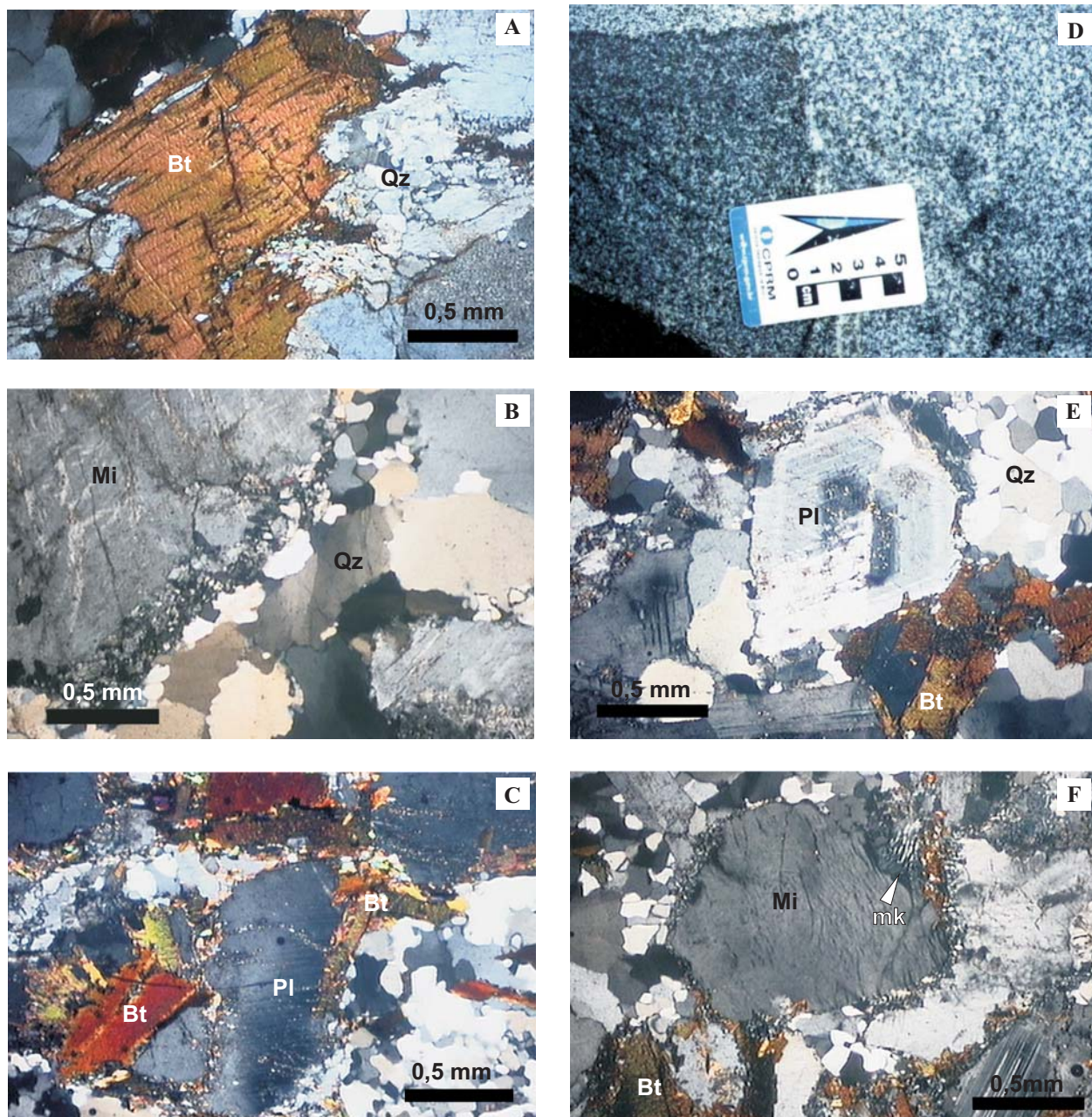
metapelíticas, metagabro e formações ferríferas e são intrudidos por um plúton de granitóides protomiloníticos.

Os gnaisses ocorrem como xenólitos com dezenas a centenas de metros de comprimento nos granitóides porfiroclásticos. Por vezes os corpos de gnaisses de Uruará alcançam dimensões mapeáveis em escala regional (Fig. 2). Predominam gnaisses bandados (Fig. 5A), ricos em quartzo e plagioclásio, portadores de biotita titanífera e granada (Fig. 5B) e por vezes cordierita (Fig. 5C) e silimanita (Fig. 5D), aqui denominados gnaisses peraluminosos. No entanto, também ocorrem gnaisses cinzas de composição tonalítica e diorítica associados.

Em Uruará também ocorrem corpos de tonalito e granodiorito porfiroclásticos, semelhantes aqueles descritos em Brasil Novo. Estas rochas também exibem porfiroclastos de feldspatos estirados, bandamento marcado pela intercalação com leitos graníticos estirados e dobrados e faixas de intensa deformação milonítica. Ao microscópio os granitóides mostram recristalização dos feldspatos, semelhantemente ao observado nos granitóides porfiroclásticos de Brasil Novo. No entanto, em Uruará, predominam monzogranito e sienogranito porfiroclásticos com biotita, comumente com textura ígnea preservada (Fig. 5E). Ao microscópio, estas porções mais preservadas da deformação dúctil apresentam cristais de feldspatos (Fig. 5F) com ausência de recristalização, biotita incipientemente deformada e recristalizada (Fig. 6A) e quartzo com recuperação em subgrãos e recristalização granoblástica com contatos serrilhados e interlobados. Nas porções mais deformadas dúctilmente, os granitos apresentam recristalização dos feldspatos e da biotita e do quartzo (Figs. 6B e 6C).

Dentre os tonalitos distinguem-se também rochas inequigranulares de granulação média, com biotita e hornblenda, comumente com anisotropia marcada por fluxo magmático. Frequentemente hospedam enclaves máficos de composição gabróica e texturas microgranular e porfirítica, provavelmente originados por processo de mistura de magmas (Fig. 6D). Ao microscópio, os tonalitos exibem textura ígnea preservada, com cristais euédricos de plagioclásio com zonamento composicional (Fig. 6E). Os poucos cristais de feldspato potássico apresentam formas anédricas e fraca extinção ondulante, mirmequitas e pouca recristalização nas bordas (Fig. 6E). A distribuição localizada desse tonalito e a incipiente deformação dúctil sugerem tratar-se de um plúton intrusivo nos granitóides porfiroclásticos (Fig. 2).

Os granodioritos e tonalitos inequigranulares e porfiroclásticos predominam nas proximidades de Uruará, Brasil Novo e ao longo do rio Xingu, até a foz do rio Iriri. Ao longo deste



**Figura 6** - Feições dos granitóides da área Uruará. (A) biotita (Bt) incipientemente recrystalizada nas bordas e quartzo (Qz) recrystalizado em subgrãos; (B) porfiroclasto de microclínio (Mi) com textura mortor nas bordas e quartzo granoblástico interlobado na matriz; (C) porfiroclasto de plagioclásio (Pl) com extinção ondulante, maclas mecânicas e recrystalização nas bordas, com biotita intensamente recrystalizada associada; (D) tonalito inequigranular com textura ígnea preservada e com enclave máfico microgranular; (E) cristal de plagioclásio euédrico e zonado, biotita com tênue recrystalização de borda e quartzo recrystalizado em subgrãos; (F) cristal de microclínio com fraca extinção ondulante, pouca recrystalização de borda e mirmequita (mk) associada. Todas fotomicrografias tomadas com analisador.



último rio, a variedade de litotipos é maior, com ocorrência de corpos de gnaisses e granitóides mapeáveis na escala de trabalho adotada. Contudo, ainda existem trechos da área de estudo em que não foi possível a individualização dos corpos gnaisses e granitóides, razão pela qual o conjunto é mantido provisoriamente no Complexo Xingu (Fig. 2). No interflúvio dos rios Iriri e Xingu ocorre um corpo orientado segundo a direção NW-SE, aqui denominado Piranhaquara/Ilha Grande (Fig. 2), constituído por gnaisses de médio a alto grau metamórfico, para- e ortoderivados, com metagabro, granulito e anfibolito associados (Santos *et al.*, 1988). Esse corpo apresenta intercalações de gnaisses peraluminosos, tonalíticos e granodioríticos, além de intrusões de diorito, com apófises e veios de leucogranito com muscovita, por vezes com granada, e enclaves lenticulares de rochas máficas microgranulares. O diorito não apresenta evidências de metamorfismo e deformação, sugerindo tratar-se de um corpo mais jovem que os gnaisses associados.

Oliveira *et al.* (1994) descreveram granulitos félsicos (Enderbitto Cajazeiras) e máficos (Piriclasito Rio Preto) englobados na Suíte Metamórfica Bacajá na região de Serra Pelada. Faraco *et al.* (no prelo) estenderam a ocorrência desses corpos granulíticos, ortoderivados em sua maioria, desde a região do Bacajá até a Iriri-Xingu (Fig. 2) e, no corpo Piranhaquara/Ilha Grande, identificaram granulitos paraderivados denominado-os Kinzingito Ipiaçava. Esses últimos correspondem aos gnaisses peraluminosos que constituem apenas um dos tipos dentre os gnaisses e granulitos que compõem esse corpo. Por esta razão foram aqui mantidos como uma unidade informal.

Os principais corpos de rochas supracrustais da região Iriri-Xingu afloram nas serras Três Palmeiras e Baliza, onde constituem cinturões orientados segundo a direção WNW-ESE (Fig. 2). Alguns corpos correlatos se estendem até o domínio Bacajá, representadas pelas seqüências São Manuel e Serra Misteriosa. João Jorge *et al.* (1987) descreveram rochas metavulcânicas máficas na seqüência Três Palmeiras, com metadacitos subordinados, metamorfisados em baixo a médio grau. Adicionalmente, Souza (1995) descreveu xistos pelíticos e quartzitos associados aos anfibolitos da seqüência São Manoel, enquanto Oliveira *et al.* (1994) descreveram na Serra Misteriosa um predomínio de quartzitos, quartzitos micáceos e micaxistos.

Na porção leste da área, próximo ao contato com as rochas vulcânicas e granitos com < 2,0 Ga (Fig. 2), foi identificada por meio de imagens de satélite, uma feição morfo-estrutural interpretada como corpo de rochas supracrustais, para o qual ainda não se dispõe de informações

detalhadas.

#### 4 - Geocronologia

O método de datação utilizado na obtenção dos dados geocronológicos no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará foi o de evaporação de Pb em monocristal de zircão (Kober, 1986; 1987). As análises isotópicas foram feitas em um espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 e o tratamento estatístico dos resultados analíticos, bem como os cálculos das idades médias e dos desvios foram baseados em Gaudette *et al.* (1998). Na filtragem dos dados foram desprezados blocos/etapas de razões isotópicas com  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$  para minimizar as correções de Pb de contaminação e inicial. Eventualmente, nos casos em que as idades obtidas nos blocos/etapas com razões isotópicas com valores superiores a esse limite eram similares à idade média da amostra, essas foram incluídas no cálculo dessa idade média. Além disso, foram eliminados blocos com desvios superiores a  $2\sigma$  em relação à média das idades dos cristais de zircão de uma amostra, e feita uma eliminação subjetiva, onde foram desprezados os resultados dos blocos, etapas e grãos discordantes da média ponderada das idades obtidas nas etapas de mais altas temperaturas.

As idades obtidas pelo método de evaporação de Pb em monocristal de zircão de rochas ígneas devem ser consideradas idades mínimas de cristalização dos cristais de zircão (Gaudette *et al.*, 1998), e, por conseqüência, das rochas que os portam. Contudo, em muitos casos, quando a idade obtida é definida pela análise de vários grãos, pode-se propor com mais segurança que se trata da real idade de cristalização da rocha (Kober, 1986; Gaudette *et al.*, 1998). No caso de rochas ígneas metamorfizadas, a comparação com estudos utilizando o sistema U-Pb em zircão (Page & Bell, 1985; Evans & Fischer, 1986) permite admitir que a idade fornecida pelo método de evaporação de Pb é uma idade mínima de cristalização e colocação do protólito ígneo, desde que o zircão seja de origem magmática e não um produto de cristalização ou recristalização durante o metamorfismo, como discutido mais adiante.

Foram selecionadas para datação amostras de um enclave de gnaiss quartzo diorítico (MVD-04B) hospedado em granodiorito porfiroclástico (MVD-05) da área Brasil Novo, assim como de um corpo de biotita monzogranito inequigranular (MVD-06B), intrusivo no granodiorito (Fig. 2).

Da área Uruará foram selecionadas amostras de biotita monzogranito porfiroclástico (MVD-26A), intrusivo em gnaisses peraluminosos (MVD-21). Também foi selecionada uma

amostra do hornblenda-biotita tonalito inequigranular (MVD-15A), intrusivo no monzogranito porfiroclástico (Fig. 2).

Dentre os gnaisses, a amostra MVD-21 resultou em um amplo intervalo de idades entre 2,08 e 2,36 Ga (Tab. 1), não permitindo o cálculo uma média. Contudo, observou-se um predomínio de cristais com idades entre 2,24 e 2,30 Ga. Na amostra MVD-04B, três cristais apresentaram idades com valores próximos (Tab. 2), com média de  $2440 \pm 7$  Ma (Fig. 7), enquanto que os seis restantes indicaram valores entre 2,20 e 2,40 Ga.

Nos granitóides porfiroclásticos obteve-se uma idade de  $2215 \pm 2$  Ma na amostra MVD-05, obtida a partir de cinco cristais de zircão (Fig. 8), e uma de  $2104 \pm 5$  Ma na amostra MVD-26A, definida pela análise de quatro cristais (Fig. 9). Na amostra MVD-05 foi identificado um cristal herdado com  $2524 \pm 5$  Ma (Tab. 3), enquanto na MVD-26A somente foram encontrados cristais herdados paleoproterozóicos com idades de  $2139 \pm 5$ ,  $2121 \pm 5$  e  $2156 \pm 7$  Ma (Tab. 4).

Os granitóides inequigranulares intrusivos no granodiorito de 2,22 Ga e no monzogranito de 2,10 Ga também indicaram idades diferentes. A amostra MVD-06B forneceu uma idade média de  $2077 \pm 2$  Ma, definida a partir de quatro cristais (Fig. 10), enquanto na amostra MVD-15A foi obtida uma idade de  $1986 \pm 5$  Ma com base na análise de seis cristais (Fig. 11). Na amostra MVD-06B foram identificados cristais herdados, com idades de  $2219 \pm 3$ ,  $2115 \pm 9$  e  $2097 \pm 7$  Ma (Tab. 5). Já na amostra MVD-15A, detectou-se cristais herdados com idades variando entre  $2483 \pm 11$  e  $2086 \pm 5$  Ma (Tab. 6).

## 5 - Discussão

### 5.1 - Metamorfismo e Deformação

As propostas de individualização dos corpos de gnaisses da região Iriri-Xingu apresentadas por Jorge João *et al.* (1987) e Santos *et al.* (1988) foram baseadas em critérios litológicos e estruturais. Os critérios estruturais enfocaram os aspectos mesoscópicos relacionados à penetratividade das foliações, suas concordâncias ou não com as estruturas regionais e a ocorrência de estruturas de deformação dúctil e de migmatização. Esses autores individualizaram preliminarmente os corpos metamórficos e ígneos do Complexo Xingu e propuseram que sua evolução estaria relacionada a processos de migmatização. No entanto, a atuação do metamorfismo regional e dinâmico, bem como da migmatização, parece ter sido superestimada, como discutido a seguir.

**Tabela 1** - Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra de gnaiss peraluminoso (MVD-21) da área Uruará.

Cristal	Temp. (°C)	Nº de Razões	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ	( <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb) <sub>c</sub>	2 σ	Idade (Ma)	2 σ
1	1430	34	0,000418	6	0,07105	57	0,14527	17	0,13968	27	2224	3
2	1430	8	0,000000	0	0,05244	36	0,14119	116	0,14119	116	2242	14
	1460	38	0,000016	5	0,13754	136	0,14359	32	0,14334	35	2268	4
	1500	34	0,000017	3	0,16714	62	0,14653	31	0,14632	29	2304	3
3	1430	4	0,000255	34	0,07101	88	0,14473	52	0,14142	69	2245	8
4	1450	20	0,001900	42	0,13329	120	0,17010	73	0,14597	29	2300	3
5	1450	30	0,000290	32	0,17928	187	0,15547	59	0,15130	83	2361	9
6	1430	26	0,000631	16	0,13623	562	0,14926	98	0,14112	69	2241	8
	1480	8	0,000593	32	0,15567	76	0,15088	88	0,14320	98	2267	12
7	1430	32	0,000476	6	0,04310	90	0,15096	43	0,14469	56	2284	7
8	1450	26	0,000347	10	0,06727	158	0,13889	76	0,13427	66	2155	9
	1500	28	0,000024	9	0,13847	345	0,14184	22	0,14142	34	2245	4
9	1430	30	0,000467	11	0,03397	14	0,13448	25	0,12837	31	2076	4

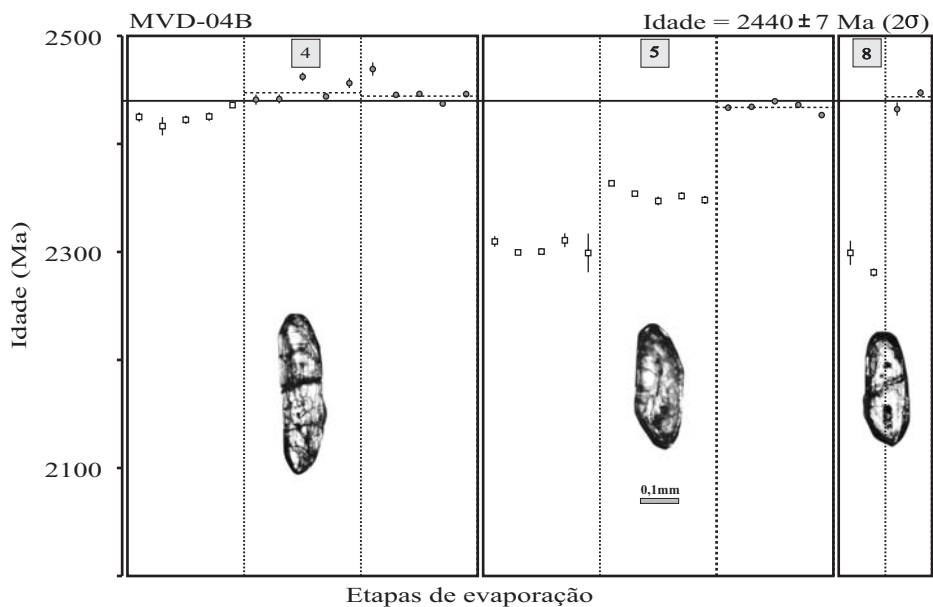
(c) - razão <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb corrigida do Pb comum**Tabela 2** - Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra de gnaiss quartzo diorítico (MVD-04B) da área Brasil Novo. As idades em negrito foram consideradas no cálculo da idade média.

Cristal	Temp. (°C)	Nº de Razões	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ	( <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb) <sub>c</sub>	2 σ	Idade (Ma)	2 σ
1	*1500	0/34	0,000022	6	0,17396	45	0,14777	31	0,14739	31	2316	4
3	*1500	0/28	0,000049	6	0,11998	3	0,15068	32	0,14998	33	2346	4
	*1550	0/38	0,000041	11	0,13606	56	0,15556	35	0,15504	47	2403	5
4	*1500	0/40	0,000301	9	0,20685	139	0,16134	76	0,15743	59	2429	6
	1550	34/34	0,000047	3	0,18487	138	0,15981	69	0,1592	7	<b>2447</b>	7
	1600	30/30	0,000053	4	0,17826	5	0,15953	57	0,15892	59	<b>2444</b>	6
5	*1450	0/36	0,000096	18	0,18109	66	0,14722	49	0,14616	34	2302	4
	*1500	0/38	0,000017	3	0,17794	148	0,15106	5	0,15083	53	2356	6
	1550	34/34	0,000012	1	0,19783	128	0,158	48	0,15793	43	<b>2434</b>	5
6	*1450	0/6	0,000006	8	0,0441	26	0,13766	47	0,13758	48	2197	6
	*1500	0/24	0,000015	4	0,06703	66	0,13758	52	0,13756	58	2197	7
7	*1500	0/38	0,000027	3	0,12332	39	0,14611	43	0,14578	41	2297	5
	*1550	0/34	0,000027	4	0,16948	41	0,15675	84	0,15646	8	2418	9
8	*1500	0/14	0,000062	21	0,14069	104	0,1454	7	0,14459	95	2283	11
	1550	16/16	0,00004	6	0,22927	86	0,15945	123	0,15884	123	<b>2444</b>	13
9	#1450	0/8	0,000769	20	0,25774	231	0,15764	142	0,14775	146	2320	17
	*1500	0/34	0,000036	3	0,14574	49	0,15683	22	0,15638	23	2417	3
	*1550	0/22	0,000057	39	0,12522	47	0,15619	63	0,15554	36	2408	4
10	*1500	0/30	0,000077	7	0,21582	114	0,15311	28	0,15229	29	2372	3
<b>Total = 114/538</b>											<b>Idade média = 2440 ± 7 Ma USD=2,1</b>	

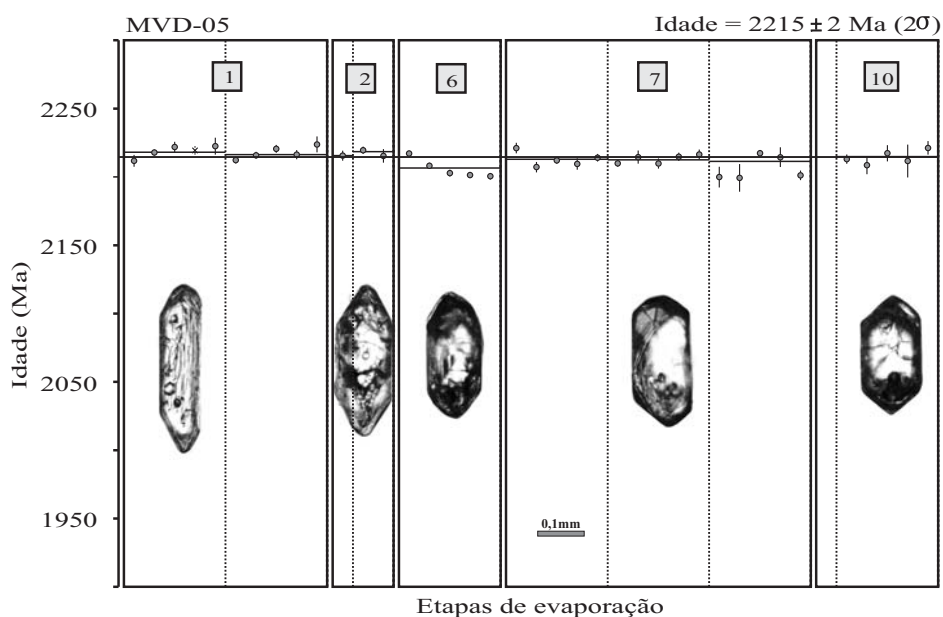
(c) - razão <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb corrigida do Pb comum

(\*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente

(#) - etapa de evaporação eliminada por apresentar razão <sup>204</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb superior a 0,0004



**Figura 7** - Diagrama idades vs. etapas de evaporação dos cristais de zircão da amostra de gnaiss quartzo diorítico (MVD-04B) da área Brasil Novo. Bloco de razões isotópicas utilizadas para o cálculo da idade (●) e bloco eliminado subjetivamente (□).



**Figura 8** - Diagrama idade vs. etapas de evaporação dos cristais de zircão da amostra de granodiorito porfiroclástico (MVD-05) da área Brasil Novo. Bloco de razões isotópicas utilizadas para o cálculo da idade (●) e bloco eliminado subjetivamente (□).

**Tabela 3** - Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra de granodiorito porfiróclástico (MVD-05) da área Brasil Novo. As idades em negrito foram consideradas no cálculo da idade média.

Cristal	Temp. (°C)	Nº de Razões	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ	( <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb) <sub>c</sub>	2 σ	Idade (Ma)	2 σ
1	1450	26/34	0,000381	5	0,12350	120	0,14424	29	0,13925	31	<b>2218</b>	<b>4</b>
	1500	34/34	0,000019	4	0,21789	52	0,13941	25	0,13910	28	<b>2216</b>	<b>3</b>
2	1500	8/8	0,000080	12	0,07106	134	0,14008	57	0,13904	59	<b>2216</b>	<b>7</b>
	1550	14/14	0,000045	20	0,12518	295	0,13988	37	0,13928	38	<b>2219</b>	<b>5</b>
4	*1450	0/32	0,000097	4	0,06426	33	0,13901	49	0,13768	56	2199	7
5	#1450	0/38	0,000922	6	0,13439	93	0,15214	34	0,15214	34	2370	4
	*1500	0/36	0,000144	12	0,19500	50	0,16657	35	0,16657	35	2524	4
6	1450	30/30	0,000036	9	0,08819	87	0,13889	37	0,13832	52	<b>2207</b>	<b>6</b>
7	1500	40/40	0,000036	8	0,09169	197	0,13979	48	0,13883	32	<b>2213</b>	<b>4</b>
	1550	34/34	0,000099	14	0,10108	69	0,13996	25	0,13880	24	<b>2213</b>	<b>3</b>
	1600	34/34	0,000108	10	0,10278	53	0,14030	34	0,13871	62	<b>2211</b>	<b>8</b>
9	*1450	0/36	0,000933	37	0,17564	58	0,11900	60	0,10575	35	1728	6
	*1500	0/8	0,001318	620	0,11203	75	0,14651	257	0,12911	875	2086	119
10	*1500	0/6	0,002632	1446	0,10179	49	0,14900	36	0,11347	2034	1856	324
	1550	38/38	0,000202	15	0,17958	164	0,14155	32	0,13899	37	<b>2215</b>	<b>5</b>
11	#1500	0/8	0,000946	128	0,12743	73	0,14665	81	0,13424	189	2154	25
12	#1550	0/8	0,000918	40	0,15539	164	0,14443	91	0,13236	107	2130	14
<b>Total = 258/438</b>											<b>Idade média = 2215 ± 2 Ma / USD=1,5</b>	

(c) - razão <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb corrigida do Pb comum

(\*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente

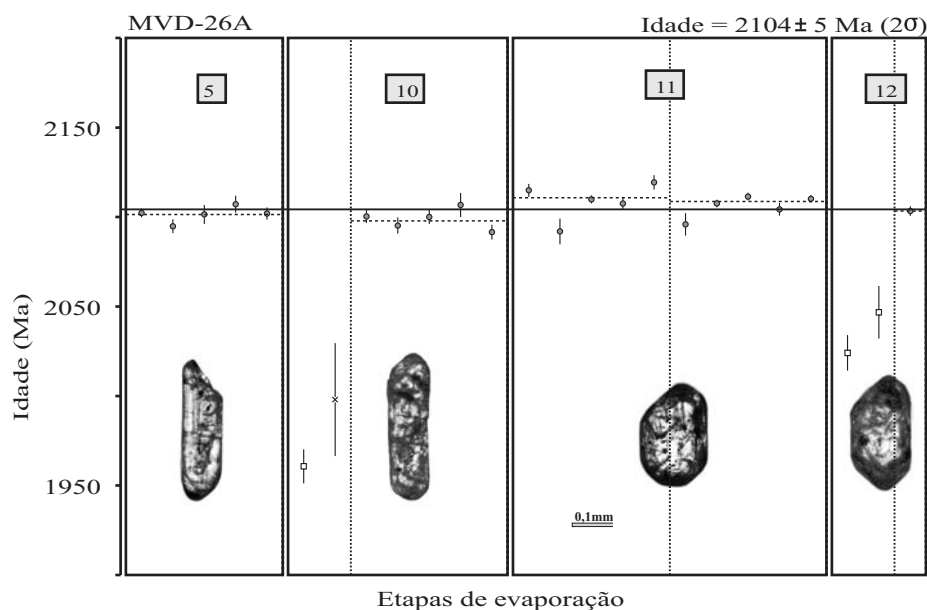
(#) - etapa de evaporação eliminada por apresentar razão <sup>204</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb superior a 0,0004**Tabela 4** - Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra de monzogranito porfiróclástico (MVD-26A) da área Uruará. As idades em negrito foram consideradas no cálculo da idade média.

Cristal	Temp. (°C)	Nº de Razões	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ	( <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb) <sub>c</sub>	2 σ	Idade (Ma)	2 σ
1	#1450	0/38	0,002313	111	0,17185	205	0,15517	135	0,12672	104	2053	14
3	#1450	0/40	0,005187	50	0,19785	45	0,19670	33	0,12817	69	2073	9
4	#1450	0/34	0,000974	8	0,07417	39	0,14147	35	0,12853	53	2078	7
5	1450	38/38	0,000924	16	0,08199	57	0,14236	19	0,13018	25	<b>2101</b>	<b>3</b>
6	#1450	0/34	0,000420	6	0,09826	182	0,13704	48	0,13167	37	2121	5
7	*1430	0/38	0,000300	19	0,14500	242	0,13469	28	0,13103	39	2112	5
	*1500	0/34	0,000047	4	0,14941	78	0,13382	27	0,13307	41	2139	5
8	#1500	0/36	0,002001	46	0,12584	57	0,14848	44	0,12208	100	1987	15
9	*1500	0/6	0,000000	0	0,11099	53	0,13439	53	0,13439	53	2156	7
10	#1450	0/10	0,000918	92	0,07680	46	0,13251	32	0,12024	129	1960	19
	1500	32/32	0,000359	2	0,07306	57	0,13475	26	0,12997	32	<b>2098</b>	<b>4</b>
11	1450	32/32	0,000275	34	0,11650	56	0,13446	48	0,13092	42	<b>2111</b>	<b>6</b>
	1500	26/26	0,000114	6	0,06590	18	0,13224	17	0,13077	24	<b>2109</b>	<b>3</b>
12	*1450	0/10	0,000793	31	0,05711	65	0,13290	297	0,12512	151	2031	21
	1500	4/4	0,000136	16	0,06573	51	0,13217	34	0,13037	40	<b>2103</b>	<b>5</b>
<b>Total = 132/412</b>											<b>Idade média = 2104 ± 5 Ma / USD=2,5</b>	

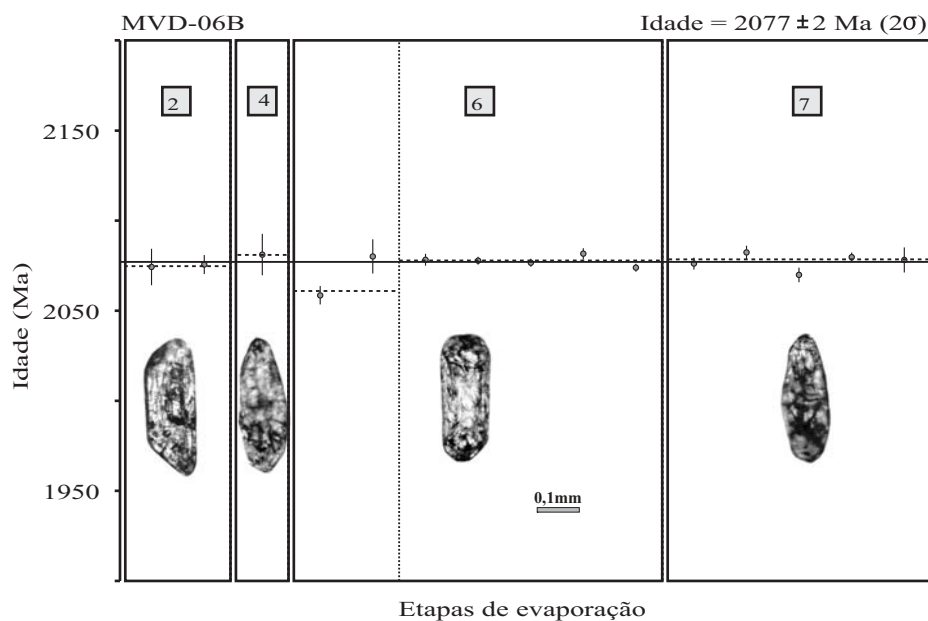
(c) - razão <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb corrigida do Pb comum

(\*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente

(#) - etapa de evaporação eliminada por apresentar razão <sup>204</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb superior a 0,0010



**Figura 9** - Diagrama idade vs. etapas de evaporação dos cristais de zircão da amostra de monzogranito porfiroclástico (MVD-26A) da área Uruará. Bloco de razões isotópicas utilizadas para o cálculo da idade (●), bloco eliminado subjetivamente (□) e por apresentar razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  superior a 0,0010 (X).



**Figura 10** - Diagrama idade vs. etapas de evaporação dos cristais de zircão da amostra de monzogranito inequigranular (MVD-06B) da área Brasil Novo. Bloco de razões isotópicas utilizadas para o cálculo da idade (●).

**Tabela 5** - Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra de monzogranito inequigranular (MVD-06B) da área Brasil Novo. As idades em negrito foram consideradas no cálculo da idade média.

Cristal	Temp. (°C)	Nº de		<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ	<sup>(207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb) <sub>c</sub>	2 σ	Idade (Ma)	2 σ
		Razões	Razões										
1	*1450	0/8		0,000000	0	0,11311	89	0,13474	89	0,13474	89	2161	12
	*1500	0/40		0,000016	2	0,06641	30	0,13951	21	0,13932	25	2219	3
2	1450	16/16		0,001323	159	0,23494	1476	0,14604	181	0,12831	68	<b>2075</b>	<b>9</b>
3	*1500	40/40		0,000691	40	0,46522	330	0,13902	20	0,12987	54	2096	7
4	1450	8/8		0,000231	20	0,18251	137	0,13179	165	0,12874	168	<b>2081</b>	<b>23</b>
5	#1450	0/12		0,010474	80	111.508	4122	0,27175	648	0,13306	753	2139	99
	*1500	22/30		0,003059	77	0,59463	1066	0,17079	126	0,13001	90	2098	12
6	1450	8/16		0,000000	0	0,22090	226	0,12867	138	0,12867	138	<b>2080</b>	<b>19</b>
	1500	38/38		0,000016	2	0,14421	288	0,12863	16	0,12844	18	<b>2077</b>	<b>2</b>
7	1500	38/38		0,000153	4	0,17455	148	0,13052	25	0,12850	28	<b>2078</b>	<b>4</b>
9	*1450	36/36		0,000585	23	0,34316	714	0,13511	54	0,12710	67	2059	9
<b>Total = 206/282</b>											<b>Idade média = 2077 ± 2 Ma / USD=0,9</b>		

(c) - razão <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb corrigida do Pb comum

(\*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente

(#) - etapa de evaporação eliminada por apresentar razão <sup>204</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb superior a 0,0015**Tabela 6** - Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra de tonalito inequigranular (MVD-15A) da área Uruará. As idades em negrito foram consideradas no cálculo da idade média.

Cristal	Temp. (°C)	Nº de		<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ	<sup>(207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb) <sub>c</sub>	2 σ	Idade (Ma)	2 σ
		Razões	Razões										
1	1450	22/22		0,000065	4	0,20015	105	0,12322	29	0,12234	30	<b>1991</b>	<b>4</b>
	1500	8/8		0,000019	24	0,21273	179	0,12256	31	0,12231	44	<b>1990</b>	<b>6</b>
3	*1430	0/14		0,000092	18	0,09510	40	0,13998	26	0,13878	36	2212	5
	*1470	0/38		0,000009	4	0,06200	25	0,14413	29	0,14403	29	2276	3
4	*1450	0/8		0,000058	6	0,14038	143	0,12705	77	0,12628	77	2047	11
	*1500	0/8		0,000178	2	0,16696	97	0,12791	31	0,12555	31	2037	4
5	*1450	0/8		0,000340	82	0,17515	139	0,12482	116	0,12027	161	1961	24
	1500	36/36		0,000058	5	0,18784	198	0,12259	19	0,12172	17	<b>1982</b>	<b>2</b>
	*1550	36/36		0,000167	15	0,21618	88	0,12344	21	0,12083	41	1969	6
6	*1450	20/20		0,000719	8	0,17686	397	0,13052	91	0,12161	71	1980	10
	1500	8/8		0,000133	15	0,15599	129	0,12473	53	0,12287	35	<b>1999</b>	<b>5</b>
7	1500	34/34		0,000027	7	0,16541	41	0,12243	25	0,12205	28	<b>1987</b>	<b>4</b>
8	*1500	0/18		0,000046	15	0,06577	47	0,13144	89	0,13081	93	2109	13
	*1550	0/4		0,000171	70	0,09856	128	0,13282	35	0,13057	99	2106	13
10	*1450	0/8		0,000373	4	0,12115	101	0,16725	104	0,16256	105	2483	11
11	#1450	0/32		0,000501	20	0,12638	117	0,12492	45	0,11798	24	1926	4
12	1450	22/22		0,000364	37	0,06610	78	0,12569	78	0,12076	65	<b>1968</b>	<b>10</b>
13	*1450	0/36		0,000196	14	0,06175	195	0,12946	19	0,12688	20	2056	3
	*1500	0/32		0,000020	3	0,07007	17	0,12943	36	0,12912	37	2086	5
14	1500	34/34		0,000069	6	0,08937	21	0,12315	51	0,12225	44	<b>1990</b>	<b>6</b>
	*1550	8/8		0,000052	60	0,09733	182	0,12414	128	0,12345	151	2007	22
<b>Total = 110/434</b>											<b>Idade média = 1986 ± 5 Ma / USD= 3,11</b>		

(c) - razão <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb corrigida do Pb comum

(\*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente

(#) - etapa de evaporação eliminada por apresentar razão <sup>204</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb superior a 0,0004



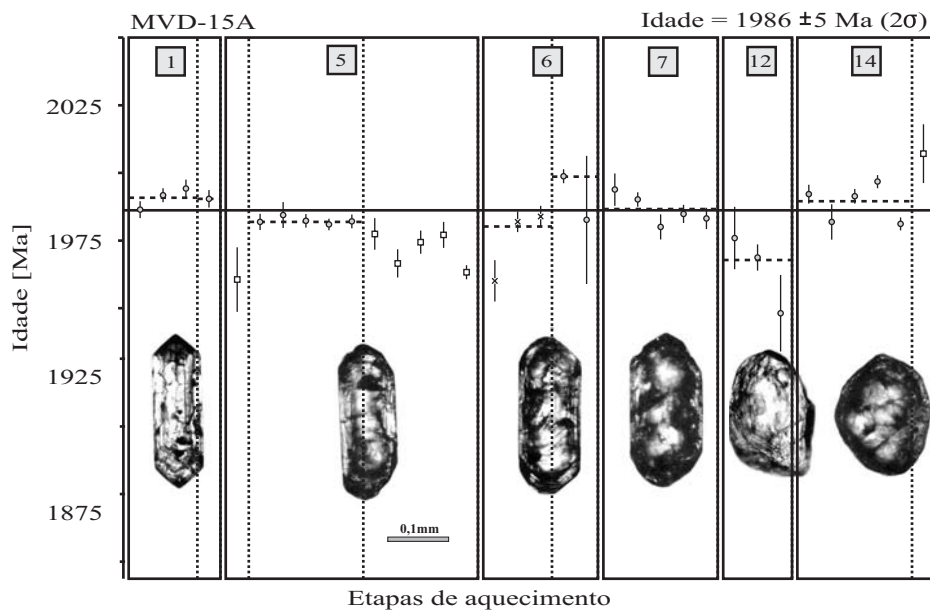


Figura 11: Diagrama idade vs. etapas de evaporação dos cristais de zircão da amostra de tonalito inequigranular (MVD-15A) da área Uruará. Bloco de razões isotópicas utilizadas para o cálculo da idade (●), bloco eliminado subjetivamente (□) e por apresentar razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  superior a 0,0004 (X).

A ocorrência de granitóides com intensa deformação dúctil, por vezes exibindo bandamento composicional e dobras, assim como a abundância de veios graníticos e a ocorrência de feições de digestão parcial de xenólitos de gnaisses e anfíbolitos nos granitóides da região, provavelmente induziram Forman *et al.* (1972), Jorge João *et al.* (1987) e Santos *et al.*, (1988) a classificarem estas rochas como gnaisses e migmatitos com diferentes graus de heterogeneidade. Apesar de terem sido identificadas paragêneses e microtexturas diagnósticas de metamorfismo de médio a alto grau e feições características de processo de migmatização, é possível que algumas feições gnaissóides possam resultar de deformação dúctil de alta temperatura relacionada ao fluxo submagmático, como as descritas por Patherson *et al.* (1989).

Nos gnaisses quartzo dioríticos de 2,44 Ga (amostra MVD-04B), o bandamento gnáissico (Fig. 4A) e a trama granoblástica generalizada, com grãos minerais equidimensionais com bordas retas e curtas (Fig. 4B), produto de recristalização por migração de limite de grãos, são feições típicas de alto grau metamórfico (Passchier *et al.*, 1993). Além disso, a recristalização granoblástica poligonal em feldspatos sugere que a deformação dúctil nesses gnaisses atingiu condições metamórficas superiores às da fácies anfíbolito inferior (>550 °C) (Vidal *et al.* 1980; Bell & Jonhson, 1989; Ji & Mainprice, 1990). A composição pouco evoluída e a ocorrência de hornblenda marcando um caráter metaluminoso apontam para uma origem ortoderivada para esses gnaisses.

Nos gnaisses peraluminosos, as paragêneses com plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, biotita, granada, cordierita e silimanita (Figs. 5B a 5D) são comuns aos gnaisses de alto grau paraderivados de rochas pelíticas e psamo-pelíticas submetidas a temperaturas entre 700 e 800 °C e pressões de 4 a 6 kbar (Passchier *et al.*, 1993; Spear *et al.*, 1999; Jung & Mezger, 2003; Kim & Chou, 2003). Estes gnaisses peraluminosos provavelmente são os melhores marcadores do pico do metamorfismo da região.

A recristalização dos feldspatos (Figs. 3D e 3E) dos tonalitos e granodioritos porfiroclásticos de 2,22 Ga (amostra MVD-05) sugerem que esses granitóides, durante sua colocação, foram submetidos a condições de temperatura e pressão equivalentes àquelas de metamorfismo de fácies xisto verde superior a anfíbolito (Hanmer, 1982; Tullis, 1983; Simpson, 1985). A coexistência de porções mais preservadas da deformação dúctil (Fig. 3A), mostrando feições remanescentes de fluxo magmático, com porções apresentando deformação de alta temperatura (Figs. 3B e 3C) nesses corpos de granitóides, é sugestiva de participação de processo

de deformação dúctil por fluxo submagmático. No entanto, a ocorrência de porções com grãos equigranulares de feldspatos em trama granoblástica poligonal (Fig. 3F) indica uma recristalização de alta temperatura por migração de limites de grãos com redução da área dos grãos, processo comum às rochas deformadas por fluxo no estado sólido (Passchier & Trouw, 1996). Além disso, a recuperação do quartzo em subgrãos, a recristalização de quartzo, mica e feldspato como agregados de granulação fina nas bordas dos porfiroclastos, na matriz e preenchendo fraturas nos clastos, evidenciam deformação dúctil por fluxo no estado sólido em mais baixas temperaturas.

A baixa frequência de feições de recristalização de feldspatos e micas e a abundância de feições ígneas preservadas nos granitos porfiroclásticos de 2,10 Ga (amostra MVD-26A) indicam que esses foram submetidos ou posicionados em condições de temperatura e pressão mais brandas que aquelas alcançadas pelos granitóides porfiroclásticos de 2,22 Ga. Localmente, esses corpos graníticos alcançaram condições entre as fácies anfíbolito inferior e xisto verde superior, como evidenciado pelas feições de recristalização dos feldspatos (Figs. 6B e 6C).

A abundância de feições de recristalização dos feldspatos e micas é menor nos granitos de 2,08 Ga e nos tonalitos de 1,99 Ga. Nesse último corpo, tais feições restringem-se a uma fraca cominuição das bordas dos grãos desses minerais (Figs. 6E e 6F). Nos corpos graníticos de 2,08 Ga afetados pelas zonas de cisalhamento NW-SE a recristalização dos feldspatos e micas foi mais intensa (Fig. 4F).

## 5.2 - Idades e Eventos Magmáticos e Metamórficos

As idades médias Pb-Pb em zircão obtidas para os granitóides estudados são interpretadas como idades de colocação desses corpos, enquanto aquelas obtidas para os gnaisses têm interpretações distintas: no caso dos gnaisses peraluminoso MVD-21, são idades mínimas das rochas-fontes que originaram o protólito sedimentar desse gnaisse; no caso do gnaisse quartzo diorítico MVD-04B, a idade de 2,44 Ga é interpretada como do protólito ígneo. Em todas as situações, idades inferiores às admitidas são tomadas como resultados de perda parcial de Pb radiogênico, possivelmente devido a processos de metamictização e/ou metamórfico e sem sentido geológico. Não se descarta a possibilidade metamorfismo que afetou essas rochas ter provocado recristalização ou a cristalização de partes ou de grãos inteiros. Os resultados obtidos a

partir desses eventuais sistemas complexos são de difícil identificação e interpretação com base no método de datação utilizado.

A hipótese da existência de crosta arqueana na região Iriri-Xingu é sugerida pelas ocorrências de cristais herdados detectados nos granitóides transamazônicos da região Iriri-Xingu (ca. 2,5 Ga) e pelas evidências de vestígios arqueanos (cristais herdados e  $T_{DMNd}$ ) em rochas vulcânicas e granitóides paleoproterozóicos em regiões adjacentes (Sato & Tassinari, 1997; Santos *et al.*, 2001; Lamarão *et al.*, 2002; Macambira *et al.*, 2003). Além disso, a idade U-Pb SHRIMP de  $2503 \pm 10$  Ma, com uma população de cristais herdados de  $2581 \pm 6$  Ma, nas rochas tonalíticas da área Uruará (Santos *et al.*, 2003) confirmam a existência de crosta neoarqueana nessa região.

Os quatro eventos de formação de granitóides paleoproterozóicos (2,22; 2,10; 2,08 e 1,99 Ga) identificados na região Iriri-Xingu devem estar relacionados a diferentes estágios de uma ou mais fases da orogênese ligada ao Ciclo Transamazônico. A deformação dúctil impressa nos granitóides de 2,22 e 2,10 Ga indica que esses corpos foram posicionados em períodos francamente orogênicos, enquanto a deformação nos corpos de granitóides de 2,08 e 1,99 Ga aponta para colocação em condições de temperatura e pressão mais amenas, típicas dos períodos orogênicos mais tardios.

A ocorrência de granitóides com idades Pb-Pb em zircão de 2,08 e 2,15 Ga no domínio Bacajá (Macambira *et al.*, 2003) e os dados geocronológicos obtidos na área de estudo confirmaram que os eventos magmáticos transamazônicos se estendem, pelo menos, até a região mais oeste (Iriri-Xingu), onde dominam coberturas vulcânicas e batólitos de granitóides com menos 2,0 Ga.

As idades-modelo Nd entre 2,25 e 2,35 Ga e  $\epsilon Nd$  de +0,83 a -0,6 obtidos nos granitóides da domínio Bacajá apontam para uma fonte mantélica com restrita contribuição crustal (Macambira *et al.*, 2003). Por outro lado, a participação de crosta regenerada nessa região é sugerida pela ocorrência de granitóides com idades-modelo de ca. 2,6 Ga e valor de  $\epsilon Nd(t)$  de -4,12 (Macambira *et al.*, 2003; 2004). As fontes das rochas transamazônicas da região Iriri-Xingu ainda são desconhecidas, mas a semelhança litológica com as rochas do domínio Bacajá é sugestiva que também tenha contribuição mantélica paleoproterozóica e participação de crosta neoarqueana.

Nos terrenos transamazônicos dos crátons Amazônico (Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Lafon *et al.*, 2002; Delor *et al.*, 2003; Rosa-Costa *et al.*, 2003) e São Luís (Klein & Moura, 2001) e birrimianos/eburneanos no Cráton Oeste-africano (Boher *et al.*, 1992, Hirdes *et al.*, 1996, Kouamelan *et al.*, 1997 e Doumbia *et al.*, 1998), a maioria das idades Pb-Pb e U-Pb em zircão estão entre 2,20 e 2,07 Ga. Existem poucas e localizadas ocorrências de rochas mais antigas relacionadas à fase mais precoce do Birimiano com *ca.* 2,22 Ga (Doumbia *et al.*, 1998) e do Transamazônico, com *ca.* 2,24 Ga (Klein & Moura, 2001) e 2,22 a 2,21 (Delor *et al.*, 2003). Na porção sudeste do Cráton Amazônico, a maioria das idades Pb-Pb em zircão se concentra entre 2,15 e 2,08 Ga. Sendo assim, se faz necessário investigar a extensão da ocorrência dos granitóides porfiroclásticos com 2,22 Ga, e outras prováveis manifestações mais precoces do Transamazônico nesse segmento do cráton.

Delor *et al.* (2003) propuseram uma evolução tardi-transamazônica para o Escudo das Guianas com dois eventos paleoproterozóicos de formação de cinturões granulíticos, um do final do Riáciano (2,07-2,05 Ga) e outro do Orosiriano (2,0-1,93 Ga). O evento riáciano, nos cinturões Imataca, Bakhuis e leste do Amapá, estaria relacionado a processos de estiramento crustal, ascensão do manto e boudinagem das zonas de cisalhamento que afetaram os domínios TTG-greenstone riácianos (2,26–2,13 Ga) e alojaram os granitos de 2,11–2,08 Ga. Enquanto que o evento orosiriano, nos cinturões Coeroeni, Kanuku e Roraima, estaria associado a dobramentos de *greenstone belts* e a geração de charnoquitos.

O metamorfismo de fácies granulito na região Iriri-Xingu é de idade paleoproterozóica, provavelmente do Riáciano, uma vez que grande parte da evolução geológica dessa região se concentra entre 2,22 e 2,08 Ga. Dentre as idades Pb-Pb obtidas em zircão do gnaiss peraluminoso MVD-21 foi registrada uma idade de 2,08 Ga que, apesar de ser pouco representativa, poderia ser um indício da idade do metamorfismo de fácies granulito. Por outro lado, como aventado inicialmente, as idades < 2,3 Ga dessa amostra podem simplesmente resultar de perda de Pb radiogênico por metamictização. Alternativamente, a datação de gnaisses peraluminosos por isócrona Sm-Nd rocha total-granada e U-Pb em monazita permitirá obter a idade do evento metamórfico de fácies granulito na região.

## 6 – Considerações Finais

Os estudos em campo, petrográficos e geocronológicos desenvolvidos nas rochas do embasamento da região Iriri-Xingu permitiram o reconhecimento de diferentes conjuntos de gnaisses e granitóides, originalmente englobados no Complexo Xingu.

Os gnaisses da região apresentaram idades por evaporação de Pb em zircão com significados distintos. A idade de 2,44 Ga nos ortognaisses pode representar a idade de cristalização do protólito e as idades entre 2,24 e 2,36 Ga nos gnaisses peraluminosos, provavelmente refletem a idade das rochas da área fonte dos sedimentos que originaram esses paragnaisses. Existem evidências que esses paragnaisses alcançaram condições de fácies granulito, o que possibilitaria processos de perda episódica de Pb, sobrecrecimento metamórfico e formação de novos cristais de zircão. No entanto, não foi possível datar o metamorfismo de fácies granulito.

Foram identificados quatro eventos de formação de granitóides paleoproterozóicos na região Iriri-Xingu (2,22; 2,10; 2,08 e 1,99 Ga) que se distinguem pela intensidade e extensão da deformação dúctil. Os granitóides porfiroclásticos de 2,22 e 2,10 Ga apresentam feições de deformação de alta temperatura ( $> 550$  °C), possivelmente relacionada a fluxo submagmático, progressivamente atenuada nos corpos mais jovens. Nos granitóides de 2,08 e 1,99 Ga as estruturas ígneas estão mais preservadas e a deformação dúctil, provavelmente por fluxo no estado sólido, foi de temperaturas mais baixas ( $\leq 550$  °C).

A migmatização parece ter tido um papel menos importante do que o invocado nas décadas de 70 e 80 para explicar a gênese dos granitóides da região Iriri-Xingu. À luz de conceitos modernos sobre o metamorfismo e deformação dúctil, pode-se dizer que os granitóides e gnaisses dessa região devem ter suas origens predominantemente ligadas a processos magmáticos e metamórficos paleoproterozóicos relacionados à orogêneses do Ciclo Transamazônico na parte centro-sudeste do Cráton Amazônico. Além disso, existem dados de isótopos de Nd no domínio Bacajá, mais a leste, que registram a formação de rochas transamazônicas a partir fontes mantélicas.

Existem evidências da participação de crosta arqueana regenerada na porção centro-sudeste do Cráton Amazônico. Os dados preliminares sugerem tratar-se de uma crosta neoarqueana com cerca de 2,5-2,6 Ga, portanto, mais jovem que aquela encontrada na Província Carajás. Essa crosta neoarqueana, cuja formação talvez se estenda até o Sideriano, corresponderia

às rochas do embasamento da Província Amazônia Central. Atualmente, sua extensão ainda é pouco conhecida, restringindo-se a ocorrências pontuais e pequenos corpos de gnaisses na Província Maroni-Itacaiúnas. A oeste da área Uruará observa-se um predomínio de coberturas vulcânicas e batólitos graníticos com  $< 2,0$  Ga que recobrem o embasamento e dificultam ainda mais sua individualização.

Na Província Carajás, o Complexo Xingu vem sendo desdobrado em complexos, suítes e corpos de granulitos, gnaisses e granitóides com o aumento do conhecimento geológico da região. Esta é a tendência para o Complexo Xingu na região Iriri-Xingu e regiões vizinhas. Desta forma, os corpos de gnaisses e granitóides dessas regiões, ainda com denominações informais, deverão ser redefinidos como unidades litoestratigráficas e litodêmicas formais. Assim os estudos desenvolvidos contribuirão para redefinição do Complexo Xingu e, juntamente com os estudos que vem sendo desenvolvidos por outros pesquisadores nas regiões vizinhas, contribuirão para a revisão dos limites e conceito das províncias geocronológicas da porção centro-sudeste do Cráton Amazônico.

## 7 – Agradecimentos

Os autores agradecem ao apoio financeiro do CNPq (Auxílio a Pesquisa Nº 467104/00-0) e do CT-Mineral FINEP 01/2001, ao apoio operacional da Superintendência Regional de Belém do Serviço Geológico do Brasil – CPRM nos trabalhos de campo e aos revisores pelos comentários críticos. Este trabalho é uma contribuição ao Projeto Nº 103/98 do PRONEX – Proc. 662103/1998-0.

## 8 - Referências Bibliográficas

- Bell, T.H. & Jonhson, S.E. 1989. The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of plagioclase and K-feldspar in the Woodrofe thrust mylonite zone, Central Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, **7**: 151-168.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarede, F., Arndt, N.T. 1992. Crustal Growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal Geophysical Research*, **97**(B1): 545-369.
- Cordani, U.G. & Sato, K. 1999. Crustal evolution of the South American Plataform, base on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, **22**: 167-173.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, **9**: 6-11.

- Delor, C., Roeber, E.W.F., Lafon, J.M., Lahondère, D., Rossi, P., Cocherie, A., Guerrot, C., Potrel, A. 2003. Bakhuis ultra-high-temperature granulite belt (Suriname): II. Implications for late Transamazonian crustal stretching in revised Guiana Shield framework. *Géologie de la France*, **2-3-4**: 207-230.
- Doumbia, S., Pouclet, A., Kouamelan, A., Vidal, M., Peucat, J.J., Delor, C. 1998. Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Côte d'Ivoire, West African Craton: geochronology and geochemistry. *Precambrian Research*, **87**: 33-63.
- Evans, K.V. & Fischer, L.B. 1986. U-Pb geochronology of two augens gneiss terrains, Idaho – new data and tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Science*, **23**: 1919-1927.
- Faraco, M.T.L. 2003. Mapa geológico 1:2.500.000 dos blocos Carajás e Amapá. In: Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C; Vidotti, R.M.; Gonçalves J.H. (Eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, CD-ROM.
- Faraco, M.T.L., Vale, A.G., Santos, J.O.S., Luzardo, R., Ferreira, A.L., Oliveira, M.A., Marinho, P.A.C., no prelo. Levantamento Geológico da Região ao Norte da Província Carajás In: V. Souza and A.C. Horbe (Eds.). *Contribuições a Geologia da Amazônia*.
- Ferreira, A.L. & Faria, M.S.G. 2003. Mapa geológico 1:2.500.000 do bloco Amazônia Central. In: Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C; Vidotti, R.M.; Gonçalves J.H. (Eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, CD-ROM.
- Forman, J.H.A., Nardi, J.I.S., Marques, J. P. M., Lima, M.I.C. 1972. *Pesquisa mineral no Iriri/Curuá*. Relatório Preliminar. Sudam/Geomineração, 62 p.
- Gaudette, H.E., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., Moura, C.A.V. e Scheller, T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: Examples from the Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11** (4): 351-363.
- Hanmer, S.K. 1982. Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. *Journal of Structural Geology*, **4**: 197-213.
- Hirdes, W., Davis, D.W., Lütke, G., Konan, G. 1996. Two generation of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa): consequences for the 'Birimian controversy'. *Precambrian Research*, **80**: 173-191.
- Issler, R.S., Andrade, A.R.F., Montalvão, R.M.G., Guimarães, G., Silva, G.G., Lima, M.I.C. 1974. *Geologia*. Folha SA.22 - Belém. DNPM/Radam, v. 5, pp. 1-71.
- Ji, S. & Mainprice, D. 1990. Recrystallization and fabric development in plagioclase. *Journal of Geology*, **98**: 65-79.
- Jorge João, X.S., Vale, A.G., Lobato, T.A.M. 1987. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Altamira. Folha SA.22-Y-D. Estado do Pará. CPRM/DNPM, 31 p.
- Jung, S. & Mezger, K. 2003. Petrology of basement-dominated terranes: I. Regional metamorphic T-t path from U-Pb monazite and Sm-Nd garnet geochronology (Central Damara orogen, Namibia). *Chemical Geology*, **198**: 223-247.
- Kim, J. & Chou, M. 2003. Low-pressure metamorphism and leucogranite magmatism, northeastern Yeongnam Massif, Korea: implication for Paleoproterozoic crustal evolution. *Precambrian Research*. **122**: 235-251.
- Klein, E.L. & Moura, C.A.V. 2001. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luís Craton and Gurupi Belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *International Geology Review*, **43**: 237-253.
- Kober, B. 1986. Whole grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age investigations on single zircons using a double filament source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **93**: 482-490.
- Kober, B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb+ emitter bedding for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96**: 63-71.



- Kouamelan, A., Delor, C., Peucat, J.-J. 1997. Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during the Early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise-West African Craton). *Precambrian Research*, **86**: 177-199.
- Lafon, J.M., Tavares, R.P.S., Delor, C., Rossi, P. 2002. Novos dados geocronológicos Pb-Pb e Sm-Nd para a região norte da Guiana Francesa: implicações para a evolução crustal da porção sudeste do Escudo das Guianas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, *Anais de resumos*, p. 496.
- Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Lima, E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**: 189-223.
- Macambira, M.J.B., Silva, D.C.C., Barros, C.E.M., Scheller, T. 2003. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at north of the Carajás Mineral Province. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, *Short Papers*, p. 205-208.
- Macambira, M.J.B., Silva, D.C.C., Vasquez, M.L., Barros, C.E.M. 2004. Investigação do limite Arqueano-Paleoproterozóico ao norte da Província de Carajás, Amazônia Oriental. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, *Anais de Resumos*, (CD-ROM).
- Oliveira, J.R., Silva Neto, C.S., Costa, E.J.S. 1994. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Serra Pelada. Folha SB.22-X-C. Estado do Pará*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 220 p.
- Page, R.W. & Bell, H.T. 1985. Isotopic and structural responses of granites to successive deformation and metamorphism. *Journal of Geology*, **94**: 365-379
- Passchier, C.W., Myers, J.S., Kröner, A. 1993. *Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau*. Edusp, São Paulo, 188 pp.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Ed. Springer, Berlim, 289 pp.
- Patherson, S.R., Vernon, R.H., Tobisch, O.T. 1989. A review of criteria for identification of magmatic and tectonic foliation in granitoids. *Journal of Structural Geology*, **11**: 349-363.
- Roberts, M.P. & Finger, F. 1997. U-Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphism. *Geology*, **25**: 319-322.
- Rosa-Costa, L.T., Ricci, P.S.F., Lafon, J.-M., Vasquez, M.L., Carvalho, J.M.A., Klein, E.L., Macambira, E.M.B. 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the southern Amapá and northwestern Pará, Brazil – Southern Guiana Shield. *Géologie de la France*, **2-3-4**: 125-144.
- Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Moura, M.A., McNaughton, N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36**: 278-299.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Flecher, I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, **3** (4): 453-488.
- Santos, J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (Eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, pp.169-226.
- Santos, M.V., Souza Filho, E.E., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Ribeiro, A.C.O., Payolla, B.L., Vasconi, A.V. 1988. Litoestratigrafia das rochas pré-cambrianas na bacia do médio Rio Xingu – Altamira-PA. In: SBG. Congresso Latino-americano de Geologia, 7, *Anais*, **1**: 363-377.
- Sato, K. & Tassinari, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico, baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: M.L. da Costa, R.S. Angelica (Coords.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. v.1, p. 91-142.
- Silva, G.G., Lima, M.I.C., Andrade, A.R.F., Issler, R.S., Guimarães, G. 1974. *Geologia. Folha SB.22 - Araguaia e parte da SC.22.- Tocantins*. DNPM/Radam, v. 4, pp. 1-72.

- Simpson, C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, **7**:503-511.
- Souza, V.S. 1995. Geologia e mineralizações auríferas do Garimpo do Manelão, Região do Bacajá – PA. Dissertação de Mestrado. Belém, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 111 p.
- Spear, F.S., Kohn, M.J., Cheney, J.T. 1999. P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **134**: 17-32.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174-182.
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldès, M.C.; Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: U.G. Cordani, A. Thomaz Filho, D.A Campos (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*, pp. 41-95.
- Teixeira, N.P., Bettencourt, J.S., Moura, C.A.V., Dall’Agnol, R. Macambira, E.M.B. 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, **119**: 257-275.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K. 1989. A review of the geochronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-227.
- Tullis, J. 1983. Deformation of feldspars. In: P.H. Ribber (Ed.) *Feldspar Mineralogy, Reviews in Mineralogy*, v. 2. Mineralogy Society of America Washington, p. 297-323.
- Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Thiéblemont, D., Egal, E., Cocherie, A., Tegye, M., Milesi, J-P. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth: geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research*, **92**: 165-193.
- Vasquez, M.L., Klein, E.L., Macambira, M.J.B., Santos, A., Bahia, R.B.C., Ricci, P.S.F., Quadros, M.L.E.S. 2000. Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province - Amazonian Craton – Brazil. In: Internatinal Geology Congress, 31, Abstracts Volumes (CD-ROM).
- Vasquez, M.L., Klein, E.L., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.B.C., Santos, A.; Ricci, P.S.F., Sachett, C.R., Silva, C.M.G., Macambira, M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: novos dados geocronológicos. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, *Boletim de resumos*, p. 471-474.
- Vidal, J.L., Kubin, L., Debat, P., Soula, J.C. 1980. Deformation and dynamic recrystallization of K-feldspar augen in orthogneisses from Montagne Noir, Ocitania, Southern France. *Lithos*, **13**: 247-255.

## 5.2 - ZIRCON GEOCHRONOLOGY OF GRANITOIDS FROM THE WESTERN BACAJÁ DOMAIN, SOUTHEASTERN AMAZONIAN CRATON, BRAZIL: NEOARCHEAN TO RHYACIAN EVOLUTION

Marcelo L. Vasquez<sup>1,2\*</sup>, Moacir J. B. Macambira<sup>2</sup>, Richard A. Armstrong<sup>3</sup>

1 – Geological Survey of Brazil – CPRM, Belém – PA, Brazil

2 – Isotope Geology Laboratory, Federal University of Pará, Belém – PA, Brazil

3 – Research School of Earth Science, Australian National University, Canberra, ACT, Australia

### Abstract

New zircon U-Pb SHRIMP and Pb-evaporation data on rocks from the western part of the Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, reveal crustal evolution marked by a succession of magmatic events from Neoproterozoic to Orosirian. This domain represents the southern part of a geochronological province of the Amazonian craton that evolved during the Transamazonian cycle (2.2 – 1.95 Ga).

The earliest event is represented by inliers of 2.5–2.46 Ga orthogneisses and supracrustal rocks, followed by the formation of a 2.36–2.34 Ga granitoid-greenstone terrane. Rhyacian granitoids and charnockitic rocks marked the main evolutionary stages of the Bacajá domain. Four Rhyacian magmatic events were distinguished in this domain: 2.21–2.18 Ga and 2.16–2.13 Ga granitoids related to magmatic arcs of the Transamazonian orogenies; 2.10–2.09 Ga and 2.08–2.07 Ga granitoids and charnockitic rocks related to the post-collisional stage. A younger magmatic event at 1.99 Ga remains controversial, as it is uncertain whether this represents the last magmatic pulse of the Transamazonian cycle or whether it is related to a younger cycle which affected the adjacent domain.

Although Archean rock remnants have been found in Transamazonian domains from South America, Siderian rocks are rare and distinguish the Bacajá domain from other Transamazonian orogens of the Amazonian craton.

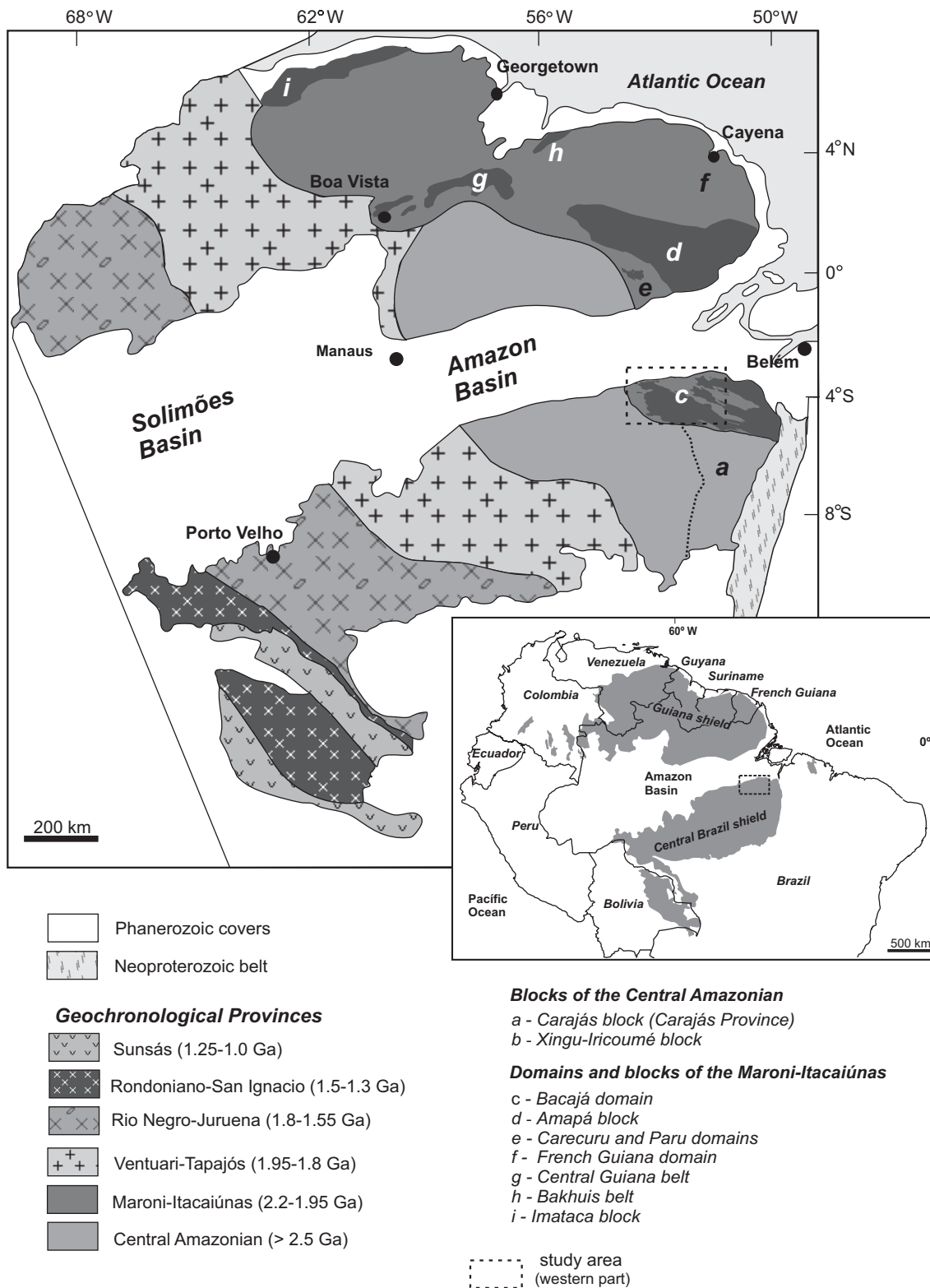
Keywords: Zircon geochronology; Amazonian craton; Transamazonian cycle; granitoids

## 1 - Introduction

The Bacajá domain is located in the southeastern part of the Amazonian craton and represents the southern part of the Maroni-Itacaiúnas province (Cordani et al., 1979; Tassinari and Macambira, 1999, 2004), or Trans-Amazonian province (Santos, 2003). Previous isotope data indicated that the rocks from this domain are related to the Transamazonian cycle (2.2–1.9 Ga) and age constraints were first proposed in the 1980's, mainly based on Rb-Sr and K-Ar data. The Rb-Sr data suggested Paleoproterozoic reworking of the gneisses of the basement and the addition of a juvenile mafic volcanic crust (Cordani et al., 1984; Santos et al., 1988; Teixeira et al., 1989) that distinguished it from the Archean Central Amazonian province to the south. The first zircon Pb-evaporation, Nd isotopes and U-Pb SHRIMP data confirmed the formation of Rhyacian rocks (2.21–2.08 Ga) and local occurrences of Neoarchean (2.44 to 2.67 Ga), Siderian (2.31 and 2.36 Ga) and Orosirian (1.99 Ga) rocks (Macambira et al., 2001; 2003, 2004; Santos, 2003; Faraco et al., 2005; Vasquez et al., 2005).

Paleoproterozoic rocks are extensively represented in the Precambrian of South America, especially during the Transamazonian cycle when the platform had the biggest continental growth (Cordani and Sato, 1999; Schobbenhaus and Brito Neves, 2003). The Transamazonian is present in the southern part of South America, in the São Francisco, São Luís and Amazonian cratons and has correlated with orogenies in the West African and Congo cratons (Bertrand and Jardim de Sá, 1990; Ledru et al. 1994; Tassinari and Macambira, 1999; Santos et al. 2003a). Although reworking of Archean crust was common during the Transamazonian cycle, the formation of juvenile crust was important during these orogenies, especially in the Amazonian craton (Cordani and Sato, 1999; Tassinari and Macambira, 1999). Studies in the domains of the Maroni-Itacaiúnas province have shown they have peculiarities that distinguish them in spite of the Transamazonian geological evolution. For example, in French Guiana (Fig. 1) there is a predominance of juvenile rocks (Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003a), whereas the Archean component is extensive in the Amapá block (Avelar et al., 2003; Rosa-Costa et al., in press).

The Bacajá domain is the closest Transamazonian domains to the main Archean domains of the Amazonian craton, the Carajás block or province (Fig. 1), and is therefore a key area to the understanding of the geological evolution of the Maroni-Itacaiúnas province. In this work, new U-Pb SHRIMP and Pb-evaporation data are presented for rocks from the western part,



**Figure 1** - Sketch maps of the Amazonian craton with the location of the study area, the geochronological provinces based on Tassinari and Macambira (2004) and the different segments of the Central Amazonian and Maroni-Itacaiúnas provinces.

allowing a new history of the magmatic events of that domain to be compiled, and a comparison to be made with the geological evolution of other Transamazonian terranes of the Amazonian craton.

## 2 - Geological Setting

The first models of evolution of the Amazonian Craton were based on K-Ar and Rb-Sr dating obtained during the geological mapping programs carried out in the 1960's and 1970's, which were further updated by few U-Pb, Pb-Pb and Sm-Nd data obtained during the 1980's (e.g. Cordani et al. 1979; Teixeira et al., 1989). In these evolution models, Archean nuclei are surrounded by Paleoproterozoic and Mesoproterozoic geochronological provinces that became progressively younger towards the southwestern edge of the craton. The Central Amazonian province (>2.5 Ga), at the central-southeastern part of the Amazonian Craton, is bounded in the northeast by the Maroni-Itacaiúnas province (2.2-1.95 Ga) and the Ventuari-Tapajós province (1.95-1.8 Ga), to the west. The Maroni-Itacaiúnas province spreads from the northern/northeastern (Guiana shield) to the eastern parts of craton (Fig. 1).

Recent evolutionary models proposed for the Central Amazonian province of the Amazonian Craton have distinguished an Archean domain (Carajás block) from that reworked by Paleoproterozoic events (Xingu-Iricoume block) (Dall'Agnol et al. 1999a; Tassinari and Macambira, 1999, 2004; Tassinari et al., 2000). This Archean domain is composed of Mesoarchean (3.0-2.87 Ga) and Neoarchean (2.76-2.54 Ga) granitoid-greenstone terranes, whereas the basement of the Xingu-Iricoume domain is poorly known due to limited exposure and widespread Orosirian to Statherian (2.0–1.76 Ga) intrusions, and volcanic and sedimentary covers. Other authors have proposed different limits and names to the geochronological provinces of the Amazonian craton. For example, according to Santos (2003) and Santos et al. (2006), the Meso- (Rio Maria) and Neoarchean (Carajás) domains, grouped in the Carajás province, extend westwards to the Uruará area. However, Vasquez et al. (2005) dated Rhyacian granitoids in the westernmost part of the region, showing that this segment is part of the Maroni-Itacaiúnas province.

According to recent geological maps and dating (e.g. Delor et al., 2003a; Rosa-Costa et al., 2003), the Maroni-Itacaiúnas province, in the Guiana shield, is made up of Rhyacian ocean-floor tholeiitic magmatism, greenstone belts, TTG, and granitic plutonism, related to the main

Transamazonian event (2.26-2.08 Ga), and with associated Archean inliers. In addition, late Rhyacian (2.07-2.05 Ga) and Orosirian (2.0-1.93 Ga) granulite belts and batholiths of charnockitic rocks are related to late Transamazonian high-grade tectonometamorphic and magmatic events.

The Bacajá domain is subdivided into two distinct regions: the eastern part and the western part. For more detailed discussion, each region is divided in several areas. To the south and the west, it borders on the Central Amazonian province, where the Archean Carajás province is included. To the north it is covered by the Phanerozoic Amazon sedimentary basin (Fig. 1), and to the east, the Bacajá domain is bordered by the Neoproterozoic supracrustal rocks of the Araguaia belt.

The Bacajá domain comprises Paleoproterozoic granitoids, supracrustal rocks, high-grade metasedimentary rocks, meta-igneous granulites and charnockitic rocks with associated Archean inliers of orthogneisses. Based on Rb-Sr data, Santos et al. (1988) suggested Paleoproterozoic reworking of the gneissic basement and juvenile crust formation of mafic metavolcanic rocks from the western part during the Transamazonian cycle. The reworking of the basement rocks from the eastern part of the domain was previously suggested by Silva et al. (1974) and formally proposed by Cordani et al. (1984).

The first U-Pb SHRIMP and Pb-evaporation data indicate the dominance of Rhyacian granitoids and charnockitic rocks with ages between 2.07 and 2.21 Ga as well as local occurrences of Neoarchean and Siderian orthogneiss, supracrustal rocks and granitoids of 2.44 to 2.67 Ga and 2.31 to 2.36 Ga, as well as Orosirian granitoids of 1.99 Ga (Macambira et al., 2001; 2003, 2004; Santos, 2003; Faraco et al., 2005; Vasquez et al., 2005). In addition, the Nd isotope data distinguished a juvenile crust of ca. 2.67 Ga and two sources of Rhyacian granitoids (ca. 2.1 Ga) from the eastern part of the Bacajá Domain: a late Siderian juvenile source with  $T_{DMNd}$  ca. 2.3 Ga ( $\epsilon Nd_{(t)} = +0.83$  to  $-0.6$ ), and a Neoarchean crustal source with  $T_{DMNd}$  ca. 2.6 Ga ( $\epsilon Nd_{(t)} = -4.25$ ) (Macambira et al., 2004).

### 3 - Geology of the Bacajá Domain

Most geological maps of the Bacajá domain grouped the lithologies in formal lithostratigraphic and lithodemic units (Silva et al. 1974, Issler et al. 1974; João Jorge et al. 1987;

Oliveira et al. 1994; Faraco et al. 2005). In this work, the rocks were grouped in lithologic associations in order to avoid ambiguous correlations with formal units.

In the western part of the Bacajá domain, the basement is composed of orthogneisses, paragneisses (high-grade metasedimentary rocks), meta-igneous granulites and migmatites. They occur as massifs and enclaves within granitoids. The main occurrences of orthogneisses are in the Uruará, Maribel and Manelão areas, whereas the most extensive body of high-grade metasedimentary rocks and meta-igneous granulites is located in the Ilha Grande and Ipiaçava areas (Fig. 2).

### *3.1 - Orthogneisses*

The orthogneisses are light and dark grey banded gneisses (Fig. 3A) with orthoamphibolite boudins and local migmatitic structures. They are biotite and hornblende bearing metatonalites and metagranodiorites with subordinate metamonzogranites and metaquartz diorites showing polygonal and porphyroclastic textures. These metaluminous orthogneisses do not show metamorphic diagnostic paragenese, nevertheless the polygonal plagioclase and hornblende, as well the migmatitic features and amphibolite boundins, indicate that they underwent middle amphibolite facies metamorphism (Vasquez et al., 2005). U-Pb SHRIMP and Pb-evaporation zircon ages of 2671 and 2440 Ma were obtained for these orthogneisses (Tab. 1).

### *3.2 - Metasedimentary high-grade rocks*

The high-grade metasedimentary rocks comprise metapelites, quartz-rich metapsammities and rare calcsilicate rocks (described in Santos et al., 1988) with frequent migmatitic structures and boudins of associated mafic granulites. The metasedimentary rocks crop out as usually dark grey gneissose pelites, light grey granofels psammities, mesosomatic augen gneisses with leucosomatic veins of muscovite- and garnet-bearing leucogranites (Fig. 3B). Their mineral assemblages are composed of plagioclase, K-feldspar, quartz, red biotite (Ti-rich), garnet, cordierite and sillimanite that indicate for these a low pressure and high-temperature metamorphism under upper amphibolite to granulite facies metamorphism (Vasquez et al. 2005, submitted). Previous Rb-Sr isochrons yielding ages between 1820 and 1930 Ma were obtained for these high-grade metasedimentary rocks which have Pb-evaporation zircon ages between 2076 and 2361 Ma (Tab.1).



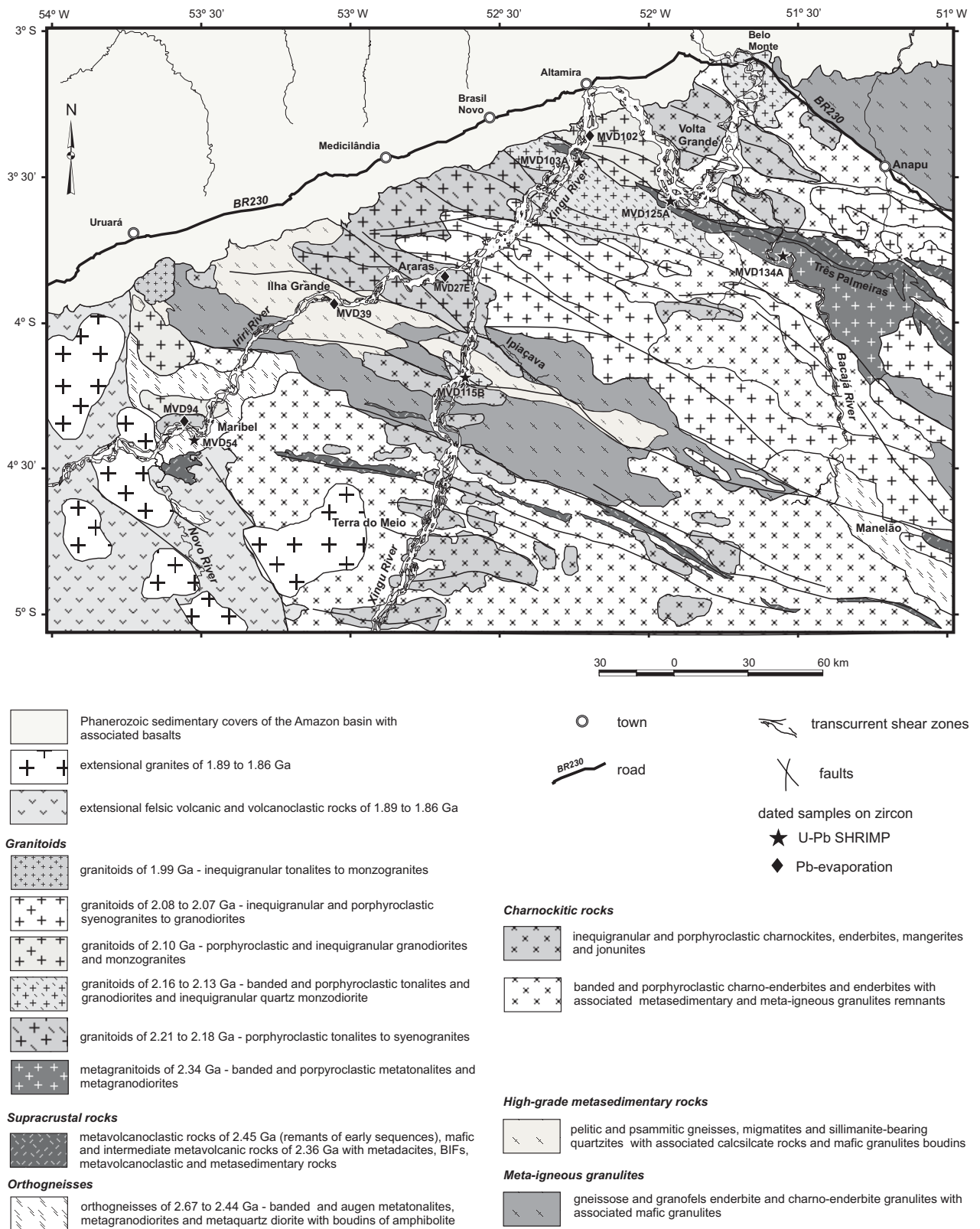
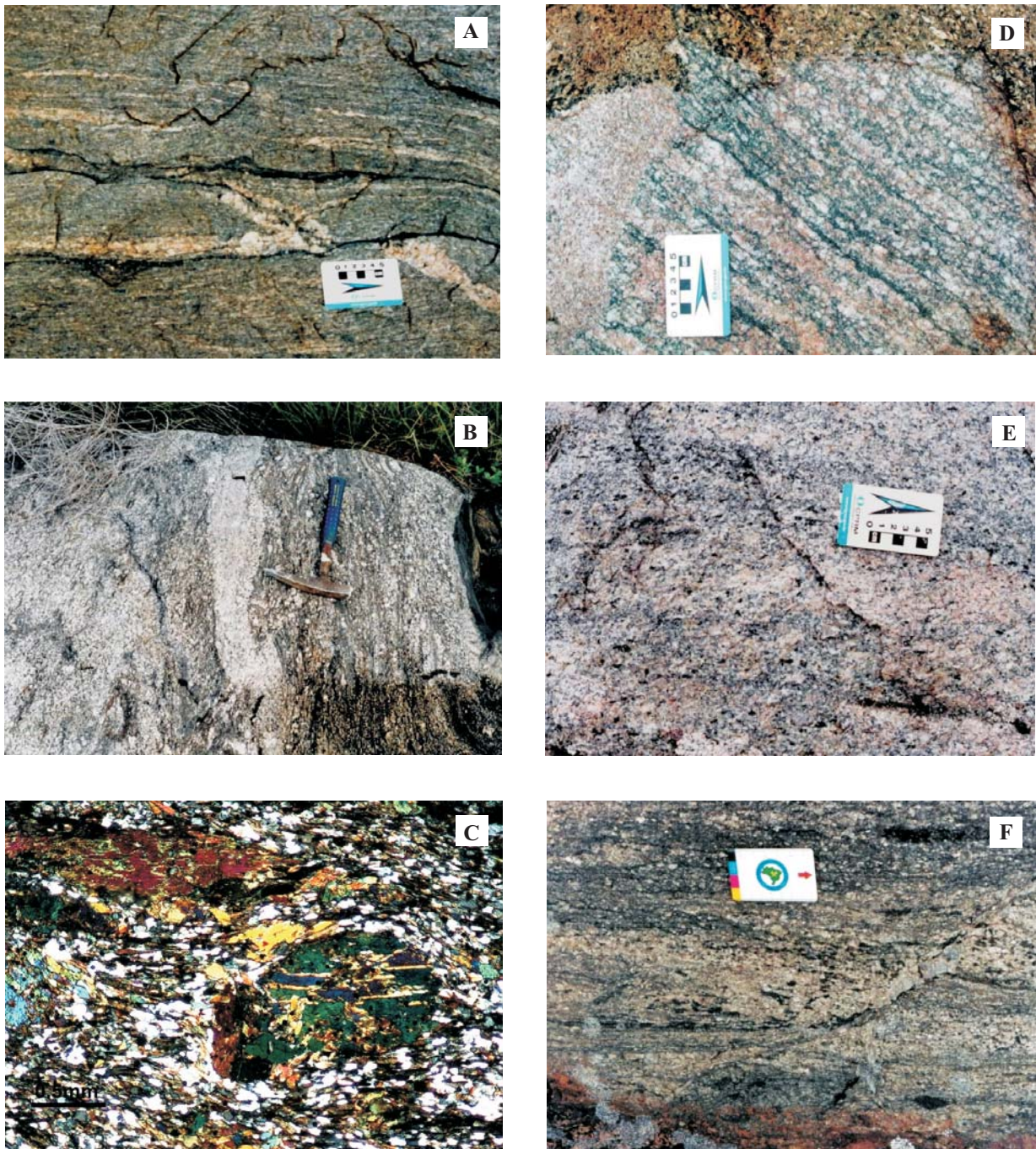


Figure 2 - Geological map of the western Bacajá domain with location of dated samples.



**Figure 3** - Mesoscopy and microscopy features of rocks of the main lithologic associations from the western Bacajá domain. (A) banded orthogneiss with tied folding leucogranite veins; (B) leucosomatic vein of garnet- and cordierite-bearing leucogranites in a metapelite; (C) microporphyroclastic texture of a metandesite; (D) porphyroclastic tonalite cut by granular syenogranite; (E) inequigranular charnockite and (F) banded enderbitic granulite.

**Table 1** - Summary of the previous geochronological data of rocks from the Bacajá domain.

Unit	Area	Rb-Sr (WR) isochron (Ma) / $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	Pb evaporation on zircon (Ma)	U-Pb SHRIMP on zircon (Ma)	Sm-Nd (WR) $T_{DM}$ (Ga) / $\epsilon\text{Nd}_t$	References
Ortogneisses	Manelão		2671 ± 3		2.67 / +2.66	(1)
	Uruará			2503 ± 10 / 2581 ± 6*		(2)
	Brasil Novo		2440 ± 7			(3)
Supracrustal Rocks	Terra do Meio	1990 ± 90 / 0.7032				(4)
	Três Palmeiras		2359 ± 3			(1)
Siderian Granitoids	Novo Repartimento			2313 ± 9		(5)
Metasedimentary rocks of high grade	Terra do Meio	1820 – 1930 / 07116 – 0.7197				(4)
	Uruará		2076 - 2361			(3)
Ryacian Granitoids	Brasil Novo		2215 ± 2			(3)
	Brasil Novo			2182 ± 6		(2)
	Belo Monte		2154 ± 2		2.35 / +0.21	(6)
	Novo Repartimento			2114 +35/-33		(5)
	Uruará		2105 ± 6			(3)
	Brasil Novo		2077 ± 2			(3)
	Novo Repartimento		2076 ± 6		2.33 / -0.60	(6)
	Novo Repartimento		2075 ± 3		2.57 / -4.12	(6)
Manelão		2069 ± 6			(7)	
Charnockitic Rocks	Volta Grande			2086 ± 5		(2)
Orosirian Granitoids	Uruará		1986 ± 5			(3)

Key to references: (1) Macambira et al. (2004); (2) Santos (2003); (3) Vasquez et al. (2005); (4) Santos et al. (1988); (5) Faraco et al. (2005); (6) Macambira et al. (2003) and (7) Souza et al. (2003).

Subtitles: (\*) inherited zircon crystals; (WR) whole rock;

### 3.3 - *Meta-igneous granulites*

The granulites of igneous derivation are gneissose and granofels enderbites and charnoenderbites (Fig. 3F) closely associated with charnockitic igneous bodies and paragneisses. These meta-igneous granulites host centimeter- to meter scale mafic granulite boudins, which probably represent disrupted dikes. Mineral assemblages include plagioclase, K-feldspar, quartz, brownish green hornblende, reddish brown biotite, orthopyroxene and clinopyroxene. Retrograde metamorphic textures of pyroxenes as replacement, inclusion and intergrowths are common but locally pyroxene, hornblende and biotite are in equilibrium. Pyroxene-free meta-igneous granulites are common, especially in those bodies strongly affected by mylonitic deformation of transcurrent shear zones (Ricci, 2006b). Relicts of pyroxene, antiperthites, mesoperthites and remnant of mafic granulite boudins provide evidence of granulite grade metamorphism in these rocks.

### 3.4 - *Supracrustal rocks*

The supracrustal sequences are generally elongated bodies parallel to the regional NW-SE trend. The Três Palmeiras greenstone belt, in Volta Grande area, is the largest body (Fig. 2). These metavolcano-sedimentary sequences are comprised of metandesites (Fig. 3C), metabasalts, metadacites, metatuffs, mafic schists, amphibolites, BIFs, quartzites, mica-, graphite- and quartz-bearing schists. The metamafic rocks of the Três Palmeiras greenstone belt are transitional between island arc tholeiites and MORB, showing a paragenesis of greenschist- to amphibolite facies (Jorge João et al. 1987). A Rb-Sr isochron age of  $1990 \pm 90$  Ma for the mafic metavolcanic rocks and a Pb-evaporation zircon age of  $2359 \pm 3$  Ma were obtained for metandesite of this greenstone belt (Tab. 1).

### 3.5 - *Granitoids*

The granitoids and charnockitic rocks cut the gneissic and granulitic nuclei and greenstone belts (Fig. 2). The granitoid batholiths are elongated parallel to NW-SE transcurrent shear zones (Fig. 2). They are biotite-bearing granodiorites, tonalites and monzogranites with porphyroclastic to granular textures (Fig. 3D) showing magmatic flow overprinted by a mylonitic foliation. A range of zircon ages between 2215 and 2069 Ma was determined for these granitoids (Tab. 1). The oldest granitoids ( $> 2102$  Ma) show evidence of deformation at high-temperature ( $> 550^\circ\text{C}$ ),

probably resulting from submagmatic flow, whereas the youngest ones show preserved igneous textures and features of solid state deformation at low-temperatures ( $\leq 550^{\circ}\text{C}$ ) related to the NW-SE shear zone (Vasquez et al., 2005).

A granitoid pluton of porphyritic biotite-bearing granodiorites and tonalites showing abundant magma mingling and local deformation at low-temperature yielded a Pb-evaporation zircon age of  $1986 \pm 5$  Ma and was provisionally included in this unit (Tab. 1).

### 3.6 – Charnockitic rocks

The bodies of charnockitic rock are generally elongated in an E-W trend and are abundant in the Terra do Meio and Volta Grande areas (Fig. 2). Charnockites and enderbites dominate, but charnoenderbites, mangerites and jotunites also occur. There are charnockitic rocks with preserved igneous textures (Fig. 3E) and others showing ductile deformation at low- and high-temperatures. Plagioclase shows blebby to stringy antiperthitic exsolution and mesoperthitic exsolution is frequent in the K-feldspar. Pyroxene break-down reactions are present as rimmed biotite and/or hornblende and fringery biotite intergrown with quartz lenses. Sometimes the mineral is completely replaced (pyroxene-free) or just in form of pseudomorphs after pyroxene (Ricci, 2006a). A charnockite pluton in the Volta Grande area, previously considered as granite, the Belo Monte monzogranite (Santos 2003), gave a U-Pb SHRIMP age of  $2086 \pm 5$  Ma (Tab. 1)

Most lithologic associations from western Bacajá domain extend into the eastern part, but there are contrasting aspects. Meta-igneous granulites and charnockitic rocks are more abundant and their bodies are larger in the eastern Bacajá domain. In addition, there are few Rhyacian granitoids. The orthogneisses of this region yielded Pb-evaporation zircon age of  $2671 \pm 3$  Ma, whereas Nd isotopes (Tab. 1) indicate a Neoproterozoic juvenile crust (Macambira et al., 2004). These orthogneisses are older than those from the western part dated by Santos (2003) with an inherited zircon population of 2580 Ma. Moreover, in the eastern part, Faraco et al. (2005) have found granitoids with U-Pb SHRIMP zircon ages of  $2313 \pm 9$  and  $2114 +35/-33$  Ma (Tab. 1), which have not yet been found in the west.

## 4 - Geochronology

### 4.1 - Analytical Procedures

Zircon crystals were dated by single zircon Pb-evaporation and U-Pb SHRIMP methods. The mineral separation and Pb-evaporation analyses were carried out at the Isotope Geology Laboratory (Pará-Iso) of the Federal University of Pará, Belém, Brazil. Zircon concentrates were extracted using gravimetric (dry shaking table and heavy liquids) and magnetic (isodynamic separator) techniques. The analyzed grains were selected by handpicking under a stereomicroscope.

Pb-evaporation analyses were undertaken using the ion-counting system of a Finnigan MAT 262 mass spectrometer in isodynamic mode. The procedures of the Pb-evaporation method are described in Kober (1986; 1987) and the data treatment was based on Gaudette et al. (1998). Zircon grains were dated at increasing evaporation temperatures and an age was calculated from the average of the  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratios for each evaporation step. Initial common lead corrections were based on the appropriate Stacey and Kramers (1975) model and usually blocks with  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios lower than 2500 were eliminated from any age calculation in order to minimize the common lead interference. The crystallization age of each sample was calculated using the mean value of the  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratios at the highest temperature steps and at least four grains were used to define the age of each sample. Crystals with lower ages which could reflect Pb-loss after crystallization, as well as grains showing higher ages and considered as inherited, were arbitrarily rejected and not included in the calculation of a mean age. The effect of mass fractionation on the  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratios was corrected using a factor of  $0.12\% \pm 0.03$  per u.m.a., determined by repeated analyses of the NBS-983 standard. Pb-evaporation ages presented in this study are quoted with  $2\sigma$  uncertainties.

U-Pb SHRIMP analyses were undertaken on SHRIMP II and RG of the Research School of Earth Sciences of the Australian National University, Canberra, Australia. Zircon crystals were hand-picked, mounted in epoxy resin, ground to half-thickness, polished with 3 and 1  $\mu\text{m}$  diamond paste and a conductive gold-coating was applied just prior to analysis. The grains were photographed in reflected and transmitted lights, and cathodoluminescence (CL) images were produced in a scanning electron microscope in order to investigate the internal structures of the zircon crystals and to characterize different populations. SHRIMP analytical procedures

followed the methods described in Compston et al (1984) and Williams (1998). The standard zircon SL13 (Claoué-Long et al., 1995) was used to determine U and Pb concentrations and the U/Pb ratios were referenced to the zircon standard FC1 (Paces and Miller, 1993). Raw isotopic data were reduced using the Squid program (Ludwig, 2001), and age calculations and concordia plots were done using both Squid and Isoplot/Ex softwares (Ludwig, 2003). Analyses and ages for individual SHRIMP spots are listed in the data tables and plotted on concordia diagrams with  $1\sigma$  uncertainties. Where data are combined to calculate an age, the quoted uncertainties are at 95% confidence levels, with uncertainties in the U-Pb standard calibration included in any relevant U-Pb intercept and concordia age calculations.

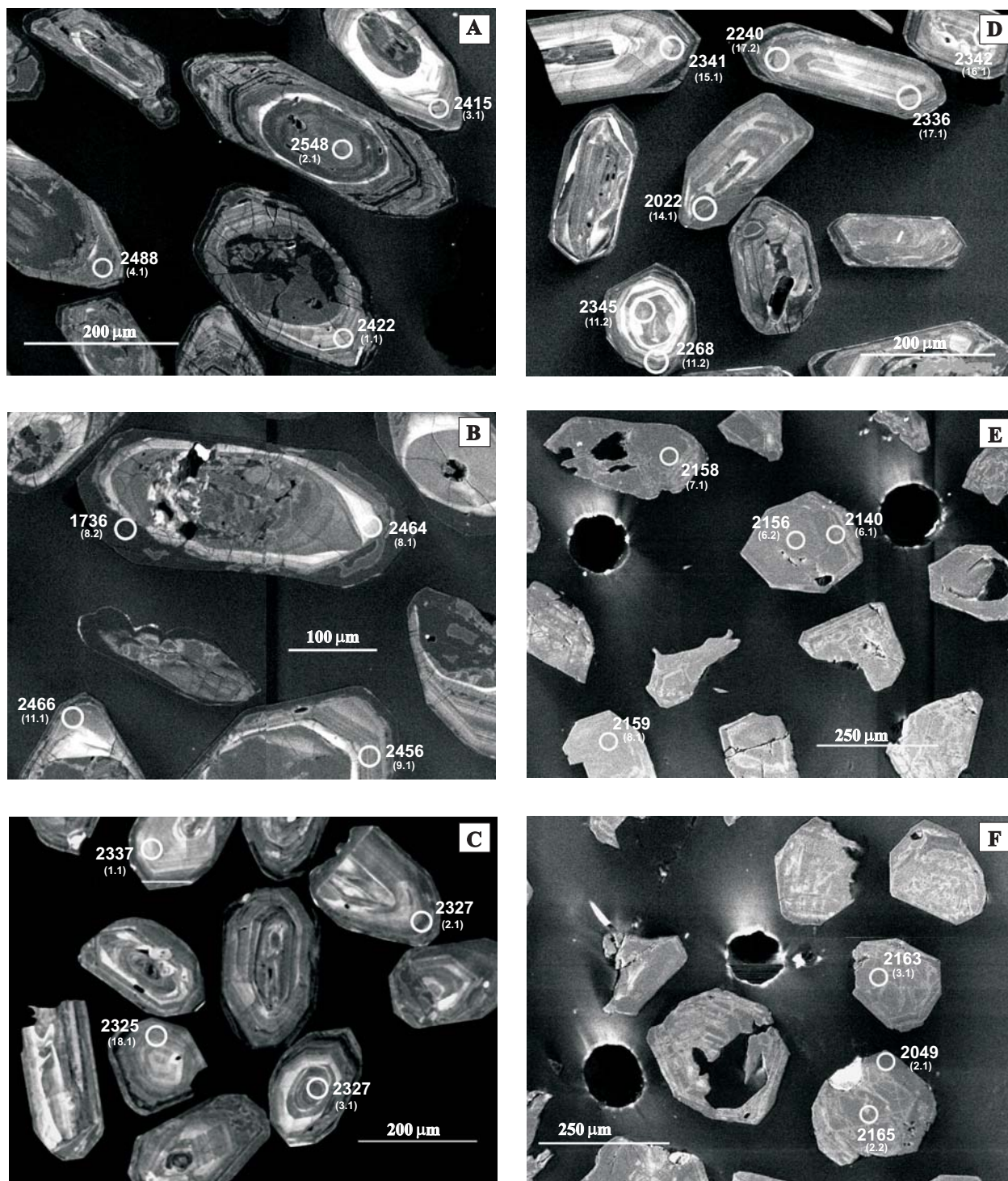
#### *4.2 - Sample Descriptions and Results*

Sampling in the western Bacajá domain (Fig. 2) was focus on orthogneisses of amphibolite facies, granitoids and charnockitic rocks in order to investigate magmatic events.

##### *4.2.1 – Orthogneiss MVD54*

Sample MVD54 is a light gray, banded orthogneiss from the Maribel area (Fig. 2) with tightly folded leucogranitic veins (Fig. 3A). It is a biotite-bearing metagranodiorite showing inequigranular and polygonal arrays overprinted during low-temperature deformation by a mylonitic fabric. Epidote, allanite, white mica and chlorite make up the retrograde metamorphic mineral assemblage. Zircon crystals are light yellow, with a range of euhedral to anhedral forms, with both long and short prisms, and with pyramidal terminations showing oscillatory zoning. Rounded cores are present (Fig. 4A). Many grains show dark (in CL), rims of various sizes which clearly overgrow or truncate earlier magmatic growth zones (Fig. 4A and B).

Most SHRIMP analyses produced highly discordant and scattered data (Tab. 2; Fig 5A). The majority of the discordant data points follow a rough discordia trend suggesting recent Pb loss. Data which scatter about this trend or which clearly fall off this trend have a more complex history which could be due to multistage Pb-loss, or to some original heterogeneity in the age of the zircons. The latter possibility could suggest that this sample is a paragneiss, but the morphology of the crystals is not typical of detrital zircon (although some inherited cores are rounded). In addition, this gneiss does not have a peraluminous mineral assemblage, such as



**Figure 4** - Cathodoluminescence images of analyzed zircon crystals of the samples MVD54 (A and B), MVD134A (C and D) and MVD125A (E and F), with the ion microprobe spots, their number in the parentheses and respective  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages.



**Table 2** - Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample MVD54.

Grain. spot	<sup>206</sup> Pb <sup>c</sup> (%)	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age <sup>a</sup> (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age <sup>a</sup> (Ma)	% discord.	<sup>207</sup> Pb* / <sup>206</sup> Pb* <sup>a</sup>	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U <sup>a</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U <sup>a</sup>	±%	Error corrected
1.1	2.04	210	100	0.49	45.9	1435 ± 10	2422 ± 32	41	0.1569	1.9	5.39	2.0	0.2493	0.78	0.386
2.1	0.03	210	134	0.66	88.5	2571 ± 16	2548.5 ± 6.2	-1	0.16907	0.37	11.423	0.83	0.4900	0.75	0.894
3.2	0.02	164	121	0.76	67.4	2159 ± 15	2490 ± 6.5	-1	0.16329	0.38	10.767	0.81	0.4782	0.72	0.882
3.3	0.09	1647	297	0.19	431	1711 ± 10	2421 ± 29	29	0.1567	1.7	6.57	1.9	0.3041	0.67	0.360
4.1	0.11	445	279	0.65	167	2333 ± 18	2488.2 ± 5.0	6	0.16311	0.30	9.807	0.97	0.4361	0.92	0.952
5.1	1.12	467	72	0.16	113	1588.8 ± 9.3	2454 ± 17	35	0.1598	0.99	6.159	1.2	0.2795	0.66	0.556
5.2	1.23	1099	731	0.69	233	1404 ± 15	2339 ± 18	40	0.1494	1.1	5.015	1.6	0.2434	1.2	0.734
6.1	0.09	51	46	0.94	19.2	2347 ± 21	2480 ± 14	5	0.1623	0.82	9.83	1.4	0.4392	1.1	0.797
6.2	0.20	35	21	0.63	13.7	2419 ± 25	2501 ± 19	3	0.1644	1.1	10.32	1.7	0.4554	1.2	0.740
7.1	0.00	152	58	0.39	61.8	2501 ± 16	2486.3 ± 7.1	-1	0.16293	0.42	10.646	0.88	0.4739	0.77	0.879
7.2	0.07	134	60	0.46	54.4	2492 ± 16	2509 ± 13	1	0.1652	0.78	10.75	1.1	0.4719	0.76	0.698
8.1	1.15	104	36	0.36	19.4	1256 ± 10	2464 ± 25	49	0.1608	1.5	4.768	1.7	0.2151	0.89	0.515
8.2	1.81	2036	60	0.03	308	1026.7 ± 5.8	1736 ± 38	41	0.1062	2.1	2.529	2.2	0.1726	0.61	0.281
9.1	0.34	293	102	0.36	109	2310 ± 13	2455.7 ± 7.9	6	0.1600	0.47	9.508	0.83	0.4310	0.69	0.826
10.1	0.00	62	38	0.63	26.2	2582 ± 22	2521 ± 14	-2	0.1663	0.85	11.30	1.3	0.4925	1.0	0.773
10.2	4.28	108	38	0.36	27.5	1613 ± 22	2467 ± 28	35	0.1611	1.7	6.32	1.9	0.2843	0.9	0.479
11.1	0.01	161	31	0.20	66.4	2531 ± 17	2466.2 ± 7.6	-3	0.16100	0.45	10.676	0.92	0.4810	0.80	0.873
12.1	1.16	1107	256	0.24	317	1836 ± 10	2442 ± 16	25	0.1587	0.97	7.214	1.2	0.3296	0.64	0.550
13.1	0.55	2394	76	0.03	373	1069 ± 11	1883 ± 16	43	0.1152	0.88	2.866	1.4	0.1804	1.1	0.779
14.1	0.48	224	59	0.27	72.8	2064 ± 13	2540 ± 10	19	0.1682	0.60	8.753	0.95	0.3774	0.74	0.773
14.2	2.73	460	145	0.33	114	1594 ± 14	2370 ± 42	33	0.1521	2.5	5.88	2.7	0.2804	1.0	0.377
15.1	0.46	188	98	0.54	48.9	1699 ± 31	2461 ± 15	31	0.1605	0.88	6.67	2.2	0.3015	2.1	0.920
16.1	0.19	380	76	0.21	127	2114 ± 12	2394.2 ± 6.9	12	0.15431	0.41	0.256	0.78	0.3881	0.66	0.853
17.1	1.03	92	21	0.23	15.3	1125 ± 11	2405 ± 28	53	0.1553	1.7	4.083	2.0	0.1906	1.1	0.537
18.1	0.23	1949	76	0.04	395	1363 ± 12	1819.7 ± 7.9	25	0.11124	0.43	3.612	1.1	0.2355	1.0	0.918
19.1	4.03	1699	257	0.16	190	758.4 ± 5.5	2007 ± 73	62	0.1235	4.1	2.125	4.2	0.1248	0.77	0.183

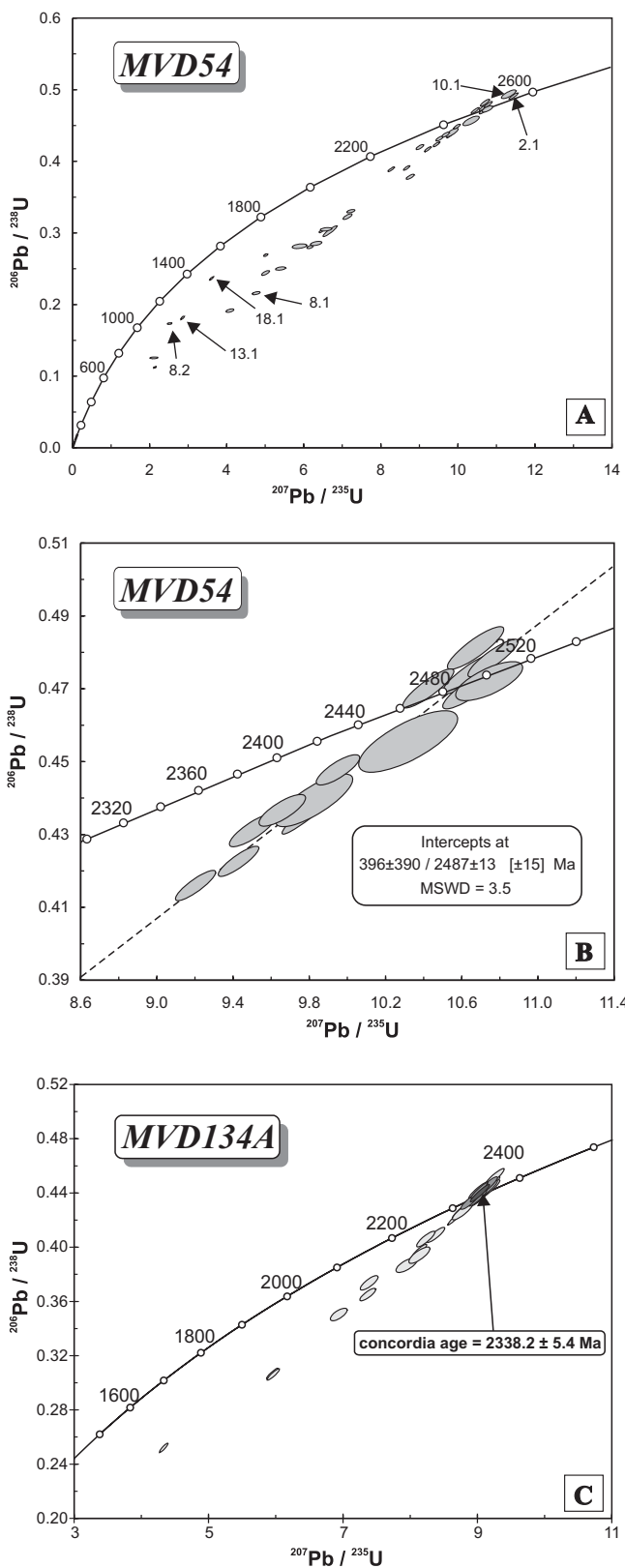
Errors are 1σ; Pb<sup>c</sup> and Pb\* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in standard calibration was 0.19% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(a) Common Pb corrected using measured <sup>204</sup>Pb.

**Table 2 - (continued)**

Grain. spot	<sup>206</sup> Pb <sup>c</sup> (%)	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age <sup>a</sup> (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age <sup>a</sup> (Ma)	% discord.	<sup>207</sup> Pb* / <sup>206</sup> Pb* <sup>a</sup>	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U <sup>a</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U <sup>a</sup>	±%	Error corrected
20.1	0.53	450	188	0.43	163	2255 ± 13	2410.4 ± 9.8	6	0.15578	0.58	8.993	0.88	0.4187	0.66	0.754
21.1	0.72	304	51	0.17	84.6	1800 ± 16	2462 ± 14	27	0.1606	0.84	7.131	1.3	0.3221	1.0	0.769
22.1	1.18	537	162	0.31	141	1698.5 ± 8.7	2402.7 ± 7.3	29	0.15508	0.43	6.446	0.73	0.3015	0.58	0.804
23.1	0.87	760	24	0.03	177	1531 ± 7.7	2171 ± 15	29	0.1356	0.89	5.01	1.1	0.2681	0.57	0.538
24.1	0.31	235	77	0.34	79	2122 ± 12	2467.7 ± 7	14	0.16115	0.42	8.661	0.78	0.3898	0.66	0.846
25.1	6.50	891	219	0.25	91.5	682.7 ± 4.9	2222 ± 22	69	0.1396	1.3	2.15	1.5	0.11172	0.75	0.505
26.1	0.03	243	128	0.54	91.2	2334 ± 13	2462.1 ± 8.7	5	0.16061	0.52	9.664	0.84	0.4364	0.66	0.786
27.1	0.18	235	82	0.36	84.3	2242 ± 13	2462.1 ± 6.2	9	0.16061	0.37	9.21	0.76	0.4159	0.66	0.873
28.1	0.10	357	145	0.42	137	2384 ± 12	2469.6 ± 7.5	3	0.16133	0.44	9.956	0.75	0.4476	0.61	0.808
29.1	0.04	152	104	0.71	61.5	2481 ± 15	2501.5 ± 7.6	1	0.1644	0.45	10.643	0.87	0.4695	0.74	0.853
30.1	0.00	141	114	0.83	56.9	2483 ± 15	2465.6 ± 7	-1	0.16094	0.41	10.427	0.86	0.4699	0.75	0.876



**Figure 5** - Concordia plots of the samples MVD54 (A and B), MVD134A (C), MVD125A (D), MVD115B (E) and MVD103A (F).

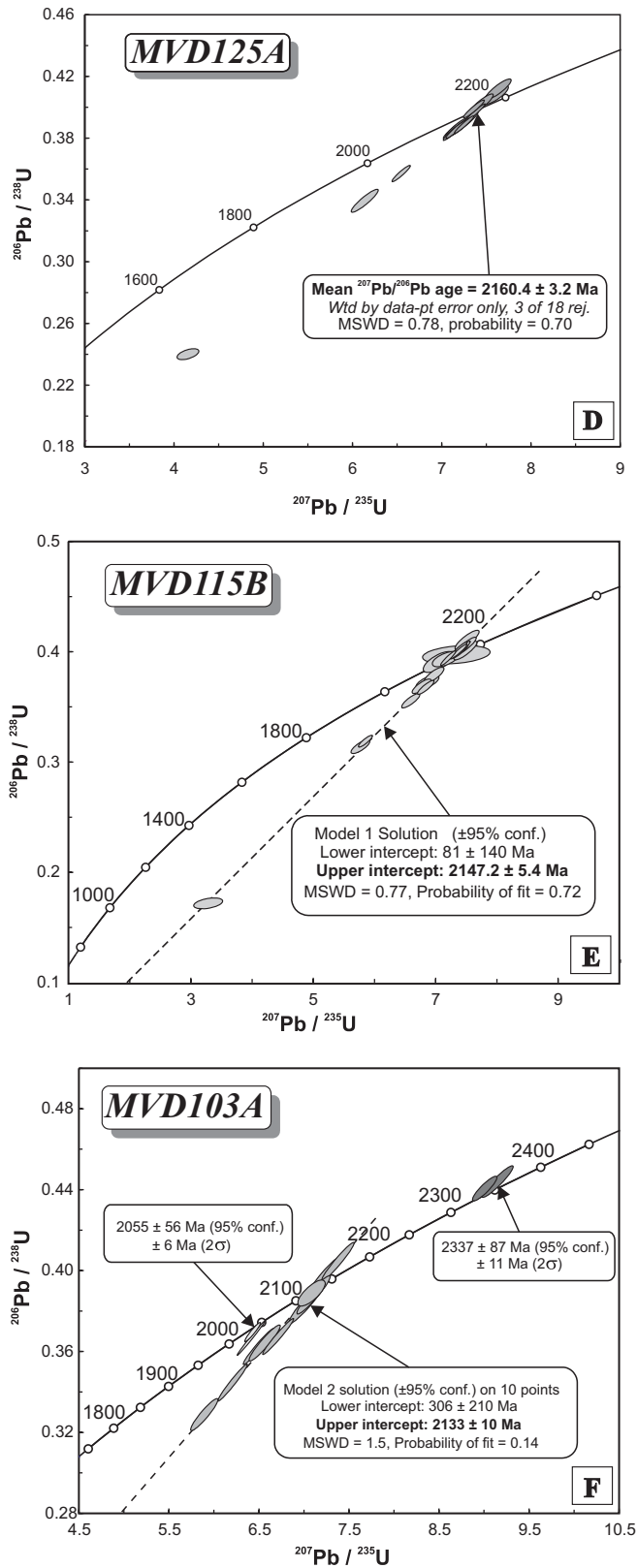


Figure 5 - (continued)

garnet and cordierite, which would be diagnostic of metapelites of high grade metamorphism. It has low modal biotite content (5%) and an absence of any peraluminous mineral assemblage which would suggest derivation from a greywacke. It is also too plagioclase-rich (45–50 %) with high modal content of biotite to have originated from an arkose.

The local occurrence of migmatitic features in this orthogneiss could suggest a reworking, probably during the Transamazonian cycle, but again this is not clear from the geochronological results. Three analyses (8.2, 13.1 and 18.1) sited within the dark-CL overgrowths described earlier (and shown in Fig. 4B) have very high U contents and the low Th/U ratios ( $\sim 0.03$ ) characteristic of metamorphic zircon. Unfortunately, the analyses are also highly discordant and no definite age can be obtained for this late-stage generation of growth. Thus, a Transamazonian age for metamorphism/migmatization could be possible, but clearly better zircon would be required to unequivocally define the age of such an event.

In order to establish an age for this orthogneiss, only the least discordant points ( $< 10\%$ ) were considered. These data (shown in Fig. 5A) are all from the oscillatory zoned phase interpreted to represent the magmatic zircon (Fig. 4B). Although there is still some scatter of these data (a result of early Pb-loss?), an upper intercept age of  $2487 \pm 13$  Ma can be calculated. This is interpreted as the best approximation of the age of crystallization of the protolith of this granodioritic gneiss. Two near-concordant points (2.1 and 10.1) with  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages  $> 2520$  Ma were sited in rounded cores and are interpreted as representing an inherited or xenocrystic component (Fig. 4A).

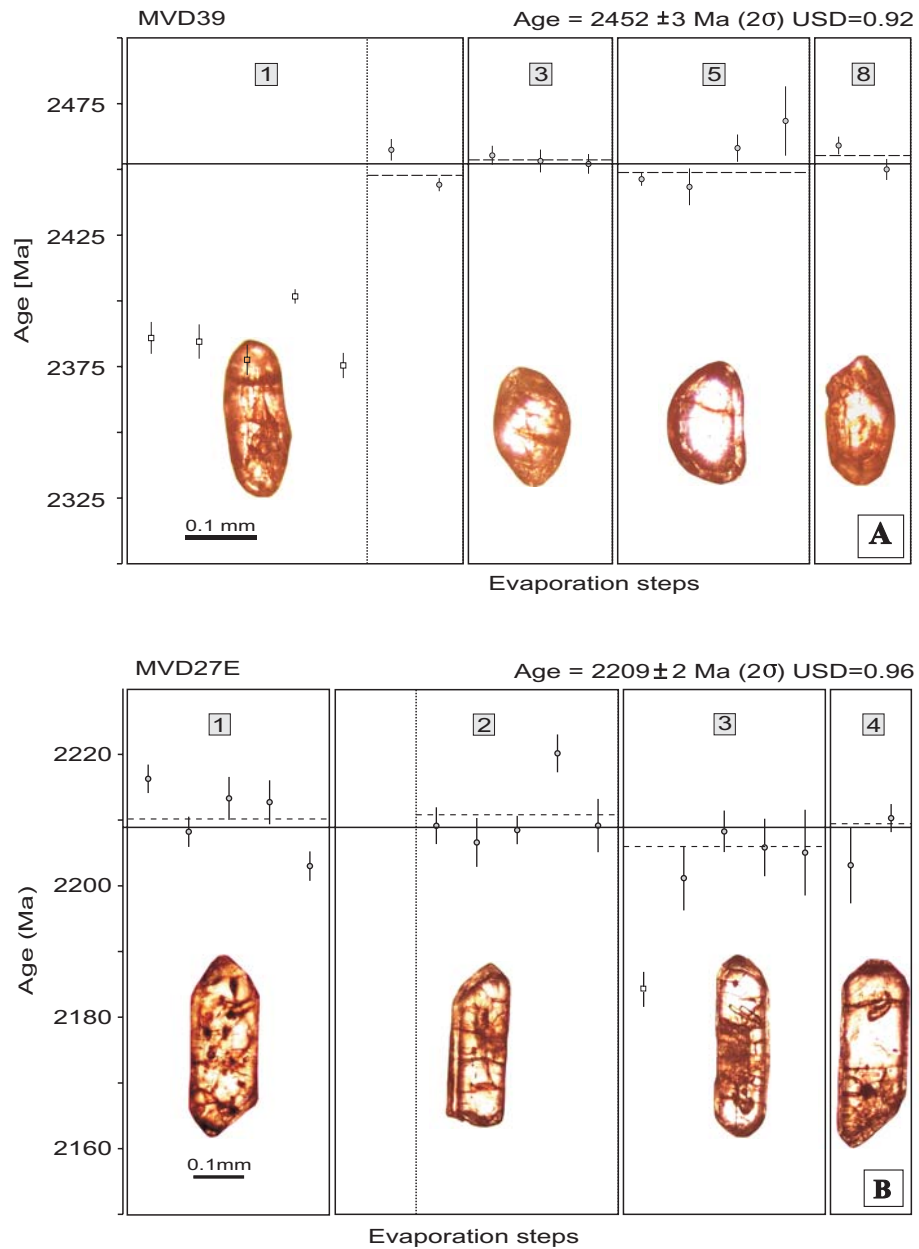
#### 4.2.2 – Metadacite breccia MVD39

A decameter-sized xenolith of metavolcanoclastic felsic rock (sample MVD39) is hosted in high-grade metasedimentary rocks from the Ilha Grande area (Fig. 2). It is a metadacite breccia with intercalated centimeter- to millimeter-thick layers of metatuffites. White mica-rich layers mark the foliation. The main zircon population is light pink, with short pyramids and rounded rims and cores. All analyzed grains gave Pb-evaporation step ages between 2410 and 2455 Ma at heating steps of  $1500^\circ\text{C}$  and  $1550^\circ\text{C}$  (Tab. 3) and four crystals yielded a mean age of  $2452 \pm 3$  Ma (Fig. 6A) interpreted as the minimum age of crystallization of the igneous protolith of the metadacite.

**Table 3** - Summary of Pb-evaporation isotopic data on zircon of rocks from the western Bacajá domain.

zircon	T (°C)	n° of ratios	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup>	2σ	step age (Ma)	2σ
<b>Sample MVD39 – metadacite breccia and tuff</b>											
1	1450	36	6410	0.14565	91	0.15596	98	0.15399	102	2391	11
	<b>1500</b>	<b>14</b>	55556	<b>0.18336</b>	<b>123</b>	<b>0.15943</b>	<b>109</b>	<b>0.15923</b>	<b>11</b>	<b>2448</b>	<b>12</b>
3	<b>1500</b>	<b>22</b>	30303	<b>0.15823</b>	<b>59</b>	<b>0.16018</b>	<b>38</b>	<b>0.15977</b>	<b>42</b>	<b>2454</b>	<b>4</b>
4	1450	6	61	0.99559	1164	0.37088	94	0.19461	43	2782	36
5	<b>1500</b>	<b>30</b>	45455	<b>0.04483</b>	<b>81</b>	<b>0.15952</b>	<b>57</b>	<b>0.15931</b>	<b>61</b>	<b>2449</b>	<b>6</b>
6	1450	30	58824	0.13580	228	0.15034	494	0.14965	48	2342	55
8	<b>1550</b>	<b>12</b>	30303	<b>0.14964</b>	<b>213</b>	<b>0.16044</b>	<b>105</b>	<b>0.15993</b>	<b>86</b>	<b>2455</b>	<b>9</b>
9	1450	8	4464	0.19592	1241	0.15852	537	0.15567	539	2410	59
	1500	4	3484	0.18063	659	0.15994	45	0.15630	46	2416	5
10	1450	8	27778	0.02593	198	0.17626	1245	0.17581	1245	2614	118
	1500	14	76923	0.03088	248	0.15355	197	0.15338	197	2384	22
	1550	6	>100000	0.03209	256	0.15673	298	0.15673	298	2421	32
11	1450	20	>100000	0.07873	5688	0.15158	267	0.15158	267	2364	30
12	1450	16	6098	0.07734	421	0.15421	93	0.15238	932	2373	104
	1500	20	4808	0.06587	49	0.15835	51	0.15571	53	2410	6
Mean age (crystals 1, 3, 5 and 8; 78 ratios) 2452 ± 3 Ma / USD = 0.92											
<b>Sample MVD27E – Porphyroclastic syenogranite</b>											
1	<b>1500</b>	<b>34</b>	4274	<b>0.12706</b>	<b>145</b>	<b>0.14163</b>	<b>36</b>	<b>0.13861</b>	<b>41</b>	<b>2210</b>	<b>5</b>
2	1450	16	323	0.20194	304	0.17172	71	0.13049	137	2105	18
	<b>1500</b>	<b>38</b>	6579	<b>0.1214</b>	<b>102</b>	<b>0.14054</b>	<b>45</b>	<b>0.13866</b>	<b>38</b>	<b>2211</b>	<b>5</b>
3	<b>1500</b>	<b>36</b>	1410	<b>0.14285</b>	<b>56</b>	<b>0.14725</b>	<b>36</b>	<b>0.13828</b>	<b>34</b>	<b>2206</b>	<b>4</b>
4	<b>1500</b>	<b>12</b>	4348	<b>0.13477</b>	<b>61</b>	<b>0.14149</b>	<b>32</b>	<b>0.13855</b>	<b>37</b>	<b>2209</b>	<b>5</b>
5	1450	22	2028	0.08634	61	0.13106	27	0.12474	33	2026	5
6	1450	16	113	0.28003	693	0.24918	189	0.13169	405	2124	53
7	1450	8	509	0.08518	233	0.11232	69	0.08476	102	1310	23
Mean age <sup>b</sup> (crystals 1, 2, 3 and 4; 120 ratios) 2209 ± 2 Ma / USD = 0.96											
<b>Sample MVD102 – Porphyroclastic granodiorite</b>											
2	1500	6	>100000	0.12419	1615	0.13211	661	0.13211	661	2127	88
3	<b>1480</b>	<b>8</b>	26316	<b>0.13645</b>	<b>309</b>	<b>0.13047</b>	<b>60</b>	<b>0.12997</b>	<b>63</b>	<b>2098</b>	<b>8</b>
4	1450	4	8850	0.15566	3152	0.12819	235	0.12669	235	2053	33
	<b>1500</b>	<b>6</b>	>100000	<b>0.23149</b>	<b>215</b>	<b>0.13064</b>	<b>148</b>	<b>0.13064</b>	<b>148</b>	<b>2107</b>	<b>20</b>
5	1500	38	3021	0.09946	86	0.13231	35	0.12820	26	2074	4
	<b>1550</b>	<b>32</b>	13158	<b>0.12688</b>	<b>225</b>	<b>0.13217</b>	<b>55</b>	<b>0.13046</b>	<b>46</b>	<b>2104</b>	<b>6</b>
6	1470	8	549	0.16519	728	0.14029	157	0.1158	342	1893	53
8	1500	8	>100000	0.25900	2125	0.13307	419	0.13307	419	2139	55
9	<b>1500</b>	<b>14</b>	5988	<b>0.12280</b>	<b>92</b>	<b>0.13176</b>	<b>3</b>	<b>0.12975</b>	<b>68</b>	<b>2095</b>	<b>9</b>
10	<b>1450</b>	<b>8</b>	20000	<b>0.29912</b>	<b>161</b>	<b>0.13055</b>	<b>72</b>	<b>0.12989</b>	<b>75</b>	<b>2097</b>	<b>10</b>
12	<b>1450</b>	<b>16</b>	9615	<b>0.11657</b>	<b>756</b>	<b>0.13232</b>	<b>63</b>	<b>0.13095</b>	<b>81</b>	<b>2111</b>	<b>11</b>
13	1450	4	2933	0.14167	238	0.13397	46	0.12946	65	2091	9
	<b>1500</b>	<b>34</b>	12500	<b>0.12295</b>	<b>174</b>	<b>0.13138</b>	<b>22</b>	<b>0.13032</b>	<b>23</b>	<b>2103</b>	<b>3</b>
	1550	8	>100000	0.11286	69	0.13146	292	0.13146	292	2118	39
14	1450	40	16949	0.08044	52	0.12991	29	0.12911	22	2086	3
Mean age (crystals 3, 4, 5, 9, 10, 12 and 13; 118 ratios) 2102 ± 3 Ma / USD = 1.17											
<b>Sample MVD94 – Inequigranular jotunite</b>											
1	1450	32	5051	0.19175	504	0.13012	36	0.12724	31	2061	4
	<b>1500</b>	<b>40</b>	32258	<b>0.08407</b>	<b>43</b>	<b>0.12828</b>	<b>22</b>	<b>0.12787</b>	<b>24</b>	<b>2069</b>	<b>3</b>
	<b>1550</b>	<b>8</b>	>100000	<b>0.08800</b>	<b>589</b>	<b>0.12752</b>	<b>43</b>	<b>0.12752</b>	<b>43</b>	<b>2064</b>	<b>6</b>
2	1450	38	4630	0.24572	243	0.12937	66	0.12684	51	2055	7
	<b>1500</b>	<b>12</b>	>100000	<b>0.11127</b>	<b>242</b>	<b>0.12793</b>	<b>68</b>	<b>0.12793</b>	<b>68</b>	<b>2070</b>	<b>9</b>
3	1450	30	6061	0.14731	79	0.12939	18	0.12701	36	2057	5
	<b>1500</b>	<b>8</b>	12346	<b>0.14405</b>	<b>118</b>	<b>0.12938</b>	<b>96</b>	<b>0.12831</b>	<b>97</b>	<b>2075</b>	<b>13</b>
4	1450	40	83333	0.15520	88	0.12764	22	0.12747	21	2064	3
	<b>1500</b>	<b>38</b>	250000	<b>0.16627</b>	<b>43</b>	<b>0.12771</b>	<b>20</b>	<b>0.12766</b>	<b>20</b>	<b>2066</b>	<b>3</b>
9	1450	34	2653	0.17120	979	0.12903	32	0.12495	106	2028	15
	1500	40	4444	0.12283	152	0.12964	26	0.12650	27	2050	4
10	1450	30	6757	0.19993	234	0.12901	27	0.12735	71	2062	10
	<b>1500</b>	<b>30</b>	15385	<b>0.12218</b>	<b>97</b>	<b>0.12895</b>	<b>24</b>	<b>0.12816</b>	<b>38</b>	<b>2073</b>	<b>5</b>
11	1450	38	17544	0.18553	133	0.12857	34	0.12779	41	2068	6
	<b>1500</b>	<b>38</b>	37037	<b>0.12407</b>	<b>72</b>	<b>0.12861</b>	<b>28</b>	<b>0.12829</b>	<b>25</b>	<b>2075</b>	<b>3</b>
12	<b>1450</b>	<b>36</b>	47619	<b>0.15894</b>	<b>216</b>	<b>0.12822</b>	<b>37</b>	<b>0.12803</b>	<b>30</b>	<b>2071</b>	<b>4</b>
Mean age (crystals 1, 2, 3, 4, 10, 11 and 12; 196 ratios) 2070 ± 3 Ma / USD = 1.79											

(a) Common lead corrected according Stacey and Kramers (1975). (b) Mean age calculated with <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb > 1250.



**Figure 6** - Diagrams of age vs. evaporation steps of the zircon crystals of the samples MVD39 (A), MVD27E (B), MVD102 (C) and MVD94 (D). Blocks of isotopic ratios used in the calculated of the age (○), blocks subjectively rejected (◻) and because present  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  lower than 2500 (x).

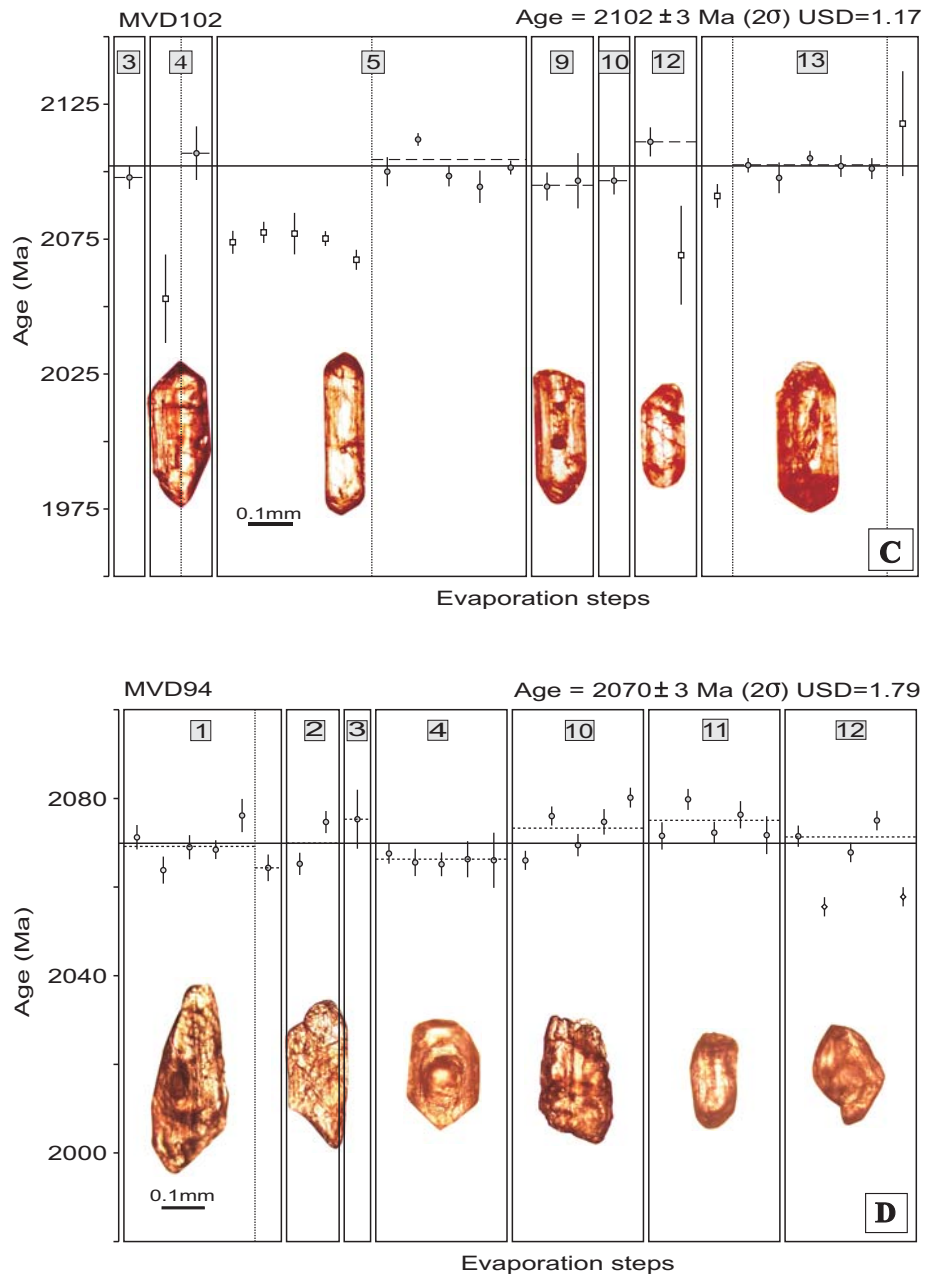


Figure 6 - (continued)



#### 4.2.3 – Metatonalite MVD134A

A banded porphyroclastic metatonalite (sample MVD134A) with boudins of mafic dykes border the Três Palmeiras greenstone belt (Fig. 2). The submagmatic fabric is partially overprinted by a low temperature mylonitic fabric. The zircon crystals from this sample consist of short pyramids and long prisms, light yellow and colorless, have few inclusions and show euhedral oscillatory zoning typical of magmatic zircon (Fig. 4C). The eight near-concordant points yield a concordia age of  $2338.2 \pm 5.4$  Ma (Fig. 5C; Tab. 4), interpreted as the crystallization age of the tonalite.

#### 4.2.4 – Porphyroclastic Syenogranite MVD27E

Sample MVD27E is a foliated porphyroclastic biotite syenogranite from the Araras area (Fig. 2) with preserved igneous texture, despite the strong high-temperature deformation typically found in these granitoids. Zircon crystals are euhedral and subhedral, elongated prisms and equant pyramids, light pink and pale yellow, many of which contain numerous cracks and inclusions. The mean age calculated from the three more appropriate grains (crystals 1, 2 and 3) at heating step of  $1500^{\circ}\text{C}$  is  $2210 \pm 3$  Ma; (USD = 0.29). Another analysis (crystal 4) gave a similar result, but with a  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratio slight lower than that considered acceptable (Tab. 3). Inclusion of this analysis in the calculated mean gives a crystallization age of  $2209 \pm 2$  Ma (Fig. 6B).

#### 4.2.5 – Porphyritic Quartz Monzodiorite MVD125A

Sample MVD125A is another Rhyacian granitoid with well-preserved igneous textures, but is locally affected by shear zones. It was collected from a pluton of porphyritic quartz monzodiorite with strong hydrothermal alteration related to gold mineralization that cuts the Três Palmeiras greenstone belt (Fig. 2). Zircon morphology is uniform with euhedral equant pyramids, brownish and grayish grains with few inclusions. In CL images these zircon crystals show weak oscillatory zoning (Fig. 4E) and many have U-rich patches and rims (Fig. 4F). Discordant points are from U- and Th-rich crystals (Tab. 5) but this enrichment did not affect the age result. The near-concordant points gave a mean  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age of  $2160.4 \pm 3.2$  Ma (Fig. 5D), interpreted as the crystallization age of the quartz monzodiorite pluton.

**Table 4 - Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample MVD134A.**

Grain. spot	<sup>206</sup> Pb <sup>c</sup> (%)	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age <sup>a</sup> (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age <sup>a</sup> (Ma)	% disc.	<sup>207</sup> Pb* / <sup>206</sup> Pb* <sup>a</sup>	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U <sup>a</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U <sup>a</sup>	±%	Error Correct.
1.1	0.02	144	45	0.32	55.2	2377 ±19	2337.5 ± 7.4	-2	0.14926	0.44	9.177	1.0	0.4459	0.95	0.910
2.1	0.01	388	141	0.37	133	2157 ±16	2327.5 ± 6.4	7	0.14839	0.37	8.130	0.93	0.3973	0.85	0.916
3.1	0.05	345	126	0.38	127	2295 ±19	2327.5 ± 5.1	1	0.14839	0.30	8.750	1.0	0.4277	0.96	0.956
4.1	0.59	508	87	0.18	161	2008 ±15	2302 ± 10	13	0.14617	0.60	7.367	1.0	0.3655	0.85	0.818
5.1	0.31	241	76	0.33	85.1	2211 ±17	2327.9 ± 8.4	5	0.14843	0.49	8.375	1.0	0.4092	0.89	0.876
6.1	0.39	434	179	0.43	131	1938 ±15	2270 ±15	15	0.1435	0.86	6.941	1.2	0.3507	0.87	0.715
7.1	0.20	238	76	0.33	83.3	2198 ±17	2309.6 ± 8.9	5	0.14685	0.52	8.226	1.1	0.4063	0.94	0.875
8.1	0.14	248	73	0.31	92.6	2324 ±17	2332.6 ± 8.1	0	0.14883	0.47	8.908	1.0	0.4341	0.88	0.882
8.2	0.09	627	368	0.61	228	2269 ±16	2334.0 ± 4.1	3	0.14896	0.24	8.664	0.87	0.4219	0.84	0.961
9.1	0.03	401	71	0.18	152	2360 ±17	2327.3 ± 4.9	-1	0.14838	0.29	9.044	0.91	0.4421	0.86	0.949
9.2	0.00	233	71	0.31	87.9	2349 ±21	2346.9 ± 6.0	0	0.15009	0.35	9.10	1.1	0.4396	1.0	0.948
10.1	0.81	210	62	0.30	70.5	2110 ±17	2332 ±15	10	0.1488	0.90	7.94	1.3	0.3871	0.93	0.717
10.2	0.15	573	180	0.33	152	1728 ±13	2231.3 ± 5.7	23	0.14033	0.33	5.949	0.91	0.3075	0.84	0.932
11.1	0.09	174	52	0.31	56.1	2048 ±16	2268 ±12	10	0.1434	0.71	7.394	1.2	0.3740	0.94	0.798
11.2	0.02	194	76	0.40	72.8	2336 ±18	2345.2 ± 6.5	0	0.14994	0.38	9.029	0.99	0.4367	0.91	0.923
12.1	0.01	180	57	0.33	69.9	2402 ±19	2329.4 ± 7.1	-3	0.14856	0.41	9.248	1.0	0.4515	0.94	0.915
13.1	--	139	43	0.32	52.8	2366 ±19	2346.5 ± 7.9	-1	0.15005	0.46	9.173	1.1	0.4434	0.97	0.903
14.1	0.12	598	51	0.09	130	1454 ±11	2021.8 ± 7.1	28	0.12451	0.40	4.344	0.94	0.2530	0.85	0.903
15.1	0.36	167	50	0.31	56.7	2143 ±18	2341 ±13	8	0.1496	0.76	8.13	1.3	0.3944	10	0.794
16.1	0.06	221	79	0.37	83.3	2345 ±22	2342.0 ± 6.9	0	0.14966	0.41	9.05	1.2	0.4387	1.1	0.939
17.1	0.14	168	57	0.35	61.8	2290 ±19	2336.3 ± 9.3	2	0.14916	0.54	8.772	1.1	0.4265	0.99	0.877
17.2	0.05	310	128	0.42	81.8	1725 ±14	2240.4 ± 7.3	23	0.14107	0.42	5.967	10	0.3068	0.90	0.906
18.1	0.03	225	62	0.28	85.5	2360 ±19	2325.2 ± 6.8	-1	0.14819	0.40	9.034	1.0	0.4421	0.96	0.923

Errors are 1σ; Pb<sup>c</sup> and Pb\* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in standard calibration was 0.25% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(a) Common Pb corrected using measured <sup>204</sup>Pb.

**Table 5 - Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample MVD125A.**

Grain. spot	<sup>206</sup> Pb <sup>c</sup> (%)	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age <sup>a</sup> (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age <sup>a</sup> (Ma)	% discord.	<sup>207</sup> Pb* / <sup>206</sup> Pb* <sup>a</sup>	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U <sup>a</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U <sup>a</sup>	±%	Error corrected
1.1	0.13	426	173	0.42	143	2126 ± 19	2165.2 ± 7.0	2	0.13509	0.40	7.276	1.1	0.3906	1.1	0.934
2.1	0.12	4162	4605	1.14	850	1374 ± 13	2049 ± 29	33	0.1264	1.6	4.140	1.9	0.2375	1.0	0.530
2.2	0.07	929	639	0.71	316	2149 ± 19	2163.0 ± 4.4	1	0.13492	0.26	7.361	1.1	0.3957	1.0	0.971
3.1	0.10	512	191	0.39	170	2109 ± 18	2165.3 ± 6.0	3	0.13510	0.35	7.207	1.0	0.3869	0.99	0.943
4.1	0.08	511	203	0.41	175	2163 ± 18	2148.6 ± 6.0	-1	0.13381	0.34	7.354	1.0	0.3986	0.99	0.945
5.1	0.30	333	137	0.42	115	2176 ± 20	2155.2 ± 9.5	-1	0.13432	0.55	7.437	1.2	0.4016	1.1	0.896
5.2	0.22	1248	1013	0.84	364	1879 ± 24	2115 ± 12	11	0.13128	0.67	6.124	1.6	0.3383	1.5	0.912
6.1	0.05	665	402	0.62	204	1964 ± 17	2139.7 ± 6.1	8	0.13313	0.35	6.537	1.0	0.3561	0.98	0.943
6.2	0.14	262	113	0.44	92.8	2222 ± 20	2156 ± 10	-3	0.13441	0.59	7.626	1.2	0.4115	1.1	0.876
7.1	0.03	411	193	0.48	136	2102 ± 18	2158.4 ± 6.5	3	0.13457	0.37	7.154	1.1	0.3856	1.0	0.938
8.1	0.03	523	264	0.52	172	2093 ± 18	2158.9 ± 5.8	3	0.13460	0.33	7.120	1.0	0.3837	0.99	0.949
9.1	0.00	559	255	0.47	185	2106 ± 18	2161.0 ± 5.6	3	0.13477	0.32	7.180	1.0	0.3864	0.99	0.950
10.1	--	362	133	0.38	120	2106 ± 19	2162.8 ± 6.9	3	0.13490	0.40	7.185	1.1	0.3863	1.0	0.933
11.1	0.02	506	193	0.39	168	2105 ± 18	2153.7 ± 5.9	2	0.13420	0.34	7.146	1.1	0.3862	1.0	0.947
12.1	--	699	532	0.79	233	2115 ± 18	2168.9 ± 4.9	2	0.13538	0.28	7.247	1.0	0.3883	0.97	0.961
12.2	0.02	395	257	0.67	131	2099 ± 18	2155.8 ± 6.8	3	0.13437	0.39	7.129	1.1	0.3848	1.0	0.935
13.1	0.38	362	140	0.40	127	2204 ± 19	2164 ± 14	-2	0.1350	0.78	7.591	1.3	0.4077	1.0	0.800
14.1	0.00	582	239	0.42	192	2099 ± 18	2160.3 ± 5.5	3	0.13471	0.31	7.150	1.0	0.3849	0.99	0.953

Errors are 1σ; Pb<sup>c</sup> and Pb\* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in standard calibration was 0.44% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

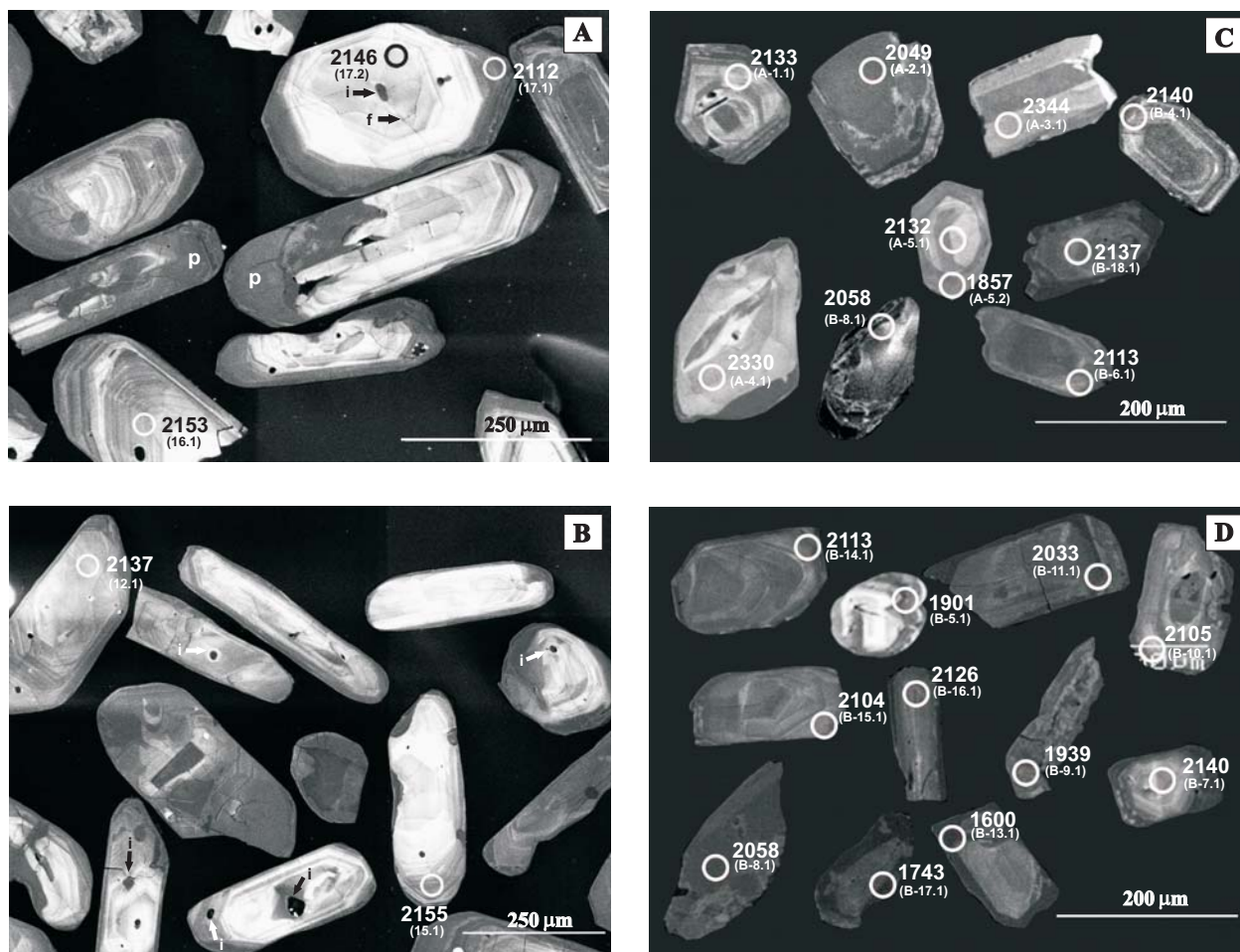
(a) Common Pb corrected using measured <sup>204</sup>Pb.

#### 4.2.6 – Porphyroclastic Monzogranite MVD115B

Porphyroclastic granitoids intrude into the high grade metamorphic and associated charnockitic rocks. In the central part of the study area (Fig. 2) there is a porphyroclastic biotite monzogranite (sample MVD115B) with disrupted and boudined leucogranite veins showing microtextures of high-temperature deformation. Zircon crystals are light yellow and colorless, euhedral long prism and short pyramids, have many inclusions and few fractures. Most of grains show euhedral oscillatory zoning, but there are crystals with dark CL zones, probably altered or metamict patches and rims, where planar oscillatory zoning is erased (Fig. 7A and B). A number of the SHRIMP analyses are highly discordant (Tab. 6) but regression of all data yielded a Model 1 solution with an upper intercept age of  $2147.2 \pm 5.4$  Ma (Fig. 5E), here interpreted as the crystallization age of this monzogranite pluton.

#### 4.2.7 – Metatonalite MVD103A

Rhyacian granitoids are abundant in the northern part of the study area (Fig. 2) and the type of deformation is varied. Sample MVD103A is a greenish gray metatonalite with banding and folded leucogranite veins, which under the microscope shows feldspars and quartz in polygonal array, and biotite strongly recrystallized. It appears to be an orthogneiss or granitoid with high-temperature deformation that was strongly affected by mylonitic deformation at low-temperature related to transcurrent shear zones. Zircon morphology is varied in this metatonalite; the main population comprises light yellow, euhedral, equant pyramids and prisms with oscillatory zoning (Fig. 7C and D). Other populations are made of light brown, subhedral and rounded zircon crystals without well-defined rim-and-core structures and colorless, long prisms showing weak oscillatory zoning (Fig. 7C). Nine data points of the main population (Tab. 7) furnished an upper intercept age of  $2133 \pm 5.4$  Ma (Fig. 5F), interpreted as the crystallization age of the tonalite. There are two other age populations of near-concordant points (Fig. 5F): two zircon crystals with a mean  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age around 2337 Ma ages and another two zircon crystals with a mean  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age around 2055 Ma. The first group is interpreted as inherited, and the younger group is probably related to the formation of leucogranite veins or resetting/Pb-loss associated with the high-temperature event.



**Figure 7** - Cathodoluminescence images of analyzed zircon crystals of the samples MVD115B (A and B) and MVD103A (C and D), with the ion microprobe spots, their number in the parentheses and their respective  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages. Detail of metamict patches (p) mineral inclusions (i) and radial microfractures (f) of zircon crystals (Figs. 7A and B) of the sample MVD115B.

**Table 6 - Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample MVD115B.**

Grain spot	<sup>206</sup> Pb <sup>c</sup> (%)	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age <sup>a</sup> (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age <sup>a</sup> (Ma)	% discord.	<sup>207</sup> Pb* / <sup>206</sup> Pb* <sup>a</sup>	±%	<sup>207</sup> Pb* / <sup>235</sup> U <sup>a</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb* / <sup>238</sup> U <sup>a</sup>	±%	Error corrected
1.1	0.25	335	140	0.43	106	2014 ± 20	2166 ± 11	7	0.13518	0.62	6.835	1.3	0.3667	1.1	0.878
2.1	0.24	337	181	0.55	92.0	1776 ± 18	2148 ± 11	17	0.13374	0.62	5.848	1.3	0.3171	1.1	0.880
2.2	2.06	45	14	0.32	6.62	1002 ± 18	2242 ± 75	55	0.1412	4.3	3.27	4.8	0.1681	1.9	0.410
3.1	0.28	164	94	0.59	50.2	1956 ± 21	2161 ± 14	9	0.1348	0.83	6.586	1.5	0.3544	1.3	0.834
4.1	0.47	185	133	0.74	60.4	2067 ± 22	2148 ± 16	4	0.1338	0.93	6.97	1.5	0.3779	1.2	0.800
5.1	0.00	363	131	0.37	125	2179 ± 21	2151.8 ± 7.5	-1	0.13406	0.43	7.435	1.2	0.4023	1.1	0.935
6.1	0.00	268	153	0.59	91.9	2167 ± 22	2150 ± 12	-1	0.13389	0.67	7.378	1.3	0.3997	1.2	0.869
7.1	0.34	113	56	0.51	30.5	1751 ± 21	2151 ± 19	19	0.1340	1.1	5.77	1.8	0.3122	1.4	0.777
8.1	0.04	432	165	0.40	146	2139 ± 20	2135.7 ± 7.1	0	0.13283	0.40	7.206	1.2	0.3935	1.1	0.939
9.1	1.07	316	120	0.39	102	2035 ± 20	2152 ± 24	5	0.1341	1.4	6.86	1.8	0.3713	1.2	0.650
10.1	0.02	99	72	0.75	34.0	2171 ± 26	2171 ± 15	0	0.1355	0.86	7.49	1.7	0.4005	1.4	0.854
11.1	0.02	479	48	0.10	164	2167 ± 20	2149.5 ± 6.5	-1	0.13388	0.37	7.378	1.2	0.3997	1.1	0.948
12.1	1.00	247	126	0.53	84.2	2135 ± 22	2128 ± 28	0	0.1323	1.6	7.16	2.0	0.3926	1.2	0.596
12.2	0.07	83	58	0.73	29.2	2215 ± 28	2137 ± 16	-4	0.1329	0.93	7.51	1.7	0.4100	1.5	0.846
13.1	0.03	406	150	0.38	140	2176 ± 21	2141.2 ± 7.2	-2	0.13325	0.41	7.378	1.2	0.4016	1.1	0.938
15.1	0.03	158	101	0.66	55.0	2192 ± 24	2155 ± 12	-2	0.13433	0.67	7.50	1.5	0.4050	1.3	0.886
16.1	4.09	112	64	0.59	39.9	2154 ± 26	2153 ± 83	0	0.1341	4.7	7.34	5.0	0.3967	1.4	0.288
17.1	0.00	49	46	0.98	16.4	2122 ± 30	2112 ± 31	0	0.1310	1.8	7.04	2.4	0.3899	1.6	0.683
17.2	0.16	295	139	0.49	93.2	2018 ± 21	2146 ± 16	6	0.1336	0.90	6.77	1.5	0.3676	1.2	0.798

Errors are 1σ; Pb<sup>c</sup> and Pb\* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in standard calibration was 0.35% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(a) Common Pb corrected using measured <sup>204</sup>Pb.

**Table 7 - Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample MVD103A.**

Grain. spot	<sup>206</sup> Pb <sup>c</sup> (%)	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age <sup>a</sup> (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age <sup>a</sup> (Ma)	% discord.	<sup>207</sup> Pb* / <sup>206</sup> Pb* <sup>a</sup>	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U <sup>a</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U <sup>a</sup>	±%	Error correct.
A-1.1	0.04	193	85	0.45	67.1	2185 ± 29	2132.6 ± 7.6	-2	0.13260	0.43	7.38	1.6	0.4035	1.6	0.965
A-2.1	0.01	463	17	0.04	147	2021 ± 15	2048.6 ± 5.1	1	0.12640	0.29	6.418	0.90	0.3682	0.85	0.948
A-3.1	0.01	143	45	0.33	54.4	2366 ± 23	2344.0 ± 7.7	-1	0.14983	0.45	9.16	1.3	0.4435	1.2	0.935
A-4.1	0.01	157	38	0.25	59.3	2351 ± 18	2330.4 ± 7.8	-1	0.14864	0.46	9.019	1.0	0.4400	0.91	0.894
A-5.1	0.07	114	103	0.93	38.0	2112 ± 20	2132 ± 17	1	0.1325	0.98	7.08	1.5	0.3877	1.1	0.751
A-5.2	7.21	825	940	1.18	234	1721 ± 15	1857 ± 140	7	0.1136	7.9	4.79	8.0	0.3059	1.0	0.125
B-1.1	--	344	212	0.64	55.2	1103 ± 16	1099 ± 17	0	0.07615	0.86	1.959	1.8	0.1866	1.6	0.883
B-2.1	0.97	129	95	0.77	22.8	1197 ± 19	1294 ± 63	7	0.0840	3.2	2.365	3.7	0.2041	1.8	0.481
B-3.1	--	270	46	0.18	86.0	2036 ± 41	2357 ± 18	14	0.1510	1.1	7.73	2.6	0.3713	2.3	0.912
B-4.1	--	176	67	0.39	58.6	2108 ± 29	2140.4 ± 9.9	2	0.13319	0.57	7.10	1.7	0.3868	1.6	0.944
B-5.1	1.58	618	143	0.24	97.4	1070 ± 17	1901 ± 42	44	0.1163	2.3	2.896	2.9	0.1806	1.7	0.588
B-6.1	--	267	102	0.40	83.1	1995 ± 28	2113 ± 10	6	0.13113	0.59	6.56	1.7	0.3627	1.6	0.941
B-7.1	--	154	104	0.70	50.7	2092 ± 33	2140 ± 11	2	0.13317	0.62	7.04	2.0	0.3833	1.9	0.950
B-8.1	0.00	1733	2537	1.51	544	2006 ± 27	2058.2 ± 3.4	3	0.12709	0.19	6.40	1.6	0.3651	1.6	0.993
B-9.1	1.99	2639	124	0.05	483	1223 ± 21	1939 ± 38	37	0.1189	2.1	3.423	2.8	0.2088	1.9	0.667
B-10.1	0.00	256	94	0.38	71.8	1824 ± 26	2105 ± 11	13	0.13055	0.64	5.89	1.7	0.3270	1.6	0.931
B-11.1	0.00	782	128	0.17	205	1719 ± 29	2033 ± 12	15	0.12529	0.69	5.28	2.0	0.3057	1.9	0.940
B-12.1	0.00	355	27	0.08	28.4	573.9 ± 9.0	509 ± 25	-13	0.05745	1.2	0.738	2.0	0.0931	1.6	0.818
B-13.1	0.11	2681	117	0.05	428	1098 ± 27	1600 ± 190	31	0.0987	10	2.53	10	0.1858	2.7	0.260
B-14.1	0.02	358	134	0.39	105	1900 ± 29	2113.3 ± 7.2	10	0.13114	0.41	6.20	1.8	0.3428	1.8	0.974
B-15.1	0.01	278	135	0.50	86.3	1987 ± 29	2103.6 ± 7.3	6	0.13042	0.42	6.49	1.7	0.3610	1.7	0.970
B-16.1	0.01	209	131	0.65	71.1	2150 ± 30	2126.5 ± 8.3	-1	0.13213	0.47	7.21	1.7	0.3958	1.6	0.960
B-17.1	0.06	1239	114	0.09	173	971 ± 35	1743 ± 11	44	0.10664	0.59	2.390	3.9	0.1625	3.9	0.988
B-18.1	0.01	360	193	0.56	113	2010 ± 28	2137.0 ± 6.6	6	0.13293	0.38	6.71	1.7	0.3660	1.6	0.974

Errors are 1σ; Pb<sup>c</sup> and Pb\* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Errors in dtandard calibrations were 0.25% and 1.29% for analyses from mount A and B respectively.

(a) Common Pb corrected using measured <sup>204</sup>Pb.

#### 4.2.8 – Porphyroclastic granodiorite MVD102

Sample MVD102 is a porphyroclastic granitoid with preserved igneous texture collected in the northern part of study area (Fig. 2). It is a biotite-hornblende granodiorite showing a strong magmatic foliation overprinted by a sub paralleled low-temperature mylonitic foliation. Zircon crystals are dominantly light pink, transparent, euhedral and with a few rounded long prisms with oscillatory zoning, inclusions and fractures. Most grains gave  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  step ages around 2100 Ma at heating steps of 1480°C and 1550°C (Tab. 3). A mean age of  $2102 \pm 3$  Ma was calculated for this granodiorite body from the analysis of seven crystals (Fig. 6C).

#### 4.2.9 – Inequigranular jotunite MVD94

In the Maribel area (Fig. 2) there is a charnockitic pluton intruded into orthogneiss with preserved igneous features. It is an inequigranular jotunite (sample MVD94), slightly recrystallized at low-temperature and showing some microtextural evidence of replacement of pyroxenes. Two zircon populations were distinguished: grayish, subhedral and anhedral grains, long prisms, usually striated and cracked, and light pink and pale yellow, short pyramids, with rounded cores, euhedral rims and slightly rounded terminations. Seven crystals from both populations, just one at 1450°C, furnished a mean age of  $2070 \pm 3$  Ma (Tab. 3; Fig. 6D).

## 5 - Discussions and Interpretations

### 5.1 - Magmatic Events

From the zircon geochronology it is now possible to distinguish at least eight magmatic events in the Bacajá domain: an early magmatism of ca. 2.67 Ga, a Neoproterozoic to early Siderian event with ages between 2.50 and 2.44 Ga, a late Siderian magmatic event with ages of 2.36 to 2.31 Ga and four Rhyacian igneous events between 2.21 to 2.18, 2.15 to 2.13, 2.10 to 2.09 and 2.08 to 2.07 Ga. The youngest magmatic event of Orosirian age is 1.99 Ga and only occurs locally with limited distribution.

In the Manelão area (Fig.2), Macambira et al. (2004) found a tonalitic orthogneiss with a zircon Pb-evaporation age of  $2671 \pm 3$  Ma,  $T_{\text{DMNd}}$  of 2.67 Ga and  $\epsilon\text{Nd}_{2.67 \text{ Ga}} = + 2.66$ , indicating a source of juvenile Neoproterozoic crust. It is a local occurrence in this domain which contrasts with the orthogneisses from the western part (Maribel and Uruará areas).



The earliest magmatic event in the western part is mainly represented by orthogneiss bodies from the Uruará and Maribel areas (Fig. 2), as well as xenoliths of these orthogneisses and those of felsic metavolcanic rocks. The orthogneisses are quartz diorites, tonalites and granodiorites, and most of them are metaluminous. The orthogneisses from the Uruará and Maribel areas have magmatic ages between 2487 and 2503 Ma and their inherited zircon populations between 2520 and 2580 Ma may suggest that they were formed by reworking of previous Neoproterozoic crust. Alternatively, these inherited zircon populations could represent xenocrysts entrained from the host rocks. To the east, the occurrence of xenoliths of a 2440 Ma metaquartz diorite (Vasquez et al., 2005) hosted in Rhyacian granitoids from the Brasil Novo area suggests that this magmatic event took place between 2503 and 2440 Ma. These remnants of 2.5–2.44 Ga granitoids as well as the 2.67 Ga juvenile granitoids from the Manelão area contrast with most of the Archean orthogneisses and granitoids from the Carajás province, which are older (2.74 to 3.0 Ga, e.g. Tassinari et al., 2000) and have  $T_{DM}$  around 3.0 Ga (Sato and Tassinari, 1997; Dall’Agnol et al., 1999b; Rolando and Macambira, 2003; Barros et al. 2004).

Supracrustal rocks related to the early magmatic event are rare in the Bacajá domain, and only one occurrence of a metadacite breccia with Pb-evaporation age of  $2452 \pm 3$  Ma (sample MVD39) within high-grade metasedimentary rocks was found in the Ilha Grande area. Remnants of supracrustal rocks, tectonically imbricated within granulite complexes, have been described in the Canadian and West Greenland shields, North China and São Francisco cratons (Chadwick, 1990; Barbosa, 1997; Guan et al., 2002; James et al., 2003). In a similar way, this enclave may be a remnant of metavolcanoclastic rock original from Neoproterozoic-Siderian metavolcano-sedimentary sequences tectonically imbricated within high-grade metasedimentary rocks.

The second magmatic event is represented by the metandesites of the Três Palmeiras greenstone belt with Pb-evaporation age of  $2359 \pm 3$  Ma (Macambira et al., 2004) and the associated banded metatonalite (sample MVD134A) of  $2338.2 \pm 5.4$  Ma. In the eastern Bacajá domain, there is also a granitoid of  $2313 \pm 9$  Ma (Faraco et al., 2005) associated with metaigneous granulites and charnockitic plutons. This magmatism was not found in the western part, where reworked crust dominated. In addition, Macambira et al. (2004) found a juvenile source of ca 2.3 Ga for some Rhyacian granitoids from eastern part. The close relationship of the granitoid of 2.34 Ga with the Três Palmeiras greenstone belt, which has tholeiitic metamafic rocks (Jorge

João et al., 1987) probably related to an island arc and ocean floor reinforce the juvenile character of the late Siderian crust. These points suggest that the late Siderian crust could be related to the amalgamation of an island arc to an Archean block, both of them further affected by orogenies of the Transamazonian cycle.

The 2.21–2.18 and 2.16–2.13 Ga magmatic events are represented by the high-temperature deformed granitoids from the western part. Besides different age ranges, these two groups were distinguished by the abundance of high-temperature deformation (eg. Vasquez et al., 2005), with the mesoscopy and microtexture of high-temperature deformation being more common in the 2.21–2.18 Ga granitoids than 2.16–2.13 Ga granitoids. However, there are exceptions, demonstrated by the preservation of igneous textures in sample MVD27E and the high-temperature foliation in the sample MVD103A. There are few occurrences of these granitoids to east; in the Belo Monte area a granitoid pluton gave a Pb-evaporation age of  $2154 \pm 3$  Ma (Macambira et al., 2003). In the eastern Bacajá domain, 2.08 – 2.07 Ga granitoids dominate, for example in the eastern part and Manelão areas (Macambira et al., 2003; Souza et al., 2003). In the western part, two occurrences of granitoids with ages of 2182 and 2215 Ma were found in the Brasil Novo area (Santos, 2003 and Vasquez et al., 2005). Inherited zircon crystals of ca. 2.5 Ga were found in these granitoids indicating contamination or Neoproterozoic crustal sources for them. The 2.13 Ga sample MVD103A has inherited zircon crystals of ca 2.34 Ga that suggest Siderian sources. However, samples MVD115B, MVD125A and MVD27E of granitoids which have zircon ages between 2147 and 2209 Ma lack any inheritance, suggesting a different source for those from the Brasil Novo area.

The features of high-temperature deformation in the 2.21 to 2.13 Ga granitoids indicated that they are orogenic granitoids. Thrust features were not found in these granitoids because they are strongly affected by the transcurrent shear zones that probably totally transposed thrust structures. Locally, there are granitoids of this stage without high-temperature deformation. The quartz monzodiorite pluton (sample MVD125A), intruded into the Três Palmeiras greenstone belt, has well preserved igneous textures. Locally it is cut by narrow shear zones, probably related to younger reactivation of NW-SE shear zones. The preservation of the igneous textures may be a consequence of emplacement of this pluton within an extensional component of the major NW-SE compression of stress field. The 2.21–2.18 Ga granitoids may be related to an early phase of a Rhyacian orogeny in the Bacajá domain and the 2.16–2.13 Ga granitoids could

represent a late stage of this orogeny. On the other hand, they could be related to different Transamazonian orogenies. The predominance of tonalites and granodiorites with crustal contribution suggests that these granitoids could be magmatic arcs bordering the Neoproterozoic-Siderian craton. Lithologic and tectonic associations related to these Rhyacian magmatic arcs were not found but geochemistry and Nd isotope data would allow this hypothesis to be tested.

The 2.10–2.09 Ga magmatism is represented by granitoids and charnockitic rocks which sometimes show high-temperature deformation. They occur mainly in the western part and charnockitic bodies are associated with meta-igneous granulites and paragneisses from the Terra do Meio area, whereas the granitoids usually are associated with other Rhyacian granitoids and the Três Palmeiras greenstone belt (Fig. 2). Vasquez et al. (2005) found inherited zircon crystals of 2.12 to 2.15 Ga in a granitoid of 2.10 Ga from the Uruará area, but these are absent in sample MVD102 suggesting a more limited contribution from older crustal sources. The thrusting tectonically juxtaposed granulites and charnockitic rocks with granitoids and supracrustal rocks, but the transcurrent shear zones obliterated the thrusting structures. The transcurrent tectonic seems to have strongly controlled the emplacement of the 2.10–2.07 Ga rocks.

Little evidence of continental collision was found in the Bacajá domain. Exhumation of granulites and associated charnockitic bodies by thrusting is the major consequence of collisional orogeny related to the 2.1 Ga collision of the Archean cratons in West Africa and northeastern South America (Feybesse and Milési, 1994; Ledru et al., 1994; Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003a). In this context, the granitoids and charnockitic rocks of 2.10–2.09 Ga could be related to a post-collisional magmatism, in the sense of Liégeois (1998), constrained to the NW-SE transcurrent shear zones, emplaced under transpressive to transtractive conditions.

The 2.08–2.07 Ga magmatism comprises granitoids and charnockitic rocks with preserved igneous textures or affected by low-temperature deformation, probably related to the late stage NW-SE transcurrent shear zones, where they may be the post-transcurrent granitoids. The huge volume of 2.08–2.07 Ga granites as well as the occurrence of inherited zircon crystals of 2.22 to 2.09 Ga in the 2.08 Ga granites from western part (Vasquez et al., 2005) and the Nd isotope data ( $T_{DM}$  ca. 2.6 Ga and  $\epsilon Nd_{(t)}$  of -4.25) obtained by Macambira et al. (2004) for these granites in the eastern part, suggest a significant crustal participation in their source. On the other hand, the mafic charnockitic rocks of 2.07 Ga (sample MVD94) may have a juvenile source or

minor crustal contamination and they could be related to underplating of mafic magmas and upwelling of mantle.

A younger magmatic event of 1.99 Ga was found by Vasquez et al (2005) to the northwest of the study area. It is represented by a granitoid pluton intruded into high-grade rocks and Rhyacian granitoids (Fig. 2). This magmatism could be related to the end of the Transamazonian cycle. However, there is high-K calc-alkaline magmatism of 2.0 to 1.96 Ga related to evolution of the Orosirian orogeny of the adjacent Ventuari-Tapajós or Parima-Tapajós provinces (Reis et al., 2000; Lamarão et al. 2002; Vasquez et al. 2002; Santos et al., 2004). Therefore, this granitoid pluton of 1.99 Ga may be a local occurrence of the 2.0-1.96 Ga magmatism, suggesting that this event extended to the foreland.

### *5.2 - Archean and Paleoproterozoic scenarios in Amazonian craton*

The Transamazonian domains of the northeastern Guiana shield contain few remnants of Archean crust. They are constrained by detrital and inherited zircon ages, and Nd isotope data of metasedimentary rocks of the Rhyacian greenstone belts and granitoids (Delor et al., 2003a). In the southeastern Guiana shield, the Archean records are more substantial, with occurrences of inherited zircon (2.78–2.59 Ga), Nd isotope data ( $T_{DM} = 2.68–2.5$  Ga) and Neoproterozoic inliers (ca. 2.6 Ga) within Rhyacian (2.19–2.07 Ga) granitoids and charnockitic rocks from Paleoproterozoic domains and widespread reworked Archean (3.3–2.6 Ga) basement from Amapá block (Pimentel et al., 2002; Ricci et al., 2002; Avelar et al., 2003; Klein et al., 2003; Rosa-Costa et al., 2003, in press). Late Neoproterozoic to Siderian rocks (2.58–2.36 Ga) have been identified in the Amapá block and remnants enclosed in Transamazonian domains have been interpreted as mixtures between Proterozoic juvenile sources and Archean reworked sources, rather than new formation of Siderian crust (Avelar et al., 2003; Rosa-Costa et al., in press). However, juvenile accretion at 2.3 Ga related to an early orogenic phase is suggested by Nd isotope data ( $T_{DM}$  of 2.32 Ga and  $\epsilon Nd_{(t)}$  of + 1.17) for an orthogneiss of a Transamazonian domain (Rosa-Costa et al., in press).

Neoproterozoic remnants are frequent in the Bacajá domain, but until now the whole extent of reworked Archean basement has not known. The 2.5–2.44 Ga and 2.67 Ga rocks from the western part are the main occurrences of Archean rocks in this Paleoproterozoic domain. Thus, these Neoproterozoic to early Siderian rocks are the most potential source for the protoliths of the

meta-igneous granulites.

The occurrence of 2.36–2.34 Ga rocks, probably juvenile, in this domain, indicates a late Siderian event of crust formation. The existence of Siderian crust in the Amazonian craton is reinforced by the occurrence of detrital zircon populations of ca. 2.35 and 2.44 Ga respectively, found in the sandstones from foreland basin of the northernmost (Roraima Supergroup) and the southeastern (Castelo dos Sonhos Formation), Central Amazonian province (Santos, 2003; Santos et al. 2003b).

According to the crustal evolution model based on Nd isotope data proposed by Cordani and Sato (1999), the South America Platform did not show significant growth and recycling of continental crust during the period between 2.5 and 2.3 Ga. There are records which suggest formation of Siderian crust in the São Francisco craton; they are related to a Siderian taphrogenesis that preceded Transamazonian orogenies (Delgado et al., 2003). These authors refer to mantle-derived intraplate magmatic events with shoshonitic, mangeritic and mafic-ultramafic rocks which Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd data furnished ages between 2.6 and 2.4 Ga. During this period the platform continental sediments and BIFs were deposited in the passive margin basin from Quadrilátero Ferrífero region (Alkimim and Marshak, 1998). In addition, other records such as a 2.47 Ga granite related to 2.85–2.63 Ga granulite complexes from Jequié block (Silva et al., 2002) and a 2.36 Ga juvenile granite ( $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  of + 0.13) from southwestern Quadrilátero Ferrífero region (Endo and Machado, 2002, and references therein) reinforced the existence of Siderian crust. Other expressive occurrence of Siderian rocks in the South America are the 2.29–2.36 Ga orthogneisses from the NW Ceará domain of the Borborema province in northeastern Brazil which the Nd isotope data of most rocks this domain indicated a juvenile crust probably related to an island-arc (Fetter et al., 2000). In the southern Brazilian shield, Hartman et al. (2004) found detrital zircon populations of 2.47 and 2.35 Ga with magmatic Th/U ratio signatures in quartzites from the Porongos Complex, which probably came from granitoids of these ages found further to the west.

On a global scale, there are only a few occurrences of Siderian crust formation. In the West African craton, detrital zircon of ca. 2.31 Ga from the Tarkwain foreland basin, the peak of  $T_{\text{DMNd}}$  between 2.2–2.3 Ga for the Birimian rocks and inherited zircon cores of 2.31 Ga in the Birimian granitoids suggest a 2.3 Ga crustal growth event (Gasquet et al., 2003). Probably, the passive margin, magmatic arc and accretionary prism/ophiolite associations formed between 2.6

and 2.5 Ga, a rifting association of 2.5–2.4 Ga and a 2.4 to 2.3 Ga arc-continent collision association of North China craton (Li et al., 2000; Kröner et al., 2005; Kusky and Li, 2003) are the best example of the formation of igneous rocks during the transition from late Neoproterozoic to Siderian. However, the late Siderian (2.4–2.3 Ga) crust of the North China craton is related to reworking of Archean crust, formation of granulite belts and granites related to crustal thickening events (Kröner et al., 2005), whereas those from Bacajá and NW Ceará domains seem to be related to accretion of island-arcs.

Four Rhyacian orogenies between 2264 and 2011 Ma of the Transamazonian cycle were distinguished in the Rio de La Plata craton and associated belts, as well as in other Transamazonian terranes from northern South America (Santos et al., 2003a). The oldest orogeny (2264–2201 Ma) is related to island-arcs; a second, 2180–2120 Ma, is composed of syn- to late-orogenic granitoids and greenstone belt sequences; a third orogeny of 2080 to 2050 Ma, is mostly represented by late to post-orogenic granitoids and charnockitic rocks with associated high-grade metamorphism, and the youngest orogeny (2020–2011 Ma) is marked by minor granitic magmatism and intense hydrothermal events. The three first orogenies are present in the Bacajá domain. The Transamazonian orogenic associations are represented by granitoids of 2.21 to 2.13 Ga, but until now their coeval greenstone belts remain unknown. The granitoid-greenstone association in this domain is 2.36–2.34 Ga, being older (80–100 Ma) than those related to the early orogenic phases of the Transamazonian cycle. Similar age ranges have been found in the southeastern Guiana shield, where Rosa-Costa et al. (in press) distinguished calc-alkaline granitoids of 2.19–2.18 Ga and 2.15–2.14 Ga in the Carecuru domain and 2.22–2.18 Ga granitoids in the Amapá block. In northeastern Guiana shield, some TTG associations and gabbros related to an oceanic stage provided zircon ages between 2.21 and 2.22 Ga, whereas the 2.18–2.16 Ga and 2.15–2.13 Ga granitoids, related to two successive magmatic arcs, are progressively younger to the central domain (Delor et al., 2003a).

The 2.10–2.09 Ga magmatism of the Bacajá domain may be related to an early post-collisional stage. Some granitoids preserve a magmatic arc signature, with predominance of hornblende-bearing granodiorites and tonalites typical of calc-alkaline associations, but their close relationship with charnockitic rocks and granulites suggests a thrusting tectonic scenario related to a collision event followed by transcurrent tectonics typical of intracontinental settings. This inherited magmatic arc signature has been described in many post-collisional associations as

being a result of sources of rock and not just geodynamic setting (Harris et al., 1986; Sylvester 1989; Föster et al., 1997; Pearce, 1996; Liégeois et al., 1998). Probably, the high-temperature deformed charnockitic rocks, which field relationships suggest are older than the 2.10–2.09 Ga granitoids and charnockitic rocks (Fig. 2), may be related to this stage. Rocks related to the initial major impact (syncollision) have not yet been found, but they should be associated with these early charnockitic and granulite facies rocks.

Similar post-collisional associations are found in other Transamazonian terranes of the Amazonian craton. In the northeastern Guiana shield, this event is represented by the emplacement of 2.11–2.08 Ga granitoids and pyroxene-bearing granites along sinistral transcurrent shear zones, opening of detrital basins and reworking (migmatization) of TTG associations (Delor et al., 2003a). Post-collisional magmatism and associated metamorphism and sedimentation of pull-apart basins reflect the docking and sliding of the African and South American plates during the 2.1 Ga collision event (Feybesse and Milési, 1994; Ledru et al., 1994; Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003a, b). To the southeast, migmatization and granulite facies metamorphism at 2.09 Ga, related to thrust tectonics of the 2.1 Ga collision, have been found in the Archean orthogneisses from the Amapá block (Rosa-Costa et al., submitted). Additionally, 2.10 Ga granites related to reworking of calc-alkaline granitoids have been found in the Carecuru Domain (Rosa-Costa et al., in press).

The evolution of the post-collisional scenario in the Bacajá domain was also marked by the emplacement of 2.08–2.07 Ga granitoids and charnockitic rocks. These bodies are usually strongly controlled by transcurrent shear zones (Fig. 2) and have evolved compositions, significant crustal sources (except for intermediate to mafic charnockitic rocks), reinforcing the intraplate character typical of post-collisional associations. Analogies with other Transamazonian terranes of the Guiana shield are possible. Delor et al. (2003b) and Rover et al. (2003) described dextral shearing with emplacement of metaluminous granites of 2.07 to 2.06 Ga, ultrahigh-temperature granulite facies metamorphism with associated 2.07–2.05 Ga charnockite plutons, mafic dykes and pegmatite veins during this stage in the northeastern and northern Guiana shield. According to these authors, these post-collisional associations are related to a crustal stretching event which was followed by exhumation of the lower crust rocks by normal faults and burial metamorphism of pull-apart basins. Coeval charnockitic magmatism and granulite metamorphism have been found in the southern and southeastern Guiana shield (Avelar et al., 2001; Lafon et al.,

2001; Oliveira, 2002; Rosa-Costa et al., submitted). This granulite metamorphism and associated charnockitic magmatism seems to be common in the Transamazonian domains from Amazonian craton, as well as other Transamazonian domains in South America (Santos et al., 2003a).

There timing of the last event of the Transamazonian cycle is controversial. Some authors restrict it to ca. 2.0 Ga (Santos et al. 2000; Nomade et al., 2002; Roever et al., 2003; Santos et al., 2003a), whereas others have suggested a continuum until ca. 1.9 Ga (Reis et al., 2000; Delor et al., 2003a, b). The charnockitic magmatism of 1.97–1.93 Ga and associated granulite metamorphism from Central Guiana belt (Fraga, 2002) may be the youngest event related to the Transamazonian cycle in the Amazonian craton (Delor et al., 2003b). In the southeastern part of the Guiana shield, Rosa-Costa et al. (in press) proposed a thermal event of ca. 2.0 Ga based on a U-Th-Pb date for a monazite from a leucogranite, which may also correspond to a magmatic pulse of 1.99 Ga. The 2.05–2.03 Ga granites from Amapá block are the latest magmatic pulses of the Transamazonian cycle found in the southern Guiana shield (Rosa-Costa et al., in press). Therefore, the tonalite pluton of 1.99 Ga could be the latest magmatism of the post-collision stage of the Transamazonian orogenies in the Bacajá domain. However, there is a gap of ca. 70 Ma between this event and the previous magmatic event. Furthermore, tonalites and granodiorites are common in the post-orogenic associations. Alternatively, it could represent a local magmatic pulse of the Orosirian event between 2.0 and 1.96 Ga and related to the evolution of the adjacent Ventuari-Tapajós province, as previously discussed. This event is widespread from the southern to northern parts of this geochronological province, and local occurrences of these bodies could be found in the foreland, to the east of this orogenic belt. Due to the scarcity of mapped occurrences and other data about the rocks of ca. 1.99 Ga in the study area, as well as the uncertain position of this event regarding to Transamazonian orogenies, the 2.08–2.07 Ga magmatism is preliminarily considered, in this work, to be the last magmatic event of the post-collisional stage of the Transamazonian cycle in the western part.

## 6 - Conclusions

The zircon geochronology has made it possible to identify and document a Neoproterozoic (2.5–2.44 Ga), a Siderian (2.36–2.34 Ga) and four Rhyacian (2.21–2.18 Ga; 2.16–2.13 Ga; 2.10–2.09 Ga and 2.08–2.07 Ga) magmatic events in the western Bacajá domain.

The 2.5–2.44 Ga magmatism is represented by orthogneisses and remnants of



supracrustal rocks within high-grade rocks associations. These orthogneisses have inherited cores and zircon crystals which suggested the existence of an old crustal component in the region. There are older orthogneisses of ca. 2.67 Ga from juvenile sources to the east of study area, but in several aspects these Neoproterozoic rocks from the Bacajá domain differ with those of the Carajás province.

The Siderian magmatism seems to be related to amalgamation of an island arc, as indicated by the granitoid-greenstone belt of the Três Palmeiras area (2.36–2.34 Ga), to an Archean crustal block. Late Siderian igneous rocks are rare within the South American plate, as well as on the global scale. Accreted terranes have been described in the Guiana shield, some with Archean components, but Siderian ages have been only recorded through Nd isotopes (Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003a; Rosa-Costa, in press). Therefore, evidence of Siderian crust distinguishes the Bacajá domain from other Transamazonian domains in the Amazonian craton.

The Rhyacian magmatism has similar age range to those found in the Transamazonian terranes of the South American, especially those of the Guiana shield. In the evolution of the Transamazonian cycle, the events between 2.21 and 2.13 Ga seem to be related to magmatic arcs, whereas the 2.10–2.09 Ga magmatism may be related to the beginning of the post-collision stage marked by crustal thickening and movement along shear zones. The latest step was marked by 2.08–2.07 Ga magmatism and granulite facies metamorphism that may be related to reactivations of transcurrent shear zones and crustal stretching as proposed for the northern Guiana shield (Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003a, b).

Finally, there is uncertainty about the magmatic event of 1.99 Ga found in the study area (Vasquez et al., 2005), and whether it is magmatic pulse which can be related to the Transamazonian cycle. If not, the 2.08–2.07 Ga may be the youngest Transamazonian magmatic event in the Bacajá domain.

## 7 - References

- Alkimim, F.F., Marshak, S., 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research* 90, 29-58.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Delor, C., 2001. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá. Implicações pra a evolução geodinâmica do Escudo das Guianas. Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Belém, Brazil, Resumos Expandidos, CD ROM.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Delor, C., Guerrot, C., Lahondère, D., 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Geologie de la France* 2-3-4, 83-100.
- Barbosa, J.S.F.B., 1997. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências* 27, 3, 241-256.
- Barros, C.E.M., Macambira, M.J.B., Barbey, B., Scheller, T., 2004. 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* 34, 4, 531-538.
- Bertrand, J.M., Jardim de Sá, E.F., 1990. Where are the Ervanean-Transamazonian collisional belts? *Canadian Journal Earth Sciences* 27, 1382-1393.
- Chadwick, B., 1990. The stratigraphy of a sheet of supracrustal rocks within high-grade orthogneisses and its bearing on late Archean structure in southern West Greenland. *Journal Geological Society* 147, 4, 639-652.
- Claoue-Long, J.C., Compston, W., Roberts, J., Fanning, C.M., 1995. Two Carboniferous ages: A comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis. In: W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry, J. Ardenbol (Eds.) *Geochronology, time scale and global stratigraphic correlation*, Society for Sedimentary Geology - Special Publication 4, 3-21.
- Compston, W., Williams, I.S., Meyer, C., 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high-resolution ion-microprobe. *Journal of Geophysical Research* 89B, 525-534.
- Cordani, U.G., Sato, K., 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes* 22, 67-173.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra* 9, 6-11.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K., 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *Congress. Geol. Chileno*, 2, Arica, Chile, Actas, 4, 137-148.
- Dall'Agnol, R., Costi, H.T., Leite, A.A., Magalhães, M.S., Teixeira, N.P., 1999a. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research* 95, 9-39.

- Dall'Agnol, R., Rämö, O.T., Magalhães, M.S., Macambira, M.J.B. 1999b. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos* 46, 431–462.
- Delgado, I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Silveira Filho, N.C., Santos, R.A., Pedreira, A.J., Guimarães, J.T., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho, J.V., Valente, C.R., Perrota, M.M., Heineck, C.A., 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (Eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Texto, mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil*, 5, pp. 227-334.
- Delor, C., Lahondère, D., Egal, E., Lafon, J.M., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., Trufert, C., Theveniaut, H., Phillips, D., Avelar, V.G., 2003a. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500,000-scale geological map of French Guiana (2<sup>nd</sup> edition). *Geologie de la France*, 2-3-4, 5-57.
- Delor, C., Roeber, E.W.F. De, Lafon, J.M., Lahondère, D., Rossi, P., Cocherie, A., Guerrot, C., Potrel, A 2003b. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname) : II. Implications for late Transamazonian crustal stretching in a revised Guiana Shield framework. *Geologie de la France* 2-3-4, 207-230.
- Endo, I., Machado, R., 2002. Reavaliação e novos dados geocronológicos (Pb/Pb e K/Ar) da região do Quadrilátero Ferrífero e adjacências. *Geologia USP Série Científica* 2, 23-40.
- Faraco, M.T.L, Vale, A.G., Santos, J.O.S., Luzardo, R., Ferreira, A.L., Oliveira, M.A., Marinho, P.A.C., 2005. Levantamento Geológico da Região ao Norte da Província Carajás In: Souza, V. and Horbe, A.C. (Eds.). *Contribuições a Geologia da Amazônia* 4, 32-44.
- Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., Santos, T.J.S., Nogueira Neto, J.A., Arthaud, M.H., 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the Paleoproterozoic Supercontinent “Atlantica”. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 1, 102-106.
- Feybesse, J.L., Milési, J.P., 1994 The Archean/Paleoproterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of décollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Arcehan cratons? *Precambrian Research* 69, 199-227.
- Förster H.-J., Tischendorf G., Trumbull R.B., 1997. An evaluation of Rb vs. (Y+Nb) discriminante diagram to infer tectonic setting of silic igneous rock. *Lithos* 40, 261-293.
- Fraga, L.M., 2002. A associação anortosito-mangerito-granito rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central, Roraima, e suas encaixantes paleoproterozóicas: evolução, estrutural, geocronologia e petrologia. Doctoral Thesis. Universidade Federal do Pará, Brazil, 351 pp.
- Gasquet, D., Barbey, P., Adou, M., Paquette, J.L., 2003. Structure, Sr-Nd isotope geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte d'Ivoire): evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Paleoproterozoic of West Africa? *Precambrian Research* 127, 329-354.
- Gaudette, H.E., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., Moura, C.A.V., Scheller, T., 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: Examples from the Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 4, 351-363.

- Guan, H., Sun, M., Wilde, S.A., Zhou, X.H., Zhai, M.G., 2002. SHRIMP U–Pb zircon geochronology of the Fuping Complex: implications for formation and assembly of the North China Craton. *Precambrian Research* 113, 1–18.
- Harris, N.B., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P. Coward and A.C. Ries (eds) *Collision Tectonics*, Geological Society Special Publication 19, 67-81.
- Hartmann L.A., Philipp R.P., Liu D., Wan Y., Wang Y., Santos J.O.S., Vasconcellos M.A.Z., 2004. Paleoproterozoic magmatic provenance of detrital zircons, Porongos Complex Quartzites, southern Brazilian Shield. *International Geology Review* 46, 2, 127-157.
- Issler, R.S., Andrade, A.R.F., Montalvão, R.M.G., Guimarães, G., Silva, G.G., Lima, M.I.C., 1974. *Geologia*. Folha SA.22 - Belém. DNPM/Radam, v. 5, pp. 1-71.
- James, D.T., Nunn, C.A.G., Kamo, S., Kwok, K., 2003. The southeastern Churchill Province revisited: U-Pb geochronology, regional correlations and enigmatic Orma Domain. *Current Research, Newfoundland Department of Mines and Energy, Geology Survey Report 03-1*, pp. 35-45.
- Jorge João, X.S., Vale, A.G., Lobato, T.A.M., 1987. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Altamira. Folha SA.22-Y-D. Estado do Pará. CPRM/DNPM, 31 pp.
- Klein, E.L., Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M., 2003. Magmatismo Paleoarqueano (3,32Ga) na região do Rio Cupixi, SE do Amapá, SE do Escudo das Guianas. Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, Sociedade Brasileira de Geologia, Manaus, Brazil, Resumos Expandidos, CD ROM.
- Kober, B., 1986. Whole-grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 93, 482-490.
- Kober, B., 1987. Single zircon evaporation combined with  $\text{Pb}^+$  emitter-bedding for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96, 63-71.
- Kröner, A., Wilde, S.A., Li, J.H., Wang, K.Y., 2005. Age and evolution of a late Archean to Paleoproterozoic upper to lower crustal section in the Wutaishan/Hengshan/Fuping terrain of northern China. *Journal Asian Earth Sciences* 24, 577-595.
- Kusky, T.M., Li, J.H., 2003. Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton. *Journal Asian Earth Sciences* 22, 23–40.
- Lafon, J.M., Rossi, P., Delor, Barbosa, O.S., 2001. Granulitos tardi-Transamazônicos (2,06 Ga) na região norte do Estado do Amapá: o charnoquito de Calçoene. Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Brazil, Resumos Expandidos, CD ROM.
- Lamarão, C.N., Dall’Agnol, R., Lafon, J.M., Lima, E.F., 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research* 119, 189-223.
- Ledru, P., Johan, V., Milési, J.P., Tegyey, M., 1994. Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving Cúcum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research* 69, 69-191.
- Li, J.H., Kroener, A., Qian, X.L., O’Brien, P., 2000. The tectonic evolution of early Precambrian high-pressure granulite belt, North China Craton. *Acta Geological Sinica* 74, 2, 246–256.

- Liégeois J.P., 1998. Some words on the post-collisional magmatism – Preface to Special Edition on Post-collisional Magmatism. *Lithos* 45.
- Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R., 1998. Contrasting of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos* 45, 1-28.
- Ludwig, K.R. 2001. Squid version 1.03 – A user’s manual. Berkeley .Geochronological Center Special Publication, Nº 2, 18 pp.
- Ludwig, K.R. 2003. Isoplot/Ex version 3.00 – A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication, Nº 4, 70pp.
- Macambira, M.J.B., Barros, C.E.M., Silva, D.C.C., Santos, M.C.C., 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás, evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Brazil, Resumos Expandidos, CD ROM.
- Macambira, M.J.B., Silva, D.C.C., Barros, C.E.M., Scheller, T., 2003. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at north of the Carajás Mineral Province. South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, Brazil, Short Papers, pp. 205-208.
- Macambira, M.J.B., Silva, D.C.C., Vasquez, M.L., Barros, C.E.M., 2004. Investigação do limite Arqueano-Paleoproterozóico ao norte da Província de Crajás, Amazônia Oriental. Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Sociedade Brasileira de Geologia, Araxá, Brazil, Resumos, CD ROM.
- Nomade, S., Féraud, G., Chen, Y., Pouclet, A., 2002. Thermal and tectonic evolution of the Paleoproterozoic Transamazonian orogen as deduced from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and AMS along the Oyapok River (French Guiana). *Precambrian Research* 114, 35–53.
- Oliveira, E.C., 2002. Implantação do método Sm-Nd em minerais metamórficos e sua aplicação em rochas da região central do Amapá, sudeste do Escudo das Guianas. MSc thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, Brazil, 109 pp.
- Oliveira, J.R., Silva Neto, C.S., Costa, E.J.S. 1994. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Serra Pelada. Folha SB.22-X-C. Estado do Pará. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 220 pp.
- Paces, J.B., Miller, J.D., 1993. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights into physical, petrogenetic, paleomagnetic and tectonomagmatic process associated with the 1.1 Ga midcontinental system. *Journal Geophysical Research* 98, 13997-14013.
- Pearce, J.A. 1996. Source and setting of granitic rocks. *Episodes* 19, 120-125.
- Pimentel, M.M., Ferreira Filho, C.F., Spier, C.A., 2002. Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá: idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. *Revista Brasileira de Geociências* 32, 371-376.
- Reis, N.J., Faria, M.S.G., Fraga, L.M., Hadad, R.C., 2000. Orosirian calck alkaline volcanism and the Oracaima event in the northern Amazonian Craton, eastern Roraima State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 380-383.

- Ricci, P.S.F., 2006a. Mineralogically bizarre charnockitoids of the Bacajá High-Grade Block (Pará): discharnockitized and reemplaced plutons mistakenly confused with granitoids crystallized at shallower crustal levels. Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Belém, Brazil, Resumos Expandidos, CD ROM.
- Ricci, P.S.F., 2006b. Unprecedented recognition of jotunitic-mangeritic orogenic bodies from the low course of the Iriri River to Tucuruí Lake (Pará): implications for the Bacajá High-Grade Block boundaries. Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Belém, Brazil, Resumos Expandidos, CD ROM.
- Ricci, P.S.F., Carvalho, J.M.A., Rosa-Costa, L.T Lafon, J.M., 2002. Plúton charnoenderbítico Arqueano intrusivo nos ortognaisses granulíticos do Cinturão Jari – Terreno Arqueano expressivo do sudeste do Escudo das Guianas. Congresso Brasileiro de Geologia, 41, Sociedade Brasileira de Geologia, João Pessoa, Brazil, Resumos, pp. 524.
- Roever, E.W.F. de, Lafon, J.M., Delor, C., Cocherie, A., Rossi, P., Guerrot, C., Potrel, A., 2003. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): I. petrological and geochronological evidence for a counterclockwise P-T path at 2.07-2.05 Ga. *Géologie de la France* 2-3-4, 175-206.
- Rolando, A.P., Macambira, M.J.B., 2003. Archean crust formation in Inajá Range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. *South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Salvador, Brazil, Short Papers, pp. 268-270.
- Rosa-Costa, L.T. da, Lafon, J.M., Cocherie, A., Delor, C., submitted. Electron microprobe U-Th-Pb monazite dating deciphering the age of the high-grade metamorphic overprint on Archean rocks from southern Guiana Shield, north of Amazon Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Science*.
- Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M., Delor, C., in press. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamic evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Research*.
- Rosa-Costa, L.T, Ricci, P.S.F., Lafon, J.M., Vasquez, M.L., Carvalho, J.M.A., Klein, E.L., Macambira, E.M.B., 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the southeastern Amapá and northwestern Pará, Brazil – southeastern Guiana Shield. *Géologie de la France*, v.2-3-4, pp.101-120.
- Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (Eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Texto, mapas e SIG*. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 4, pp. 169-226.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E, Groves, D.I., McNaughton, N.J., Flecher, I.R., 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research* 3, 4, 453-488.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Bossi, J., Campal, N., Schililov, A., Pineyro, D., McNaughton, N.J., 2003a. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America Based on U-Pb SHRIMP Geochronology of the La Plata Craton, Uruguay, *International Geology Review* 45, 27-48.
- Santos, J.S.O., Hartmann, L.A., Faria, M.S., Riker, S.R., Souza, M.M., Almeida, M.E. McNaughton, N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Brazil, Resumos Expandidos, CD ROM.

- Santos, J.O.S., Potter, P.E., Reis, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., McNaughton, N.J., 2003b. Age, source and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U–Pb geochronology. *Geological Society of America Bulletin* 115, 3, 331–348.
- Santos J.O.S., Van Breemen, O.B., Groves D.I, Hartmann, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precambrian Research* 13, 73-109.
- Santos, M.V., Souza Filho, E.E., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Ribeiro, A.C.O., Payolla, B.L., Vasconi, A.V., 1988. Litoestratigrafia das rochas pré-cambrianas na bacia do médio Rio Xingu – Altamira - PA. Congresso Latino-americano de Geologia, 7, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Brazil, Anais, 1, 363-377.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa, M.L.C. and Angélica, R.S. (Eds.), *Contribuição à Geologia da Amazônia*. Sociedade Brasileira de Geologia, Belem, Brazil, 1, pp. 91-142.
- Schobbenhaus, C, Brito Neves, B.B. 2003. Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (Eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 1, pp. 5-54.
- Silva, G.G., Lima, M.I.C., Andrade, A.R.F., Issler, R.S., Guimarães, G., 1974. Geologia. Folha SB.22 - Araguaia e parte da SC.22.- Tocantins. DNPM/Radam, v. 4, pp. 1-72.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Delgado, I.M., Pimentel, M., Arcanjo, J.B., Melo, R.C., Teixeira, L.R., Jost, H., Carcoso Filho, J.M., Pereira, L.H.M., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP. Parte I: Limite centro-oriental do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 33, 4, 501–502.
- Souza, V.S., Macambira, M.J.B., Koutchoubey, B., 2003. Idade de zircão do granito Felício Turvo, garimpo de ouro do Manelão, regão do Bacajá (PA): implicações tectônicas. *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 8, Sociedade Brasileira de Geologia, Manaus, Brazil, Resumos Expandidos, CD ROM.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two stage model. *Earth and Planetary Sciences Letters* 26, 207-221.
- Sylvester, P.J., 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology* 97, 261-283.
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldés, M.C., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Filho, A.T., Campos, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, Brazil, pp. 41-95.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* 22, 174-182.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. and Brito Neves, B.B. (Eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. pp. 471-485.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precambrian Research* 42, 213-227.

- Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Thiéblemont, D., Egal, E., Cocherie, A., Tegye, M., Milési, J.J. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guyana. *Precambrian Research* 92, 165-193.
- Vasquez M.L., Macambira, M.J.B., Armstrong, R.A., submitted. Timing of the Transamazonian high grade metamorphic events in the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Vasquez M.L., Klein E.L & Ricci P.S.F. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. *In: E.L. Klein, M.L. Vasquez, L.T. Rosa-Costa (Eds.) Contribuições à Geologia da Amazônia, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Brazil, 3, 67-84.*
- Vasquez M.L., Macambira, M.J.B., Galarza, M.A. 2005. Granitóides Transamazônicos da Região Iriri-Xingu, Para - Novos dados geológicos e geocronológicos. *In: V. Souza and A.C. Horbe (Eds.) Contribuições à Geologia da Amazônia, Sociedade Brasileira de Geologia, Belem, Brazil, 4, 16-31.*
- Williams, I.S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe – Chapter 1. *In: M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Rydley (Eds.) Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes, Reviews in Economic Geology* 7, 1-35



## 6 – DATAÇÃO DOS EVENTOS METAMÓRFICOS DE ALTO GRAU

Os eventos metamórficos de alto grau que afetaram as rochas do oeste do Domínio Bacajá, bem como os processos de anatexia associados, foram datados por U-Pb (SHRIMP e ID-TIMS) e Evaporação de Pb em zircão, U-Pb SHRIMP em monazita e Sm-Nd em granada. Os resultados apresentados e discutidos neste capítulo foram organizados na forma de um artigo científico submetido ao *Gondwana Research*.

### 6.1 - TIMING OF THE TRANSAMAZONIAN HIGH GRADE METAMORPHIC EVENTS IN THE WESTERN BACAJÁ DOMAIN, SOUTHEASTERN AMAZONIAN CRATON, BRAZIL

Marcelo L. Vasquez<sup>1,2</sup>, Moacir J. B. Macambira<sup>2</sup>, Richard A. Armstrong<sup>3</sup>

1 – Geological Survey of Brazil – CPRM, Belém – PA, Brazil

2 – Isotope Geology Laboratory, Federal University of Pará, Belém – PA, Brazil

3 – Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, ACT, Australia

#### Abstract

U-Pb SHRIMP monazite and zircon dating of Al-metasedimentary high-grade rocks from the western part of the Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, identified Paleoproterozoic high-grade metamorphic and associated anatectic events. U-Pb ID-TIMS analyses on abraded zircon grains, Sm-Nd whole rock-garnet isochrons and Pb-evaporation on zircon have also been used to investigate and constrain these important events.

The Bacajá domain represents the southern part of a geochronological province of the Amazonian craton that evolved during the Transamazonian cycle (2.2–1.95 Ga). However, this domain has late Siderian rocks (2.36-2.31 Ga) and suggestive evidence of a high-grade metamorphic event at about 2.3 Ga.

High-grade Transamazonian metamorphism commenced with a 2147-2123 Ma migmatization event that took place under upper amphibolite facies P-T conditions and is indicated by zircon growth as well as in the cores of monazite grains. An anatectic event at 2109 Ma was recorded on unzoned rims of zircon crystals. After that, a low pressure granulite facies metamorphism (4-6 kbar/700-800 °C) was registered on monazite and zircon grains at 2073-2071 Ma. A quartz diorite sheet intruded at 2071 Ma into high-grade rock associations marked the

coeval mafic and intermediate intrusions associated to the granulite facies metamorphism, which suggest underplating of mafic magmas during post-collisional thinning crustal. Finally, an event at 2057 Ma was registered on monazite rims; its nature is uncertain but may be related to partial Pb-loss due to coeval intrusion or retrograde path of the granulite facies metamorphism

The Rhyacian metamorphic events identified in the Bacajá domain were synchronous to magmatic events found in this domain even though the correlation with formation of granitoids is not always possible. Similar metamorphic events have been identified in other Transamazonian domains and associated Archean blocks of the Amazonian craton and South America, especially those related to syn- and post-collisional periods of the Rhyacian collage at 2.1 Ga. This collision of eastern South America and western African continental plates triggered the fusion of the Paleoproterozoic supercontinent.

Keywords: geochronology; high-grade metamorphism; Transamazonian cycle; Amazonian craton;

## 1 - Introduction

The Paleoproterozoic Era has an extensive distribution in the Precambrian geotectonic units of South America, especially during the Transamazonian cycle when the platform had the biggest continental growth (e.g. Brito Neves, 1999; Cordani and Sato, 1999; Schobbenhaus and Brito Neves, 2003). Transamazonian rocks are present in the Amazonian, São Luís and São Francisco cratons as well as in the Archean/Paleoproterozoic basement remnants within or bordering the Meso- and Neoproterozoic belts from northeastern, central, southeastern and southernmost parts of South America (e.g. Brito Neves, 1999; Tassinari and Macambira, 1999; Almeida et al., 1981; 2000; Delgado et al. 2003; Santos et al. 2003; Schobbenhaus and Brito Neves, 2003). Their orogenies have been correlated with those from the West African and Congo cratons (Bertrand and Jardim de Sá, 1990; Ledru et al. 1994; Feybesse et al., 1998; Brito Neves, 1999; Barbosa and Sabaté, 2004).

Although reworking of Archean rocks was common during the Transamazonian cycle, the formation of juvenile crust was important during these orogenies, especially in the Amazonian craton (Cordani and Sato, 1999; Tassinari and Macambira, 1999; Sato and Siga Junior, 2000). Surveys in the domains of the Maroni-Itacaiúnas province have shown that they have peculiarities that distinguish them in spite of their link to the same Transamazonian

geological evolution. For example, in French Guiana (Fig. 1) there is a predominance of juvenile rocks (Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003a), whereas the Archean component is extensive in the Amapá block (e.g. Pimentel et al., 2002; Ricci et al., 2002; Avelar et al., 2003; Klein et al., 2003; Rosa-Costa et al., 2003 and in press) and the Bacajá domain (Santos, 2003; Macambira et al. 2004; Vasquez et al., submitted). Another peculiarity of the Bacajá domain is the presence of Siderian rocks (Macambira et al., 2004; Faraco et al., 2005; Vasquez et al., 2005 and submitted). Although Siderian rocks are present in the Transamazonian domains from the northern Borborema province (Brito Neves, 1999; Fetter et al., 2000), in other domains the Siderian records are traces (inherited zircons) or mixed  $T_{DM}Nd$  dates between Archean and Paleoproterozoic crust (e.g. Avelar et al., 2003; Rosa-Costa et al., in press).

Granulite belts with Archean and Paleoproterozoic protoliths/sources have been recognized in the Transamazonian domains from South America (e.g. Hartman et al., 1999, 2000; Silva et al. 2002a; Santos et al., 2003; Barbosa et al., 2004). In the Guiana shield, dating of granulite belts has documented a late Transamazonian (< 2.1 Ga) history and the presence of Archean protoliths/sources (Avelar et al. 2001; Lafon et al. 2001; Oliveira, 2002; Roever et al. 2003; Tassinari et al., 2004; Rosa-Costa et al. in press).

In the Bacajá domain, Ricci (2006a,b) recognized granulites and associated charnockitic rocks, usually reequilibrated to shallower crustal levels conditions, which form a large high-grade block (Fig. 1). As discussed below, previous geochronological data for rocks of this domain indicated a reworking of the Archean basement during the Transamazonian cycle. However, the precise ages of the high-grade metamorphic and anatexis events are completely unknown. The U-Pb SHRIMP monazite and zircon dating as well as U-Pb ID-TIMS, Pb-evaporation and Sm-Nd whole rock-garnet data presented here allow the timing of these tectonic-thermal events that generated and affected high-grade rocks from the western Bacajá domain to be assessed.

## 2 - Geological Setting

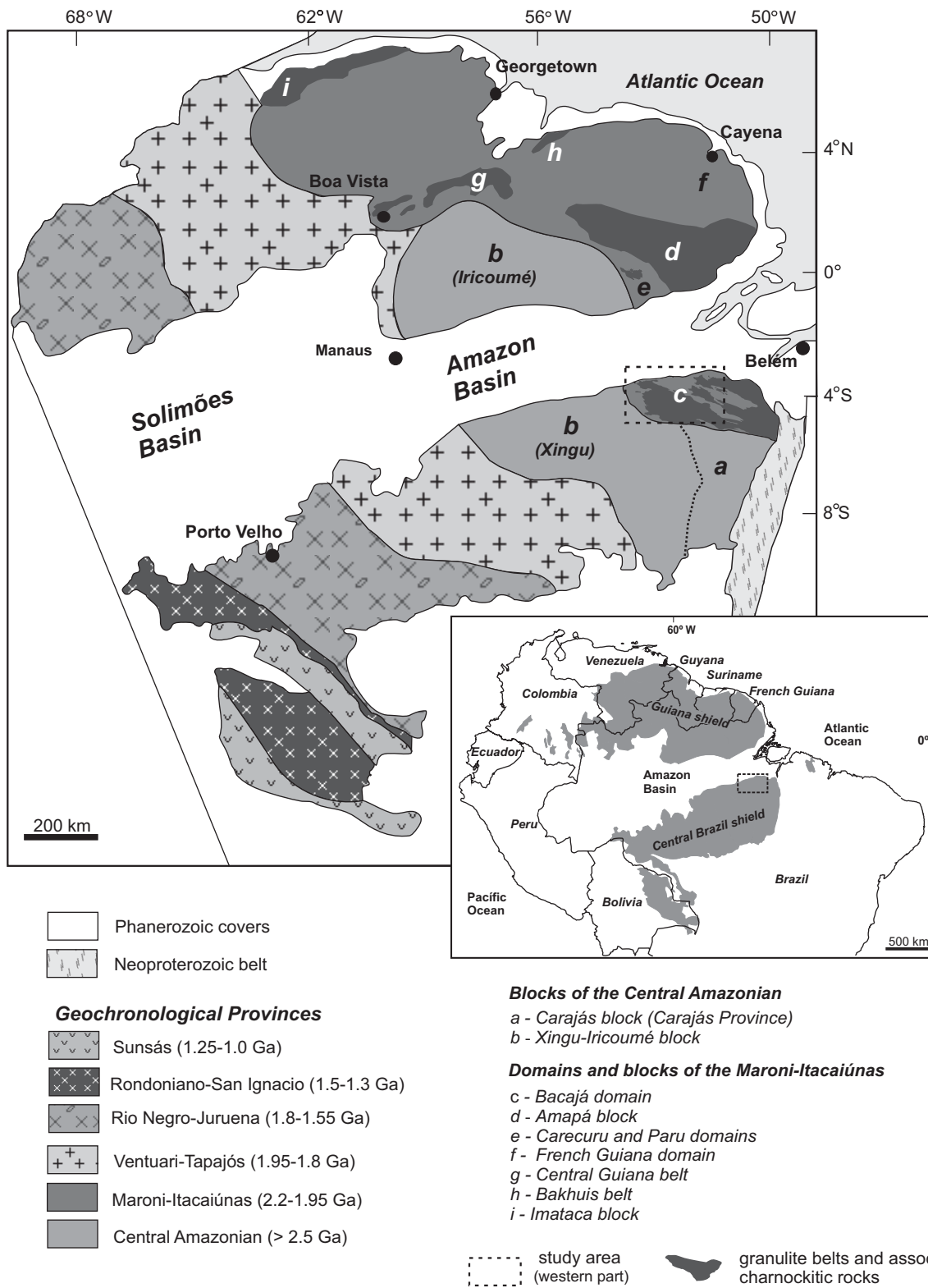
The Bacajá domain is located in the southeastern Amazonian craton and represents the southern part of the Maroni-Itacaiúnas province (Cordani et al., 1979; Tassinari and Macambira, 1999, 2004), or the Trans-Amazonian province (Santos, 2003). To the south and west, it is bordered by the Central Amazonian province (where the Archean Carajás province is included) whereas to the north, it is covered by the Phanerozoic Amazon sedimentary basin. To the east, the

Bacajá domain is bordered by the Neoproterozoic supracrustal rocks of the Araguaia belt (Fig. 1).

Evolutionary models for the Amazonian craton have distinguished an Archean domain in the Central Amazonian province (Carajás block) from that reworked by Paleoproterozoic events (Xingu-Iricoume block) (Dall'Agnol et al. 1999; Tassinari and Macambira, 1999, 2004; Tassinari et al., 2000). This Archean domain is composed of Mesoarchean (3.0-2.87 Ga) and Neoarchean (2.76-2.54 Ga) granitoid-greenstone terranes, whereas the basement of the Xingu-Iricoume domain is poorly known due to limited exposures and widespread Orosirian to Statherian (2.0–1.76 Ga) intrusions, and volcanic and sedimentary covers. Other authors have proposed different limits and names to the geochronological provinces of the Amazonian craton. For example, according to Santos (2003) and Santos et al. (2006), the Meso- (Rio Maria) and Neoarchean (Carajás) domains, grouped in the Carajás province, spread to the west as far as the Bacajá region. However, Vasquez et al. (2005) dated Rhyacian granitoids in the westernmost part of the region, showing that this segment is part of the Maroni-Itacaiúnas province.

The Bacajá domain comprises Paleoproterozoic granitoids, supracrustal rocks and charnockitic rocks as well as meta-igneous and metasedimentary granulites, migmatites and inliers of Neoarchean orthogneisses. Previous isotope data indicated that the rocks from this domain are related to the Transamazonian cycle (2.2–1.9 Ga) and its limits were first proposed in the 1980's, mainly based on Rb-Sr and K-Ar data. The Rb-Sr data suggested a Paleoproterozoic reworking of the gneisses of the basement and the accretion of a juvenile crust of mafic volcanic rocks (Cordani et al., 1984; Santos et al, 1988; Teixeira et al., 1989) that distinguished it from the Archean province to the south. The Pb-evaporation, Nd isotopes and U-Pb SHRIMP data confirmed the formation of Rhyacian rocks (2.07–2.21 Ga) and local occurrences of Neoarchean (2.44 to 2.67 Ga), Siderian (2.31 and 2.36 Ga) and Orosirian (1.99 Ga) rocks (Macambira et al., 2003, 2004; Santos, 2003; Faraco et al., 2005; Souza et al., 2003; Vasquez et al., 2005; Vasquez et al., submitted).

The metamorphic events that generated the rocks from the Bacajá domain were described in previous geological surveys. Jorge João et al. (1987) identified a granulite facies metamorphism, greenschist- to amphibolite facies in the supracrustal sequence and migmatization events in the granitoids of the Altamira area. During the survey along the Iriri and Xingu rivers, Santos et al. (1988) recognized meta-igneous and metasedimentary rocks of upper amphibolite to granulite facies, migmatization events of orthogneisses and granitoids under



**Figure 1** - Sketch maps of the Amazonian craton with the location of the study area, the geochronological provinces based on Tassinari and Macambira (2004) and the different segments of the Central Amazonian and Maroni-Itacaiúnas provinces.

amphibolite conditions and greenschist- to amphibolite facies metamorphism in supracrustal rocks. In the east, Oliveira et al (1994) identified similar metamorphic events in the high-grade rocks of basement and associated supracrustal sequences. They suggested that the protoliths of the orthogneisses were generated from anatexis of mafic and ultramafic rocks of Archean greenstone belts and a subsequent low-pressure granulitic facies metamorphism of this basement followed by a retrograde path (under amphibolite facies) related to thrusting tectonic.

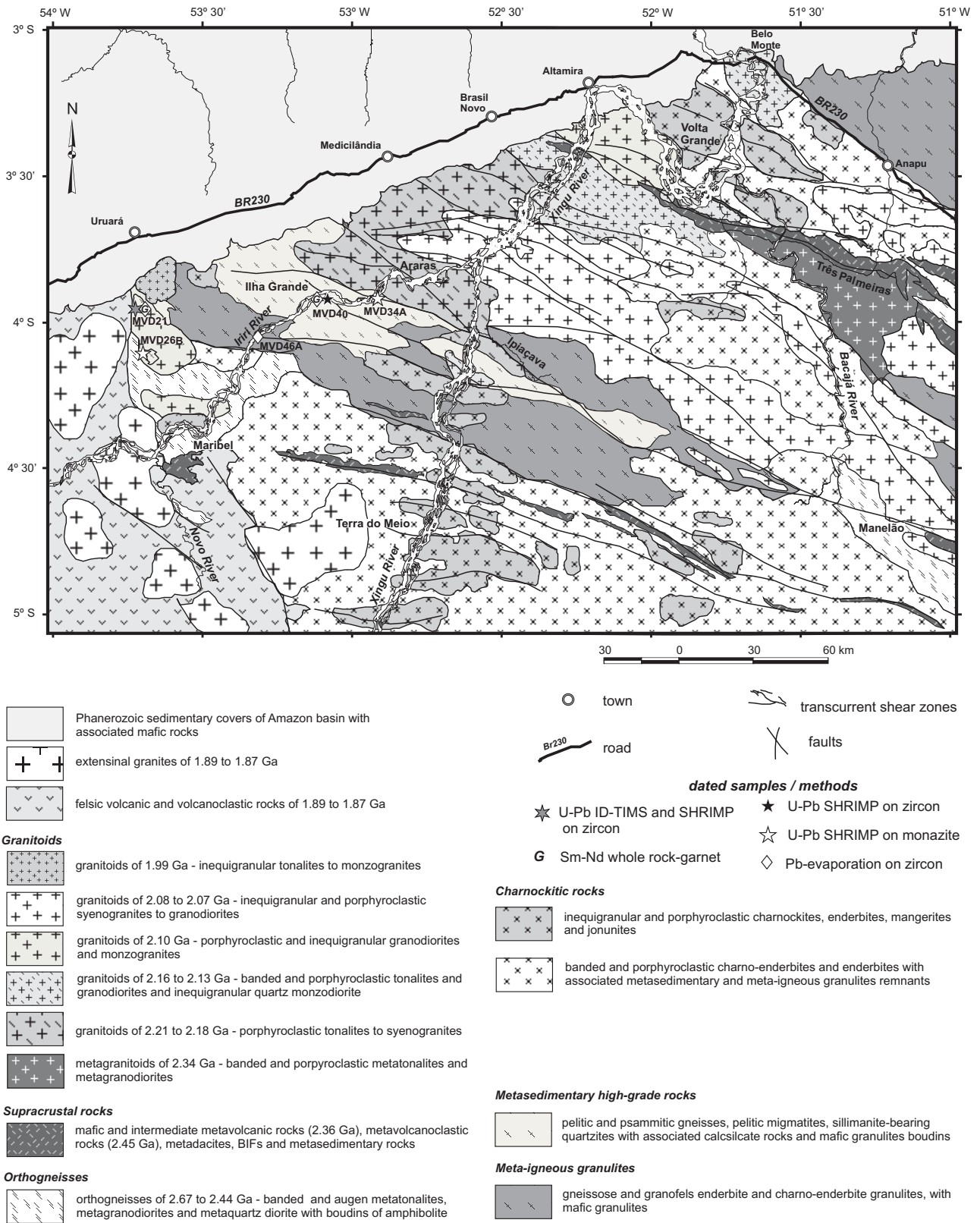
### 3 - Geology of the Bacajá Domain

The Bacajá domain can be subdivided into two distinct regions: the eastern part and the western part (Fig. 1). For a comprehensive discussion, each part is divided into several areas. Geological surveys in the Bacajá domain grouped the lithologies in formal lithostratigraphic and lithodemic units (Silva et al. 1974, Issler et al. 1974; Jorge João et al. 1987; Oliveira et al. 1994; Faraco et al. 2005). In this work, the rocks were grouped in lithologic associations in order to avoid ambiguous correlations with formal units.

In the western part, the basement is composed of orthogneisses, paragneisses (high-grade metasedimentary rocks), meta-igneous granulites and migmatites. They occur as massifs and enclaves within granitoids. The main occurrences of orthogneisses are in the Uruará, Maribel and Manelão areas, whereas the most extensive body of high-grade metasedimentary rocks and meta-igneous granulites is located in the Ilha Grande and Ipiaçava areas (Fig. 2).

#### 3.1 - Orthogneisses

The orthogneisses are light and dark grey banded gneisses with orthoamphibolite boudins and local migmatitic structures. They are biotite and hornblende bearing metatonalites and metagranodiorites with subordinate metamonzogranites and metaquartz diorites showing polygonal and porphyroclastic textures. These metaluminous orthogneisses do not show metamorphic diagnostic parageneses, however, the polygonal plagioclase and hornblende, as well the migmatitic features and amphibolite boundins, indicate that they have undergone amphibolite facies metamorphism (Vasquez et al., 2005). U-Pb SHRIMP and Pb-evaporation zircon ages between 2671 and 2440 Ma were obtained for these orthogneisses (Tab. 1), indicating Neoproterozoic to early Siderian protoliths for these meta-igneous rocks. In addition, Macambira et al. (2004) obtained Nd isotope data for  $2671 \pm 3$  Ma orthogneiss from Manelão area that indicated



**Figure 2** - Geological sketch map of the western Bacajá domain with location of dated samples.

**Table 1** - Summary of the previous geochronological data of rocks from the Bacajá domain.

Unit	Area	Rb-Sr (WR) isochron (Ma) / $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	Pb-evaporation on zircon (Ma)	U-Pb SHRIMP on zircon (Ma)	Sm-Nd (WR) $T_{\text{DM}}$ (Ga) / $\epsilon\text{Nd}_t$	References
Ortogneisses	Manelão		2671 ± 3		2.67 / +2.67	(1)
	Uruará			2503 ± 10 / 2581 ± 6*		(2)
	Maribel			2487 ± 13 / 2548 ± 6 and 2521 ± 14*		(3)
	Brasil Novo		2440 ± 7			(4)
Supracrustal rocks	Terra do Meio	1990 ± 90 / 0.7032				(5)
	Três Palmeiras		2359 ± 3			(1)
	Ilha Grande		2452 ± 3			(3)
Siderian granitoids	Novo Repartimento			2313 ± 9		(6)
				2338 ± 5		(3)
Metasedimentary high-grade rocks	Terra do Meio	1820 – 1930 / 07116 – 0.7197				(5)
	Uruará		2076 - 2361			(4)
Ryacian granitoids	Brasil Novo		2215 ± 2			(4)
	Araras		2209 ± 2			(3)
	Brasil Novo			2182 ± 6		(2)
	Belo Monte		2154 ± 2		2.35 / +0.21	(7)
	Volta Grande			2160 ± 3		(3)
	Ipiaçava			2147 ± 5		(3)
	Novo Repartimento			2114 +35/-33		(6)
	Altamira			2133 ± 10 / 2337 ± 11*/2055 ± 6♦		(3)
	Uruará		2104 ± 5			(4)
	Altamira		2102 ± 3			(3)
	Brasil Novo		2077 ± 2			(4)
	Novo Repartimento		2076 ± 6		2.33 / -0.60	(7)
	Novo Repartimento		2075 ± 3		2.57 / -4.12	(7)
Manelão		2069 ± 6			(8)	
Charnockitic rocks	Volta Grande			2086 ± 5		(2)
	Maribel		2070 ± 3			(3)
Orosirian granitoids	Uruará		1986 ± 5			(4)

Key to references: (1) Macambira et al. (2004); (2) Santos (2003); (3) Vasquez et al. (submitted); (4) Vasquez et al. (2005); (5) Santos et al. (1988); (6) Faraco et al. (2005); (7) Macambira et al. (2003); (8) Souza et al. (2003).

Subtitles: \* - inherited zircon crystals; ♦ - new zircon crystals (?); WR - whole rock;



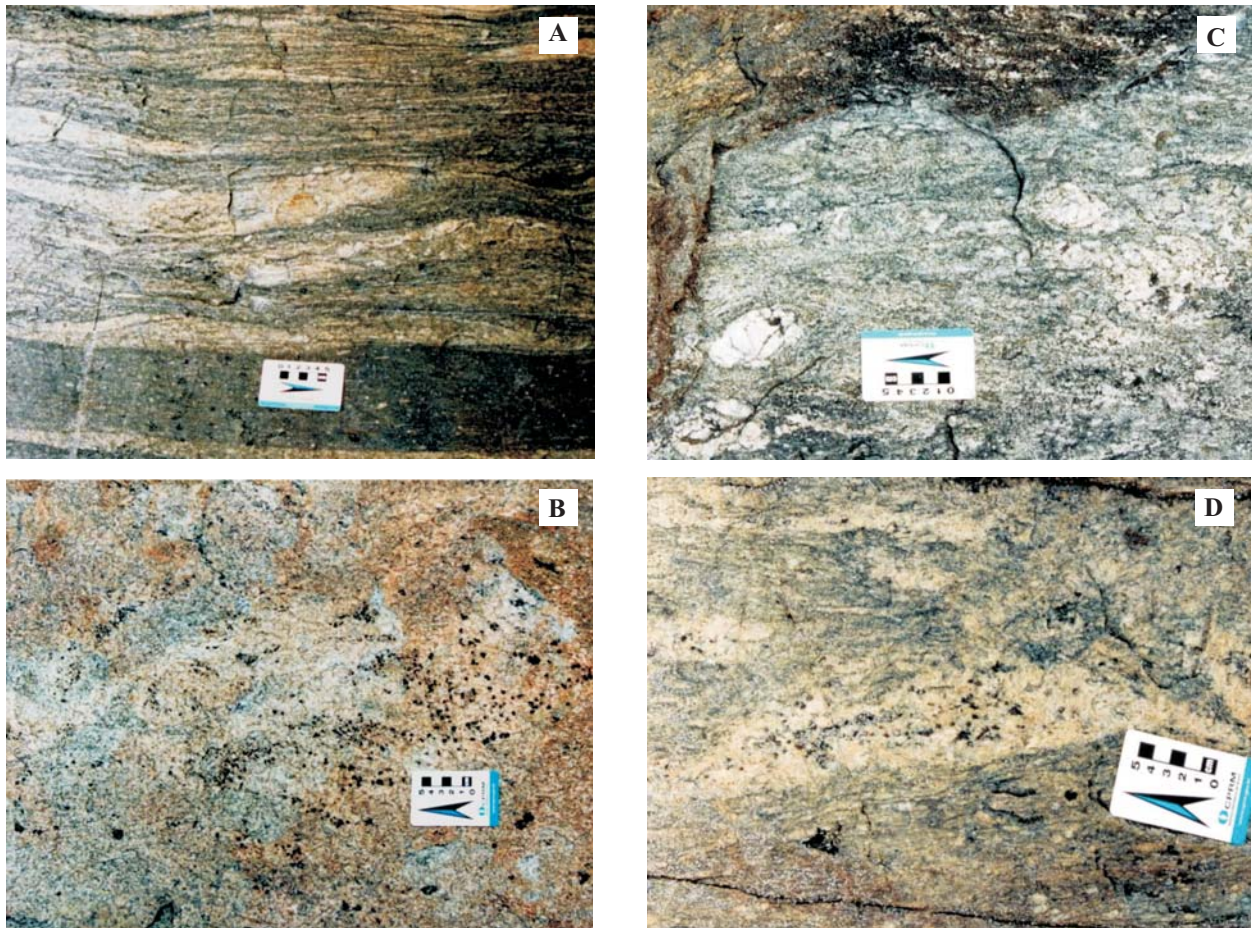
a juvenile origin. However, the occurrence of inherited zircon populations in ca. 2500 Ma orthogneisses from the Uruará and Maribel areas may suggest crustal sources or crustal contamination (Vasquez et al., submitted).

### 3.2 - *Metasedimentary high-grade rocks*

The metasedimentary high-grade rocks are metapelites, quartz-rich metapsammites, and rare calcsilicate rocks (described in Santos et al., 1988) and sillimanite-bearing quartzites. Frequently, they have migmatitic structures and boudins of mafic granulites. There are stromatic migmatites with vein-type leucosomes (Fig. 3A) to quartzo-feldspatic diatexites entrained with biotite-rich schilliren and aggregates containing garnet, cordierite, sillimanite and biotite (Fig. 3B). The metasedimentary rocks crop out as usually dark grey gneissose pelites, light grey granofels psammites, mesosomatic augen gneisses (Fig. 3C) with leucosomatic veins of muscovite- and garnet-bearing leucogranites (Fig. 3D). Their mineral assemblages are composed of plagioclase, K-feldspar, quartz, red biotite (Ti-high), garnet, cordierite and sillimanite (mainly fibrolitic type). These assemblages have been described as pelites that underwent prograde metamorphism and anatexis under upper amphibolite to granulite facies conditions (e.g. Passchier *et al.*, 1993; Yardley, 1994; Spear, 1995; Spear *et al.*, 1999; Jung and Mezger, 2003a; Kim and Chou, 2003). These authors have estimated P-T conditions at 4 to 6 kbar and temperatures between 700 and 800 °C for these mineral assemblages, indicating low pressure and high-temperature (LPHT) metamorphism. Previous Rb-Sr isochrons yielding values between 1820 and 1930 Ma were obtained for these paragneisses which have detrital zircon with Pb-evaporation ages between 2076 and 2361 Ma (Tab.1).

### 3.3 - *Meta-igneous granulites*

The meta-igneous granulites are gneissose and granofels enderbites and charnoenderbites associated with charnockitic rocks and metasedimentary high-grade rocks. These orthogranulites host centimeter- to meter scale mafic granulite boudins, which probably represent disrupted dikes. Mineral assemblages include plagioclase, K-feldspar, quartz, brownish green hornblende, reddish brown biotite, orthopyroxene and clinopyroxene. Retrograde metamorphic textures of pyroxenes as replacements, inclusions and intergrowths are common, but locally pyroxene, hornblende and biotite are in equilibrium. Pyroxene-free enderbitic



**Figure 3** - Mesoscopy features of metasedimentary high-grade rocks from western Bacajá domain. (A) stromatic migmatite; (B) aggregates of garnet and cordierite within pelitic diatexite ; (C) augen pelitic gneiss; (D) leucosomatic veins of garnet-bearing leucogranite within pelitic migmatite.

granulites are common, especially in those bodies strongly affected by mylonitic deformation of transcurrent shear zones (Ricci, 2006b). Relicts of pyroxene, antiperthites, mesoperthites and associated mafic granulite boudins are evidence that these rocks reached granulite facies grades. The protolith and metamorphic ages are not known, but metamorphic ages are expected to be similar to those found for high-grade metasedimentary rocks reported in this paper. Mafic and intermediate igneous rocks intruded meta-igneous granulites, and occur as sheets and stocks. These intrusions are related to granulite facies metamorphism as discussed further on.

### 3.4 - Supracrustal rocks

The supracrustal sequences are usually seen as elongated bodies parallel to the NW-SE regional trend. The Três Palmeiras greenstone belt, in Volta Grande area, is the largest body (Fig. 2). These metavolcano-sedimentary sequences are comprised of metandesites, metabasalts, metadacites, metatuffs, mafic schists, amphibolites, BIFs, quartzites, mica-, graphite- and quartz-bearing schists. The metamafic rocks of the Três Palmeiras greenstone belt are transitional between island arc tholeiites and MORB showing a paragenesis of greenschist- to amphibolite facies (Jorge João et al. 1987). A Rb-Sr isochron yielded  $1990 \pm 90$  Ma for the mafic metavolcanic rocks of the western part (Santos et al. 1988). Pb-evaporation zircon ages of  $2359 \pm 3$  Ma were obtained for metandesite of the Três Palmeiras greenstone belt and  $2451 \pm 3$  Ma for a dacitic metavolcanoclastic rock associated with high-grade metasedimentary rocks from the Ilha Grande area (Tab. 1), suggesting they are related to two distinct magmatic events (Vasquez et al., submitted).

### 3.5 - Granitoids

Granitoid batholiths are elongated parallel to the NW-SE transcurrent shear zones (Fig. 2), cutting the high-grade rocks and greenstone belts. They include hornblende- and biotite-bearing granodiorites, tonalites and monzogranites with porphyroclastic to granular textures, showing magmatic flow overprinted by a mylonitic foliation. Locally there are banded granitoids cut by leucogranitic veins like orthogneisses and migmatites. Zircon dating enabled a group of late Siderian (2338-2313 Ma) and Rhyacian (2215-2069 Ma) granitoids to be recognized (Tab. 1). Moreover, among the Rhyacian granitoids, those older than 2100 Ma show evidence of deformation at high-temperature ( $> 550^{\circ}\text{C}$ ), probably resulting from submagmatic flow, whereas

the youngest ones show preserved igneous textures and features, usually affected only by a solid state deformation at low-temperatures ( $\leq 550^{\circ}\text{C}$ ) related to the NW-SE shear zone (Vasquez et al., 2005). These authors identified a granitoid pluton of porphyritic biotite-bearing granodiorites and tonalites showing abundant magma mingling and local deformation at low-temperature which yielded a Pb-evaporation zircon age of  $1986 \pm 5$  Ma (Tab. 1). Nd isotope data of the ca. 2.1 Ga granitoids from eastern Bacajá domain (Tab. 1) distinguished a Siderian juvenile source and Neoproterozoic crustal source (Macambira et al. 2003).

### 3.6 – Charnockitic rocks

The bodies of charnockitic rock generally are elongated according to an E-W trend and they are abundant in the Terra do Meio and Volta Grande areas (Fig. 2). Charnockites and enderbites are the dominant types and charnoenderbites, mangerites and jotunites are subordinate. Like the granitoids, there are charnockitic rocks with preserved igneous textures and others showing ductile deformation at high-temperatures. Among the microtextures of these rocks, the plagioclase shows blebby to stringy antiperthitic exsolution and mesoperthitic exsolution is frequent in the K-feldspar. Pyroxene breakdown reactions are present as rims of biotite and/or hornblende and fingery biotite intergrown with quartz lenses. Sometimes the pyroxenes are completely replaced (pyroxene-free) or just in the form of pseudomorphs after pyroxene (Ricci, 2006a). A charnockite pluton in the Volta Grande area, previously considered as granite (the Belo Monte monzogranite, Santos 2003), gave an U-Pb SHRIMP age of  $2086 \pm 5$  Ma and a jotunitite pluton in the Maribel area gave a Pb-evaporation age of  $2070 \pm 3$  Ma (Tab. 1). These charnockitic rocks and the  $< 2100$  Ma granitoids are related to the post-collisional magmatic events of the Bacajá domain (Vasquez et al., submitted).

## 4 - Geochronology

### 4.1 - Analytical Procedures

Mineral concentrates were extracted using gravimetric (dry shaking table and heavy liquids) and magnetic (isodynamic separator) techniques. The mineral separation was carried out at facilities of the Federal University of Pará and the Geological Survey of Brazil. The analyzed zircon, monazite and garnet grains were handpicking under a transmitted light stereomicroscope. The powders of whole rock and garnet were prepared in a ring mill.

Pb-evaporation, U-Pb isotopic dilution (ID-TIMS) and Sm-Nd analyses were undertaken at the Isotope Geology Laboratory (Pará-Iso) of the Federal University of Pará using the ion-counting system of a Finnigan MAT 262 mass spectrometer in isodynamic mode. The procedures of the Pb-evaporation method are described in Kober (1986 and 1987) and the data treatment was based on Gaudette et al. (1998). Lead isotopes from zircon grains were analyzed at different evaporation temperatures and an age was calculated from the average of the  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratios for each evaporation step. Initial common lead corrections were based on the Stacey and Kramers (1975) model and blocks with  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios lower than 2500 were usually eliminated from the age calculations in order to minimize the common lead uncertainty. The crystallization age of each sample was calculated using the mean value of the  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratios at the highest temperature steps and at least four grains were used to define the age of each sample. Crystals with lower ages which could reflect Pb-loss after crystallization, as well as grains showing higher ages and considered as inherited, were arbitrarily rejected and not included in the calculation of mean age. The effect of mass fractionation over the  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratios were corrected using a factor of  $0.12\% \pm 0.03$  per a.m.u., determined by repeated analyses of the NBS-982 standard.

For U-Pb ID-TIMS analyses, the rims of zircon crystals were abraded following the air-abrasion techniques of Krogh (1982) and the dissolution and U and Pb extraction procedures were adapted from Krogh (1973) and Parrish (1987). The grains were previously ultrasonically cleaned with methanol and a mixture of diluted HCl+HNO<sub>3</sub> and dissolved in Teflon microcapsules using HF+HNO<sub>3</sub> and then HCl. The heating during each step was at 245°C for 12 h in an autoclave using Parr-type bomb. The tracer used for determinations of isotope ratios and concentrations of U and Pb was a  $^{235}\text{U}$ - $^{205}\text{Pb}$  spike. The mass fractionation of Pb was corrected using a factor of 0.12% per a.m.u. and 0.18% per a.m.u. for UO<sub>2</sub>. The total blanks were < 20 pg for Pb and <1 pg for U. The PBDAT program (Ludwig, 1993) was used to reduce raw isotope data and the concordia plot was obtained by the Isoplot/Ex software (Ludwig, 2003).

The procedures used in the Pará-Iso lab for Sm-Nd analyses of minerals and whole rock are described in detail by Oliveira (2002). The whole rock and garnet powders (100 mg) were dissolved in a mixture of HF+HNO<sub>3</sub> in Teflon vessels, heated at 220°C for one week. For the REE extraction, cation exchange chromatography techniques were used with Biorad Dowex 50x8 resin in HCl and HNO<sub>3</sub> media. Sm and Nd were subsequently separated by anion exchange

chromatography techniques using Biorad Dowex AG1x4 resin and a HNO<sub>3</sub>–Methanol medium. The concentrations of Sm and Nd were determined with a mixed <sup>150</sup>Nd–<sup>149</sup>Sm spike, and the isotope ratios were measured in multi-collection static mode, using a Ta-Re double filament. The Nd data were normalized to a <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd ratio of 0.7219 and the repeated analyses of the La Jolla standard yielded a mean <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd value of 0.511833 ± 23 (2σ). The total blanks were < 100 pg for Nd and < 10 for Sm. The Sm-Nd isochrons were obtained by the Isoplot/Ex software (Ludwig, 2003).

U-Pb SHRIMP analyses were undertaken on SHRIMP II and RG of the Research School of Earth Sciences of the Australian National University, Canberra, Australia. Zircon and monazite crystals were hand-picked, mounted in epoxy resin, grounded to half-thickness, polished with 3 and 1 μm diamond paste and gold-coated following established techniques of the laboratory. The grains were photographed in reflected and transmitted lights, and internal structures of minerals were investigated using scanning electron microscopy, cathodoluminescence (CL) images for zircon crystals and backscattered electron (BSE) images for monazites. Analytical procedures on these ion microprobes follow methods described in Compston et al. (1984) and Williams (1998). For the monazite analyses on SHRIMP II, approximately 50% energy filtering of the secondary beam was applied in order to eliminate isobaric interferences on <sup>204</sup>Pb. The standard zircon SL13 (Claoué-Long et al., 1995) was used to determinate U and Pb concentrations and the U/Pb ratios were referenced to the zircon standard FC1 (Paces and Miller, 1993) and the monazite standard WB.T.329 (Williams et al, 1996). Raw isotopic data were reduced using the Squid program (Ludwig, 2001) and age calculations and concordia plots were done using Isoplot/Ex (Ludwig, 2003) and Squid software.

#### *4.2 - Sample Descriptions and Results*

Four samples of metasedimentary high-grade rocks and a quartz diorite sheet associated with meta-igneous granulites were selected for this study; they were sampled from two distinct bodies in the western part of the Bacajá domain (Fig. 2). Most of the metasedimentary high-grade rocks were dated by different methods using zircon, and samples MVD26B and MVD34A were selected for U-Pb SHRIMP dating of monazite. The quartz diorite MVD46A was only analyzed by Pb-evaporation on zircon. Sm-Nd analyses were carried out on garnets and whole-rocks from

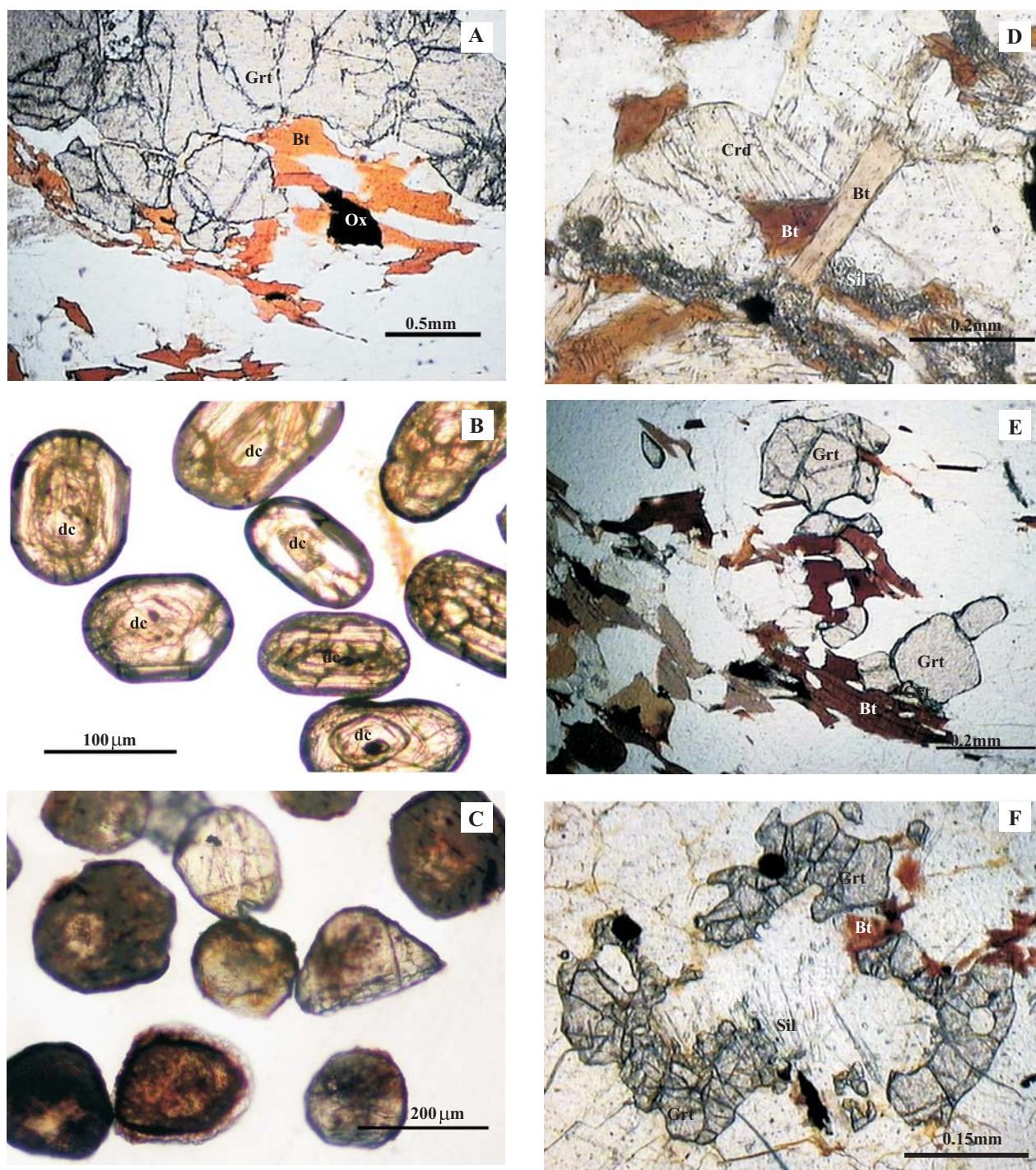
samples MVD21 and MVD40.

The results are presented with analytical uncertainties given at  $2\sigma$  level in Pb-evaporation and U-Pb ID-TIMS data and at  $1\sigma$  level in the U-Pb SHRIMP data. Calculated ages on pooled data are quoted at 95% confidence levels. For the Pb-evaporation analyses, Th/U ratios were calculated based on the  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratios, the step ages and lambda of  $^{232}\text{Th}$  and  $^{238}\text{U}$ , using an EXCEL worksheet developed by Pará-Iso staff.

#### 4.2.1 - Pelitic Gneisses MVD21 and MVD26B

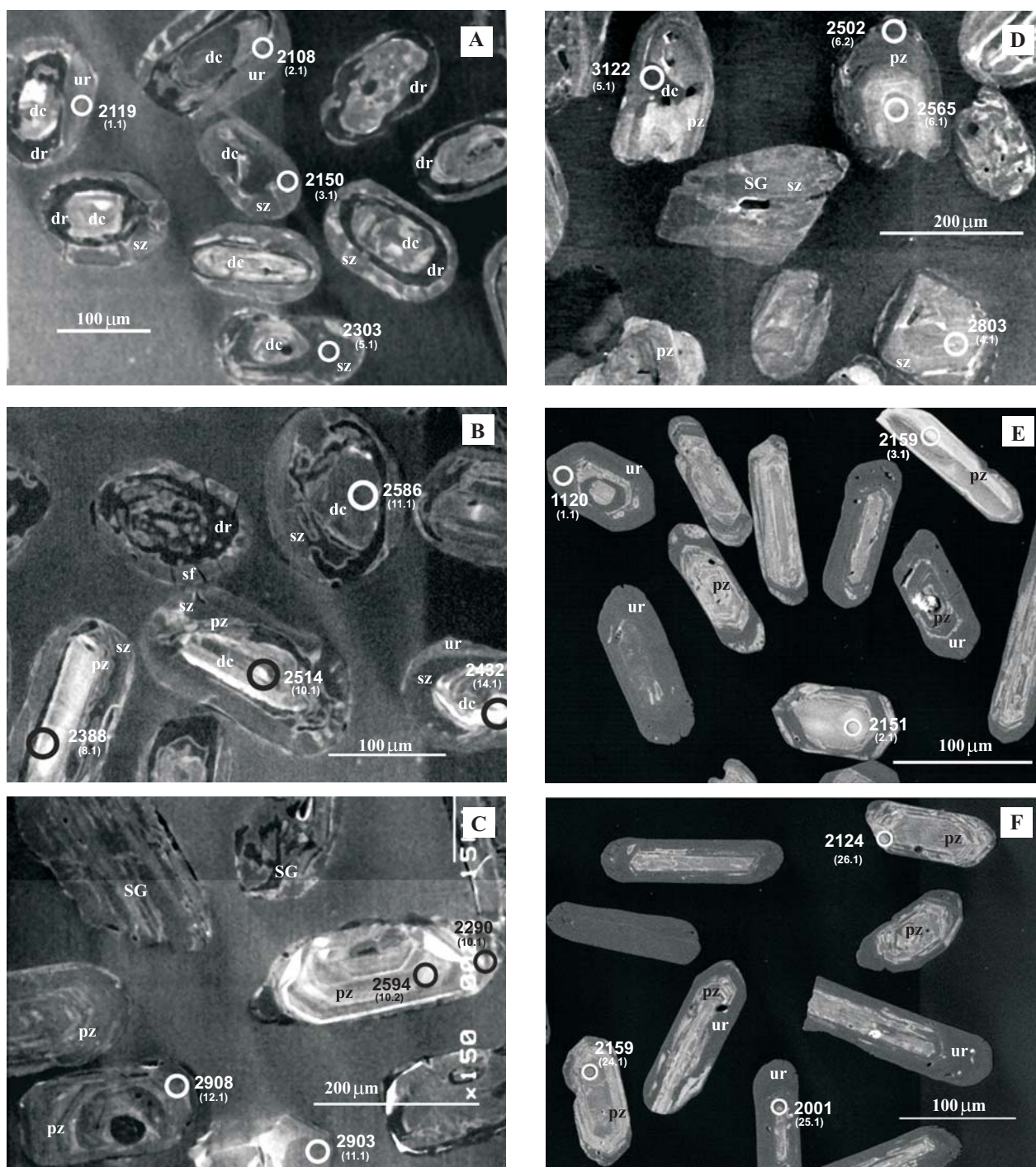
These pelitic gneisses are from paragneiss bodies of the Uruará area which occur as mega enclaves (roof pendants) within Rhyacian granitoids (Fig. 2). They are gray banded gneisses with porphyroblasts of garnet, and locally show migmatitic features such as discrete leucosomatic veins of leucogranite and rare stromatic parts. The main mineral assemblage is plagioclase, K-feldspar, quartz, red biotite (Ti-high) and garnet (Figs. 4A). The absence of cordierite may indicate pressure conditions (slight higher) and composition ( $\text{Fe} > \text{Mg}$ ) were more favorable to development of garnet than cordierite (Yardley, 1994; Spear, 1995; Spear et al. 1999). Migmatitic features indicated that these metapelites attained the second isograd of the sillimanite (Yardley, 1994) in spite of the absence of sillimanite. Perhaps it means a complete consume of this mineral during the dehydration reaction of biotite to form the garnet.

Zircon crystals of sample MVD21 are brown and light grey, round, equant and oblate grains, long prisms are rare. They usually have well-defined rim-and-core structures with rounded rims and cores (Fig. 4B), showing sector and planar growth zones in CL images (Figs. 5A and B). As a high-grade metamorphic rock of sedimentary origin, the round cores of zircon may be detrital and the overgrowths related to metamorphic events. Many grains have CL-dark rims and radial sealed microfractures (Fig. 5B), indicating radiation damage. For the Pb-evaporation and ID-TIMS analyses grains from the 125-177  $\mu\text{m}$  fraction were used, and for SHRIMP analyses the 80-125  $\mu\text{m}$  fraction was used. These zircon crystals produced a range of Pb-evaporation ages between 2076 and 2360 Ma (Tab. 2), but few grains were analyzed and many of them have high common lead ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 2500$ ).  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  step ages at high-temperatures may represent crystallization ages of zircon grains, but it is difficult to evaluate the influence of Pb-loss or inheritance (from the detrital cores).



**Figure 4** - Microscopy features of metasedimentary high-grade rocks from western Bacajá domain, in natural transmitted light. Garnet porphyroblast (Grt) rimmed by red biotite (Bt) and Fe-Ti oxides (Ox); (B) Detrital core (dc) and overgrowths in rounded zircon crystals in the metapelite MVD21; (C) Different types of monazite in the metapelite MVD26B; (D) Cordierite (Crd), biotite and sillimanite (Sil); (E) Garnet and biotite; (F) Garnet, sillimanite and biotite in the metapsammite MVD40.





**Figure 5-** Cathodoluminescence images of analyzed zircon crystals of the samples MVD21 (A and B), MVD40 (C and D) and MVD34A (E and F), with the ion microprobe spots and their their number in the parentheses and respective  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages. Detail of detrital cores (dc), planar (pz) and sector (sz) zoning, dark (dr) and unzoned (ur) rims, sealed fractures (sf) and striated grains (SG).

**Table 2** - Summary of Pb-evaporation isotopic data on zircon grains of metasedimentary high-grade rocks and a quartz diorite sheet from the western Bacajá domain.

zircon	T (°C)	n <sup>a</sup> of ratios	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup>	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup>	2σ	step age (Ma)	2σ	Th/U <sup>b</sup>
<b>Sample MVD21 – pelitic gneiss</b>												
1	1430	34	2392	0.07105	57	0.14527	17	0.13968	27	2224	3	
2	1430	8	>1000000	0.05244	36	0.14119	116	0.14119	116	2242	14	0.16
	1460	38	62500	0.13754	136	0.14359	32	0.14334	35	2268	4	0.43
	1500	34	58824	0.16714	62	0.14653	31	0.14632	29	2304	3	0.52
3	1430	4	3922	0.07101	88	0.14473	52	0.14142	69	2245	8	0.22
4	1450	20	526	0.13329	120	0.1701	73	0.14597	29	2300	3	
5	1450	30	3448	0.17928	187	0.15547	59	0.1513	83	2361	9	0.14
6	1430	26	1585	0.13623	562	0.14926	98	0.14112	69	2241	8	
	1480	8	1686	0.15567	76	0.15088	88	0.1432	98	2267	12	
7	1430	32	2101	0.0431	9	0.15096	43	0.14469	56	2284	7	
8	1450	26	2882	0.06727	158	0.13889	76	0.13427	66	2155	9	0.23
	1500	28	41667	0.13847	345	0.14184	22	0.14142	34	2245	4	0.16
9	1430	30	2141	0.03397	14	0.13448	25	0.12837	31	2076	4	
<b>Sample MVD40 – metapsammitite</b>												
1	1500	34	52632	0.13147	100	0.19387	4	0.19361	45	2773	4	0.41
	1550	38	40000	0.14349	55	0.19532	3	0.19506	33	2786	3	0.45
2 <sup>c</sup>	1500	34	38462	0.10949	52	0.12824	7	0.12786	64	2069	9	0.35
	1550	16	50000	0.13579	255	0.13019	4	0.12993	54	2097	7	0.43
3	1450	8	13699	0.03932	44	0.20541	10	0.20455	99	2863	8	0.12
	1500	32	250000	0.0757	61	0.24056	3	0.24054	34	3124	2	0.24
	1550	30	333333	0.10084	45	0.24184	4	0.24182	36	3132	2	0.32
	1600	16	>1000000	0.11139	58	0.24219	6	0.24219	55	3135	4	0.35
4	1450	40	7937	0.08248	97	0.17351	6	0.17183	85	2576	8	0.26
	1500	36	41667	0.16434	38	0.20102	3	0.20075	35	2833	3	0.51
5 <sup>c</sup>	1450	22	1488	0.16998	679	0.13519	9	0.12564	74	2038	10	
	<b>1500</b>	<b>36</b>	<b>21739</b>	<b>0.0965</b>	<b>29</b>	<b>0.12883</b>	<b>3</b>	<b>0.12819</b>	<b>24</b>	<b>2074</b>	<b>3</b>	0.32
	<b>1550</b>	<b>8</b>	<b>31250</b>	<b>0.06952</b>	<b>39</b>	<b>0.1287</b>	<b>4</b>	<b>0.12828</b>	<b>37</b>	<b>2075</b>	<b>5</b>	0.22
6 <sup>c</sup>	1450	22	4202	0.17346	418	0.12953	3	0.12647	24	2050	3	
	<b>1500</b>	<b>34</b>	<b>31250</b>	<b>0.07414</b>	<b>71</b>	<b>0.12867</b>	<b>2</b>	<b>0.12828</b>	<b>24</b>	<b>2075</b>	<b>3</b>	0.23
7 <sup>c</sup>	1450	14	488	0.11947	467	0.18683	18	0.16182	165	2475	17	
	1500	36	10309	0.19293	66	0.17783	3	0.17659	31	2621	3	0.60
8	1450	8	3106	0.07043	72	0.18317	31	0.17922	309	2646	29	0.22
9 <sup>c</sup>	1500	4	76923	0.06356	65	0.12898	3	0.12881	38	2082	5	0.20
10 <sup>c</sup>	1450	6	2105	0.1923	361	0.13392	3	0.12765	84	2066	12	
	<b>1500</b>	<b>40</b>	<b>45455</b>	<b>0.09504</b>	<b>45</b>	<b>0.12824</b>	<b>4</b>	<b>0.12792</b>	<b>37</b>	<b>2070</b>	<b>5</b>	0.30
11	1450	32	2710	0.07942	172	0.15821	6	0.15401	69	2391	8	
	1500	38	12500	0.17324	55	0.17051	3	0.16971	34	2555	3	0.54
<b>Mean age (crystals 5, 6 and 10; 118 ratios) 2074 ± 3 Ma / USD = 0.34</b>												
<b>Sample MVD46A – quartz diorite</b>												
1	1500	32	16667	0.08058	98	0.12962	83	0.12906	75	2085	10	0.26
2	1500	36	1140	0.19076	257	0.13819	50	0.12673	136	2054	19	
5	1450	38	20408	0.06030	594	0.12816	136	0.12741	140	2063	19	0.19
	1550	16	10526	0.07888	1626	0.12733	204	0.12623	233	2046	33	0.25
7	1450	8	925	0.08409	1349	0.13171	175	0.11719	533	1914	82	
	<b>1500</b>	<b>40</b>	<b>17241</b>	<b>0.09459</b>	<b>66</b>	<b>0.12888</b>	<b>36</b>	<b>0.12821</b>	<b>35</b>	<b>2074</b>	<b>5</b>	0.30
8	1450	38	5814	0.1754	337	0.13015	22	0.12791	28	2070	4	0.55
	<b>1500</b>	<b>36</b>	<b>71429</b>	<b>0.13535</b>	<b>196</b>	<b>0.12864</b>	<b>36</b>	<b>0.12860</b>	<b>38</b>	<b>2079</b>	<b>5</b>	0.42
9	1450	32	590	0.25523	598	0.14337	88	0.1237	140	2011	20	
	<b>1500</b>	<b>38</b>	<b>10309</b>	<b>0.07148</b>	<b>59</b>	<b>0.12908</b>	<b>19</b>	<b>0.12794</b>	<b>19</b>	<b>2070</b>	<b>3</b>	0.22
10	1450	12	4673	0.16360	771	0.13171	108	0.12743	65	2063	9	0.51
	<b>1500</b>	<b>34</b>	<b>35714</b>	<b>0.13209</b>	<b>63</b>	<b>0.12842</b>	<b>40</b>	<b>0.12804</b>	<b>41</b>	<b>2071</b>	<b>6</b>	0.41
11	<b>1500</b>	<b>40</b>	<b>18868</b>	<b>0.06231</b>	<b>63</b>	<b>0.12797</b>	<b>53</b>	<b>0.12754</b>	<b>34</b>	<b>2065</b>	<b>5</b>	0.20
12	1450	18	2695	0.30602	181	0.13253	243	0.12762	246	2066	34	
	<b>1500</b>	<b>32</b>	<b>23810</b>	<b>0.12214</b>	<b>32</b>	<b>0.12852</b>	<b>45</b>	<b>0.12798</b>	<b>39</b>	<b>2071</b>	<b>5</b>	0.38
	<b>1550</b>	<b>40</b>	<b>43478</b>	<b>0.11339</b>	<b>33</b>	<b>0.12840</b>	<b>27</b>	<b>0.12808</b>	<b>30</b>	<b>2072</b>	<b>4</b>	0.36
<b>Mean age (crystals 7, 8, 9, 10, 11 and 12; 260 ratios) 2071 ± 3 Ma / USD = 1.8</b>												

(a) Common lead corrected according Stacey and Kramers (1975).

(b) ratio calculated for steps with <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb > 2500

(c) striated zircon population

Some researchers using the stepwise evaporation of zircon crystals have also used the Th/U ratios to distinguish between magmatic and metamorphic zircon (Dougherty-Page and Bartlett, 1999; Klötzli, 1999). Low U/Th ratios ( $< 0.1$ ) have been found in zircon crystals from high-grade metamorphic rocks (e.g. Williams and Claesson, 1987; Hoskin, 1998; Vavra et al., 1999; Rubatto et al., 2001; Rubatto, 2002). However, Vavra et al. (1999) observed that Th/U ratio vary according to metamorphic grade and morphology with some metamorphic zircon grains giving ratios  $> 0.1$ . Generally, however, there is a tendency for lower Th/U values in metamorphic zircon when compared to igneous zircon, but this needs to be reconciled with the petrographic and field evidence where possible.

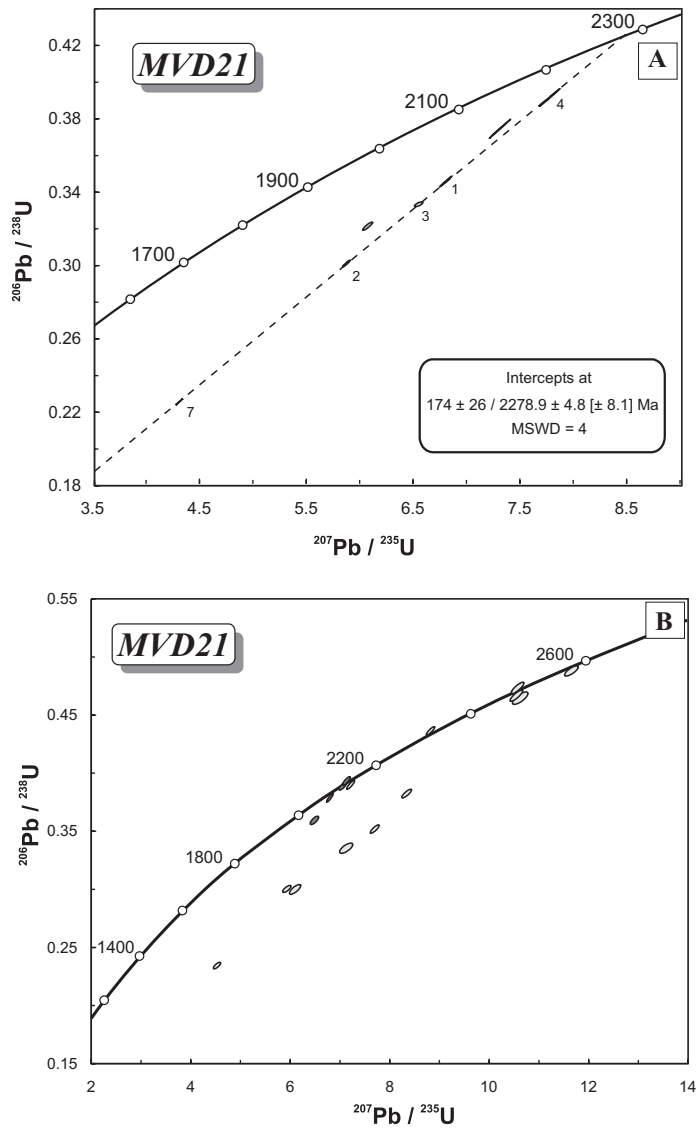
Most of the analyzed crystals of sample MVD21 do not show clear Th/U ratio patterns which would enable one to characterize these domains. However, grain 2 shows distinct zircon domains with increasing Th/U ratios (0.16-0.52) with higher step ages (2242-2304 Ma) with high-temperatures (Tab. 2), suggesting an igneous signature for the inherited core and a metamorphic for its overgrowth. On the other hand, the increasing Th/U ratio toward the core may be a result of other factors, such as leaching of Th by fluids or preferential partitioning of Th into Th-rich minerals such as monazite and allanite during crystallization of the rims (Pidgeon et al., 1998; Bartlett et al., 1998; Schaltegger et al., 1999).

The ID-TIMS U-Pb analysis of sample MVD21 was focused on internal parts of zircon crystals. Under transmitted light, those grains with complex structures containing round (detrital) cores or multiple overgrowths were not selected. The selected grains were abraded in order to remove any possible rims. Seven grains yielded  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages between  $2190 \pm 5$  and  $2274 \pm 1$  Ma, most of them having high U contents and are moderately to highly discordant (Tab. 3). Among them, five grains furnished an upper intercept age of  $2278.9 \pm 4.8$  Ma (Fig. 6A), that may reflect a mixed age between a detrital core and growth zones related to younger metamorphic events. Alternatively, this result could be related to a high-grade metamorphic event at ca. 2.3 Ga. Both possibilities are discussed below.

The SHRIMP U-Pb analyses have revealed distinct concordant or near-concordant zircon populations with  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages around 2100, 2150, 2300, 2470, 2500 and 2600 Ma (Tab. 4). The distribution of more discordant points ( $> 10\%$ ) seems to reflect significant Pb-loss in the zircon populations older than 2300 Ma (Fig. 6B).

**Table 3** - Summary of ID-TIMS U-Pb data on abraded zircon grains of the sample MVD21.

Sample Fraction	Weight (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$	$2\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ age (Ma)	% disc.
1	0.0096	827	301	1159.220	0.754	0.3454	0.669	0.3454	0.678	0.14259	0.107	2085	2259	2259 ± 2	15
2	0.0156	651	261	199.476	0.222	0.3007	0.486	0.3007	0.511	0.14152	0.145	1956	2246	2246 ± 3	25
3	0.0057	845	344	433.826	0.478	0.3329	0.321	0.3329	0.462	0.14245	0.327	2051	2257	2257 ± 6	18
4	0.0071	1734	744	1835.320	0.597	0.3912	0.959	0.3912	0.963	0.14386	0.084	2203	2274	2274 ± 1	6
5	0.0091	1130	440	2019.130	0.519	0.3741	1.090	0.3741	1.090	0.14137	0.064	2148	2244	2244 ± 1	9
6	0.0036	1462	534	419.462	0.714	0.3210	0.551	0.3210	0.620	0.13706	0.267	1985	2190	2190 ± 5	18
7	0.0166	959	237	1092.270	0.323	0.2253	0.630	0.2253	0.634	0.13865	0.068	1695	2210	2210 ± 1	41



**Figure 6** - Concordia plots of the samples MVD21 (A to C) and MVD40 (F). U-Pb ID-TIMS analysis of abraded zircon grains (A); U-Pb SHRIMP analyses of all zircon grains (B and D) and blurred rims (C).

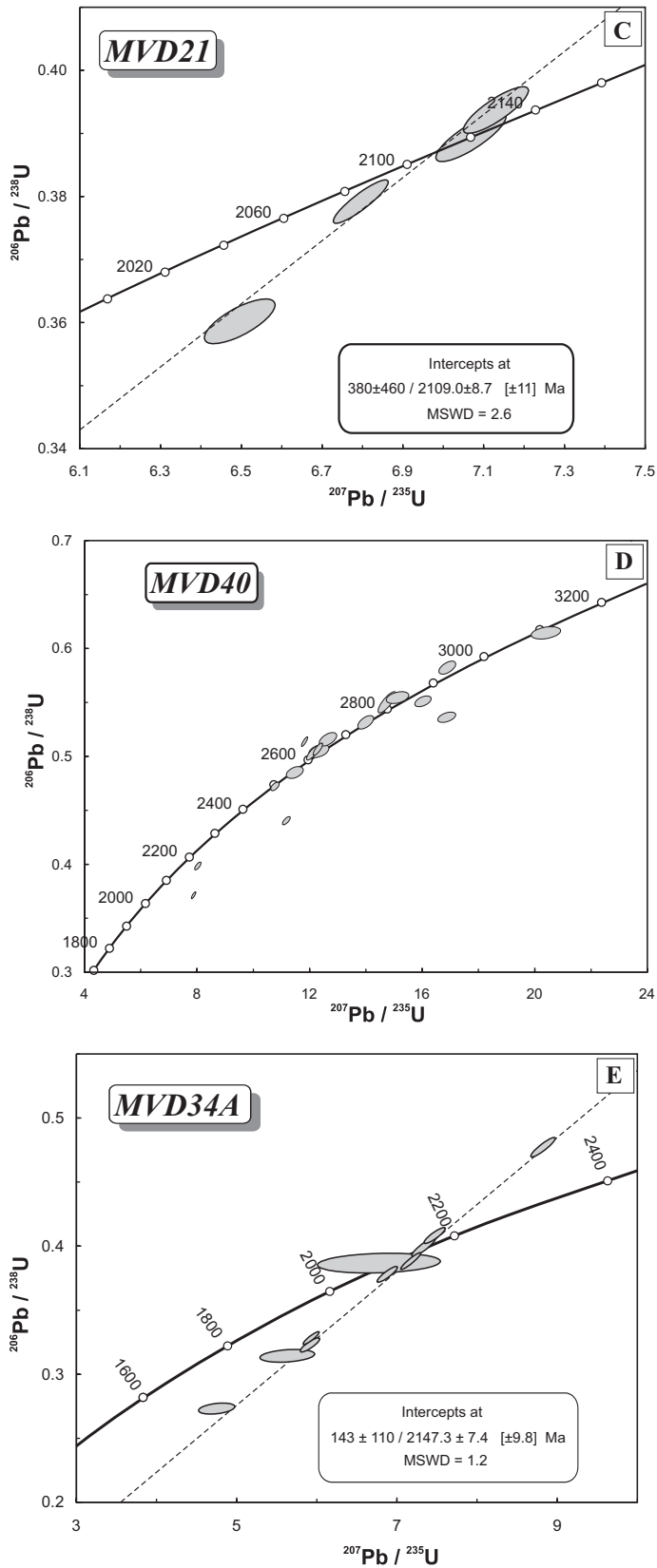


Figure 6 - (continued)

**Table 4 - Summary of SHRIMP U-Pb data on zircon grains of the sample MVD21.**

Grain. spot	<sup>206</sup> Pb <sup>c</sup> (%)	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age <sup>a</sup> (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age <sup>a</sup> (Ma)	% disc.	<sup>207</sup> Pb* / <sup>206</sup> Pb* <sup>a</sup>	±%	<sup>207</sup> Pb* / <sup>235</sup> U <sup>a</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb* / <sup>238</sup> U <sup>a</sup>	±%	Error corrected
1.1	--	332	47	0.15	111	2121 ± 12	2118.7 ± 8	0	0.13155	0.45	7.065	0.81	0.3895	0.67	0.828
2.1	--	456	49	0.11	141	1982 ± 11	2108 ± 11	6	0.13074	0.61	6.488	0.9	0.3599	0.66	0.734
3.1	--	600	53	0.09	201	2125 ± 11	2150.5 ± 5.8	1	0.13396	0.33	7.212	0.71	0.3905	0.62	0.882
4.1	0.63	306	149	0.50	79.6	1696 ± 10	2265 ± 10	25	0.14311	0.61	5.937	0.92	0.3009	0.69	0.749
5.1	--	2142	80	0.04	804	2336 ± 10	2303.2 ± 5.2	-1	0.1463	0.3	8.812	0.61	0.4368	0.53	0.872
6.1	--	309	234	0.78	126	2499 ± 14	2474.1 ± 7.2	-1	0.16176	0.42	10.564	0.79	0.4736	0.66	0.842
7.1	0.06	355	174	0.51	107	1946 ± 14	2439.7 ± 7.3	20	0.15849	0.43	7.701	0.78	0.3524	0.65	0.834
8.1	1.07	154	56	0.38	44.9	1868 ± 11	2388 ± 15	22	0.1537	0.87	7.123	1.2	0.3361	0.86	0.701
9.1	0.12	2920	129	0.05	591	1361.9 ± 9.2	2226 ± 12	39	0.13989	0.68	4.537	1	0.2352	0.75	0.740
10.1	--	214	75	0.36	85.4	2461 ± 15	2514 ± 11	2	0.1656	0.65	10.61	0.97	0.4648	0.72	0.741
11.1	--	479	236	0.51	201	2563 ± 13	2585.8 ± 8.5	1	0.17289	0.51	11.641	0.8	0.4883	0.61	0.766
12.1	--	421	56	0.14	142	2141 ± 11	2114.9 ± 7.2	-1	0.13126	0.41	7.128	0.75	0.3939	0.63	0.838
13.1	2.40	409	100	0.25	108	1694 ± 14	2312 ± 14	27	0.1471	0.81	6.093	1.2	0.3005	0.93	0.755
14.1	0.02	363	126	0.36	119	2090 ± 12	2432.5 ± 7.2	14	0.15782	0.43	8.335	0.77	0.383	0.65	0.834
15.1	--	562	43	0.08	183	2072 ± 11	2096.6 ± 5.2	1	0.1299	0.3	6.791	0.67	0.3792	0.6	0.895
16.1	0.34	376	298	0.82	151	2470 ± 14	2493.3 ± 6.9	1	0.16361	0.41	10.53	0.78	0.4668	0.67	0.851

Errors are 1σ; Pb<sup>c</sup> and Pb\* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in standard calibration was 0.11% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(a) Common Pb corrected using measured <sup>204</sup>Pb.

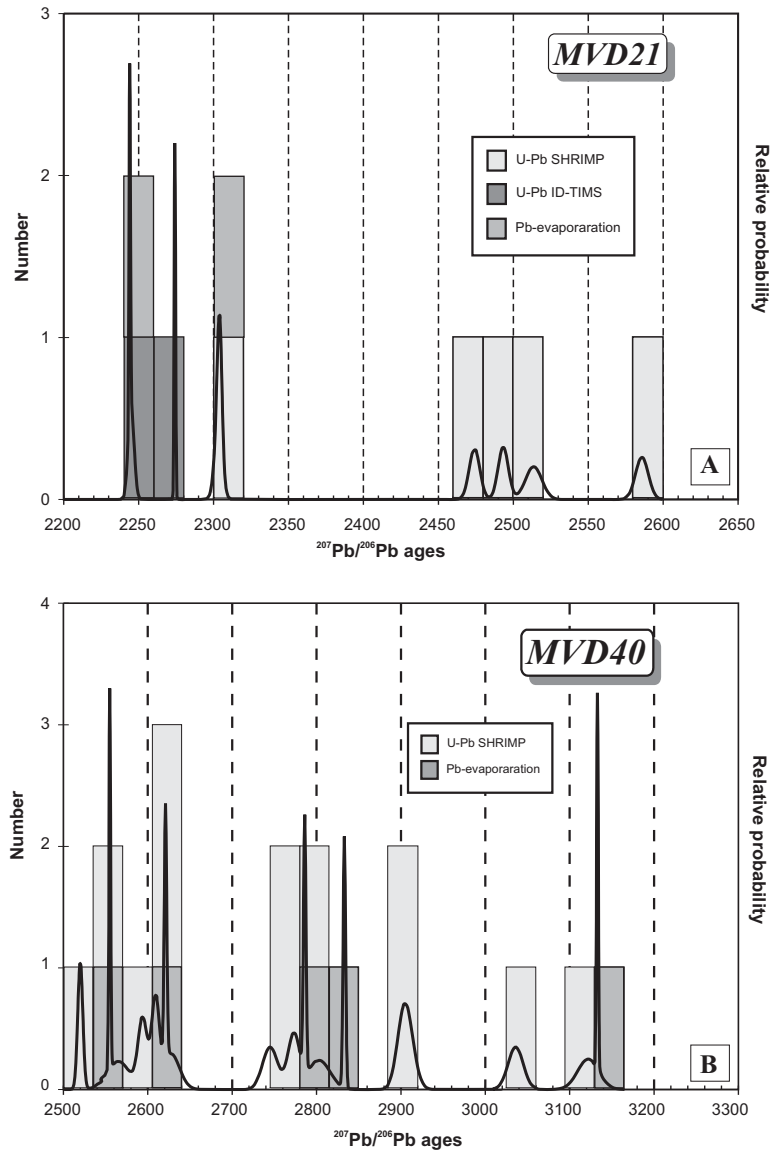
The youngest near-concordant points ( $< 2150$  Ma) are from unzoned rims (fading of growth zones) of zircon crystals whereas the others are from intermediate parts and cores (Fig. 5B). The analyses sited in the rims have Th/U ratios between 0.08 and 0.15 (Tab. 4), which are close to metamorphic values. On the other hand, most of the older near-concordant points have Th/U ratios  $> 0.5$ , suggesting an original igneous origin for the detrital zircon crystals

The youngest grains yielded an upper intercept age of  $2109.0 \pm 8.7$  Ma (Fig. 6C) that may be interpreted as the age of the overgrowth or recrystallization of zircon crystals during a granulite facies metamorphism. Alternatively, it could be related to the crystallization of new growths during an anatexis event. The sample MVD21 does not show clear and abundant migmatite features, but this paragneiss may have undergone an incipient partial melt.

Reliable isotope data for detrital zircon and some qualitative procedures discussed below are used to determine the ages of the main sources of sediments that formed these Al-rich metasedimentary high-grade rocks. The sample MVD21 has Neoproterozoic populations (Fig. 7A) that may reflect sources related to 2.67–2.44 Ga rocks of the Bacajá domain. However, there is uncertainty about the meaning of the  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages about 2300 Ma and between 2244 and 2274 Ma because they could be mixed ages or age of growths formation related to a high-grade metamorphic event. The spot 5.1 with a  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age of  $2303.2 \pm 5.2$  Ma and Th/U ratio of 0.04 (Tab. 4) is located at a growth zone (an intermediate zone) over a detrital core (Fig. 5A), reinforcing a metamorphic origin for this grain. Alternatively, these sedimentary rocks could have high-grade rocks or Th-depleted rocks of ca. 2300 Ma among their sources.

Viewed using a normal petrographic microscope, the garnet from sample MVD21 shows few mineral inclusions, most of them being quartz and feldspar of the matrix or red biotite and Fe-Ti oxides from breakdown reactions that also developed on the rims of porphyroblasts (Fig. 4A). Inclusions of LREE-rich minerals such as allanite or monazite are not found and zircon and apatite inclusions are rare. The  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratio of garnet of the sample MVD21 is about ten times higher than the whole rock value (Tab. 5), giving a large spread in the mineral-whole rock and a precise value of  $2024.6 \pm 1.9$  Ma (Fig. 8A). This Sm-Nd mineral age may be interpreted as the age of garnet crystallization during a high-grade metamorphic event (e.g. Passchier et al., 1993; Rollison, 1993; Sato et al., 1995).



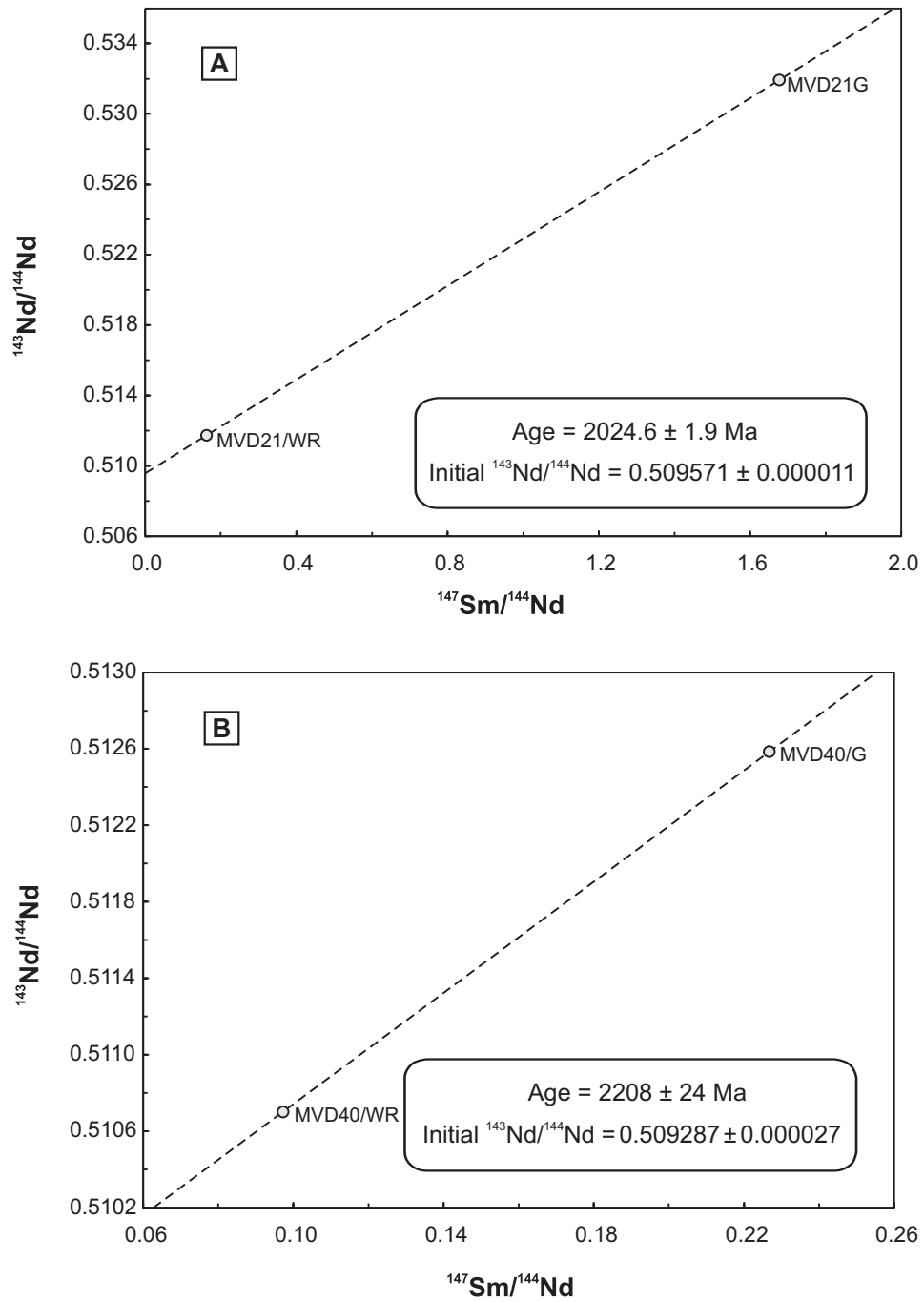


**Figure 7-** Histogram plots of number of analyzed zircon grains against  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages and relative probably curve indicating zircon source ages of the samples MVD21 (A) and MVD40 (B).

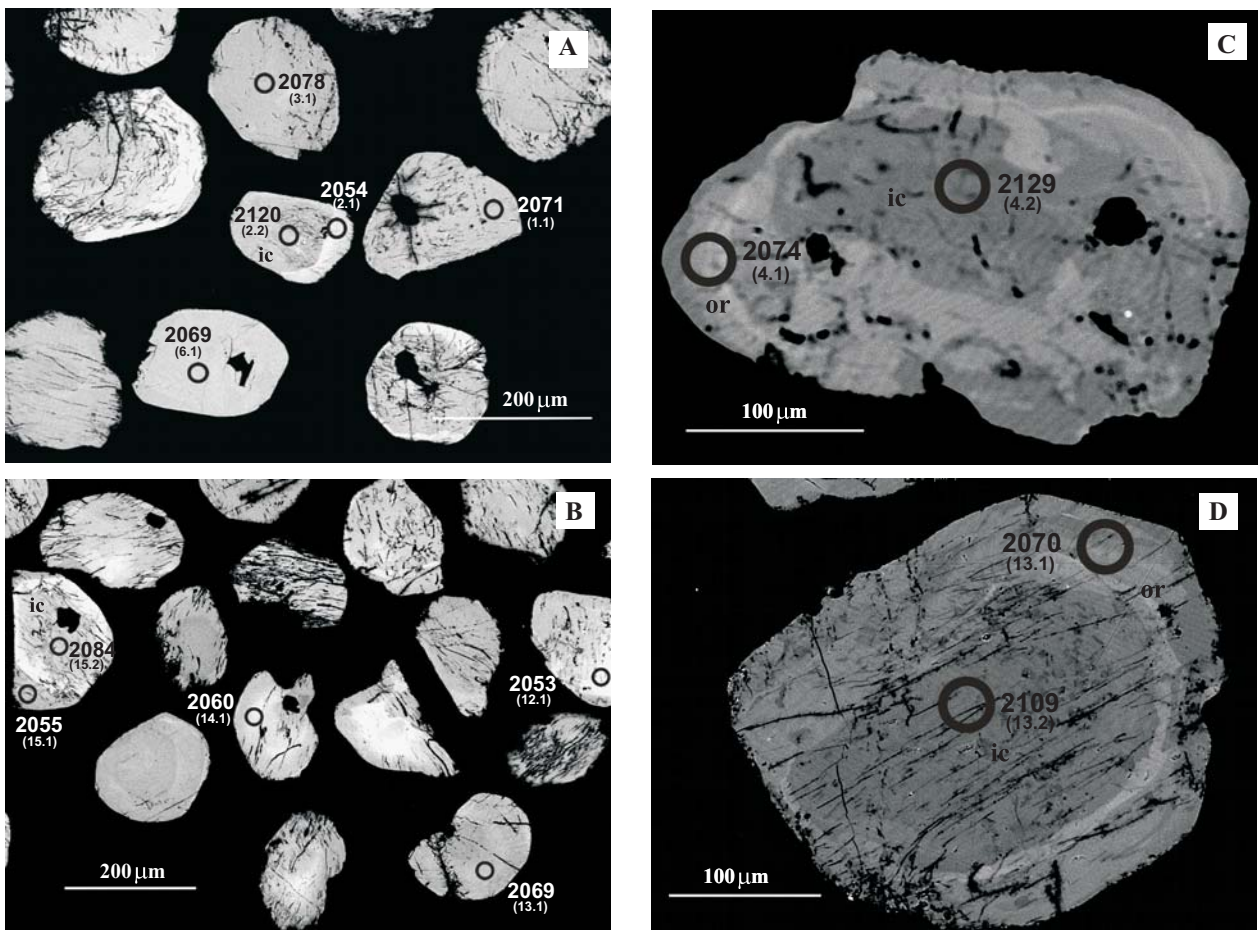
**Table 5** - Sm-Nd isotopic data for whole rock and garnet crystals of the samples MVD21 and MVD40.

sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2 $\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 $\sigma$
MVD21/WR	2.57	9.57	0.16253	0.00003	0.511737	0.000010
MVD21/G	3.10	1.12	1.67663	0.00016	0.531918	0.000017
MVD40/WR	3.22	20.01	0.09725	0.00013	0.510702	0.000014
MVD40/G	3.08	8.22	0.22670	0.00006	0.512585	0.000016

WR – whole rock and G - garnet



**Figure 8** - Sm-Nd whole rock-garnet isochron plots of the samples MVD21 (A) and MVD40 (B).



**Figure 9**- Backscattered electron images of analyzed monazite crystals of the samples MVD26B (A and B) and MVD34A (C and D), with the ion microprobe spots their number in the parentheses and respective  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages. Detail of inherited cores (ic) and overgrowth rims (or).

**Table 6 - Summary of SHRIMP U-Pb data on monazite grains of the sample MVD26B.**

Grain. spot	<sup>206</sup> Pb <sup>c</sup> (%)	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age <sup>a</sup> (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age <sup>a</sup> (Ma)	% disc.	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb* <sup>a</sup>	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U <sup>a</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U <sup>a</sup>	±%	Error corrected
1.1	0.01	8834	62923	7.4	2980	2138 ± 20	2071.2 ± 4	-3	0.12803	0.23	6.941	1.1	0.3932	1.1	0.980
2.1	0.05	4888	98114	20.7	1640	2123 ± 21	2054.1 ± 4.7	-3	0.1268	0.26	6.817	1.2	0.3899	1.1	0.974
2.2	0.01	6332	66441	10.8	2190	2183 ± 21	2119.7 ± 4.2	-3	0.13162	0.24	7.312	1.2	0.4029	1.1	0.978
3.1	0.06	7455	48664	6.7	2440	2083 ± 20	2077.8 ± 4.2	0	0.12852	0.24	6.758	1.1	0.3814	1.1	0.979
4.1	0.01	8410	74266	9.1	2800	2108 ± 20	2068.6 ± 4.7	-2	0.12785	0.26	6.818	1.2	0.3868	1.1	0.973
5.1	0.00	9302	64830	7.2	3030	2070 ± 20	2071.6 ± 4.8	0	0.12806	0.27	6.685	1.2	0.3786	1.1	0.972
6.1	0.00	9135	69761	7.9	2990	2079 ± 20	2069.6 ± 3.8	0	0.12792	0.22	6.713	1.1	0.3806	1.1	0.982
7.1	0.01	5892	54157	9.5	1990	2141 ± 21	2129.4 ± 4.1	-1	0.13235	0.24	7.19	1.2	0.394	1.1	0.979
8.1	0.01	6254	103110	17.0	2050	2081 ± 20	2059.5 ± 4.2	-1	0.12719	0.24	6.683	1.2	0.381	1.1	0.978
9.1	0.01	4139	64025	16.0	1370	2102 ± 21	2063.4 ± 5.3	-2	0.12747	0.3	6.775	1.2	0.3855	1.1	0.967
10.1	0.00	5714	107861	19.5	1840	2055 ± 20	2055.7 ± 4.3	0	0.12692	0.25	6.571	1.2	0.3755	1.1	0.977
11.1	0.02	4900	103096	21.7	1580	2058 ± 20	2059.2 ± 4.6	0	0.12717	0.26	6.596	1.2	0.3762	1.1	0.975
11.2	0.01	5494	88125	16.6	1770	2058 ± 20	2055 ± 4.6	0	0.12687	0.26	6.577	1.2	0.376	1.1	0.975
12.1	0.00	4374	107149	25.3	1430	2085 ± 20	2052.9 ± 4.8	-2	0.12672	0.27	6.671	1.2	0.3818	1.1	0.973
13.1	0.00	8582	69103	8.3	2810	2084 ± 20	2069.5 ± 3.8	-1	0.12791	0.21	6.731	1.1	0.3816	1.1	0.982
14.1	0.01	4783	73200	15.8	1540	2053 ± 20	2060 ± 4.5	0	0.12722	0.25	6.577	1.2	0.3749	1.1	0.976
15.1	0.53	5828	100019	17.7	1930	2092 ± 20	2084.1 ± 8.1	0	0.12898	0.46	6.818	1.2	0.3834	1.1	0.927
15.2	0.03	8706	78645	9.3	2850	2083 ± 20	2055.1 ± 4	-1	0.12687	0.23	6.673	1.1	0.3814	1.1	0.980
16.1	0.01	5337	49731	9.6	1790	2128 ± 21	2120.9 ± 4.2	0	0.13171	0.24	7.102	1.2	0.3911	1.1	0.978

Errors are 1σ; Pb<sup>c</sup> and Pb\* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in standard calibration was 0.59% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

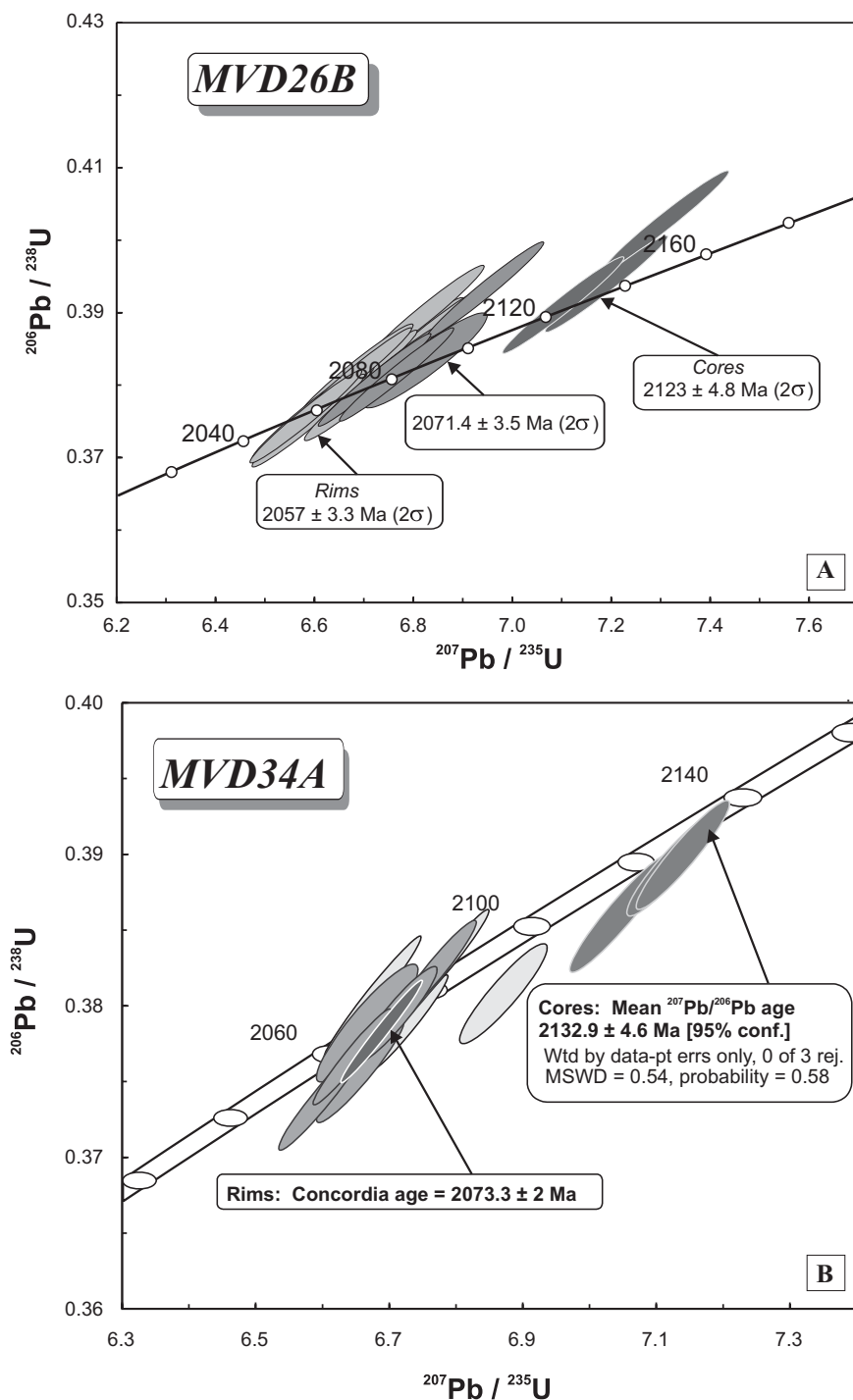
(a) Common Pb corrected using measured <sup>204</sup>Pb.

Monazite from sample MVD26B occurs as interstitial minerals and inclusions in quartz and feldspar. They are yellow, light grey, pinkish grey and reddish brown grains with 150 to 250µm of diameter, usually showing rounded and ellipsoidal shapes (Fig. 4C). BSE images reveal rim-and-core structures in some grains displaying BSE-bright (higher U, Th) rims and BSE-dark (lower U, Th) cores (Figs. 9A and B). The SHRIMP U-Pb analyses (Tab. 6) allow three monazite populations to be identified: cores with a mean  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age of  $2123 \pm 4.8$  Ma; cores and rims with a mean age of  $2071.4 \pm 3.5$  Ma and a last population mainly composed of rims with mean age of  $2057 \pm 3.3$  Ma (Fig. 10A). All analyzed grains are concordant or near-concordant reinforcing the distinct character of these monazite populations. The younger BSE-bright rims usually are associated with high Th contents (e.g. spot 2.1 with  $\sim 100,000$  ppm – Tab. 6), whereas the older cores are BSE-dark (Fig. 9A). These rims seem to have been overgrown or recrystallized on previous monazite crystals of 2123 Ma and 2071 Ma. The meaning of the tectonic-thermal history related to formation of each monazite population is discussed in a later section.

#### 4.2.2 - Metapsammite MVD40

Sample MVD40 is a metapsammite from the high metamorphic grade rocks of the Ilha Grande area (Fig. 2). It occurs as a light grey metric layer ( $\sim 3\text{m}$  thick) granofels metapsammite intercalated with gneissose metapelite and sillimanite-bearing quartzite metric layers. There are also centimeter wide garnet-bearing leucosomatic veins cutting the layering of these metasedimentary high-grade rocks. The main mineral assemblage of this metapsammite is quartz, K-feldspar, plagioclase, cordierite (Fig. 4D), red biotite (Ti-high), garnet (Fig. 4E) and sillimanite (Fig 4D and F), indicating that these Al-rich metasedimentary high-grade rocks gneiss attained P-T conditions of granulite facies metamorphism (Passchier et al., 1993; Yardley, 1994; Spear, 1995). The cordierite developed at expense of biotite and sillimanite (Fig 4D), possibly the garnet was formed from a similar progressive reaction (Fig 4F).

Two main zircon populations were distinguished in sample MVD40: one composed of brown and light grey, long prisms ( $> 200 \mu\text{m}$  of length), with few rounded and irregular shapes, showing striated surface, cracks and few mineral inclusions; another population is composed of smaller grains, with light grey and yellow colors, euhedral and rounded shapes, usually showing



**Figure 10** - Concordia plots of U-Pb SHRIMP analyses on monazite grains of the samples MVD26B (A) and MVD34A (B).

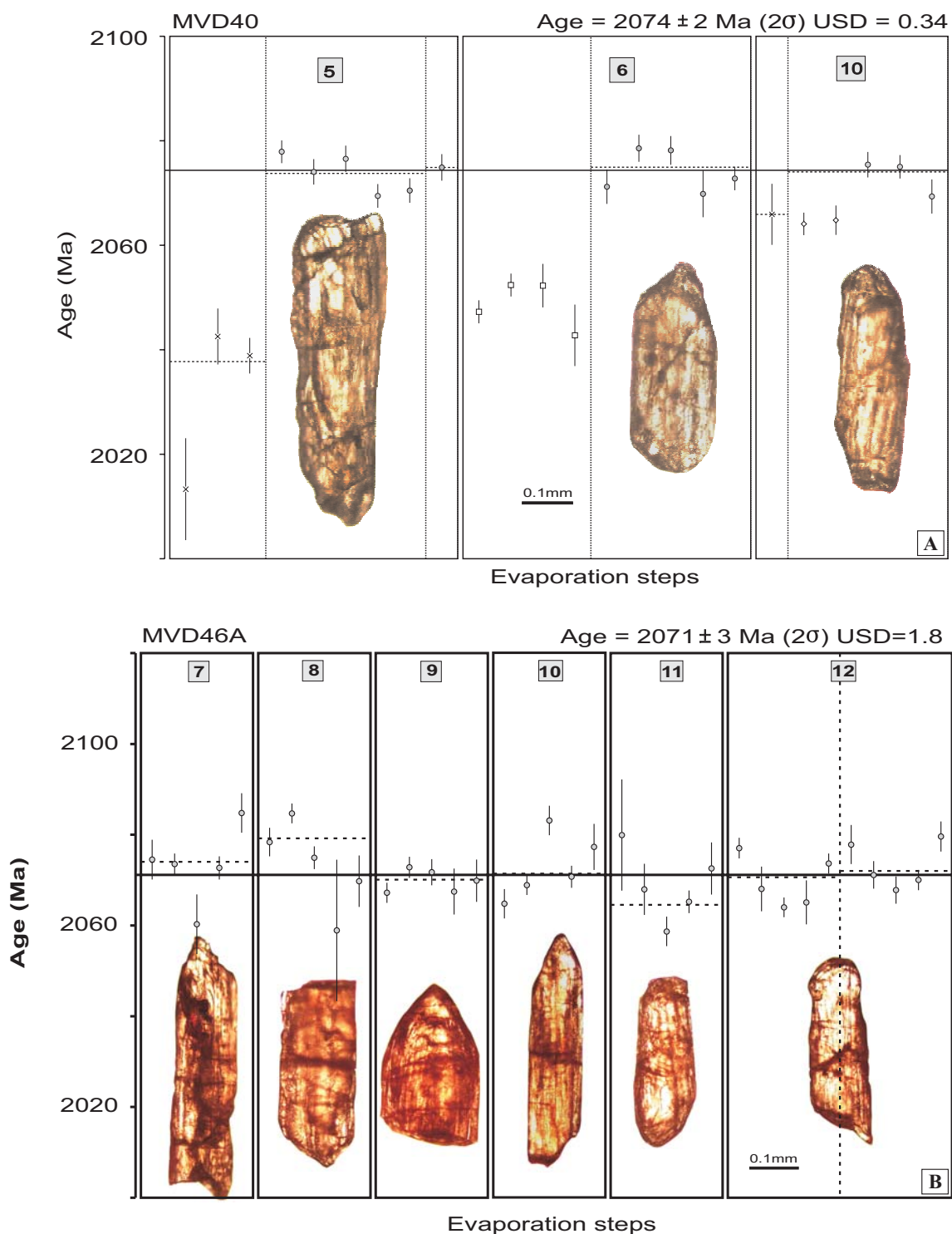
rim-and-core structures and mineral inclusions. CL images of the long striated grains show low luminosity and the striated pattern seems to produce alternating light grey and dark bands or patches on sector zones (Fig. 5C). Rare rim-and-core structures are observed. The rounded grains usually show planar oscillatory growth and sector zoning (Fig. 5D) and CL-dark rims are uncommon.

The Pb-evaporation analyses on zircon of sample MVD40 give Archean ages (step ages at  $\geq 1500^{\circ}\text{C}$ ) between 3135 and 2550 Ma (Tab. 2) for the rounded grains and the striated long grains gave a mean age of  $2074 \pm 3$  Ma (Fig. 11A). The Archean ages may be interpreted as the ages of sources of detrital zircon of the precursor psammite, whereas the late Rhyacian age of the striated grains could be the age of formation of this zircon population, probably during granulite facies metamorphism. These striated grains do not have the typical multifaced morphology of new zircon grains of granulite facies metamorphism (e.g. Schaltegger et al., 1999; Hoskin and Schaltegger, 2003). However, Tichomirowa et al. (2005) have correlated the predominance of long prism shapes and the lower degree of rounding of new zircon grains to low abundance of garnet (it is about 5% in MVD40) in quartz feldspathic layers and consequently low zircon solubility. Alternatively, these striated grains could be related to anatexis of this metapsammite. Even though no migmatitic features have been observed in the selected sample, the occurrence of leucosomatic microveins can not be discounted.

The decreasing Th/U ratio and the younger step ages toward low-temperatures in the rounded grains, as observed in grain 3 (Tab. 2) may reflect the granulite facies metamorphism on detrital zircon. Th/U ratios  $> 0.1$  were reported for leucosome zircon grains by Vavra et al. (1999), and similarly, the Th/U ratios of between 0.22 and 0.32 obtained for the striated grains could reflect growth related to a discrete migmatization of the metapsammite.

U-Pb SHRIMP results of the population of rounded zircons of sample MVD40 (Tab. 7) are similar to the  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  data obtained by Pb-evaporation method for this population. The bigger number of SHRIMP analyses, however, gave a larger range of ages for the detrital zircon populations (Fig. 7B). Therefore, metapsammites of the Ilha Grande area are distinguished from metapelites of the Uruará area by Mesoarchean sources and part of its Neoproterozoic sources (2743 and 2773 Ma) that are older than of Neoproterozoic rocks found in the Bacajá domain.





**Figure 11-** Diagrams age vs. evaporation steps of the zircon crystals of the samples MVD40 (A) and MVD46A(B). Blocks of isotopic ratios used in the age calculation (○), blocks subjectively rejected (□) and because present  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  lower than 2500 (x).

**Table 7 - Summary of SHRIMP U-Pb data on zircon grains of the sample MVD40.**

Grain. spot	$^{206}\text{Pb}^c$ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age <sup>a</sup> (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age <sup>a</sup> (Ma)	% disc.	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^{*a}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^a$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^a$	$\pm\%$	Error corrected
1.1	0.06	1575	137	0.09	499	2021.6 ± 9.6	2381.5 ± 6.4	15	0.15316	0.38	7.778	0.67	0.3683	0.55	0.827
2.1	--	137	62	0.47	59.4	2632 ± 18	2619 ± 30	0	0.1764	1.8	12.26	2	0.5043	0.81	0.406
2.2	--	167	74	0.45	73.9	2678 ± 18	2627 ± 21	-2	0.1772	1.3	12.59	1.5	0.5151	0.83	0.540
3.1	--	193	122	0.65	83.9	2639 ± 16	2608.7 ± 9.2	-1	0.17528	0.56	12.22	0.92	0.5058	0.74	0.799
4.1	--	616	252	0.42	293	2843 ± 15	2803 ± 26	-1	0.1972	1.6	15.07	1.7	0.5543	0.67	0.383
5.1	--	699	112	0.17	369	3091 ± 14	3122 ± 25	1	0.2403	1.6	20.38	1.7	0.6152	0.59	0.349
6.1	--	229	88	0.40	95.3	2544 ± 16	2565 ± 27	1	0.1707	1.6	11.39	1.8	0.4839	0.76	0.430
6.2	--	1475	80	0.06	596	2487 ± 11	2502 ± 13	1	0.1645	0.8	10.68	0.97	0.4708	0.55	0.570
7.1	--	726	131	0.19	320	2669 ± 13	2519.9 ± 5.9	-6	0.16622	0.35	11.756	0.68	0.513	0.59	0.861
8.1	--	547	139	0.26	252	2767 ± 13	3036 ± 18	9	0.2277	1.1	16.82	1.3	0.536	0.59	0.461
9.1	--	196	142	0.75	89.3	2747 ± 17	2745 ± 18	0	0.1903	1.1	13.94	1.4	0.5312	0.78	0.570
10.1	0.02	582	89	0.16	198	2151 ± 11	2290 ± 9.3	6	0.14519	0.54	7.93	0.8	0.3961	0.59	0.737
10.2	--	133	101	0.78	57.4	2622 ± 18	2594 ± 11	-1	0.1738	0.65	12.03	1.1	0.502	0.84	0.791
11.1	--	351	119	0.35	176	2959 ± 16	2903 ± 16	-2	0.2097	0.99	16.84	1.2	0.5825	0.67	0.557
12.1	--	543	243	0.46	257	2829 ± 14	2908 ± 18	3	0.2104	1.1	15.98	1.2	0.5509	0.59	0.482
13.1	--	53	77	1.51	24.9	2825 ± 2.7	2773 ± 14	-2	0.1936	0.86	14.69	1.5	0.5501	1.2	0.814
14.1	--	713	286	0.42	268	2344 ± 12	2683.1 ± 9.5	13	0.1833	0.58	11.085	0.83	0.4386	0.59	0.716

Errors are 1σ; Pb<sup>c</sup> and Pb\* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in standard calibration was 0.11% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(a) Common Pb corrected using measured <sup>204</sup>Pb.

The more discordant points of sample MVD40 have a distribution that suggests Pb-loss related to Transamazonian metamorphic events (Fig. 6D). The Pb-evaporation ages of about 2074 Ma obtained for striated zircon crystals have shown that they were affected by the Transamazonian high-grade metamorphism but it was not clearly registered on rounded zircons as new growth.

Garnet crystals from the sample MVD40 (Fig. 4E) are small (< 0.5 mm-diameter) and mineral inclusions are rare, especially of LREE-rich minerals. The spread of the  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratios between garnet and whole rock is small (about a factor of two, Tab. 5), and the whole rock-mineral isochron gave a date of  $2208 \pm 24$  Ma (Fig. 8B). These data are discussed below.

#### 4.2.3 - Pelitic Migmatite MVD34A

Al-rich metasedimentary high-grade rocks strongly affected by migmatization processes occur in the Ilha Grande body. They are anatexites and few diatexites, where the mesosome is represented by light grey augen gneisses and gneissose metapelites with interlayered and tightly folded leucosomatic veins of garnet- and muscovite-bearing leucogranites (Fig. 3D). Sample MVD34A represents the mesosome of an augen gneiss (Fig. 3C) that petrographically shows interlobated granoblastic and polygonal arrays of quartz-feldspar aggregates, clusters of reddish biotite and poikiloblastic garnet. They have garnet-bearing leucosomatic veins (Fig. 3D) with retrograde muscovite. The absence of sillimanite and cordierite can be explained by the same reasons proposed to the metapelites from the Uruará area (samples MVD21 and MVD26B). In addition, the retrograde muscovite in the leucosomatic veins suggests that they are formed under  $\text{H}_2\text{O}$ -saturated conditions (Johannes and Holtz, 1996 and references therein). Therefore, this anatexis should be under amphibolite facies conditions.

Zircon usually occurs as inclusions in biotite, whereas monazite is intergranular in quartz-feldspar aggregates or small inclusions (< 100 $\mu\text{m}$ ) within quartz. Only a small grain of monazite was observed as an inclusion within garnet, probably filling a fracture. Zircon from the sample MVD34A does not show typical morphologies found in the metapelites and metapsammites. They are euhedral, with short and long prisms, sometimes acicular, slightly rounded with brown and grayish brown colors. Many grains show fractures and radiation damage. In CL images they show planar oscillatory zoning partially or totally unzoned by CL-grey rims

and patch zones (Figs. 5E and F). These affected zones have high common lead and U contents (Tab. 8), corresponding to metamict zones of zircon. Monazite has pinkish brown and reddish grey colors, rounded and irregular shapes and mineral inclusions (zircon and Fe-Ti oxides?). In BSE images many grains show rim-and-core structures marked by BSE-dark cores and BSE-bright rims (Figs. 9C and D).

The zircon from the sample MVD34A was analyzed by the SHRIMP U-Pb method and the results gave an upper intercept age of  $2147.3 \pm 7.4$  Ma (Fig. 6E). This value was interpreted as the age the zircon grains crystallized from a melt related to a metamorphic event that affected these paragneisses, probably the start of the migmatization event. The results used to calculate the age are from spots located on central areas (Figs. 5E and F), but some cores gave higher ages (2463–2746 Ma, Tab. 8) indicating inherited populations, probably of detrital zircon grains. For monazite (Tab. 9), the BSE-dark cores yielded a mean  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age of  $2132.9 \pm 4.6$  Ma, whereas the BSE-bright rims gave a concordia age of  $2073.3 \pm 2$  Ma (Fig. 10B). These results show the existence of inherited monazite, probably related to the first migmatization, plus a second population related to a younger high-grade metamorphic event.

#### 4.2.4 - Quartz Diorite MVD46A

To the west, the Ilha Grande metasedimentary high-grade rocks border an extensive body of meta-igneous granulites mainly composed by enderbite and charno-enderbite gneisses as well as several mafic granulite boudins (Fig. 2). These granulites frequently have associated quartz leucogabbros veins and quartz diorite sheets that could be interpreted as retrograde mafic granulites, but many of them have preserved igneous textures and do not show relicts of granulite facies mineral assemblage or typical microtextures. Sample MVD46A is an inequigranular quartz diorite with a strong magmatic flow marked by alignment of plagioclase crystals and brown biotite flakes. Sample MVD46A has three zircon populations: light yellow, euhedral, few striated, acicular prisms; brownish, subhedral, long prisms with irregular and rounded terminations and rich in inclusions, cracks and striates, and pinkish, short pyramids with euhedral rims and rounded cores. Six grains yielded a mean age of  $2071 \pm 3$  Ma (Tab. 2 and Fig. 11B) interpreted as crystallization age of this quartz diorite sheet.

**Table 8** - Summary of SHRIMP U-Pb data on zircon grains of the sample MVD34A.

Grain. spot	<sup>206</sup> Pb <sup>c</sup> (%)	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age <sup>a</sup> (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age <sup>a</sup> (Ma)	% disc.	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb* <sup>a</sup>	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U <sup>a</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U <sup>a</sup>	±%	Error corrected
1.1	6.88	4113	285	0.07	162	268.7 ± 3.0	1120 ± 220	76	0.0770	11	0.452	11	0.04526	1.2	0.102
2.1	0.31	167	31	0.19	46.0	1791 ± 18	2151 ± 13	17	0.13405	0.71	5.917	1.4	0.3202	1.2	0.850
3.1	0.08	121	83	0.70	41.5	2159 ± 22	2148.0 ± 10	-1	0.13377	0.60	7.336	1.4	0.3978	1.2	0.896
4.1	0.07	305	152	0.52	115	2351 ± 22	2465.3 ± 11	5	0.1609	0.63	9.76	1.3	0.4402	1.1	0.870
5.1	0.05	602	90	0.15	163	1769 ± 17	2124.7 ± 7.0	17	0.13200	0.40	5.748	1.1	0.3159	1.1	0.936
5.2	1.33	2919	84	0.03	157	386.8 ± 4.0	1076 ± 52	64	0.0753	2.6	0.642	2.8	0.06185	1.1	0.379
6.1	0.70	524	78	0.15	195	2306 ± 22	2746 ± 18	16	0.1906	1.1	11.29	1.6	0.4301	1.1	0.718
7.1	2.21	5213	110	0.02	272	371 ± 7	1242 ± 65	70	0.0819	3.3	0.670	3.5	0.05935	1.1	0.303
8.1	0.47	462	442	0.99	116	1651 ± 16	1984 ± 13	17	0.12192	0.71	4.907	1.3	0.2919	1.1	0.832
9.1	3.66	692	229	0.34	193	1749 ± 17	2112 ± 67	17	0.1313	3.6	5.63	4.0	0.3118	1.1	0.279
10.1	0.38	521	154	0.30	169	2059 ± 19	2133 ± 10	3	0.13268	0.56	6.883	1.2	0.3763	1.1	0.884
11.1	0.79	5289	321	0.06	190	261.5 ± 2.7	824 ± 37	68	0.0666	1.8	0.3800	2.0	0.04140	1.0	0.511
12.1	0.21	4485	49	0.01	573	892.0 ± 19	1804.3 ± 6.8	51	0.11030	0.37	2.257	1.1	0.1484	1.0	0.940
13.1	1.70	3887	53	0.01	149	277.7 ± 2.9	752 ± 72	63	0.0643	3.4	0.390	3.6	0.04403	1.1	0.300
14.1	14.72	10310	706	0.07	224	137.2 ± 2.1	1314 ± 460	90	0.085	23	0.252	24	0.02151	1.6	0.065
15.1	2.86	2404	30	0.01	443	1216 ± 12	1949 ± 56	38	0.1197	2.9	3.42	3.3	0.2075	1.1	0.322
16.1	0.52	1901	401	0.22	668	2201 ± 19	2142.2 ± 9.8	-3	0.13336	0.53	7.481	1.2	0.4069	1.0	0.880
17.1	0.01	843	325	0.40	313	2317 ± 21	2448.0 ± 4.1	5	0.15927	0.24	9.50	1.1	0.4326	1.1	0.976
18.1	3.44	5607	258	0.05	720	866.2 ± 8.6	1913 ± 68	55	0.1173	3.6	2.322	3.9	0.1438	1.1	0.269
19.1	2.86	1707	240	0.15	409	1541 ± 15	2065 ± 52	25	0.1278	2.7	4.75	3.1	0.2700	1.1	0.341
20.1	6.28	232	168	0.75	82.6	2100 ± 24	2066 ± 130	-2	0.1281	6.9	6.78	7.5	0.3851	1.3	0.181
21.1	0.43	1294	240	0.19	533	2513 ± 22	2156.0 ± 8.5	-17	0.13441	0.46	8.83	1.2	0.4768	1.0	0.907
22.1	0.72	286	121	0.44	76.0	1724 ± 24	2423 ± 18	29	0.1570	1.0	6.64	1.9	0.3066	1.6	0.835
23.1	0.11	199	66	0.34	73.9	2315 ± 24	2451 ± 12	6	0.1596	0.73	9.51	1.4	0.4321	1.2	0.864
24.1	0.04	409	132	0.33	136	2107 ± 20	2159.2 ± 7.5	2	0.13463	0.43	7.177	1.2	0.3866	1.1	0.933
25.1	0.58	1309	403	0.32	229	1190 ± 18	2001 ± 12	41	0.12307	0.77	3.438	1.8	0.2027	1.6	0.899
26.1	0.42	1995	27	0.01	561	1818 ± 16	2124.4 ± 8.4	14	0.13200	0.46	5.930	1.1	0.3259	1.0	0.908

Errors are 1σ; Pb<sup>c</sup> and Pb\* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in standard calibration was 0.35% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(a) Common Pb corrected using measured <sup>204</sup>Pb.

**Table 9** - Summary of SHRIMP U-Pb data on monazite grains of the sample MVD34A.

Grain. spot	<sup>206</sup> Pb <sup>c</sup> (%)	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age <sup>a</sup> (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age <sup>a</sup> (Ma)	% disc.	<sup>207</sup> Pb* / <sup>206</sup> Pb* <sup>a</sup>	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U <sup>a</sup>	±%	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U <sup>a</sup>	±%	Error Correc.
1.1	0.04	6914	85459	12.8	2270	2080 ± 10	2075.7 ± 3.0	-0.54	0.12837	0.17	6.765	0.59	0.3822	0.57	0.957
2.1	0.01	7746	72228	9.6	2520	2070.1 ± 9.8	2081.8 ± 2.5	0.56	0.12881	0.14	6.726	0.57	0.3787	0.56	0.969
3.1	0.01	7831	67753	8.9	2570	2083 ± 10	2076.7 ± 2.5	-0.30	0.12844	0.14	6.755	0.60	0.3815	0.58	0.972
4.1	0.00	6730	74152	11.4	2190	2072.7 ± 9.9	2074.3 ± 3.8	0.08	0.12826	0.21	6.707	0.60	0.3792	0.56	0.934
4.2	0.02	6574	53369	8.4	2180	2104 ± 12	2129.5 ± 4.1	1.20	0.13236	0.24	7.044	0.72	0.3860	0.68	0.944
5.1	0.02	7644	65977	8.9	2520	2090 ± 10	2077.8 ± 2.4	-0.59	0.12851	0.14	6.786	0.58	0.3830	0.56	0.971
6.1	0.02	7412	70632	9.8	2410	2065 ± 11	2073.6 ± 2.5	0.41	0.12821	0.14	6.675	0.65	0.3776	0.64	0.976
7.1	0.02	4682	71305	15.7	1570	2119 ± 10	2133.9 ± 4.1	0.70	0.13269	0.23	7.120	0.62	0.3892	0.58	0.928
8.1	0.01	7168	70428	10.2	2340	2078 ± 13	2059.3 ± 2.6	-0.91	0.12717	0.15	6.670	0.72	0.3804	0.71	0.979
9.1	0.01	6686	67270	10.4	2180	2070 ± 12	2065.3 ± 5.6	-0.23	0.12761	0.32	6.662	0.76	0.3787	0.69	0.908
10.1	0.04	8439	63552	7.8	2730	2061 ± 12	2074.3 ± 3.5	0.64	0.12827	0.20	6.662	0.70	0.3767	0.67	0.960
11.1	--	7920	66359	8.7	2550	2055 ± 11	2077.3 ± 3.9	1.07	0.12848	0.22	6.652	0.65	0.3755	0.61	0.942
12.1	0.03	3348	68666	21.2	1120	2122 ± 11	2135.2 ± 3.9	0.62	0.13279	0.22	7.138	0.65	0.3899	0.61	0.940
13.1	0.01	7875	68795	9.0	2550	2059.5 ± 2.6	2069.8 ± 2.6	0.50	0.12793	0.15	6.640	0.58	0.3764	0.56	0.966
13.2	0.07	6072	55299	9.4	1990	2079 ± 10	2109.5 ± 4.4	1.45	0.13086	0.25	6.868	0.63	0.3806	0.58	0.917
14.1	0.01	5787	66333	11.8	1860	2047 ± 11	2070.4 ± 3.2	1.13	0.12798	0.18	6.593	0.64	0.3737	0.62	0.960

Errors are 1σ; Pb<sup>c</sup> and Pb\* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in standard calibration was 0.22% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(a) Common Pb corrected using measured <sup>204</sup>Pb.

## 5 - Discussion and Interpretation

### 5.1 - Age of the sources of the metasedimentary high-grade rocks

Although it has not been the objective of this study to identify the source of detrital zircon and the procedures recommended in classical sedimentary provenance studies (e.g. Fedo et al. 2003; Vermeesh, 2004; Andersen, 2005) were not followed, the Pb-evaporation and U-Pb results of the zircon from Al-rich metasedimentary high-grade rocks gave an idea of ages of sources of these rocks. Some qualitative criteria were selected in order to more rigorously interpret the data. For example, zircon grains that were probably affected by, or crystallized during, metamorphic events ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages  $< 2200$  Ma) were rejected. In the case of sample MVD21, although some grains with Pb-evaporation and U-Pb SHRIMP zircon ages  $\leq 2300$  Ma could be formed during a high-grade metamorphic event about 2.3 Ga, they are included because a metamorphic rocks source may not be discarded. Additionally, U-Pb SHRIMP results from rims of zircon that gave Neoproterozoic ages (e.g. spots 6.1 and 6.2 of the MVD40) were also not considered to avoid double results from one grain. In order to decrease the uncertainty in the ages caused by the effects of Pb-loss, only the least discordant ( $< 10\%$ ) U-Pb analyses as well as the step ages obtained at highest temperatures in the Pb-evaporation analyses were considered. The results show that the metapelites from the Uruará area (sample MVD21) had sources more restricted to the Neoproterozoic and early Siderian (2586–2474 Ma), but the late Siderian and early Rhyacian sources must not be disregarded as a near-concordant grain (point 5.1) suggests a possible late Siderian source from a high-grade metamorphic rock (Fig. 7A). On the other hand, the metapsammites from the Ilha Grande area (sample MVD40) had dominantly Archean sources, and in particular Mesoarchean sources (Fig. 7B). Moreover, there was a Neoproterozoic record about 2750 Ma that was not found among Neoproterozoic rocks (2670 – 2500 Ma) of the Bacajá domain. Where these contrasting Archean sources are, it is not easy to explain. Another possibility is that Mesoarchean and 2.75 Ga rocks occur in the Bacajá domain but they were not detected until now.

### 5.2 - High-grade metamorphic and anatexis events

The U-Pb ID-TIMS age of  $2278.9 \pm 4.8$  Ma yielded by abraded zircon grains of sample MVD21, as well as the near-concordant SHRIMP analysis (spot 5) on an overgrowth rim of a zircon from this sample that furnished a  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age of  $2303.2 \pm 5.2$  Ma could suggest the

existence of a high-grade metamorphic event about 2300 Ma ago. However, there is no absolute certainty that selected grains for ID-TIMS analysis did not have inherited cores (detrital cores). CL-images and SHRIMP analyses have revealed that detrital cores with late Siderian to Neoproterozoic ages are common in zircon from this sample. Despite the care taken to select zircon grains for ID-TIMS analysis, it is probable that these inherited cores were present among selected grains, giving mixed ages. On the other hand, there are other factors discussed further on that are in favor of the existence of this late Siderian/early Rhyacian high-grade metamorphic event.

The U-Pb SHRIMP age on zircon of pelitic migmatite MVD34A of  $2147.3 \pm 7.4$  Ma dates the first high-grade metamorphic event of the Transamazonian cycle in the Bacajá domain. The morphology and internal structures of zircon in this pelitic migmatite are not typical of granulite facies, suggesting that partial melting took place under amphibolite facies conditions. Furthermore, the SHRIMP analyses on monazite of this rock revealed a population of cores with  $2132.9 \pm 4.6$  Ma which could be related to this first migmatization or a younger tectono-thermal event at 2133 Ma. Although U-Pb dating of monazite in high-grade metamorphic rocks has been used to date granulite facies metamorphism (e.g. Parrish, 1990; Braun et al., 1998; Jung and Mezger, 2003a), this method may be dating just an anatexis event between ca. 700°C and 750°C, that is the lower limit of closure temperatures of Pb on monazite of high-grade metamorphic rocks (e.g. Copeland et al. 1988; Parrish, 1990; Smith and Giletti, 1997). In fact, the saturation and the activity of water and other fluids (e.g. halogens and CO<sub>2</sub>) are main factors that control the anatexis in different melting systems (Johannes and Holtz, 1996 and references therein). Although, dehydrated anatexis can generate melts under granulite facies P-T conditions, the presence of retrograde muscovite in the leucosomatic veins of the pelitic migmatite indicates anatexis took place under H<sub>2</sub>O-saturated conditions slightly below or close to granulite facies. In addition, the time gap between the migmatization at  $2147.3 \pm 7.4$  Ma dated on zircon and the monazite age of  $2132.9 \pm 4.6$  Ma could reflect different closure temperatures of Pb (zircon closure is  $> 900^\circ\text{C}$ ; Lee et al., 1997; Cherniack and Watson, 2000).

The pelitic gneisses from Uruará area do not have abundant migmatite features, but the sample MVD21 has a zircon population that gave a U-Pb SHRIMP age of  $2109 \pm 8.7$  Ma that seems to be related to a discrete anatexis event at this time. In contrast to zircon from the 2147 Ma pelitic migmatite, zircon from sample MVD21 have morphology and internal structures which suggest that this metapelite underwent granulite or upper amphibolite facies



metamorphism as also indicated by its metamorphic mineral assemblage. CL-images revealed that the SHRIMP spots that gave 2109 Ma are located on unzoned rims overgrown or recrystallized on previous sector and planar zones (Fig. 5A). These types of growth zones have been described on zircon of granulite grade (e.g. Vavra et al., 1996; Schaltegger et al., 1999; Vavra et al. 1999; Hoskin and Schaltegger, 2003; Tichomirowa et al., 2005). However, unzoned rims may be related to episodic Pb-loss caused by interaction with fluids or partial melt (e.g. Hoskin and Black, 2000; Tichomirowa et al., 2005). Therefore, the age of 2109 Ma may be reflecting an anatectic event, not necessarily a granulite facies metamorphism. In addition, the blurring of previous high-grade metamorphic zoning reinforced the existence of a previous high-grade metamorphic metamorphism at ca. 2300 Ma detected in some zircon grains of this sample.

Another body of metapelite from Uruará area (sample MVD26B) gave an U-Pb SHRIMP age of  $2123 \pm 4.8$  Ma for monazite cores. Taking into account the analytical errors of two monazite ages of core populations ( $2132.9 \pm 4.6$  and  $2123 \pm 4.8$ Ma), both populations can be related to the same tectonic-thermal event. In addition, they may be correlated to the first migmatization that affected the pelitic migmatites from Ilha Grande area. A monazite core of sample MVD34A (spot 13.2 – Tab. 8) gave an age of 2109 Ma which may be related to anatectic event at 2109 Ma detected in the metapelites from Uruará. On the other hand, this result could reflect the results of Pb-loss on the 2123 Ma monazite. However, some researchers have discounted Pb diffusion to explain Pb-loss on monazite grains (e.g. Cocherie et al., 1998, 2005; Crowley and Ghent, 1999; Foster and Parrish, 2003).

The U-Pb SHRIMP analyses on monazite also revealed younger populations. Sample MVD34A has monazite rims with  $2073.3 \pm 2$  Ma that may be dating the granulite facies metamorphism, although the mineral assemblage are not clear related to this event. However, there are sillimanite-bearing rocks in the body of Ilha Grande, indicating that they did (locally?) attain granulite facies conditions. The metapsammite MVD40 is one of these granulites and the Pb-evaporation age of  $2074 \pm 3$  Ma obtained on some zircon grains from this sample is interpreted as recording the timing of new zircon growth during granulite facies metamorphism, reinforcing the interpretation for the monazite rim age. Therefore, the previous high-grade metamorphic or anatectic events at 2133 Ma and 2109 Ma were partially reset by granulite facies metamorphism at 2073 Ma. A similar age pattern is found on monazite crystals of the sample MVD26B from the Uruará area, with older cores of 2123 Ma, and two younger populations of

monazite: grains of  $2071.4 \pm 3.5$  Ma, (probably related to granulite facies metamorphism), and a younger population of rims with an age of  $2057 \pm 3.3$  Ma. This late population could be related to recrystallization or episodic growth of monazite during retrograde metamorphism or other tectono-thermal event that took place immediately after the metamorphic peak. Alternatively, these younger rims could be related to a Pb-loss caused by a thermal (igneous?) pulse, or through recrystallization and fluid interactions at temperatures lower than closure temperature of monazite (Ayers et al., 1999).

The BSE images of monazite grains (Fig. 9C and D) show a clear pattern of inherited cores with rounded and embayed irregular shapes that suggest partial resorption and overgrowths (dated at ca. 2070 Ma). However, there are grains with weak or without zoning that furnished ages between 2069 and 2078 Ma (Fig. 9A), suggesting that, apart from overgrowths, new monazite grains were formed during the granulite facies metamorphism.

Rims with ages of ca. 2057 Ma are found on both pre-existing core populations (Figs. 9A and B), but there is no clear evidence to support what process was responsible for the growth of these rims at this time, or if this date is simply an artifact of Pb loss .

The Sm-Nd whole rock-garnet isochrons of the Al-rich metasedimentary high-grade metamorphic rocks from both studied areas gave values related to Transamazonian cycle, but the ages obtained are not consistent. Metapelite MVD21 yielded  $2024.6 \pm 1.9$  Ma, which is lower than the expected age for granulite facies metamorphism. On the other hand, the metapsammite MVD40 furnished  $2208 \pm 24$  Ma, a value higher than the expected to this metamorphic event. Sm-Nd whole rock-garnet age from high-grade metamorphic rocks frequently yield lower values than the metamorphic age obtained by U-Pb on monazite (e.g. Payolla et al., 2002; Jung and Mezger, 2003a). These last authors have supported it based on little differences of closure temperatures between garnet and monazite and found differences of between 10 and 30 Ma. Perhaps, the difference of less ca. 45 Ma for the sample MVD21 and U-Pb ages on monazite (ca. 2070 Ma) can be acceptable, in spite of small uncertainty, but the value of more ca. 140 Ma for the sample MVD40 must result from other processes. The small spread of the  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratios of garnet and whole rock certainly affects the precision of isochron mineral age (Rollison, 1993), but not the values. Garnet with low  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratio and high Nd concentration are suspected to be contaminated by undetected LREE-rich inclusions that may influence at age (Thöni, 2002). Despite the scarcity of mineral inclusion in garnet under optical microscope and the small size of

the crystals of the sample MVD40 (Fig. 4E), its Nd content is about eight times higher and  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratio about seven times smaller than sample MVD21 (Tab. 5). This may suggest the influence of LREE-rich inclusions. However, Jung and Mezger (2003b) investigating Sm-Nd and U-Pb on garnet chronometry in high-grade rocks, have shown that the influence of zircon and monazite inclusions in garnet crystals have little influence on garnet Sm-Nd isochron dates.

There are examples of mafic intrusions associated with LPHT and UHT granulite metamorphism. They were underplated during crustal stretching and were responsible for supplying the heat that increased the geothermal gradient of crust (e.g. Jung et al. 2002; Delor et al. 2003b; Roeber et al. 2003). The quartz diorite sheet of  $2071 \pm 3$  Ma (sample MVD46A) intruded into meta-igneous granulite that borders Ilha Grande body. Its age is close to the ages obtained by Pb-evaporation on zircon and U-Pb SHRIMP on monazite for granulite facies metamorphism of Al-rich metasedimentary high-grade metamorphic rocks from the Ilha Grande area. In addition, Vasquez et al. (submitted) have dated by Pb-evaporation a jotunite body at  $2070 \pm 3$  Ma located about 30km to west of this meta-igneous granulite body. This mafic to intermediate intrusion and the LPHT mineral assemblages identified in the Al-rich metasedimentary high-grade metamorphic rocks suggest that granulite facies metamorphism of ca. 2070 Ma is related to a crustal stretching event.

### 5.3 - Geodynamic outline

This work is focused on Al-rich metasedimentary high-grade metamorphic rocks because they are more 'sensible' and reliable to register metamorphic and anatexis events. Different high-grade metamorphic events were identified in the western Bacajá domain and most of them have associated anatexis, therefore it seems interesting to compare them with magmatic events in this domain and other Transamazonian orogens of the South America in order to understanding the geodynamic evolution of this segment of the Amazonian craton.

There is little reliable evidence to support the high-grade metamorphism at about 2300 Ma, but it is not impossible that such a metamorphic event occurred in the Bacajá domain. This crustal segment was formed at least since Neoproterozoic times (2.67-2.5 Ga) and there was formation of crust during the late Siderian (2.36–2.34 Ga) as demonstrated by Vasquez et al. (submitted). These authors suggest the existence of a late Siderian island-arc amalgamated to an Archean crust, therefore the granulite facies metamorphism about 2300 Ma could be related to

this collisional event. A late Siderian island-arc within the Transamazonian domains from Borborema province was described by Fetter et al. (2000). They dated granulites by ID-TIMS U-Pb on zircon. Meta-igneous rocks furnished upper intercept ages between 2.36 and 2.29 Ga, whereas metasedimentary rocks gave upper intercept ages of 2.34 and 2.28 Ga. However, they interpreted these results as the age of the protolith of meta-igneous rocks that were the source of metasedimentary rocks.

The 2147-2123 Ma migmatization detected in Al-rich metasedimentary high-grade metamorphic rocks from Ilha Grande and Uruará areas is constrained by U-Pb SHRIMP ages on zircon and monazite. These ages are probably related to a progressive path of regional metamorphism, despite the view that monazite could be formed along a retrograde path (e.g. Ayers et al., 1999; Catlos et al., 2002). However, the lower monazite ages of ca. 2070 and 2060 Ma are related to younger metamorphic and tectono-thermal events, distinct from the first migmatization. Rhyacian magmatic events (2.21-2.07 Ga) have been distinguished in the Bacajá domain (Macambira et al. 2003, 2004; Santos, 2003; Souza et al. 2003; Vasquez et al., 2005, submitted), many of them are coeval to this first migmatization. In Ipiaçava area (Fig. 2), Vasquez et al. (submitted) dated a porphyroclastic granite pluton intruded into metasedimentary granulites by U-Pb SHRIMP on zircon at  $2147 \pm 5$  Ma. To the north, these authors also dated a banded tonalite at  $2133 \pm 10$  Ma by the same method. Both granitoids have metaluminous composition as indicated by the presence of hornblende but their Nd isotopes (unpublished) and the occurrence of inherited zircon grains indicate a crustal contribution. Therefore, the migmatization of Al-rich metasedimentary high-grade metamorphic rocks and formation of granitoids with crustal contribution suggests that it was an important period of crustal reworking during the Transamazonian cycle in the Bacajá domain.

The anatectic event at  $2109 \pm 8.7$  Ma was discrete in the metapelites from Uruará area, but the host rock of these metasedimentary bodies is a monzogranite with a Pb-evaporation age on zircon of  $2104 \pm 5$  Ma (Vasquez et al., 2005). Partial melting features are not common in the paragneisses and granite from this area but the age correlation above strongly suggests zircon growth through some common thermo/magmatic event.

The 2.15–2.13 Ga magmatic event is common in other Transamazonian domains from Guiana shield, but the main migmatization event was between 2.10 and 2.09 Ga. In French Guiana (Fig. 1), among rocks dated by Pb-evaporation on zircon, a syntectonic vein within a

migmatitic granodiorite gave an age of  $2098 \pm 2$  Ma and granitoids of  $2104 \pm 2$  Ma formed by partial melting have shown inherited zircon populations of 2.19 to 2.14 Ga (Delor et al. 2003a). Migmatites with protolith monazite grains have been dated by the U-Th-Pb electron microprobe (EMPA) method at  $2168 \pm 3$  Ma and protolith zircons gave U-Pb SHRIMP age of  $2173 \pm 9$  Ma, whereas overgrowths of an elongated zircon population yielded an upper intercept age of  $2094 \pm 7$  Ma, considered the age of migmatization (Cocherie et al., 2005). In the southeastern Guiana Shield (Fig. 1), Rosa-Costa et al. (in press) recognized Transamazonic orogens (Carecuru and Paru domains) and an Archean basement (Amapá block) (Fig. 1). The Transamazonic domains are composed of 2.19-2.14 Ga calc-alkaline granitoids and inliers of Neoproterozoic granulites (ca. 2.6 Ga) intruded by charnockite plutons of ca. 2.07 Ga, whereas the Amapá block comprises granulite belts with Meso- and Neoproterozoic protoliths, amphibolite facies orthogneisses and charnockitic plutons of ca. 2.6 Ga, as well as several granitoids with ages between 2.22 and 2.03 Ga. Tectonic thrusting is well preserved in this region in spite of the overprinting by transcurrent tectonics. The U-Th-Pb EMPA monazite dating of meta-igneous granulites from the Amapá block and their leucosomes furnished ages between 2096 and 2086 Ma, interpreted as the age of granulite facies metamorphism (Rosa-Costa et al., submitted). In addition, these authors, based on inherited monazite populations and the occurrence of coeval granitoids, suggested the existence of previous anatexis events at ca. 2.21 Ga and ca. 2.14 Ga. Both the high-grade metamorphism and anatexis events around 2.1 Ga are related to collision of the African and South American plates, well documented in the literature (e.g. Feybesse and Milési, 1994; Ledru et al., 1994).

The geodynamic contexts of early high-grade metamorphic events (ca. 2.21 and 2.14 Ga) are not known up to now, but they are coeval with magmatic events marked by formation of juvenile crust and crustal reworking (e.g. Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003a, b; Rosa-Costa et al., in press). Reworking of juvenile oceanic crust of 2.26 to 2.20 Ga was proposed by Delor et al. (2003a) but seems vague because it is only supported by inherited ages of ca. 2.2 Ga in migmatitic gneiss. They discussed possible models of formation of 2.18-2.13 Ga TTG associations but the migmatization events were detected only from ca. 2.10 Ga. In the western Bacajá domain there are 2.21 Ga granitoids, but Vasquez et al. (submitted) suggested they are related to a 2.21-2.18 Ga magmatic arc. Furthermore, these authors did not find reliable evidence that could support a migmatization of Neoproterozoic orthogneisses during this period. On the other hand, the existence of magmatic arcs between 2.21 and 2.13 Ga and Neoproterozoic crust in this

region suggests that these arcs were amalgamated to a pre-existing crust by collisional orogenies, consequently involving migmatization.

The 2073-2070 Ma granulite facies metamorphism is constrained by U-Pb SHRIMP ages on monazite and Pb-evaporation on new zircon of Al-rich metasedimentary high-grade metamorphic rocks as well as intrusion of coeval mafic charnockitic and intermediate rocks. Metamorphic mineral assemblages of the Al-rich metasedimentary high-grade metamorphic rocks indicate that they attained upper amphibolite to granulite grades and P-T conditions typical of LPHT metamorphism. Underplating of mafic intrusions into normal crust and crustal thickening (Ellis, 1987; Bohlen, 1987) have been proposed to explain the origin of low/medium pressure granulites, some of which involved ultrahigh-temperature (UHT) metamorphism, as well as different periods of isobaric cooling path and rate of exhumation (Spear, 1995). In the Bakhuis granulite belt (Fig. 1), Rover et al. (2003) identified UHT metamorphism at 950 °C and 8.5-9 kbar. The Pb-evaporation zircon dating gave ages of 2072 to 2055 Ma for Al-rich metasedimentary granulites, 2085 to 2058 Ma for leucosomatic veins, 2065 Ma for charnockitic rocks, 2060 to 2056 Ma and mafic intrusions, constraining the granulite facies metamorphism between 2.07 and 2.05 Ga. According to these authors, there are remnants of UHT metamorphism in the high-grade rocks of the Central Guiana belt (Fig.1). However, in the eastern Amapá block (Fig. 1) there is no evidence of UHT metamorphism, only mineral assemblages typical of low pressure granulites. Pb-evaporation zircon dating of charnockitic rocks (Avelar et al. 2001; Lafon et al. 2001) and Sm-Nd mineral isochrons of high-grade rocks (Oliveira, 2002) constrained the granulite facies metamorphism between 2.05 and 2.03 Ga. In the Bacajá domain, mineral assemblage of UHT metamorphism were not found until now, but the ages obtained for granulite facies metamorphism and associated mafic to intermediate intrusions are in agreement with those of the Bakhuis belt. It could suggest that in the Bacajá domain, as well as in the eastern Amapá block, the UHT mineral assemblages were not preserved, or their P-T conditions were not attained. In addition, Harley (1998) constrained the conditions of the UHT metamorphism to peak metamorphic temperatures of 900-1100 °C and pressures in the range of 7-13 kbar, excluding LPHT terrains of this definition.

According to the geodynamic evolution model proposed by Delor et al. (2003b), after 2.11-2.08 Ga magmatism related to N-S sinistral sliding between the West African and Amazonian plates. Continental-scale E-W crustal stretching and mantle upwelling was

responsible for the formation of granulite belts in Bakhuis, Imataca and Amapá between 2.07 and 2.05 Ga. Coeval granites, charnockitic rocks and mafic intrusion were also emplaced. The subsequent normal fault exhumation was followed by isobaric cooling and burial metamorphism of pull-apart basins. The preferential E-W orientation of charnockitic plutons from the Bacajá domain (Fig. 2) and the agreement of their magmatic ages with the granulite facies metamorphism around 2.07 Ga may suggest that the evolution of granulite belt from this domain took place during the same post-collisional event.

A discrete thermal event at ca. 2.0 Ga was registered on monazite from leucogranitic veins associated with high-grade rocks from the Bakhuis belt, probably related to a magmatic pulse at 1.98 Ga represented by a anorthosite intrusion (Roever et al. 2003). In the western Amapá blocks, Rosa-Costa et al. (submitted) identified a 2.06-2.04 Ga migmatization registered by U-Th-Pb monazite dating of a migmatite and orthogneiss of amphibolite facies that was synchronous with the emplacement of 2.05 and 2.03 Ga granitic plutons related to NW-SE strike-slip zones in this tectonic block (Rosa-Costa et al., in press). The younger thermal event found in high-grade rocks from western Bacajá domain is marked by an U-Pb SHRIMP age of  $2057 \pm 3$  Ma on monazite rims, probably related to Pb-loss caused by emplacement of a coeval intrusion. Alternatively, monazite overgrowth could have formed during retrograde path or other high-temperature event after 2070 Ma granulite facies metamorphism.

Regarding the different ages for granulite facies metamorphism from the western Amapá block (ca. 2.09 Ga) and other Transamazonian domains (ca. 2.07 Ga) of the Amazonian craton, it may reflect the diachronous character of this metamorphic event. Alternatively, the 2.09 Ga granulite facies metamorphism could be an earlier metamorphic event with an isothermal decompression path and related to an early stage of crustal thickening during the 2.1 Ga orogeny (Rosa-Costa et al., submitted), whereas the granulite facies metamorphism at ca. 2.07 Ga that had an isobaric cooling path and is related to crustal thinning may represent a late stage of this orogeny.

On the continental scale, Transamazonian metamorphic events have been registered in other Archean cratons of South America. In the central-eastern São Francisco craton, the metaigneous granulites of Archean protolith ages (2.88-2.50 Ga) have metamorphic ages between 2.08 and 2.05 Ga (Silva et al. 2002a). They also dated pre-collisional magmatic events between 2.22 and 2.13 Ga and a syncollisional magmatism at 2.09 Ga. In addition, Barbosa et al. (2004)

identified late Transamazonian dome structures and charnockitic rocks related to granulite facies metamorphism of Archean rocks (3.3-2.5 Ga) from Jequié block constrained by Pb-evaporation ages on zircon and monazite of 2.05 and 2.03 Ga. In the southeastern limit of the São Francisco craton and the neighboring Neoproterozoic belt, apart from the Transamazonian magmatic events (between 2.21 and 2.05 Ga) metamorphic events of amphibolite facies were recognized at ca. 2.07 and 2.03 Ga, as well as younger metamorphic events between 0.60 and 0.51 Ga (Silva et al., 2002b). According to these authors, the synchronous Transamazonian magmatic events and associated metamorphic events detected in both orogenic belts are related to a collage of Rhyacian magmatic arcs and amalgamation of Archean blocks of the São Francisco craton during a collisional event, before a Brasiliano collage. This Rhyacian collage has been related to 2.1 Ga collision of the São Francisco craton and the Congo craton (Bertrand and Jardim de Sá, 1990; Ledru et al., 1994; Feybesse et al., 1998; Barbosa and Sabaté, 2004).

Similar evolution related to Rhyacian collage have been noted in Transamazonian domains from the northern Borborema province (in north-eastern Brazil), in the Archean/Paleoproterozoic basements remnants from Tocantins province (in central Brazil) and those from Mantiqueira province (in southeastern Brazil), (Delgado et al, 2003, and references therein). In the more southern parts of South America, the Transamazonian domains in Uruguay and Argentina have been shown to have a similar magmatic and metamorphic evolution (Hartman et al., 2000; Hartman et al., 2002; Santos et al., 2003). Therefore, the Transamazonian cycle was an important period of orogenic activity extending from northern South America to the southernmost parts of the continent. In the Amazonian craton the magmatism and metamorphism related to the Transamazonian cycle are preserved, but in other cratons and orogenic belts they were severely overprinted by Brasiliano orogenies (900-520 Ma).

On a global scale, the 2.1–1.8 Ga collisional orogens and associated cratonic blocks have shown connections between previous continental plates (paleoplates), suggesting the formation of a supercontinent during the Paleoproterozoic (Brito Neves, 1999; Zhao et al. 2002). A previous model of Roger (1996) proposed that western African and eastern South America plates composed the continent of Atlantica around 2.0 Ga. However, taking into account the Orosirian collages and subsequent taphrogenesis in other paleoplates (e.g. Baltic, Eastern Antarctica, South Africa, Australia, Greenland, North China, Siberia, North America and India) there was a spreading of the Paleoproterozoic supercontinent (Brito Neves, 1999; Zhao et al.



2002). In this geodynamic context, the 2.1 Ga orogeneses from South America and West Africa triggered the Paleoproterozoic continental fusion that formed this supercontinent.

## 6 - Concluding Remarks

Geochronological investigations using U-Pb techniques on zircon (SHRIMP, ID-TIMS), monazite (SHRIMP), Sm-Nd whole rock-garnet isochrons and Pb-evaporation on zircon allowed the identification and dating of different Paleoproterozoic metamorphic events that generated high-grade metamorphic associations from the western Bacajá domain. The Al-rich metasedimentary high-grade rocks have proven to be good sources of information to investigate these metamorphic events. Besides metamorphic mineral assemblages as indicators of metamorphic conditions, it was possible to date several metamorphic events and to obtain provenance information on the sources of detrital zircons.

A potential high-grade metamorphic event was detected at ca. 2.3 Ga that could have been related to collage of a late Siderian island arc (2.36-2.34 Ga) to an Archean block, but there is little evidence to support the existence of this high-grade metamorphic event. Instead, we have proposed that the zircon grains of this age probably represent mixed ages and/or detrital grains from metamorphic source rocks.

A 2147-2123 Ma migmatization process was detected on zircon and monazite grains and it seems to be related to an anatectic event under upper amphibolite facies P-T conditions that was synchronous with the dated magmatic events in the western Bacajá domain. It is strongly suggestive that this migmatization was related to an orogeny that amalgamated earlier magmatic arcs of 2.21-2.18 Ga, Archean blocks and locally, some rocks that were preserved from the late high-grade metamorphic events.

Another anatectic event at 2109 Ma was dated from overgrown zircon rims. There is no clear evidence that it was related to a granulite facies metamorphism because the mineral assemblage seems to be related to younger low/medium pressure granulite facies metamorphism at ca. 2.07 Ga. There is a 2.1 Ga magmatic event recorded in the region, but complementary studies are necessary to confirm any correlation between them. On the other hand, high-grade metamorphic and magmatic events at ca. 2.1 Ga have been well documented in other Transamazonian domains of the Guiana shield and they are related to a syncollisional period of Rhyacian collage of the Amazonian and West African cratons.

The 2073-2071 Ma low pressure granulite facies metamorphism is recorded on monazite and zircon, and possibly also by a Sm-Nd whole rock-garnet isochron in spite of the lower age yielded. UHT remnant assemblages were not found, but potential thermal sources are marked by coeval mafic and intermediated intrusions as well as by charnockitic plutons related to high-grade metamorphic associations. Therefore, this granulite facies metamorphism may be related to a period just after the 2.1 Ga collision that was marked by mantle upwelling enhanced by continental-scale E-W crustal stretching according to a geodynamic model proposed for other 2.07-2.05 Ga granulite belts from Guiana shield.

A slightly lower value of  $2057 \pm 3$  Ma was detected on monazite rims, but it is not clear if this dates the retrograde path or some other tectonic-thermal event. If this is the case, then the nearby coeval intrusions could be a possible cause of early Pb-loss.

The Rhyacian collage at 2.1 Ga has been documented in several Transamazonian domains of the South America and the post-collisional granulite facies metamorphism (2.07-2.03 Ga) is present in most of them. There are a few and local occurrences of early ( $> 2.1$  Ga) and late ( $< 2.0$  Ga) high-grade metamorphic events related to the Rhyacian collage. Finally, it is suggested that the late Transamazonian orogeny as well as other continental late Rhyacian and Orosirian collisional orogenies around the world were responsible for formation of a Paleoproterozoic supercontinent.

## 7 - Acknowledgments

This work was supported by CPRM – Geological Survey of Brazil, projects PRONEX/CNPq 103/98 (grant 662103/1998-0), CNPq (grant 467104/00-0) and CT-Mineral/FINEP 01/2001. Marco Antonio Galarza, Robert S. Krymsky, Roberta Florencio, Rosemary Brabo Monteiro and Elma Oliveira are acknowledged for technical support during analytical work at UFPA, as well as Chuck Magee (ANU). Sincerely thanks to Luís Alberto Costa Silva (CPRM) and Tatiana Rocha de Azevedo (UFPA) for sample processing. The SHRIMP analyzes were carried out during doctoral stage of the first author at ANU, which the scholarship was supported by CAPES Foundation (grant BEX 3310/04-3). This article is a contribution to PRONEX/CNPq 103/98.

## 8 - References

- Almeida, F.F., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Review* 50, 77-111.
- Almeida, F.F., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review* 17, 1-19.
- Andersen, T., 2005. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology* 216, 249-270.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Delor, C., 2001. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá. Implicações pra a evolução geodinâmica do Escudo das Guianas. Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Brazil, Resumos Expandidos, CD ROM.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Delor, C., Guerrot, C., Lahondère, D., 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Geologie de la France* 2-3-4, 83-100.
- Ayers, J.C., Miller, C., Gorrish, B., Milleman, J., 1999. Textural development of monazite during high-grade metamorphism: Hydrothermal growth kinetics with implications for U-Th-Pb geochronology. *American Mineralogist* 110, 169-176.
- Barbosa, J., Martin, H., Peucat, J-J. 2004. Palaeoproterozoic dome-forming structures related to granulite-facies metamorphism, Jequié block, Bahia, Brazil: petrogenetic approaches. *Precambrian Research* 135, 105-131.
- Barbosa, J.F.S., Sabaté, P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research* 133, 1-27.
- Barlett, J.M., Dougherty-Page, J.S., Harris, N.B.W., Hawkesworth, C.J., Santosh, M. 1998. The application of single zircon evaporation and model Nd ages to interpretation of polymetamorphic terrains: an example from the Proterozoic mobile belt of south India. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 131, 181-195.
- Bertrand, J.M., Jardim de Sá, E.F., 1990. Where are the Erbunian-Transamazonian collisional belts? *Canadian Journal Earth Sciences* 27, 1382-1393.
- Bohlen, S.R. 1987. Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. *Journal of Geology* 95, 617-632.
- Bohlen, S.R., Mezger, K., 1989. Origin of granulite terranes and formation of the lowermost continental crust. *Science* 244, 326-329.
- Braun, I.; Montel, J.M.; Nicollet, C. 1998. Electron microprobe dating of monazites from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India. *Chemical Geology*, **146**: 65-85.
- Brito Neves, B.B., 1999. América do Sul: Quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Revista Brasileira de Geociências* 29, 379-392.
- Catlos, E.J., Gilley, L.D., Harrison, T.M., 2002. Interpretation of monazite ages obtained via in situ analysis. *Chemical Geology* 88, 193-215.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., 2000. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology* 172, 5-24.

- Claoue-Long, J.C., Compston, W., Roberts, J., Fanning, C.M., 1995. Two Carboniferous ages: A comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis. In: W.A. Berggren, D.V. Kent, M-P. Aubry, J. Ardenbol (Eds.) *Geochronology, time scale and global stratigraphic correlation*, Society for Sedimentary Geology - Special Publication 4, 3-21.
- Cocherie, A., Bemezeme, E., Legendre, O., Fanning, C.M., Faure, M., Rossi, P., 2005. Electron-microprobe dating as a tool for determining the closure of Th-U-Pb systems in migmatitic monazites. *American Mineralogist* 90, 607-618.
- Cocherie, A., Legendre, O., Peucat, J.J., Kouamelan, A.N., 1998. Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe U-Th-total lead determination: implications for lead behaviour in monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 2475-2497.
- Compston, W., Williams, I.S., Meyer, C., 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high-resolution ion-microprobe. *Journal of Geophysical Research* 89B, 525-534.
- Copeland, P., Parrish, R.R., Harrison, T.M., 1988. Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and implications for U-Pb systematics. *Nature* 333, 760-763.
- Cordani, U.G., Sato, K., 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes* 22, 67-173.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra* 9, 6-11.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K., 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *Congress. Geol. Chileno*, 2, Arica, Chile, Actas, 4, 137-148.
- Crowley, J.L., Ghent, E.D., 1999. An electron microprobe study of the U-Th-Pb systematics of metamorphosed monazite: the role of Pb diffusion versus overgrowth and recrystallization. *Chemical Geology* 157, 285-302.
- Dall'Agnol, R., Costi, H.T., Leite, A.A., Magalhães, M.S., Teixeira, N.P., 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research* 95, 9-39.
- Delgado, I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Silveira Filho, N.C., Santos, R.A., Pedreira, A.J., Guimarães, J.T., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho, J.V., Valente, C.R., Perrota, M.M., Heineck, C.A., 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (Eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Texto, mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil*, 5, pp. 227-334.
- Delor, C., Lahondère, D., Egal, E., Lafon, J.M., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., Trufert, C., Theveniaut, H., Phillips, D., Avelar, V.G., 2003a. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500,000-scale geological map of French Guiana (2<sup>nd</sup> edition). *Geologie de la France*, 2-3-4, 5-57.
- Delor, C., Roeber, E.W.F. de, Lafon, J.M., Lahondère, D., Rossi, P., Cocherie, A., Guerrot, C., Potrel, A 2003b. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname) : II. Implications for late Transamazonian crustal stretching in a revised Guiana Shield framework. *Geologie de la France* 2-3-4, 207-230.
- Dougherty-Page, J.S., Barlett, J.M., 1999. New analytical procedures to increase the resolution of zircon geochronology by the evaporation technique. *Chemical Geology* 153, 227-240.

- Ellis, D.J., 1987. Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts. *Geology* 15, 167-170.
- Faraco, M.T.L, Vale, A.G., Santos, J.O.S., Luzardo, R., Ferreira, A.L., Oliveira, M.A., Marinho, P.A.C., 2005. Levantamento Geológico da Região ao Norte da Província Carajás In: V. Souza and A.C. Horbe (eds.). *Contribuições a Geologia da Amazônia Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Brazil*, 4, 32-44.
- Fedo, C.M., Sircombe, K.N., Rainbird, R.H., 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (eds.), *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 277-303.
- Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., Santos, T.J.S., Nogueira Neto, J.A., Arthaud, M.H., 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the Paleoproterozoic Supercontinent “Atlantica”. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 102-106.
- Foster, G., Parrish, R., 2003. Metamorphic monazite and the generation of P-T-t paths. In: Vance, D., Muller, W., Villa, I.M. (eds.) *Geochronology: linking the isotopic Record with petrology and textures*. Geological Society, London, Special Publication 220, 25-47.
- Feybesse, J.L., Milési, J.P., 1994 The Archean/Paleoproterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of décollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archean cratons? *Precambrian Research* 69, 199-227.
- Feybesse, J.L.; Johan, V.; Triboulet, C.; Guerrot, C.; Mayaga Mikolo, F.; Bouchot, V.; Eko N'dong, J. 1998. the West Central African Belt, a model of 2.5-2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Research* 87, 161-216.
- Gaudette, H.E., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., Moura, C.A.V., Scheller, T., 1998 Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: Examples from the Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 4, 351-363.
- Harley, S.L. 1998. An appraisal of peak temperatures and thermal histories in ultrahigh-temperature (UHT) crustal metamorphism: the significance of aluminous orthopyroxene. In: Motoyoshi, Y. and Shiraishi, K. (Eds.) *Origin and Evolution of Continents. Memoirs of National Institute of Polar Research Special Issue*, 53, pp. 49-73.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Cingolani, C.A., McNaughton, N.J., 2002. Two Paleoproterozoic orogenies in the evolution of the Tandilia Belt, Argentina, as evidenced by zircon U-Pb geochronology. *International Geology Review* 44, 528–543.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., McNaughton, N.J., Santos, J.O.S., 1999, Deepest exposed crust of Brazil-SHRIMP establishes three events. *Geology* 27, 947–950.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Silva, L.C., 2000. Ion microprobe dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil: *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 72, 559–572.
- Hoskin, P.W.O., 1998. Minor and trace element analysis of natural zircon (ZrSiO<sub>4</sub>) by SIMS and laser ablation ICPMS: a consideration and comparison of two broadly competitive techniques. *Journal of Trace and Microprobe Techniques* 16, 301– 326.
- Hoskin, P.W.O., Black, L.P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology* 18, 423– 439.

- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (eds.), *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, pp. 27–62.
- Issler, R.S., Andrade, A.R.F., Montalvão, R.M.G., Guimarães, G., Silva, G.G., Lima, M.I.C., 1974. *Geologia. Folha SA.22 - Belém. DNPM/Radam, Brazil*, 5, pp. 1-71.
- Johannes, W., Holtz, F., 1996. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Minerals and Rocks*, Springer-Verlag, Berlin, 335pp.
- Jorge João, X.S., Vale, A.G., Lobato, T.A.M., 1987. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Altamira. Folha SA.22-Y-D. Estado do Pará. CPRM/DNPM, Brazil, 31 pp.
- Jung, S., Hoernes, S., Mezger, K., 2002. Synorogenic melting of mafic lower crust: constraints from geochronology, petrology and Sr, Nd, Pb and O isotope geochemistry of quartz diorites (Damara orogen, Namibia). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 551–566.
- Jung, S., Mezger, K., 2003a. Petrology of basement-dominated terranes: I. Regional metamorphic T-t path from U-Pb monazite and Sm-Nd garnet geochronology (Central Damara orogen, Namibia). *Chemical Geology* 198, 223-247.
- Jung, S., Mezger, K., 2003b. U-Pb garnet chronometry in high-grade rocks - case studies from the central Damara orogen (Namibia) and implications for the interpretation of Sm-Nd garnet ages and the role of high U-Th inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 146, 382-396.
- Kim, J., Chou, M., 2003. Low-pressure metamorphism and leucogranite magmatism, northeastern Yeongnam Massif, Korea: implication for Paleoproterozoic crustal evolution. *Precambrian Research* 122, 235-251.
- Klein, E.L., Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M., 2003. Magmatismo Paleoarqueano (3,32Ga) na região do Rio Cupixi, SE do Amapá, SE do Escudo das Guianas. Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, Sociedade Brasileira de Geologia, Manaus, Brazil, Resumos Expandidos, CD ROM.
- Klötzli, U.S., 1999. Th/U zonation in zircon derived from evaporation analysis: a model and its implications. *Chemical Geology*, 58, 325-333.
- Kober, B., 1986. Whole-grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 93, 482-490.
- Kober, B., 1987. Single zircon evaporation combined with  $\text{Pb}^+$  emitter-bedding for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96, 63-71.
- Krogh, T.E., 1973. A low contamination method hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica Cosmochimica Acta* 37, 485–494.
- Krogh, T.E., 1982. Improved accuracy of U–Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica Cosmochimica Acta* 46, 637–649.
- Lafon, J.M., Rossi, P., Delor, Barbosa, O.S., 2001. Granulitos tardi-Transamazônicos (2,06 Ga) na região norte do Estado do Amapá: o charnoquito de Calçoene. Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Brazil, Resumos Expandidos, CD ROM.

- Ledru, P., Johan, V., Milési, J.P., Tegye, M., 1994. Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving Caramuru-South Atlantic provinces. *Precambrian Research* 69, 69-191.
- Lee, J.K.W., Williams, I.S., Ellis, D.J., 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature* 390, 159-161.
- Ludwig, K.R. 1993. PBDAT. A computer program for processing Pb-U-Th isotope data. Version 1.24. USGS open file report 88-524, 34pp.
- Ludwig, K.R. 2001. Squid version 1.03 – A user's manual. Berkeley. Geochronological Center Special Publication, 2, 18 pp.
- Ludwig, K.R., 2003. Isoplot/Ex version 3.00 – A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 4, 70 pp.
- Macambira, M.J.B., Silva, D.C.C., Barros, C.E.M., Scheller, T., 2003. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at north of the Carajás Mineral Province. *South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Salvador, Brazil, Short Papers, pp. 205-208.
- Macambira, M.J.B., Silva, D.C.C., Vasquez, M.L., Barros, C.E.M., 2004. Investigação do limite Arqueano-Paleoproterozóico ao norte da Província de Carajás, Amazônia Oriental. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 42, Sociedade Brasileira de Geologia, Araxá, Brazil, Resumos, CD ROM.
- Oliveira, E.C., 2002. Implantação do método Sm-Nd em minerais metamórficos e sua aplicação em rochas da região central do Amapá, sudeste do Escudo das Guianas. MSc thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, Brazil, 109 pp.
- Oliveira, J.R., Silva Neto, C.S., Costa, E.J.S., 1994. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Serra Pelada. Folha SB.22-X-C. Estado do Pará. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 220 pp.
- Paces, J.B., Miller, J.D., 1993. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights into physical, petrogenetic, paleomagnetic and tectonomagmatic process associated with the 1.1 Ga midcontinental system. *Journal Geophysical Research* 98, 13997-14013.
- Parrish, R.R., 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chemical Geology* 66, 99-102.
- Parrish, R.R., 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal Earth Sciences* 27, 1435-1450.
- Passchier, C.W., Myers, J.S., Kröner, A., 1993. Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau. Edusp, São Paulo, Brazil, 188 pp.
- Payolla, B.L., Bettencourt, J.S., Kozuch, M., Leite, W.B., Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., 2002. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precambrian Research* 119, 141-169.
- Pidgeon, R.T., Nemchin, A.A., and Hitchen, G.J., 1998. Internal structure of zircons from Archaean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132, 288-299.

- Pimentel, M.M., Ferreira Filho, C.F., Spier, C.A., 2002. Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá: idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. *Revista Brasileira de Geociências* 32, 371-376.
- Ricci, P.S.F., 2006a. Mineralogically bizarre charnockitoids of the Bacajá High-Grade Block (Pará): discharnockitized and reemplaced plutons mistakenly confused with granitoids crystallized at shallower crustal levels. *Simpósio de Geologia da Amazônia, 9*, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Belém, Brazil, Resumos Expandidos, CD ROM.
- Ricci, P.S.F., 2006b. Unprecedented recognition of jotunitic-mangeritic orogenic bodies from the low course of the Iriri River to Tucuruí Lake (Pará): implications for the Bacajá High-Grade Block boundaries. *Simpósio de Geologia da Amazônia, 9*, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Belém, Brazil, Resumos Expandidos, CD ROM.
- Ricci, P.S.F., Carvalho, J.M.A., Rosa-Costa, L.T Lafon, J.M., 2002. Plúton charnoenderbítico Arqueano intrusivo nos ortognaisses granulíticos do Cinturão Jari – Terreno Arqueano expressivo do sudeste do Escudo das Guianas. *Congresso Brasileiro de Geologia, 41*, Sociedade Brasileira de Geologia, João Pessoa, Brazil, Resumos, pp. 524.
- Roever, E.W.F. de, Lafon, J.M., Delor, C., Cocherie, A., Rossi, P., Guerrot, C., Potrel, A., 2003. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): I. petrological and geochronological evidence for a counterclockwise P-T path at 2.07-2.05 Ga. *Géologie de la France* 2-3-4, 175-206.
- Rogers, J.J.W., 1996. A history of the continents in the past three billion years. *Journal of Geology* 104, 91-107.
- Rollison, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Logman Scientific and Technical, 352pp.
- Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M., Cocherie, A., Delor, C., submitted. Electron microprobe U-Th-Pb monazite dating deciphering the age of the high-grade metamorphic overprint on Archean rocks from southern Guiana Shield, north of Amazon Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M., Delor, C., in press. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamic evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Research*.
- Rosa-Costa, L.T, Ricci, P.S.F., Lafon, J.M., Vasquez, M.L., Carvalho, J.M.A., Klein, E.L., Macambira, E.M.B., 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the southeastern Amapá and northwestern Pará, Brazil – southeastern Guiana Shield. *Géologie de la France* 2-3-4, 101-120.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184, 123-138.
- Rubatto, D., Williams, I.S., Buick, I.S., 2001. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, 458– 468.
- Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (Eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Texto, mapas e SIG*. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 4, pp. 169-226.



- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Bossi, J., Campal, N., Schililov, A., Pineyro, D., McNaughton, N.J., 2003. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America Based on U-Pb SHRIMP Geochronology of the La Plata Craton, Uruguay, *International Geology Review* 45, 27-48.
- Santos, J.S.O., Hartmann, L.A., Faria, M.S., Riker, S.R., Souza, M.M., Almeida, M.E. McNaughton, N.J., 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Brazil, Resumos Expandidos, CD ROM.
- Santos, M.V., Souza Filho, E.E., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Ribeiro, A.C.O., Payolla, B.L., Vasconi, A.V., 1988. Litoestratigrafia das rochas pré-cambrianas na bacia do médio Rio Xingu – Altamira - PA. Congresso Latino-americano de Geologia, 7, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Brazil, Anais, 1, 363-377.
- Sato, K., Siga Junior, O., 2000. Evidence of the superproduction of the continental crust during Paeloproterozoic in South American platform, implications regarding the interpretative value of the Sm-Nd model ages. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 126-129.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., Petronilho, L. 1995. O método Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 67, 313-336.
- Schaltegger, U., Fanning, M., Günther, D., Maurin, J.C., Schulmann, K., Gebauer, D., 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 186-201.
- Schobbenhaus, C, Brito Neves, B.B. 2003. Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (Eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Texto, mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil*, 1, pp. 5-54.
- Silva, G.G., Lima, M.I.C., Andrade, A.R.F., Issler, R.S., Guimarães, G., 1974. Geologia. Folha SB.22 - Araguaia e parte da SC.22.- Tocantins. DNPM/Radam, Brazil, 4, pp. 1-72.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Delgado, I.M., Pimentel, M., Arcanjo, J.B., Melo, R.C., Teixeira, L.R., Jost, H., Cardoso Filho, J.M., Pereira, L.H.M., 2002a. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP. Parte I: Limite centro-oriental do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 32, 501–512.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Noce, C.M., Carneiro, M.A., Pimentel, M.M., Pedrosa-Soares, A.C., Leite, C.A., Vieira, V.S., Silva, M.A., Paes, V.J.C., Cardoso Filho, J.M., 2002b. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros, com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências* 32, 513-528
- Smith, H.A., Giletti, B.J., 1997. Pb diffusion in monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 1047-1055.
- Souza, V.S., Macambira, M.J.B., Koutchoubey, B., 2003. Idade de zircão do granito Felício Turvo, garimpo de ouro do Manelão, região do Bacajá (PA): implicações tectônicas. Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, Sociedade Brasileira de Geologia, Manaus, Brazil, Resumos Expandidos, CD ROM.
- Spear, F.S., 1995. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington. 799pp.

- Spear, F.S., Kohn, M.J., Cheney, J.T., 1999. P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 17-32.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two stage model. *Earth and Planetary Sciences Letters* 26, 207-221.
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldes, M.C., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Filho, A.T., Campos, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, Brazil, pp. 41-95.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* 22, 174-182.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. and Brito Neves, B.B. (Eds.) *Geologia do continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. pp. 471-485.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precambrian Research* 42, 213-227.
- Thöni, M., 2002. Sm–Nd isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and an evaluation of potential problems for garnet Sm–Nd chronometry. *Chemical Geology, Isotope Geoscience* 185, 255–281.
- Tichomirowa, M., Whitehouse, M.J., Nasdala, L., 2005. Resorption, growth, solid state recrystallisation, and annealing of granulite facies zircon - a case study from the Central Erzgebirge, Bohemian Massif. *Lithos* 82, 25-50.
- Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Thiéblemont, D., Egal, E., Cocherie, A., Tegye, M., Milési, J.J., 1998. Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guyana. *Precambrian Research* 92, 165-193.
- Vasquez M.L., Macambira, M.J.B., Galarza, M.A., 2005. Granitóides Transamazônicos da Região Iriri-Xingu, Para - Novos dados geológicos e geocronológicos. In: V. Souza and A.C. Horbe (Eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Brazil, 4, 16-31.
- Vasquez M.L., Macambira, M.J.B., Armstrong, R.A., submitted. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Rhyacian evolution, *Precambrian Research*.
- Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R., Compston, W., 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps); an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 122, 337-358.
- Vavra, G., Schmid, R., Gebauer, D., 1999. Internal morphology, habit and U–Th–Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 380-404.
- Vermeesch, P., 2004. How many grains are needed for a provenance study? *Earth Planetary Science Letter* 224, 351-441.

- Williams, I.S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe – Chapter 1. *In*: M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Rydley (Eds.) Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes, *Reviews in Economic Geology*, 7, 1-35
- Williams, I.S., Buick, I.S., Cartwright, I., 1996. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 29-47.
- Williams, I.S. and Claesson, S., 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97, 205-217.
- Yardley, B.W.D. 1994. *Introdução a petrologia metamórfica*. Edunb, Brasília. 340 pp.
- Zhao, G.C., Cawood, P.A., Wilde, S.A., Sun, M., 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth Science Review* 59, 125-162.

## 7 – EVOLUÇÃO CRUSTAL COM BASE NOS ISÓTOPOS DE Nd

Amostras das principais associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá (Fig. 7.1), exceto as rochas charnoquíticas com  $> 2,09$  Ga e os granulitos meta-ígneos que afloram na parte sul da área, pois estão sendo estudadas por Monteiro (em preparação), foram analisadas pelo método Sm-Nd em rocha total. Também foi analisada uma amostra de rocha mais a oeste da área de estudo com a finalidade complementar uma transversa no Bloco Xingu (Fig. 7.2).

As idades-modelo Sm-Nd das rochas foram calculadas usando o modelo de DePaolo (1981) para evolução isotópica do Nd no manto empobrecido ( $T_{DM}$ ). O parâmetro petrogenético  $\epsilon Nd$  de cada amostra foi calculado para o tempo atual,  $\epsilon Nd_{(0)}$ , e para o de cristalização das rochas,  $\epsilon Nd_{(t)}$ , sendo interpretado em relação à composição do reservatório condritico uniforme (CHUR) de acordo com DePaolo (1988). Em geral, as amostras contam com idades de cristalização obtidas neste estudo ou na literatura. Eventualmente foram estimadas idades baseadas em correlações com corpos datados na área. Para as rochas metassedimentares só foram calculadas  $T_{DM}$  e  $\epsilon Nd_{(0)}$  com a finalidade de traçar o campo de evolução isotópica do Nd para essas rochas e comparar com a composição isotópica do Nd de outras associações litológicas.

O fator de fracionamento da razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ,  $f_{\text{Sm-Nd}}$ , não foi tabulado porque a maioria das amostras não apresentou problema de fracionamento. Somente, a amostra MVD21 que apresentou elevada razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (Tab. 7.1) necessitou de um cálculo da idade-modelo em duplo estágio, conforme os procedimentos de cálculo de Sato *et al.* (1995).

Devido à influência de processos de mistura de diferentes componentes que falseiam a idade de extração de magmas formadores de crosta (idades-modelo de Nd) e ao intenso retrabalhamento de crosta arqueana durante o Paleoproterozóico a evolução crustal foi abordada conforme a época dos eventos magmáticos e metamórficos de alto grau.

### 7.1 – EVENTOS PRÉ-TRANSAMAZÔNICOS

As rochas ortoderivadas de 2,5-2,44 Ga e as de 2,36-2,34 Ga representam a crosta pré-transamazônica do oeste do Domínio Bacajá. As rochas sedimentares de alto grau, cujas fontes detriticas são predominantemente arqueanas, também são englobadas nesse grupo.

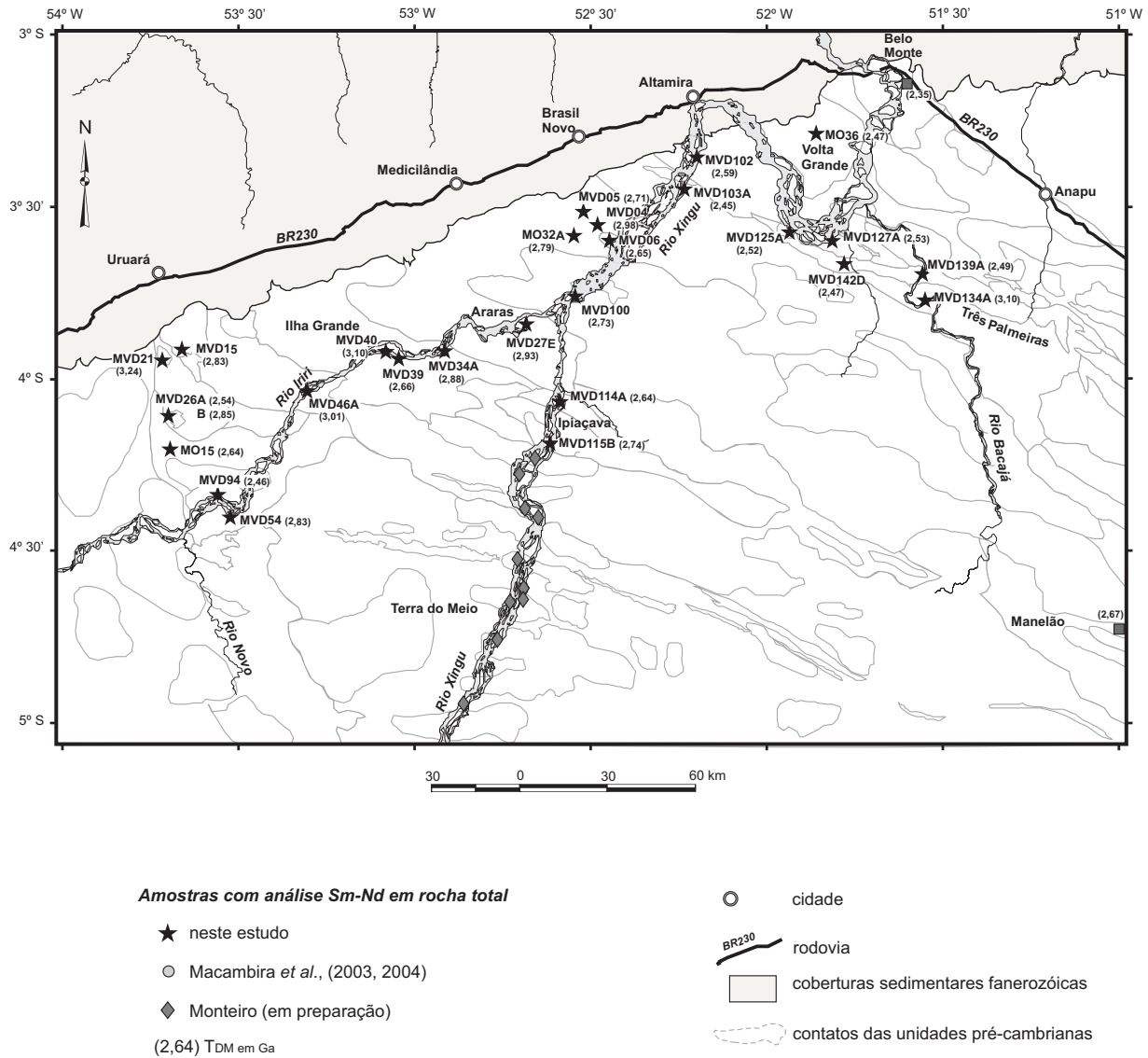
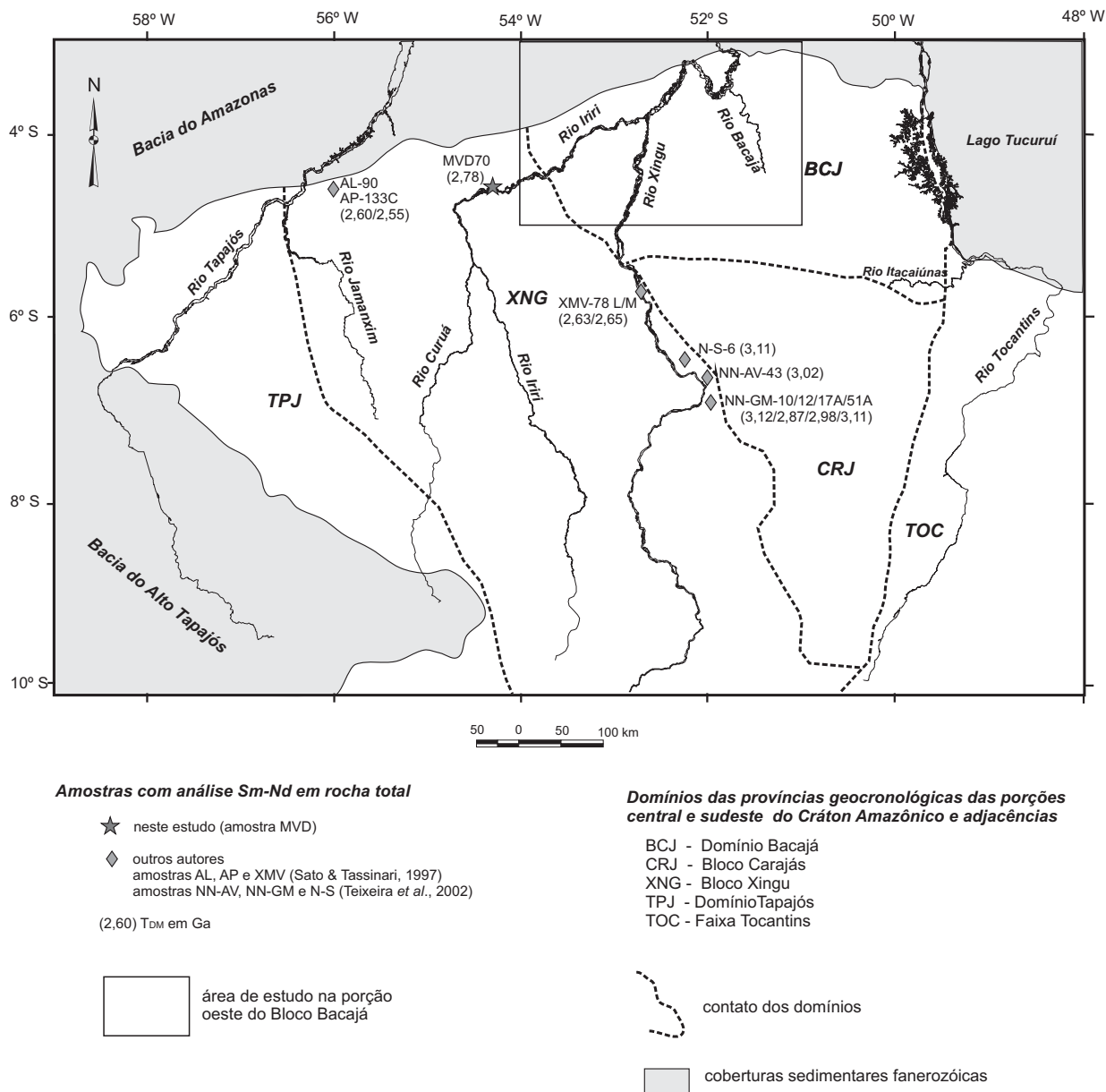


Figura 7.1 - Mapa de localização das amostras na porção oeste do Domínio Bacajá com análise Sm-Nd em rocha total.



**Figura 7.2** - Mapa de localização das amostras de rochas felsicas orosirianas (1,89-1,86 Ga) do Bloco Xingu com análise Sm-Nd em rocha total. Traçado dos domínios modificado de Tassinari & Macambira (2004).

**Tabela 7.1** - Resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total das amostras estudadas. Idades modelo calculadas a partir do modelo evolução do Nd para o manto empobrecido de DePaolo (1981).

amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	2σ (10 <sup>-6</sup> )	T <sub>DM</sub> (Ga)	εNd (0)	εNd (t)	t (Ma)	unidade
<b>Rochas nearqueanas a cedo siderianas</b>										
MVD21	2,57	9,57	0,16253	0,511737	10	3,24*	-17,58			r. metassed. de alto grau
MVD26B	3,03	17,57	0,10434	0,511017	20	2,85	-31,62			r. metassed. de alto grau
MVD40	3,22	20,01	0,09725	0,510702	14	3,10	-37,77			r. metassed. de alto grau
MVD34A	6,97	36,15	0,11652	0,511228	24	2,88	-27,50			r. metassed. de alto grau
MO15	6,29	53,89	0,07	0,510573	16	2,64	-40,28	+0,46	2503 <sup>◊</sup> <sub>1</sub>	ortognaisses
MVD54	3,22	18,71	0,1042	0,511031	17	2,83	-31,35	-1,77	2487 <sup>◊</sup>	ortognaisses
MVD04B	12,33	74,12	0,10056	0,510853	6	2,98	-34,82	-4,68	2440 <sup>◊</sup>	ortognaisses
MVD39	8,68	71,33	0,07357	0,510614	7	2,66	-39,48	-0,69	2450 <sup>◊</sup>	rochas supracrustais
<b>Rochas siderianas</b>										
MVD134	2,90	26,20	0,067	0,510087	20	3,10	-49,76	-10,84	2338 <sup>◊</sup>	granitóides sideriano
MVD142D	2,59	13,15	0,119	0,511518	15	2,47	-21,85	+1,73	2360 <sup>◄</sup>	rochas supracrustais
MVD139A	6,08	36,64	0,1284	0,511659	22	2,49	-19,10	+1,64	2360 <sup>◄</sup>	rochas supracrustais
<b>Rochas riacianas</b>										
MVD05	4,07	27,61	0,08910	0,510847	16	2,71	-34,94	-4,35	2214 <sup>◊</sup>	granitóides riacianos
MVD27E	5,89	30,91	0,11530	0,511176	20	2,93	-28,52	-5,43	2210 <sup>◊</sup>	granitóides riacianos
MO32A	7,91	53,87	0,0885	0,510779	19	2,79	-36,26	-6,07	2180 <sup>◊</sup> <sub>1</sub>	granitóides riacianos
MVD114A	17,82	134,49	0,0801	0,510746	17	2,64	-36,91	-4,42	2170 <sup>◆</sup>	granitóides riacianos
MVD125A	3,28	18,97	0,1044	0,511244	17	2,52	-27,19	-1,59	2160 <sup>◊</sup>	granitóides riacianos
MVD127A	1,84	8,79	0,1265	0,511608	9	2,53	-20,08	-0,71	2150 <sup>◆</sup>	granitóides riacianos
MVD115B	10,38	57,35	0,1094	0,511185	7	2,74	-28,34	-4,29	2147 <sup>◊</sup>	granitóides riacianos
MVD103A	3,46	18,99	0,11004	0,511384	50	2,45	-24,46	-0,94	2133 <sup>◊</sup>	granitóides riacianos
MVD26A	3,20	22,19	0,08730	0,510949	40	2,54	-32,95	-3,40	2104 <sup>◊</sup>	granitóides riacianos
MVD102	5,63	33,92	0,10031	0,511128	8	2,59	-29,46	-3,45	2102 <sup>◊</sup>	granitóides riacianos
MO36	7,18	54,48	0,0742	0,510769	18	2,47	-35,94	-3,12	2086 <sup>◊</sup> <sub>1</sub>	rochas charnoquíticas
MVD06	17,30	140,72	0,07431	0,510633	25	2,65	-39,11	-6,49	2077 <sup>◊</sup>	granitóides riacianos
MVD100	17,71	107,29	0,09979	0,511017	10	2,73	-31,62	-5,80	2080 <sup>◄</sup>	granitóides riacianos
MVD46A	16,56	96,17	0,10409	0,510901	5	3,01	-33,88	-9,30	2071 <sup>◊</sup>	granitóides riacianos
MVD 94	17,02	104,23	0,0987	0,511198	21	2,46	-28,09	-2,40	2070 <sup>◊</sup>	rochas charnoquíticas
<b>Rochas orosirianas</b>										
MVD15A	11,02	70,95	0,09393	0,510841	20	2,83	-35,05	-8,89	1986 <sup>◊</sup>	granitóides orosirianos
MVD70	6,88	38,08	0,10917	0,511151	17	2,78	-29,01	-7,92	1880 <sup>◄</sup>	r. félsicas orosirianas

legendas: \* - dulo estágio; ◊ - idade em zircão; ◆ - idade em titanita (inédita); ◄ - idade estimada

1 – Santos (2003)

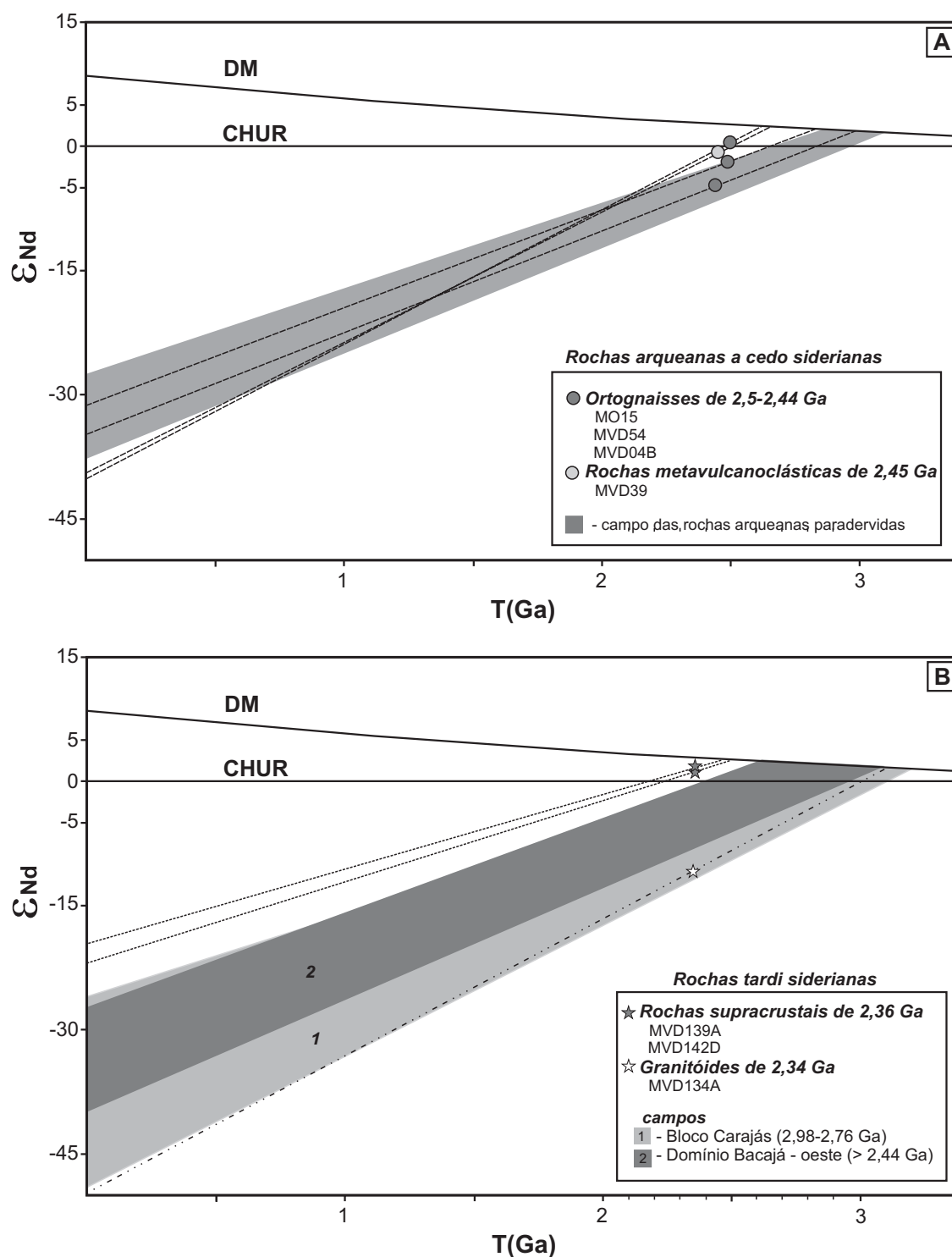
Os ortognaisses de 2,5-2,44 Ga, juntamente com as rochas metavulcanoclásticas dacíticas de 2,45 Ga (amostra MVD39), são os segmentos de crosta ortoderivada mais antigos identificados neste estudo. Eles apresentam  $T_{DM}$  entre 2,98 e 2,64 Ga e valores de  $\epsilon Nd_{(t)}$  de +0,46 a - 4,68 (Tab. 7.1), esta variação pode refletir diferentes graus de contaminação de um magma juvenil neoarqueano (*ca.* 2,65 Ga) por assimilação de uma crosta paleo- a mesoarqueana ou uma mistura com um magma formado a partir da fusão de uma crosta antiga. Desta forma, as amostras MO15 e MVD04 representariam os dois termos extremos e as rochas metassedimentares de alto grau poderiam representar as possíveis fontes contaminantes (Fig. 7.3A). Contudo, as fontes arqueanas podem ser também outros segmentos crustais, como dos blocos arqueanos adjacentes (Carajás e Amapá). Alternativamente, as amostras MVD54 e MVD04 com assinatura crustal mais forte (Tab. 7.3A) poderiam resultar da fusão parcial de protólitos arqueanos de diferentes idades.

No limite sudeste da área (Fig. 7.1), Macambira *et al.* (2004) identificaram um ortognaisse de 2671 Ma que apresenta uma assinatura isotópica juvenil ( $T_{DM} = 2,67$  Ga e  $\epsilon Nd_{2,67 Ga} = +2,67$ ), que confirma a existência de uma crosta juvenil neoarqueana no Domínio Bacajá formada entre 2,67 e 2,64 Ga. Isto contrasta com o modelo de mistura de fonte crustal arqueana com magma juvenil paleoproterozóico para explicar as idades-modelo neoarqueanas entre 2,7 e 2,6 Ga no Bloco Amapá (Avelar *et al.*, 2003; Rosa-Costa, 2006).

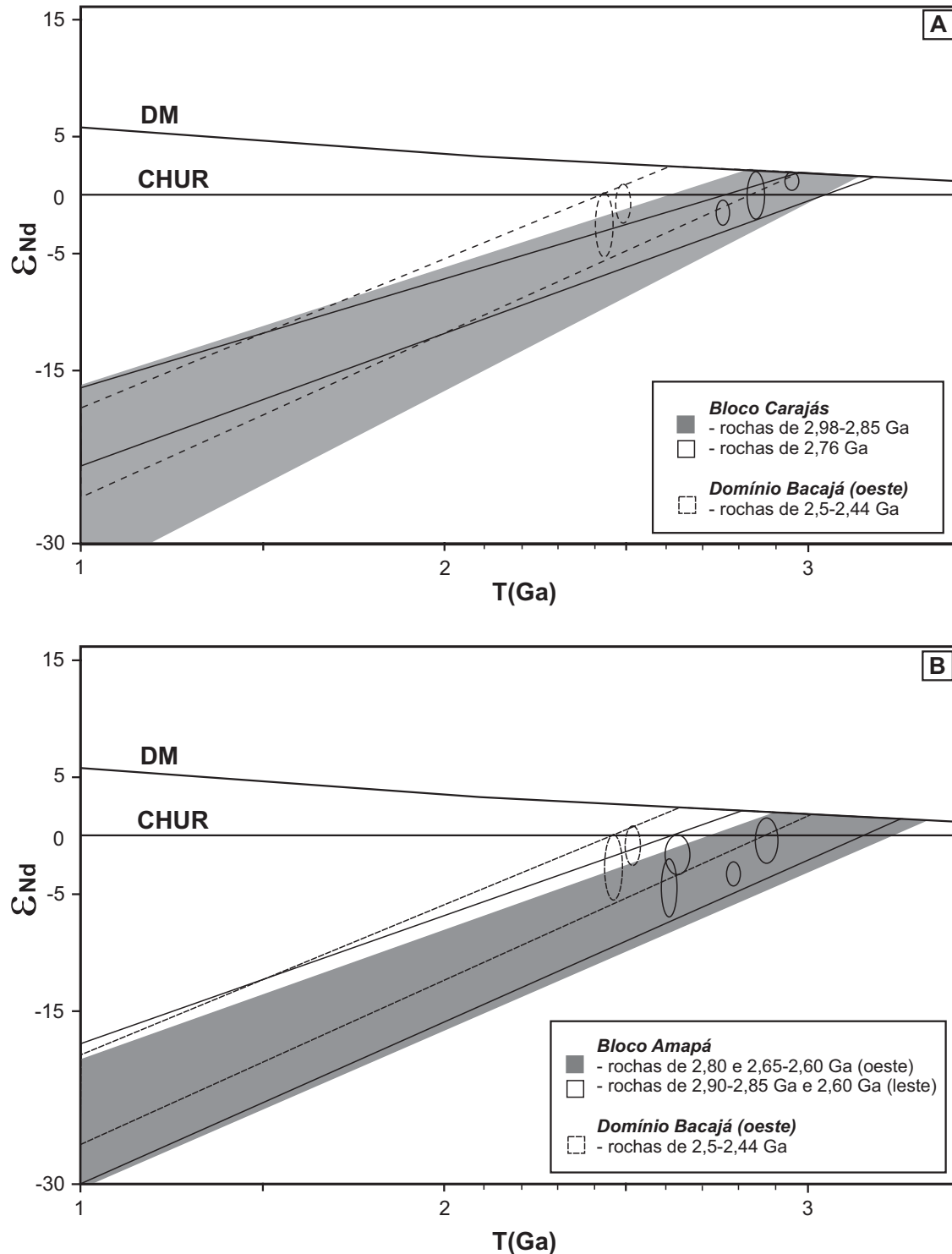
A evolução isotópica do Nd rochas ortoderivadas de 2,5-2,44 Ga do oeste do Domínio Bacajá contrasta com a de outros segmentos arqueanos da porção oriental do Cráton Amazônico. Além disso, ao comparar o campo dessas rochas com os campos dos ortognaisses e granitóides arqueanos do Bloco Carajás (Fig. 7.4A) e com dos ortognaisses e granulitos meta-ígneos arqueanos do Bloco Amapá (Fig. 7.4B), observa-se que a crosta arqueana contaminante poderia ser similar a dos dois blocos arqueanos vizinhos, em vez das rochas metassedimentares de alto grau do oeste do Domínio Bacajá.

As rochas tardi siderianas apresentam uma diversidade marcante. Os metandesitos e metadacitos do *greenstone belt* Três Palmeiras mostram  $T_{DM}$  de 2,49 e 2,47 Ga e valores de  $\epsilon Nd_{(t)}$  de +1,73 e +1,66, enquanto o metatonalito associado (amostra MVD134A) apresenta  $T_{DM}$  de 3,10 e  $\epsilon Nd_{2,34 Ga}$  de -10,84 (Tab. 7.1). Estes resultados indicam uma acreção juvenil há cerca de 2,48 Ga e um retrabalhamento de uma crosta mesoarqueana, tendo o magma juvenil e o crustal





**Figura 7.3** - Diagrama de evolução da composição isotópica do Nd para as rochas arqueanas e siderianas da porção oeste do Domínio Bacajá. (A) rochas neoarqueanas a cedo siderianas ortoderivadas e campo das rochas arqueanas paraderivadas associadas; (B) rochas tardi siderianas ortoderivadas comparadas com os campos das rochas (para e ortoderivadas) arqueanas a cedo sideriana do oeste do bloco e dos ortogneisses e granitóides arqueanos do Bloco Carajás. As linhas tracejadas representam a evolução da composição isotópica do Nd de cada amostra ao longo do tempo geológico.



**Figura 7.4** - Diagrama de evolução da composição isotópica do Nd para as rochas neoarqueanas a cedo siderianas da porção oeste do Bloco Bacajá. (A) campo das rochas ortoderivadas de 2,5-2,44 Ga comparado com os campos dos granitos neoarqueanos (Barros *et al.*, 2004) e dos ortognaisses e granitóides mesoarqueanos (Sato & Tassinari, 1997; Dall’Agnol *et al.*, 1999b; Rämö *et al.*, 2002; Rolando & Macambira, 2003; Teixeira *et al.*, 2002) do Bloco Carajás; (B) comparado com os campos dos ortognaisses e granulitos meta-ígneos da porção leste (Sato & Tassinari, 1997; Pimentel *et al.*, 2002; Avelar *et al.*, 2003) e oeste (Rosa-Costa, 2006) do Bloco Amapá. As elipses marcam os intervalos idades de cristalização das rochas.

cristalizados há 2,36 Ga e a 2,34 Ga, respectivamente. O magma juvenil que formou o protólito das rochas metavulcânicas teve um tempo de residência crustal de aproximadamente 140 Ma sem qualquer interação com a crosta encaixante. Por outro lado, o metatonalito contemporâneo, por sua vez, teve uma fonte predominantemente crustal e diferente das rochas arqueanas encontradas no oeste do Domínio Bacajá se aproximando mais da composição das rochas arqueanas do Bloco Carajás (Fig. 7.3B).

No sudeste do Escudo das Guianas, Rosa-Costa (2006) obteve  $T_{DM}$  entre 2,50 e 2,38 Ga e valores de  $\epsilon Nd_{(t)}$  de +0,22 a -0,84 para os granitóides e rochas metavulcânicas de 2,19 a 2,14 Ga do Domínio Carecuru. No entanto, baseada na ocorrência de granitóides com  $\epsilon Nd_{(t)}$  de +1,63 a +1,17 e  $T_{DM}$  de 2,32 a 2,28 Ga e de ortognaisses, granulitos meta-ígneos e charnoquitos arqueanos (2,80-2,60 Ga), com  $T_{DM}$  entre 3,26 a 2,83 Ga e  $\epsilon Nd_{(t)}$  de 0,17 a -3,97 que ocorrem nesse e em outros domínios da região, a autora interpretou as idades-modelo neoarqueanas a cedo siderianas como idades mistas resultantes da mistura de um magma juvenil cedo riaciano com componentes arqueanos. Casos semelhantes foram descritos para os precursores dos granulitos do Faixa Bakhuis no Suriname (Rover *et al.*, 2003) e na região do Camopi – fronteira oeste do Brasil e Guiana Francesa (Avelar *et al.*, 2003). No entanto, a diferença fundamental para os exemplos de mistura acima descritos em relação ao componente juvenil identificado nas rochas metavulcânicas do Domínio Bacajá são os elevados valores positivos do  $\epsilon Nd_{(t)}$  (+1,73 e +1,64) desse que reforçam a hipótese da acreção juvenil há cerca de 2,5 Ga.

## 7.2 – EVENTOS TRANSAMAZÔNICOS

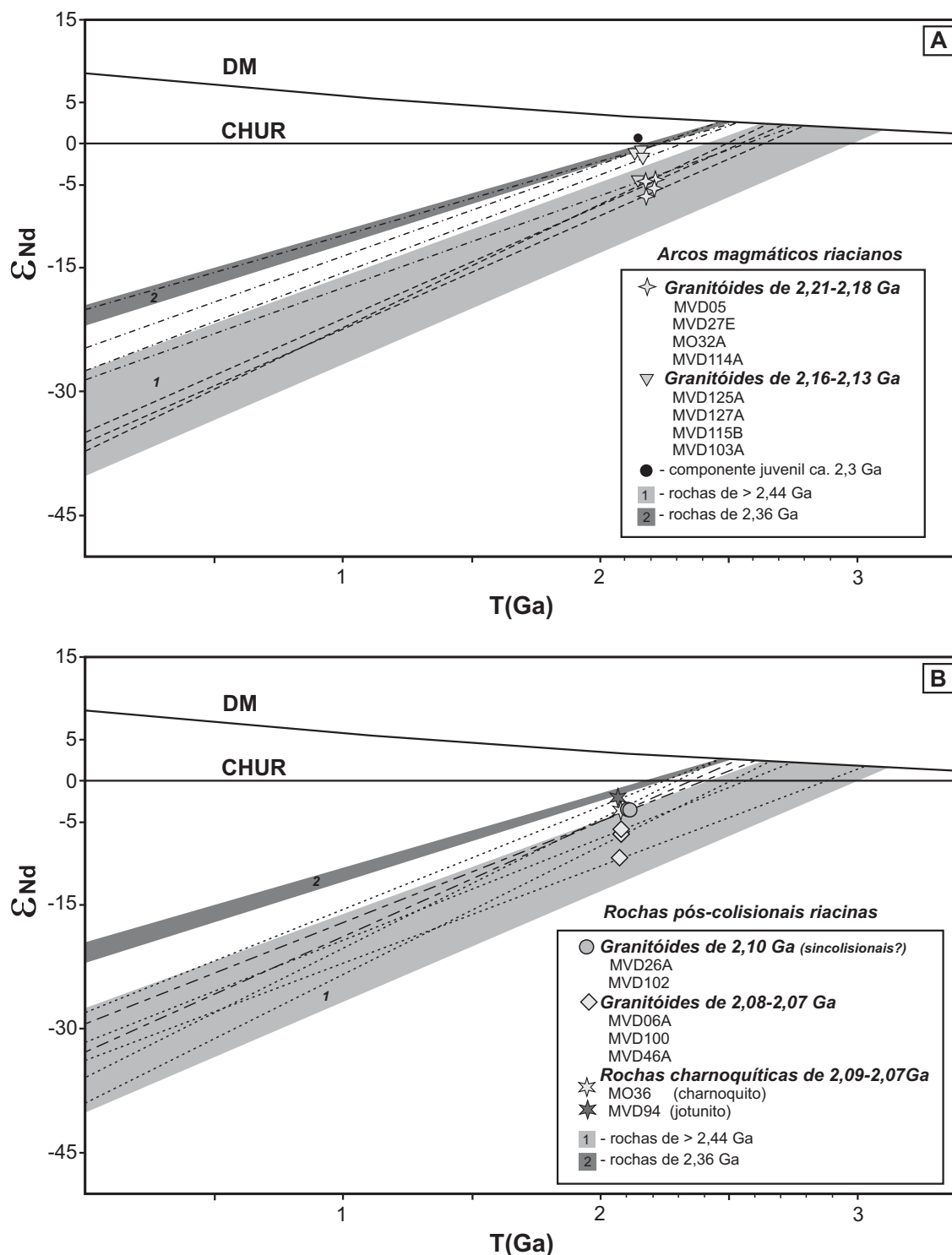
As rochas riacianas se dividem em dois grupos: as relacionadas aos arcos magmáticos (2,21-2,13 Ga) e as do estágio pós-colisional (2,10-2,07 Ga), estando os prováveis granitóides sincolisionais de *ca.* 2,10 Ga (amostras MVD26A e MVD102) englobados neste último grupo. Nos granitóides de arcos magmáticos, os relacionados ao arco precoce (2,21-2,18 Ga) se caracterizam por uma assinatura crustal mais forte ( $T_{DM}$  entre 2,93 e 2,64 Ga e  $\epsilon Nd_{(t)}$  entre -4,35 e -6,07) que os do arco tardio (2,16-2,13 Ga), geralmente com  $T_{DM}$  entre 2,53 e 2,45 Ga e valores de  $\epsilon Nd_{(t)}$  de -0,71 e -1,59 (Tab. 7.1). Dentre os granitóides do arco tardio, somente a amostra MVD115B apresentou uma assinatura crustal mais forte, agrupando-se com os granitóides do

arco precoce (Fig. 7.5A). A distribuição espacial dessas assinaturas parece refletir o embasamento local, pois os granitóides do arco de 2,16-2,13 Ga se concentram na porção nordeste da área, onde ocorrem rochas siderianas juvenis, enquanto os granitóides do arco de 2,21-2,18 Ga estão próximos aos corpos de rochas arqueanas (Fig. 7.1). Ao comparar com a composição isotópica do Nd dessas rochas é sugestivo de que as rochas neoarqueanas a cedo siderianas do domínio possam ter sido a fonte de geração ou contaminação dos granitóides do arco precoce (Fig. 7.5A). Da mesma forma, a assinatura de fonte crustal do granitóide de 2,15 Ga (amostra MVD115B) que ocorre intrudido nas rochas metamórficas de alto grau (Fig. 7.1) parece resultar de uma maior participação das suas rochas encaixantes.

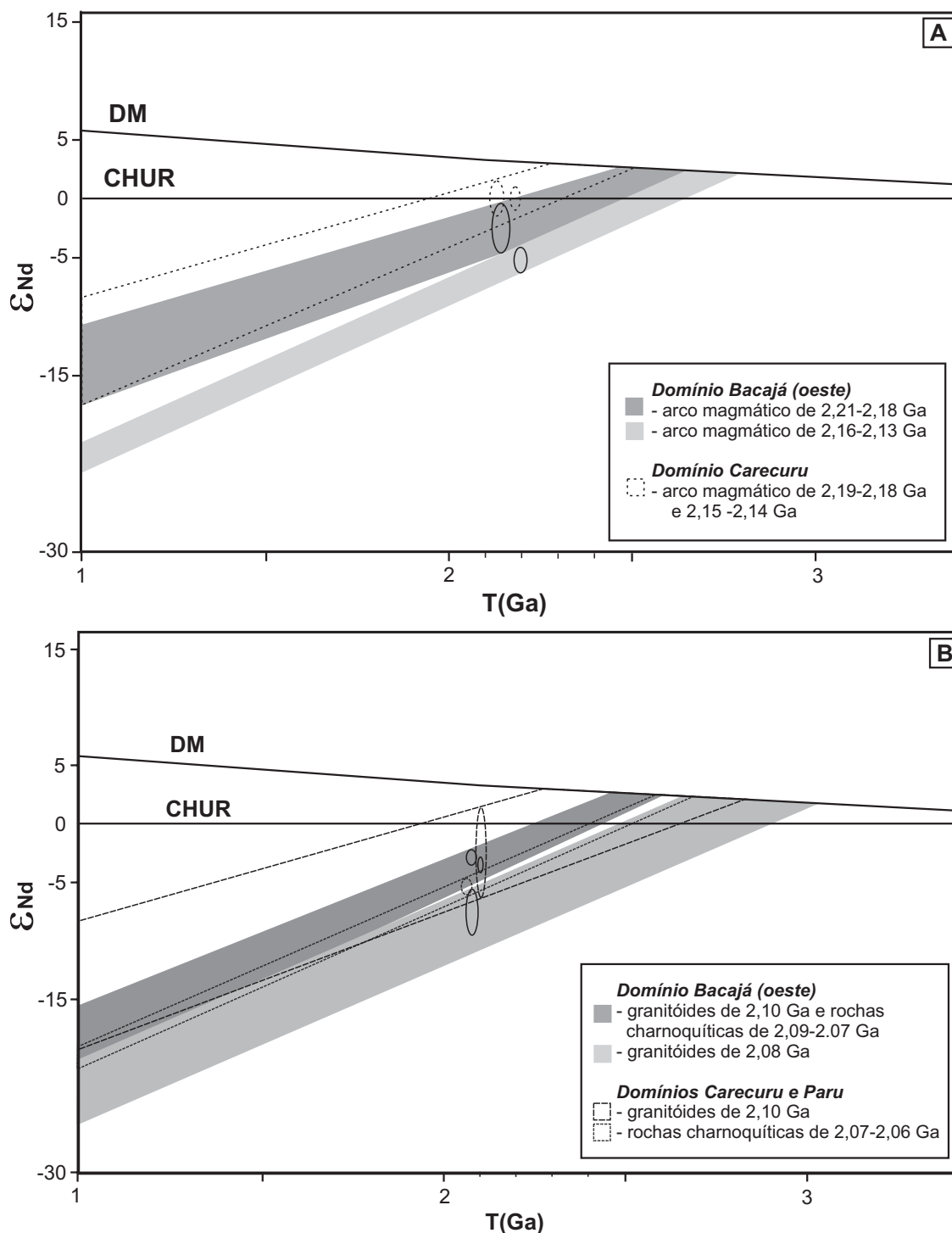
Em relação aos arcos magmáticos transamazônicos do sudeste do Escudo das Guianas, os granitóides dos arcos do oeste do Domínio Bacajá mostram um componente crustal mais significativo que as rochas dos arcos do Domínio Carecuru (Fig. 7.6A). Estes arcos magmáticos são contemporâneos aos do oeste do Domínio Bacajá e também estão associados a blocos arqueanos. Macambira *et al.* (2003) também identificaram no Domínio Bacajá granitóides de 2,15 Ga e 2,08 Ga, respectivamente com  $T_{DM}$  de 2,35 e 2,33 Ga e valores de  $\epsilon Nd_{(t)}$  de +0,21 e -0,60 (Rosa-Costa, 2006). Desta forma, de maneira análoga aos modelos de mistura para as rochas riacianas de 2,19-2,14 Ga do Escudo das Guianas, os granitóides do arco magmático tardio do oeste do Domínio Bacajá poderiam ter sido gerados a partir da mistura do componente juvenil que ocorre no nordeste da área de estudo (área Belo Monte) com a crosta neoarqueana a cedo sideriana do domínio (Fig. 7.5A). A participação de componentes da crosta juvenil tardi sideriana deve ter sido mínima, talvez como uma fonte de contaminação por assimilação das encaixantes, uma vez que foram identificados remanescentes de rochas supracrustais e cristais de zircão herdado de 2,34 Ga no granitóide MVD103A (vide tópico 5.2).

Nas rochas pós-colisionais distinguem-se também dois grupos: os dos granitóides de 2,10 Ga (prováveis sincolisionais) e rochas charnoquíticas de 2,09-2,07 Ga, com um componente crustal menor marcado por  $T_{DM}$  entre 2,59 e 2,46 Ga e valores de  $\epsilon Nd_{(t)}$  de -2,40 e -3,45, e os granitóides de 2,08-2,07 Ga com  $T_{DM}$  entre 2,65 e 3,01 Ga e valores de  $\epsilon Nd_{(t)}$  de -5,80 e -9,30 (Tab. 7.1).

As idades-modelo neoarqueanas dos granitóides de 2,10 Ga e os valores negativos de  $\epsilon Nd_{(t)}$  parecem refletir uma contribuição crustal, provavelmente resultante do retrabalhamento e



**Figura 7.5** - Diagrama de evolução da composição isotópica do Nd para as rochas riacianas da porção oeste do Domínio Bacajá. Granitóides de arcos magmáticos (A) e granitóides e rochas charnoquíticas pós-colisionais (B) comparados com os campos das rochas arqueanas a cedo siderianas (para- e ortoderivadas) e rochas supracrustais tardi siderianas do domínio, e com o componente juvenil de ca. 2,3 Ga em granitóide de 2,15 Ga (Macambira *et al.*, 2003). As linhas tracejadas representam a evolução da composição isotópica do Nd de cada amostra ao longo do tempo geológico.

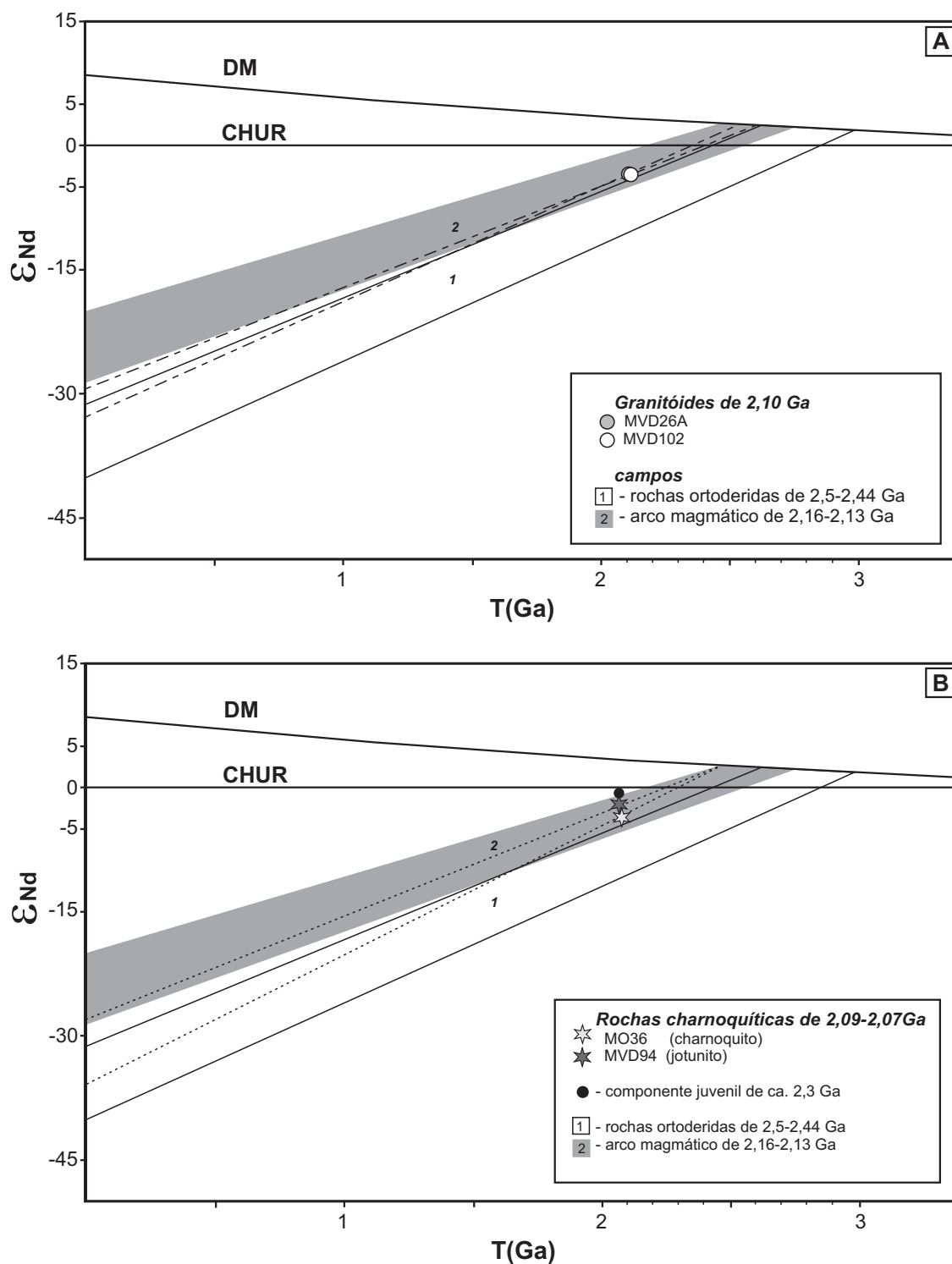


**Figura 7.6** - Diagrama de evolução da composição isotópica do Nd para as rochas riacianas da porção oeste do Domínio Bacajá. (A) campos das rochas dos arcos magmáticos comparados com dos arcos contemporâneos do Domínio Carecuru (Rosa-Costa, 2006); (B) campos das rochas pós-colisionais do domínio comparado com das rochas contemporâneas dos domínio Carecuru e Paru (Rosa-Costa, 2006).

espessamento crustal relacionados à colisão. Como previamente discutido nos capítulos 5 e 6, não foram identificadas feições típicas de granitóides sincolisionais, como estruturas de tectônica tangencial e composição peraluminosa nesses granitóides. Contudo, eles são contemporâneos aos granitóides sincolisionais identificados no Escudo das Guianas (Delor *et al.*, 2003a; Rosa-Costa, 2006). Ao comparar a composição desses granitóides do oeste do Domínio Bacajá com os do Domínio Carecuru, evidencia-se um intervalo mais restrito para os primeiros (Fig. 7.6B). O intervalo mais amplo no Domínio Carecuru se deve a uma tênue componente juvenil ( $T_{DM} = 2,40$  Ga e  $\epsilon Nd_{2,1 Ga} = -0,51$ ) e a presença de um componente crustal arqueano ( $T_{DM} = 2,83$  Ga e  $\epsilon Nd_{2,1 Ga} = -6,61$ ). Por outro lado, a composição mais homogênea para os granitóides do oeste do Domínio Bacajá, com idades-modelo ( $T_{DM}$  de 2,54 e 2,59 Ga) próximas e valores de  $\epsilon Nd_{2,1 Ga}$  medianamente negativos (-3,40 e -3,45), pode refletir um processo de mistura mais efetiva com um componente crustal arqueano mais jovem que o identificado no Domínio Carecuru. Alternativamente, eles podem ter se formado a partir da fusão dos granitóides do arco magmático tardio (Fig. 7.7A), o que é favorecido pela ocorrência de cristais de zircão herdado de 2,12 e 2,15 Ga na amostra MVD26A (vide item 5.1). No entanto, os granitos de fusão crustal relacionados à colisão continental são de composição peraluminosa (Barbarin, 1999) e os granitóides de 2,10 Ga do oeste do Domínio Bacajá são predominantemente metaluminosos.

A forte componente crustal dos granitóides de 2,08-2,07 Ga sugere uma origem a partir de fusão parcial da própria crosta neoarqueana a cedo sideriana do Domínio Bacajá (Fig. 7.5B), especialmente para os granitos de 2,08 Ga relacionados às zonas cisalhamento transcorrente NW-SE (amostras MVD06 e MVD100). Contudo, para o quartzo diorito MVD46A de 2,07 Ga, que ocorre associado aos granulitos meta-ígneos, além de uma anatexia de rochas basálticas a alta temperatura (1000-1100°C) para gerar líquidos com essa composição (Wolf & Wyllie, 1994; Rapp & Watson, 1995; Jung *et al.*, 2002), seria necessário também processos de mistura do fundido com fontes crustais arqueanas mais antiga para explicar o forte componente crustal nele identificado (Tab. 7.1).

As rochas charnoquíticas parecem ter derivado de uma fonte comum conforme sugerem as idades-modelo ( $T_{DM}$  de 2,47 e 2,46 Ga) e os valores de  $\epsilon Nd_{(t)}$  medianamente negativos (-3,12 e -2,40). Embora, exista uma diferença de cerca de 20 Ma entre o pulso de magma félsico (2,09 Ga) e o máfico (2,07 Ga) e os corpos ígneos aflorem em áreas diferentes. A existência de um



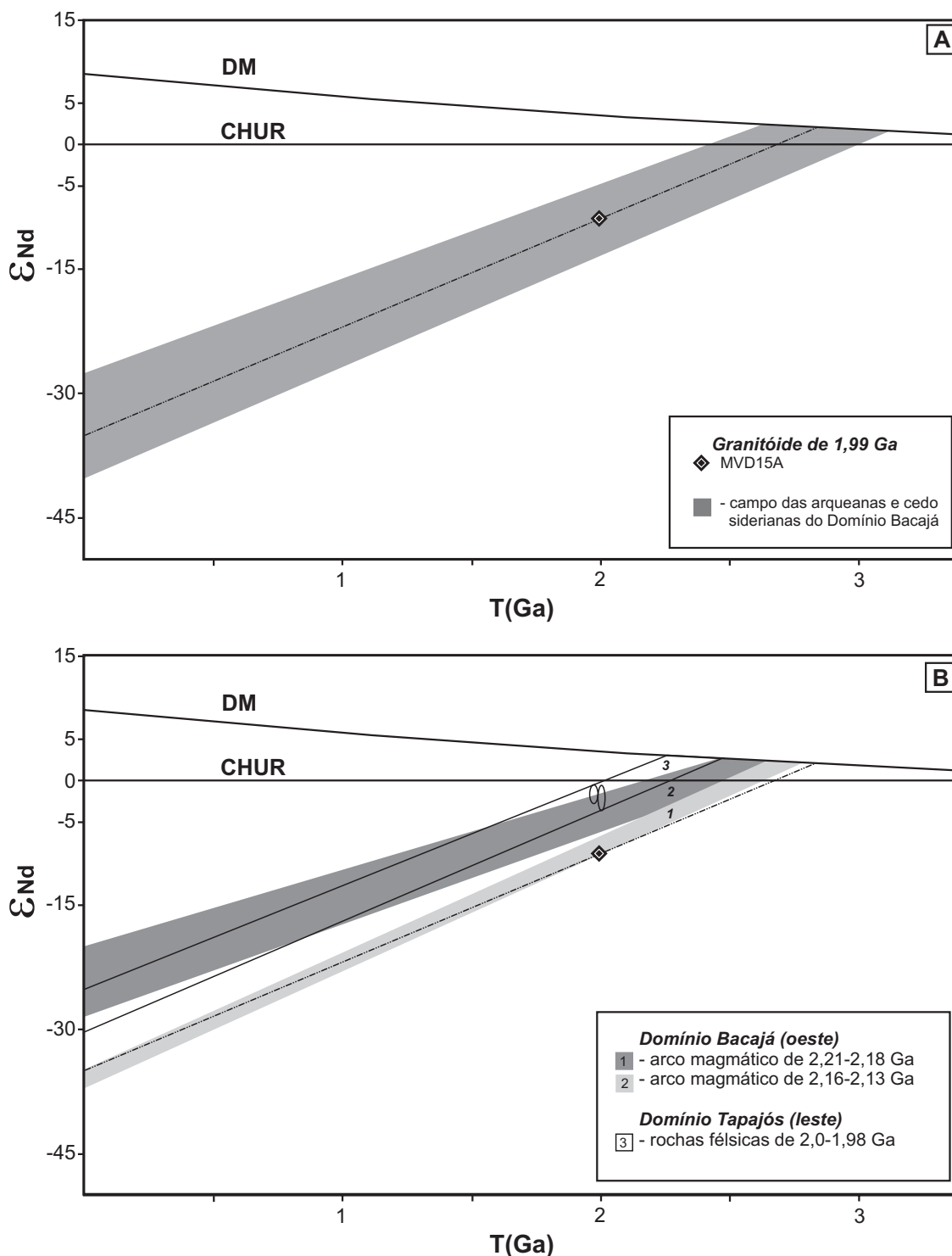
**Figura 7.7** - Diagrama de evolução da composição isotópica do Nd para as rochas pós-colisionais riacianas do oeste do Domínio Bacajá. Composição dos granitoides de 2,10 Ga (A) e rochas charnoquíticas de 2,09-2,07 Ga (B) comparada aos campos das rochas ortoderivadas de 2,5-2,44 Ga e dos granitoides do arco magmático tardio do domínio, e com o componente juvenil de ca. 2,3 Ga em granitoides de 2,08 Ga (Macambira *et al.*, 2003). As linhas tracejadas representam a evolução da composição isotópica do Nd de cada amostra ao longo do tempo geológico.



componente juvenil de *ca.* 2.3 Ga em alguns granitóides de 2,08 Ga do leste do Domínio Bacajá (Macambira *et al.*, 2003) poderia sugerir uma mistura desse com os fundidos do arco magmático de 2,16-2,13 Ga e talvez com alguma contribuição da crosta neoarqueana-sideriana ortoderivada (Figs. 7.7B). No entanto, esses possíveis protólitos não gerariam fundidos de composição intermediária a máfica para formar o jotunito (quartzo monzogabro). Como acima discutido, seria necessário a anatexia de rochas basálticas a altas temperaturas. Alternativamente, o magma charnoquítico menos evoluído poderia ter se formado por *underplating* de magma máfico, resultante de um adelgaçamento crustal e metamorfismo de fácies granulito associado (Ellis, 1987; Bohlen, 1987; Bohlen and Mezger, 1989; Harley, 1989). Provavelmente, esse processo de acreção envolveria fusão de manto enriquecido o que explicaria os valores negativos de  $\epsilon_{Nd}$  sem implicar em significativa participação de crosta mais antiga na formação das rochas charnoquíticas. No entanto, estudos geoquímicos detalhados com isótopos de Pb e Sr seriam necessários para comprovar a existência de um componente de manto enriquecido e distingui-lo de um simples componente crustal (Rollison, 1993).

### 7.3 – EVENTOS PÓS-TRANSAMAZÔNICOS

As rochas félsicas orosirianas de 1,89 a 1,86 Ga, certamente, não estão relacionadas às orogêneses transamazônicas da porção oeste do Domínio Bacajá, mas existe uma dúvida com respeito ao granitóide de 1,99 Ga (amostra MVD15A) que ocorre no noroeste da área de estudo (Fig. 7.1), conforme discutido no item 5.2. A composição isotópica do Nd desse granitóide mostra um forte componente crustal marcado por uma  $T_{DM}$  de 2,83 Ga e um valores de  $\epsilon_{Nd_{1,99 Ga}}$  de -8,89 (Tab. 7.1). Ao compará-lo com o campo das rochas arqueanas a cedo siderianas do domínio é sugestivo que ele tenha se formado a partir da fusão dessas rochas (Fig. 7.8A). Por outro lado, as feições de *mingling* com magma máfico presentes nesse corpo (item 5.1) sugerem a participação de componentes mantélicos. Não obstante, esse magma máfico contemporâneo pode ter sido somente a fonte calor para a fusão, sem implicar em misturas de composição isotópica uma vez que se tratam de feições de mistura heterogênea de magmas. Além disso, esse magma máfico poderia ser original de um manto enriquecido, o que dificultaria a distinção só com base nos isótopos do Nd. Neste trabalho (item 5.2) foi aventado a possibilidade que esse granitóide estivesse relacionado ao magmatismo de 2,0-1,98 Ga que ocorre no Domínio Tapajós (porção sul



**Figura 7.8** - Diagrama de evolução da composição isotópica do Nd para as rochas orosirianas de 1,99 Ga do oeste do Domínio Bacajá. (A) composição comparada com os campos das rochas (para- e ortoderivadas) arqueanas a cedo siderianas do domínio; (B) composição comparada com os campos dos granitóides dos arcos magmáticos riacianos do domínio e com o campo das rochas contemporâneas (2,0-1,98 Ga) da porção leste do Domínio Tapajós (Lamarão *et al.*, 2005). A linha tracejada representa a evolução da composição isotópica do Nd da amostra ao longo do tempo geológico e as elipses a idade de cristalização das rochas.

da Província Ventuari-Tapajós). Contudo, há dificuldade em distinguir essa associação daquela de rochas félsicas de 1,89-1,86 Ga que predominam no Bloco Xingu (porção sul da Província Amazônia Central). Sem um detalhado estudo petrográfico e litoquímico não se pode conhecer a extensão desse magmatismo de 2,0-1,98 Ga a leste do Domínio Tapajós. Além disso, existe uma lacuna de aproximadamente 70 Ma em relação ao último evento magmático transamazônico identificado na área, dificultando a correlação com a evolução da crosta transamazônica. Contudo, ao comparar o granitóide de 1,99 Ga com o campo das rochas de 2,0-1,98 Ga da porção leste do Domínio Tapajós verifica-se uma marcante diferença de composição em relação às rochas desse domínio, que exibem um tênue componente crustal (Fig. 7.8B). Por outro lado, esse contraste composicional pode refletir somente diferentes de fontes, uma vez que Lamarão *et al.* (2005) não descartaram uma possível origem dessas rochas de 2,0-1,98 Ga a partir da fusão de crosta juvenil paleoproterozóica mais antiga. No entanto, a comparação com os campos dos granitóides de arcos magmáticos riacianos do oeste do Domínio Bacajá (Fig. 7.8B) indica que o granitóide de 1,99 Ga não poderia se formar a partir desses, embora eles possam ter participado da formação das rochas de 2,0-1,98 Ga do leste do Tapajós. Assim, o granitóide MVD15A poderia representar um pulso local do magmatismo de 2,0-1,98 Ga no antepaís dos orógenos do Domínio Tapajós, mas sua formação estaria relacionada à fusão de crosta arqueana do oeste do Domínio Bacajá.

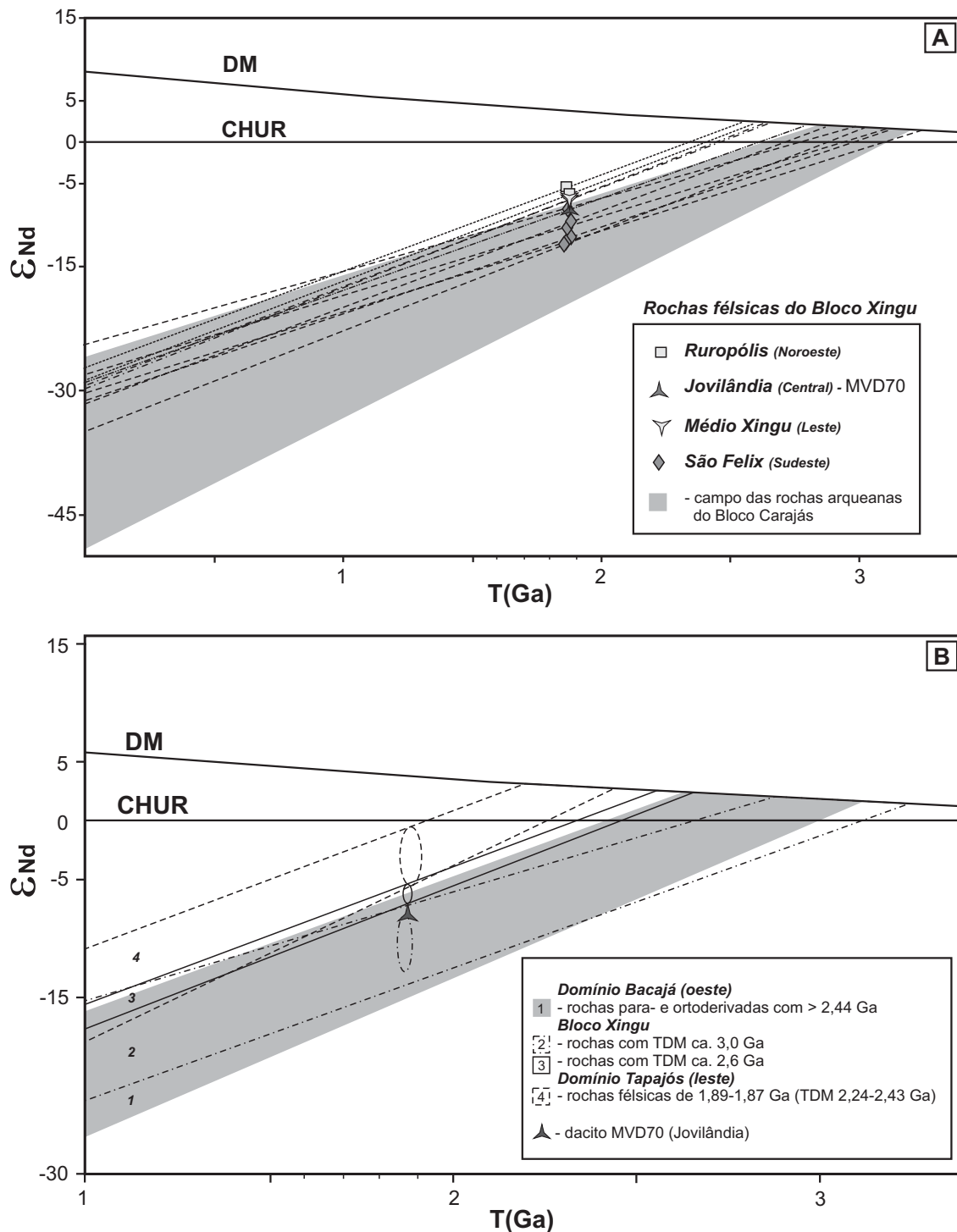
No intuito de avaliar as possíveis fontes das rochas félsicas orosirianas de 1,89 a 1,86 Ga, que recobrem e intrudem as rochas da porção oeste do Domínio Bacajá e se estendem aos domínios vizinhos, foi analisada uma rocha vulcânica (amostra MVD70) situada a oeste da área de estudo (Tab. 7.1). Para completar esta avaliação, foram compilados outros dados da literatura (Tab. 7.2), de modo a obter-se uma transversa ao longo da extensão do Bloco Xingu (Fig. 7.2). Essas rochas félsicas de 1,89 a 1,86 Ga apresentam uma forte assinatura de fonte crustal marcada por valores fortemente negativos de  $\epsilon Nd_{(t)}$  (-5,39 a -12,33). A distribuição das idades-modelo dessas rochas também parece refletir os seus embasamentos arqueanos adjacentes. As rochas a sudeste (Fig. 7.2), próximas de onde predominam as rochas mesoarqueanas do Domínio Carajás, apresentam  $T_{DM}$  entre 3,25 e 2,98 Ga e uma forte assinatura crustal, com valores de  $\epsilon Nd_{(t)}$  entre -7,81 e -12,33 (Tab. 7.2). A composição dessas quando comparada ao campo das rochas arqueanas do Domínio Carajás (Fig. 7.9A) indicam uma derivação a partir da fusão dos ortognaisses e granitóides mesoarqueanos desse domínio, como previamente demonstrado por Teixeira *et al.*

**Tabela 7.2** - Resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total das amostras de rochas félsicas orosirianas (1,89-1,86 Ga) do Bloco Xingu. Idades modelo calculadas a partir do modelo evolução do Nd para o manto empobrecido de DePaolo (1981).

amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$T_{\text{DM}}$ (Ga)	$\epsilon\text{Nd} (0)$	$\epsilon\text{Nd} (t)$	t (Ma)	area	litotipo	ref.
<b>Rochas félsicas orosirianas (Bloco Xingu)</b>											
AL-90	6,90	40,61	0,102801	0,511165	2,60	-28,73	-6,10	1880◄	Ruropólis (NW)	riolito	3
AP-133C	19,67	113,33	0,10510	0,511236	2,55	-27,35	-5,39	1870◄	Ruropólis (NW)	granito	3
MVD70	6,88	38,08	0,10917	0,511151	2,78	-29,01	-7,92	1880◄	Jovilândia (central)	dacito	5
XMV-78L	6,71	39,94	0,101528	0,511121	2,63	-29,59	-6,66	1880◄	Médio Xingu (E)	riodacito	3
XMV-78M	8,65	50,91	0,102759	0,511130	2,65	-29,42	-6,78	1880◄	Médio Xingu (E)	riodacito	3
NN-GM-10	11,41	60,28	0,114500	0,511040	3,12	-31,17	-11,33	1886 $\diamond$	São Felix (SE)	riolito	4
NN-GM-12	8,33	47,89	0,105200	0,511020	2,87	-31,56	-9,46	1886 $\diamond$	São Felix (SE)	riolito	4
NN-GM-51	3,64	18,08	0,121900	0,511200	3,11	-28,05	-10,19	1865 $\diamond$	São Felix (SE)	andesito	4
N-S-6	30,37	153,16	0,1199	0,51108	3,25	-30,39	-12,04	1867 $\diamond$	São Felix (SE)	monzogranito	4
NN-AV-43	17,50	104,41	0,1013	0,51084	3,02	-35,07	-12,33	1866 $\diamond$	São Felix (SE)	sienogranito	4
NN-GM-17A	5,18	24,61	0,1274	0,51138	2,98	-24,54	-7,81	1862 $\diamond$	São Felix (SE)	sienogranito	4

legendas:  $\diamond$  - idade em zircão; ◄ - idade estimada

3 – Sato & Tassinari (1997); 4 – Teixeira *et al.*, (2002); 5 – neste estudo



**Figura 7.9** - Diagrama de evolução da composição isotópica do Nd para as rochas félsicas orosirianas de 1,89 a 1,86 Ga do Bloco Xingu. (A) composição das rochas félsicas comparada com o campo dos granitóides e ortognaisses arqueanos do Bloco Carajás. As linhas tracejadas representam a evolução da composição isotópica do Nd de cada amostra ao longo do tempo geológico.; (B) campo das rochas félsicas com TDM ca. 2,6 e 3,0 Ga comparado com os campos das rochas contemporâneas do leste do Domínio Tapajós (Lamarão *et al.*, 2005) e das rochas arqueanas a cedo siderianas do oeste do Domínio Bacajá. As elipses marcam os intervalos idades de cristalização das rochas.

(2002), bem como por Dall’Agnol *et al.* (1999b) e Rämö *et al.* (2002) para as rochas félsicas contemporâneas do leste do Domínio Carajás. O dacito MVD70, que está próximo do Domínio Bacajá (Fig. 7.2), apresenta uma  $T_{DM}$  de 2,78 Ga e valor de  $\epsilon Nd_{1,88 Ga}$  de -7,92, uma composição que sugere que as rochas félsicas de *ca.* 1,88 Ga dessa região podem ter se originado a partir da fusão da crosta neoarqueana a cedo sideriana desse domínio (Fig. 7.9B). Por sua vez, as rochas félsicas com  $T_{DM}$  de aproximadamente 2,6 Ga ocorrem tanto próximo de blocos arqueanos quanto de domínios de crosta paleoproterozóica (Fig. 7.2) e sua origem poderia envolver a participação de ambos segmentos crustais.

As rochas félsicas de 1,89-1,87 Ga no Domínio Tapajós apresentam um tênue componente crustal e idades-modelo menores ( $T_{DM}$  de 2,24 e 2,43 Ga - Lamarão *et al.*, 2005), contrastando com a composição das rochas contemporâneas do Bloco Xingu (Fig. 7.9B). Lamarão *et al.* (2005) atribuíram a origem dessas rochas à refusão de fontes crustais mais antigas que 1,9 Ga, provavelmente um processo relacionado ao evento extensional e ao *underplating* de magma máfico contemporâneo.

Desta forma, a mistura do componente paleoproterozóico do leste do Domínio Tapajós com magmas de fusão de crosta arqueana do Bloco Carajás ou do Domínio Bacajá poderia ser responsável pela formação das rochas félsicas de *ca.* 1,88 Ga do Bloco Xingu com  $T_{DM}$  de *ca.* 2,6 Ga (Fig. 7.9B).

#### 7.4 – LIMITE DAS PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS

A exemplo dos domínios transamazônicos que bordejam o Bloco Amapá o processo de mistura do componente juvenil transamazônico de *ca.* 2,3 Ga com componentes crustais arqueanos dificultam a delimitação dos limites da província Maroni-Itacaiúnas só com base nos isótopos de Nd. Além disso, esses domínios de transição, como o Domínio Bacajá se caracterizam pelo intenso retrabalhamento da crosta arqueana durante o Transamazônico. Desta forma, as idades dos eventos magmáticos e metamórficos de alto grau é que permitiram caracterizar esses segmentos crustais da Província Maroni-Itacaiúnas.

A ocorrência de rochas riacianas de 2,10 e 2,07 Ga e arqueanas de alto grau metamórficas retrabalhadas durante o Transamazônico (2,15 a 2,07 Ga) nas áreas mais a oeste do Domínio Bacajá (Fig. 7.1) evidenciam que os limites da Província Maroni-Itacaiúnas se estendem além do inicialmente proposto por Teixeira *et al.* (1989), limitado as proximidades da foz Rio

Iri. Os isótopos de Nd dessas rochas indicam fontes predominantemente arqueanas, em parte semelhante às fontes mesoarqueanas do Bloco Carajás (*ca.* 3,0 Ga) da Província Amazônia Central. Contudo, a existência de remanescentes de uma crosta neoarqueana a cedo sideriana com um componente juvenil de *ca.* 2,7 Ga no oeste do Domínio Bacajá contrasta com a do Bloco Carajás. Desta forma, não se trata de um simples prolongamento do Bloco ou Província Carajás como propuseram Santos *et al.* (2006).

O limite sul da Província Maroni-Itacaiúnas com o Bloco Carajás da Província Amazônia Central vem sendo investigado por outros autores (Macambira *et al.*, 2001, 2003, 2004; Monteiro, em preparação) e o imbricamento tectônico torna complexo o contato desses dois segmentos crustais, com a possibilidade de existirem lascas de rochas arqueanas do Bloco Carajás aleitadas no Domínio Bacajá, como previamente sugerido por Ricci *et al.* (2003). Não obstante, as assinaturas isotópicas crustais de rochas siderianas (2,49 a 2,34 Ga) do oeste do Domínio Bacajá sugerem a participação de rochas arqueanas do Bloco Carajás, indicando que o prolongamento desse bloco arqueano que vem sendo retrabalhado desde antes das orogêneses transamazônicas na Província Maroni-Itacaiúnas.

O embasamento do Bloco Xingu da Província Amazônia Central ainda é pouco conhecido, as  $T_{DM}$  de *ca.* 2,6 Ga das rochas félsicas de 1,88 Ga eram interpretadas como um reflexo desse embasamento (Sato & Tassinari, 1997). No entanto, este estudo demonstrou ser pouco provável que as rochas neoarqueanas do oeste do Domínio Bacajá tenham sido o protólito das rochas félsicas de 1,88 Ga com  $T_{DM}$  de *ca.* 2,6 Ga e que essas derivem de uma mistura de um componente paleoproterozóico com fontes arqueanas mais antigas. Apesar de existirem rochas félsicas de 1,88 Ga que derivaram direto da fusão de protólitos com *ca.* 3,0 Ga, inclusive nas proximidades do Bloco Bacajá. Futuros estudos isotópicos das rochas de embasamento como as da “janela” dos rios Novo (Fig. 7.1) e Curuá, somada a uma amostragem mais densa das rochas félsicas de 1,88 Ga, permitirá conhecer o embasamento subjacente a essa extensa cobertura orosiriana do Bloco Xingu que recobre os limites entre províncias Maroni-Itacaiúnas, Amazônia Central (Bloco Carajás) e Ventuari-Tapajós.

## 8 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

A evolução crustal da porção oeste do Domínio Bacajá pode ser dividida em uma etapa pré-transamazônica, com a formação de rochas arqueanas a siderianas, uma etapa sobre o magmatismo e metamorfismo de alto grau ocorridos durante o Transamazônico e se estende à participação dessas rochas arqueanas e riacianas na formação das rochas orosirianas, marcando etapa pós-transamazônica.

### 8.1 - EVOLUÇÃO CRUSTAL PRÉ-TRANSAMAZÔNICA

A evolução crustal do Domínio Bacajá inicia com acreção juvenil entre 2,67-2,65 Ga marcada pela formação de granitóides de  $2671 \pm 3$  Ma no sudeste (área Manelão) e de  $2503 \pm 10$  Ma no oeste (área Uruará) (Fig. 8.1). Os granitóides de  $2487 \pm 13$  e  $2440 \pm 7$  Ma da região tiveram participação de fontes arqueanas mais antigas na sua formação, que poderiam ser oriundas das rochas sedimentares associadas (áreas Ilha Grande e Uruará) ou de rochas arqueanas de um possível prologamento dos blocos arqueanos vizinhos (Carajás e Amapá). O predomínio de rochas tonalíticas e granodioríticas, com rochas quartzo dioríticas associadas, sugere uma filiação cálcio-alcálica, normal ou até baixo potássio que poderia estar relacionada a um arco magmático neoarqueano a cedo sideriano (2,67-2,44 Ga) na margem de microcontinente arqueano.

Na área, ocorrem remanescentes de rochas vulcanoclásticas dacíticas de  $2450 \pm 3$  Ma que sugerem a existência de bacias vulcano-sedimentares (bacias de retro-arco?) contemporâneas ao magmatismo neoarqueano a cedo sideriano. Existem outras evidências de sedimentação pré-transamazônica (áreas Ilha Grande e Uruará – Fig. 9.1), elas apresentam fontes detríticas mesoarqueanas a cedo siderianas (3,13-2,47 Ga), talvez com contribuições tardi siderianas a cedo riacianas (2,30-2,24 Ga). As fontes detríticas arqueanas com  $> 2,75$  Ga devem ser de rochas mesoarqueanas ainda não identificadas no Domínio Bacajá ou dos blocos arqueanos vizinhos. Por outro lado, as fontes com idades entre 2,60 e 2,47 Ga devem ser da região, uma vez que rochas com *ca.* 2,5 Ga são ausentes ou de ocorrência restrita nos blocos arqueanos adjacentes. Adicionalmente, estas fontes detríticas descartam a possibilidade dessas rochas sedimentares terem participado da formação dos granitóides cedo siderianos. A composição varia de pelítica a psamítica e, devido à incerteza sobre as fontes detríticas tardi siderianas a cedo riacianas e à



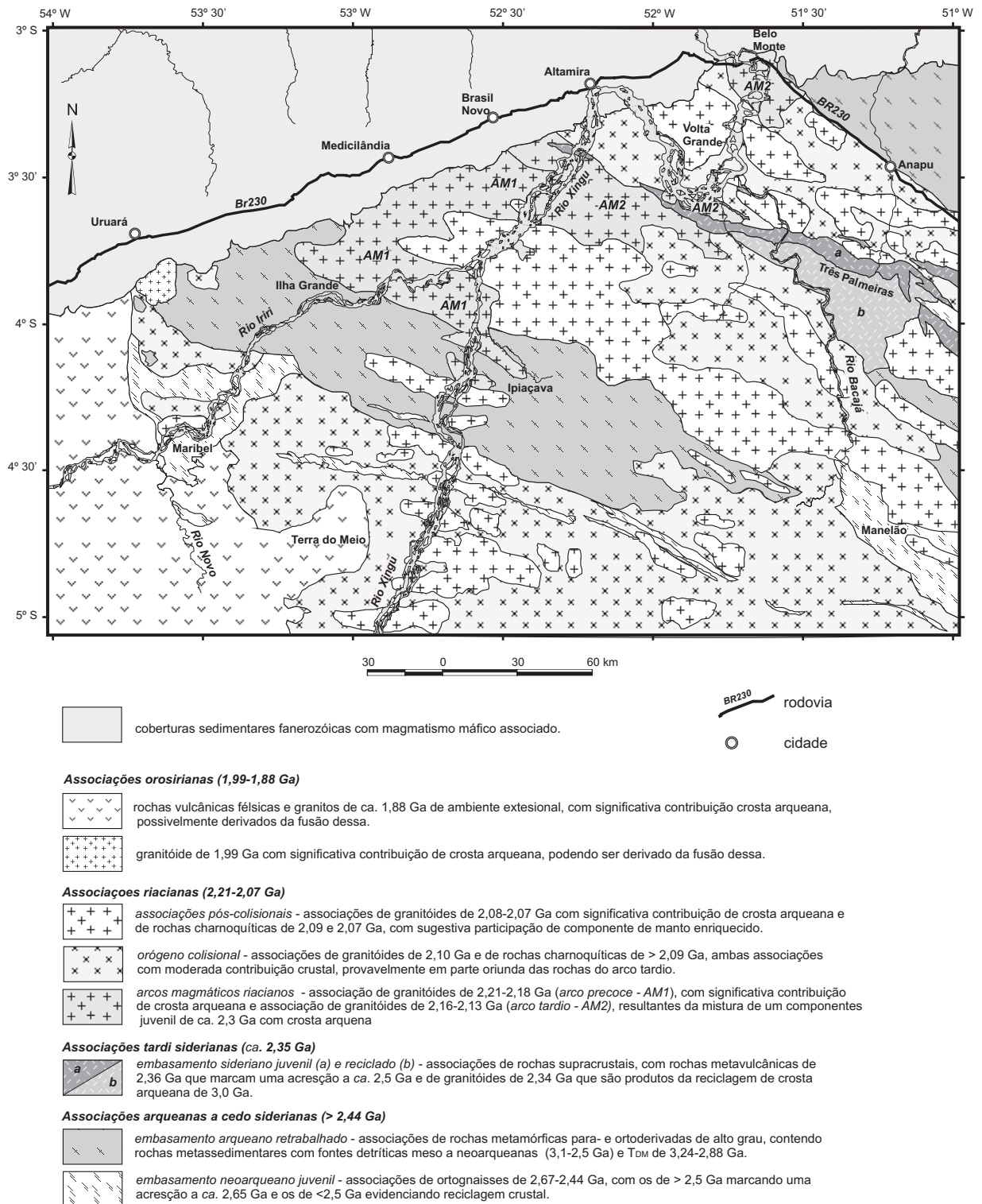


Figura 8.1 - Mapa de distribuição das associações e ambientes tectônicos da porção oeste do Domínio Bacajá.

associação com as rochas vulcanoclásticas de 2,45 Ga, podem representar uma seqüência epiclástica da bacia associada ao arco magmático de 2,67-2,44 Ga.

Um segundo evento de acreção crustal de cerca de 2,5 Ga está representado pelo vulcanismo de *ca.* 2360 Ma, com sedimentação química e epiclástica pelítica e psamítica, associada da seqüência Três Palmeiras (Fig. 8.1). A afinidade toleítica tipo MORB, identificada nos basaltos por Jorge João *et al.*, (1987), contrasta com assinatura cálcio-alcálica de arco de ilha dos andesitos e dacitos, sugerindo tratar-se de uma bacia de um arco de ilha tardi sideriano, com remanescentes de crosta oceânica. Os granitóides de  $2338 \pm 5$  Ma dessa área apresentam um significativo componente de crosta mesoarqueana ( $T_{DM}$  de 3,1 Ga e  $\epsilon Nd_{2,34 Ga}$  de  $-10,84$ ), indicando não se tratar dos granitóides do arco de ilha. Eles parecem representar um retrabalhamento ensialico durante a amalgamação do arco de ilha de 2,36 Ga a um microcontinente arqueano. A ocorrência de granitóides de  $2313 \pm 9$  Ma na porção leste do domínio sugere que esse retrabalhamento pode ter durado pelo menos cerca de 30 Ma.

Evidências sugerem um metamorfismo de alto grau a cerca de 2,30 Ga, em cristais de zircão dos metapelitos de Uruará. Este evento poderia estar relacionado ao fechamento do oceano, amalgamação do arco de ilha tardi sideriano durante a colisão do microcontinente neoarqueano a cedo sideriano de oeste (Domínio Bacajá) contra o microcontinente arqueano de leste (blocos Carajás ou Amapá?).

## 8.2 - EVOLUÇÃO CRUSTAL TRANSAMAZÔNICA

O Transamazônico foi o período em que a crosta do Domínio Bacajá mais cresceu. O predomínio de rochas riacianas e o retrabalhamento das rochas arqueanas e siderianas durante as orogêneses transamazônicas atestam isso. Neste domínio são raros os registros de formação de crosta juvenil transamazônica ( $T_{DM}$  *ca.* 2,3 Ga), restringindo-se a granitóides de 2,15 Ga na área Belo Monte (Fig. 9.1) e de 2,08 Ga na porção leste do domínio (Macambira *et al.*, 2003). Além disso, seu componente juvenil não é tão acentuado como no nordeste do Escudo das Guianas (Gruau *et al.*, 1985, Avelar *et al.*, 2003; Nogueira *et al.*, 2000). Mesmo nos domínios próximos ao limite e no Bloco Amapá (McReath & Faraco, 1997; Rosa-Costa, 2006), a participação de crosta juvenil é mais significativa, sugerindo que se tenha atenuado em direção sul da Província Maroni-Itacaiúnas.

A exemplo dos modelos evolutivos mais recentes propostos para os domínios transamazônicos do Escudo das Guianas (Delor *et al.*, 2003a; Rosa-Costa, 2006), na evolução da crosta transamazônica do Domínio Bacajá também foram identificadas associações litológicas relacionadas ao estágio de convergência, de colisão e pós-colisional.

O estágio de convergência é marcado pela colocação de granitóides de  $2215 \pm 2$  a  $2182 \pm 6$  Ma (áreas Brasil Novo e Araras – Fig. 8.1) com uma componente crustal ( $T_{DM}$  ca. 2,8 Ga e  $\epsilon Nd_{(t)}$  ca. -5) indicativa de participação de crosta arqueana. Variam de tonalitos a granitos, freqüentemente com feições de deformação de alta temperatura ( $\geq 550^\circ\text{C}$ ), provavelmente relacionados a um arco magmático de margem continental, conforme sugerido pela sua componente crustal. Um significativo componente juvenil seria esperado para os granitóides desse arco magmático precoce, mas sua assinatura isotópica de Nd e a ocorrência de cristais de zircão herdados (ca. 2,5 Ga) indicam que são produtos de um retrabalhamento de crosta sílica.

No grupo de granitóides de  $2160 \pm 3$  a  $2133 \pm 10$  Ma, em sua maioria situados na porção centro-nordeste da área (Fig. 8.1), predomina granodioritos, tonalitos e quartzo monzodioritos freqüentemente com hornblenda, sugerindo tratar-se de granitóides cálcio-alcálicos de arco magmático. Esses granitóides apresentam uma tênue componente juvenil ( $T_{DM}$  ca 2,5 Ga e  $\epsilon Nd_{(t)}$  de -0,71 a -1,59), mas localmente a componente juvenil está bem marcada ( $T_{DM}$  ca 2,3 Ga e  $\epsilon Nd_{(t)}$  de +0,21 – Macambira *et al.*, 2003). Esse quadro sugere diferentes graus de mistura do componente juvenil com componente crosta mais antiga, provavelmente a crosta neoarqueana-cedo sideriana do domínio. Por outro lado, a ocorrência de cristais de zircão herdado de 2,34 Ga e xenólitos de rochas metavulcânicas no granitóide de 2,13 Ga sugere contribuição do *greenstone belt* Três Palmeiras, pelo menos como fonte de contaminação de um processo de assimilação da crosta juvenil tardi sideriana. A participação de crosta mais antiga sugere que se tratava de um arco magmático de margem continental.

Não foi observado zoneamento interno nos arcos magmáticos riacianos do oeste do Domínio Bacajá, algo como uma polaridade em direção das idades menores para os termos de composição mais diferenciada. A distribuição espacial desses arcos reflete a participação de seus embasamentos na formação de suas rochas. Também não foram identificadas as rochas supracrustais das bacias relacionadas a esses arcos riacianos, provavelmente porque não foram preservadas.

Durante a formação do arco tardio (2,16-2,13 Ga) na porção nordeste da área, o embasamento arqueano a sudoeste estava sendo retrabalhado, conforme evidenciado pelos eventos metamórficos de alto grau a 2147-2123 Ma registrados nos cristais de zircão e monazita das rochas metassedimentares de alto grau (áreas Ilha Grande e Uruará – Fig. 8.1). Adicionalmente, o granitóide de  $2147 \pm 5$  Ma (amostra MVD115B) que intrude o embasamento arqueano (área Ipiaçava – Fig. 8.1) mostra uma participação de fonte crustal ( $T_{DM}$  de 2,74 Ga e  $\epsilon Nd_{2,15 Ga}$  de -4,29), sugerindo que houve uma significativa formação de granitóides durante a migmatização de 2,15-2,12 Ga.

No sudeste do Escudo das Guianas, a fase colisional está marcada por uma tectônica de cavalgamento oblíquo com metamorfismo de fácies granulito a 2,09 Ga e por formação de granitóides sincolisionais de 2,10 Ga (Rosa-Costa, 2006). Contudo, no oeste do Domínio Bacajá não foram identificadas estruturas que marquem claramente uma tectônica tangencial relacionada a esse estágio. Uma restrita migmatização de 2109 Ma das rochas metassedimentares de alto grau (área Uruará) e os granitóides de  $2102 \pm 3$  e  $2104 \pm 5$  Ma (áreas Uruará e Altamira – Fig. 8.1), com uma tênue assinatura crustal ( $T_{DM}$  de 2,54 e 2,59 Ga e  $\epsilon Nd_{2,1 Ga}$  de ca -3,40), foram os registros relacionados à grande colisão continental de 2,1 Ga descrita em vários modelos de evolução dos domínios transamazônicos da América do Sul e dos eburnianos/birrimianos do oeste da África (Bertrand & Jardim de Sá, 1990; Ledru *et al.*, 1994; Feybesse *et al.*, 1998; Brito Neves, 1999; Barbosa & Sabaté, 2004). Dentre os granitóides de 2,10 Ga, ocorrem granodioritos e mozogranitos metaluminosos (portadores de hornblenda), que são incomuns entre os granitóides sincolisionais, geralmente peraluminosos com muscovita ou cordierita (Barbarin, 1999). Contudo, não parecem existir evidências de um arco magmático de 2,10 Ga. Provavelmente, essa composição “cafêmica” e a tênue assinatura crustal refletem processos de mistura de um componente juvenil, ainda não identificado entre as rochas de 2,10 Ga do domínio, com uma crosta mais antiga. Além disso, a ocorrência de cristais de zircão herdado de 2,12 a 2,16 Ga indica uma contribuição das rochas do arco tardio. Assim, os granitóides de 2,10 Ga podem ter se formado a partir da fusão desses ou da mistura desse fundido com um suposto componente juvenil.

Algumas das rochas charnoquíticas da porção sul e nordeste da área (Fig. 8.1) não contam com dados geocronológicos, mas elas foram intrudidas por rochas charnoquíticas de 2,09

Ga e granitóide de 2,08 Ga e intrudiram granitóides do arco magmático tardio. Essa relação estratigráfica permite correlacioná-las às rochas colisionais, o que é reforçado pela íntima associação dessas rochas charnoquíticas com granulitos que podem estar marcando o alçamento da crosta inferior por cavalgamento relacionado à colisão.

O estágio pós-colisional destacou-se pela significativa formação de granitóides de 2,08 Ga localizados principalmente na parte central da área (Fig. 8.1). Eles se distinguem dos demais granitos riacianos pela sua composição mais diferenciada, geralmente são monzo- e sienogranitos, e pela preservação das texturas ígneas, tendo sofrido deformação de baixa temperatura ( $\leq 550^{\circ}\text{C}$ ) relacionada à reativação das zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE. Esses granitos apresentam um componente crustal ( $T_{\text{DM}}$  de *ca.* 2,7 Ga e  $\epsilon\text{Nd}_{2,08 \text{ Ga}}$  de *ca.* -6) que sugere sua formação a partir da fusão de crosta arqueana. Por outro lado, a ocorrência de cristais de zircão herdado de 2,22 e 2,10 Ga na amostra MVD06B indica que houve participação de rochas riacianas, pelo menos como fonte de contaminação.

Associado ao embasamento granulítico meta-ígneo foi identificado um *sheet* de quartzo diorito (amostra MVD46A) de 2071 Ma com um componente crustal mais forte ( $T_{\text{DM}}$  de 3,01 Ga e  $\epsilon\text{Nd}_{2,07 \text{ Ga}}$  de -9,3) que sugere um intenso retrabalhamento crustal com anatexia de rochas máficas a altas temperaturas ( $> 1000^{\circ}\text{C}$ ) e significativa contaminação por crosta arqueana ensiálica. Adicionalmente, foram identificadas na área Maribel (Fig. 8.1) rochas charnoquíticas máficas de composição intermediária com  $2070 \pm 3$  Ma e com uma assinatura isotópica de Nd ( $T_{\text{DM}}$  de 2,46 Ga e  $\epsilon\text{Nd}$  de -2,4) que pode refletir um fraco componente crustal de um processo de mistura com o componente juvenil de *ca.* 2.3 Ga ou fusão de um manto enriquecido.

Através dos cristais de monazita, zircão e granada das rochas metassedimentares de alto grau das áreas Ilha Grande e Uruará (Fig. 8.1) foi datado um metamorfismo granulítico de baixa pressão (*ca.* 5 kbar) de aproximadamente 2,07 Ga. Esse evento também ocorreu nos domínios transamazônicos do Escudo das Guianas (Avelar *et al.*, 2001; Lafon *et al.*, 2001; Oliveira, 2002; Tassinari *et al.*, 2004), e localmente atingiu condições de UHT (Roever *et al.* 2003). Conforme Delor *et al.* (2003b), o metamorfismo granulítico de *ca.* 2,06 Ga do Escudo das Guianas teria resultado do adelgaçamento crustal E-W posterior à transcorrência relacionada ao deslizamento entre as placas oeste-africana e sul-americana. O *upwelling* do manto e a colocação de rochas charnoquíticas e máficas teriam fornecido calor para esse evento. De maneira análoga, o

metamorfismo granulítico, as rochas charnoquíticas e granitóides de 2,07 Ga do Bloco Bacajá devem estar relacionados ao evento de adelgaçamento crustal pós-colisional, provavelmente correlacionável ao mesmo episódio ocorrido no Escudo das Guianas.

A diferença entre o metamorfismo granulítico de 2,09 Ga e o de 2,07 Ga identificados nos domínios transamazônicos da Província Maroni-Itacaiúnas é a estreita associação do primeiro com a tectônica de cavalgamento, enquanto o segundo está relacionado a uma componente extensional da tectônica transcorrente pós-colisional. Isso sugere que o metamorfismo granulítico de 2,09 Ga teve um caminamento tipo ITD (*isothermal decompression*) típico de espessamento crustal ligado ao climax de uma colisão continental, enquanto o de evento de 2,07 Ga teve um caminamento tipo IBC (*isobaric cooling*) característico de ambientes pós-colisionais (Bohlen & Mezger, 1989; Harley, 1989).

Foi identificado um evento tectono-termal de *ca.* 2,06 Ga que afetou as monazitas de 2,07 Ga. Esse evento estar relacionado a uma etapa tardia do metamorfismo granulítico de 2,07 Ga Alternativamente, ele poderia estar a um processo de perda de Pb associado a intrusões de *ca.* 2,06 Ga.

### 8.3 - EVOLUÇÃO CRUSTAL PÓS-TRANSAMAZÔNICA

Existe uma lacuna de aproximadamente 70 Ma entre o último evento magmático riaciano e o primeiro evento orosiriano que ocorreram no Domínio Bacajá. Trata-se de um evento localizado representado por um granitóide de  $1986 \pm 5$  Ma (amostra MVD15A) na porção oeste da área (Fig. 8.1), com uma forte assinatura crustal ( $T_{DM}$  de 2,83 Ga e  $\epsilon Nd_{1,99 Ga}$  de -8,89) que sugere uma origem a partir da fusão de crosta arqueana do domínio. Não está claro se esse evento está relacionado ao final do Transamazônico ou seria um reflexo do magmatismo cálcio-alcálico de alto potássio a shoshonítico de 2,0-1,98 Ga que ocorre no Domínio Tapajós (Lamarão *et al.*, 2002; Vasquez *et al.*, 2002), apesar de sua assinatura crustal contrastar com as fontes paleoproterozóicas identificadas por Lamarão *et al.* (2005) para o magmatismo contemporâneo do Domínio Tapajós. Adicionalmente, esses autores aventaram a possibilidade de que o magmatismo de 2,0-1,98 Ga tenha alguma contribuição de crosta paleoproterozóica mais antiga. A comparação com a composição isotópica do Nd dos granitóides do arco tardio reforça essa hipótese.

O segundo evento orosiriano é representado por uma extensa cobertura de rochas vulcânicas predominantemente félsicas e granitos de idades entre 1,89 e 1,86 Ga que ocorre no Bloco Xingu e que se estende ao interior do Bloco Carajás e do Domínio Tapajós. Essas rochas marcam eventos magmáticos cálcio-alcalinos de alto potássio e alcalinos relacionados a ambientes extensionais (Dall’Agnol *et al.*, 1999b, Lamarão *et al.*, 2002; Vasquez *et al.*, 2002). As fontes crustais arqueanas das rochas de *ca.* 1,88 Ga próximas ou dentro do Bloco Carajás têm sido interpretadas como indicativo de que elas se formaram a partir do embasamento mesoarqueano da região (Dall’Agnol *et al.*, 1999b, Rämö *et al.*, 2002; Teixeira *et al.*, 2002). De maneira análoga, as rochas desse grupo que ocorrem próximas do Domínio Bacajá com uma forte componente crustal (amostra MVD70;  $T_{DM}$  de 2,78 Ga e  $\epsilon Nd_{1,88 Ga}$  de -7,92) podem ter se formado a partir da fusão da crosta arqueana desse domínio. Contudo, as rochas félsicas de *ca.* 1,88 Ga no Domínio Tapajós apresentam a participação de um tênue componente crustal, interpretado como resultante da fusão de crosta paleoproterozóica com  $> 1,9$  Ga (Lamarão *et al.*, 2005). Desta forma, os isótopos de Nd sugerem as rochas orosirianas com  $T_{DM}$  de *ca.* 2,6 Ga podem derivar de um processo de mistura desse componente paleoproterozóicas com fontes crustais arqueanas.

Do quadro evolutivo acima exposto fica evidente que o embasamento ígneo-metamórfico do Domínio Bacajá é composto de segmentos de uma crosta arqueana retrabalhada, que em parte apresenta semelhanças com a dos blocos arqueanos adjacentes (Carajás e Amapá), mas também se distingue desses por apresentar segmentos de crosta juvenil neoarqueana e sideriana. Portanto, pode ser considerada uma simples continuação do Bloco Carajás que foi retrabalhado no paleoproterozóico.

As orogêneses do Ciclo Transamazônico estão bem marcadas pelo magmatismo riaciano e eventos metamórficos de alto grau. As evidências desses eventos transamazônicos se estendem mais a oeste (áreas Uruará e Maribel) do que delimitado em trabalhos anteriores. A evolução transamazônica do Domínio Bacajá foi, assim, marcada por margens continentais ativas seguidas de uma grande colisão continental e um relaxamento pós-colisional.

As rochas do embasamento do Bloco Xingu ainda são pouco conhecidas, mas as rochas orosirianas revelaram a participação de diferentes segmentos crustais arqueanos e paleoproterozóicos, entre eles os do Domínio Bacajá, e por vezes mistura desses componentes.

Cada domínio transamazônico da Província Maroni-Itacaiúnas e de outras províncias geotectônicas da América do Sul tem as suas peculiaridades, mas todos se caracterizam por uma história envolvendo estágios de convergência e colisão dos paleocontinentes sul-americano e oeste-africano se estendendo a um estágio de relaxamento pós-colisional. Em escala global, a importância das orogenias transamazônica e eburniana/birimiana é destacada como eventos que desencadearam a formação do supercontinente paleoproterozóico.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKIMIM, F.F. & MARSHAK, S. 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90**: 29-58.
- ALMEIDA, F.F.; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Review*, **50**: 77-111.
- ALMEIDA, F.F.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim IG*, Instituto de Geociências da USP, **7**:45-80.
- ALMEIDA, F.F.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, **17**: 1-19.
- ANDERSEN, T. 2005. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology*, **216**: 249-270.
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; CORREIA JR., F.C.; MACAMBIRA, E.J.B., 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos dados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 453-460.
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; DELOR, C. 2001 Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá. Implicações pra a evolução geodinâmica do Escudo das Guianas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, Belém. *Resumos Expandidos*, Belém, SBG. CD ROM.
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; DELOR, C.; GUERROT, C.; LAHONDÈRE, D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Géologie de la France*, **2-3-4**: 83-100.
- AYERS, J.C., MILLER, C., GORRISCH, B., MILLEMAN, J., 1999. Textural development of monazite during high-grade metamorphism: Hydrothermal growth kinetics with implications for U-Th-Pb geochronology. *American Mineralogist* **110**, 169-176.
- BAHIA, R.B.C.; FARACO, M.T.L.; MONTEIRO, M.A.S.; CAMOZZATO, E.; OLIVEIRA, M.A.O. 2004. Folha SA.22-Belém. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J.H.; SANTOS, J.O.S.; ABRAM, M.B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G.M.M.; VIDOTTI, R.M.; RAMOS, M.A.B.; JESUS, J.D.A. (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD ROM.
- BARBARIN, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, **46**: 605-626.

- BARBOSA, J.; MARTIN, H.; PEUCAT, J.-J. 2004. Palaeoproterozoic dome-forming structures related to granulite-facies metamorphism, Jequié block, Bahia, Brazil: petrogenetic approaches. *Precambrian Research*, **135**: 105-131.
- BARBOSA, J.S.F. 1997. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**: 241-256.
- BARBOSA, J.S.F. & SABATÉ, P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, **133**: 1-27.
- BARLETT, J.M.; DOUGHERTY-PAGE, J.S.; HARRIS, N.B.W.; HAWKESWORTH, C.J.; SANTOSH, M. 1998. The application of single zircon evaporation and model Nd ages to interpretation of polymetamorphic terrains: an example from the Proterozoic mobile belt of south India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **131**: 181-195.
- BARROS, C.E.M., MACAMBIRA, M.J.B., BARBEY, B., SCHELLER, T. 2004. 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*, **34**: 531-538.
- BELL, T.H. & JONHSON, S.E. 1989. The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of plagioclase and K-feldspar in the Woodrofe thrust mylonite zone, Central Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, **7**: 151-168.
- BERTRAND, J.M. & JARDIM DE SÁ, E.F., 1990. Where are the Erbunian-Transamazonian collisional belts? *Canadian Journal Earth Sciences*, **27**: 1382-1393.
- BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES J.H. 2003 *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Brasília. 692p.
- BOHER, M., ABOUCCHAMI, W., MICHARD, A., ALBAREDE, F., ARNDT, N.T. 1992. Crustal Growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal Geophysical Research*, **97**(B1): 545-369.
- BOHLEN, S.R. 1987. Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. *Journal of Geology*, **95**: 617-632.
- BOHLEN, S.R. & MEZGER, K. 1989. Origin of granulite terranes and formation of the lowermost continental crust. *Science*: **244**: 326-329.
- BRAUN, I.; MONTEL, J.M.; NICOLLET, C. 1998. Electron microprobe dating of monazites from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India. *Chemical Geology*, **146**: 65-85.

- BRITO NEVES, B.B. 1999. América do Sul: Quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 379-392.
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. 1991. Tectonic evolution of South América during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 23-40.
- CATLOS, E.J.; GILLEY, L.D.; HARRISON, T.M. 2002. Interpretation of monazite ages obtained via in situ analysis. *Chemical Geology*, **88**: 193-215.
- CHADWICK, B. 1990. The stratigraphy of a sheet of supracrustal rocks within high-grade orthogneisses and its bearing on late Archean structure in sothern West Greenland. *Journal Geological Society*, **147**: 639-652.
- CHERNIAK, D.J., WATSON, E.B. 2000. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, **172**: 5-24.
- CLAOUE-LONG, J.C.; COMPSTON, W.; ROBERTS, J.; FANNING, C.M. 1995. Two Carboniferous ages: A comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis. In: BERGGREN, W.A.; KENT, D.V.; AUBRY, M-P.; ARDENBOL, J. (eds.) *Geochronology, time scale and global stratigraphic correlation*, Society for Sedimentary Geology - Special Publication, p. 3-21.
- COCHERIE, A.; BEMEZEME, E.; LEGENDRE, O.; FANNING, C.M.; FAURE, M., ROSSI, P. 2005. Electron-microprobe dating as a tool for determining the closure of Th-U-Pb systems in migmatitic monazites. *American Mineralogist*, **90**: 607-618.
- COCHERIE, A.; LEGENDRE, O.; PEUCAT, J.J.; KOUAMELAN, A.N. 1998. Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe U-Th-total lead determination: implications for lead behaviour in monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**: 2475-2497.
- COMPSTON, W.; WILLIAMS, I.S.; MEYER, C. 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high-resolution ion-microprobe. *Journal of Geophysical Research*, **98B**: 525-534.
- COPELAND, P.; PARRISH, R.R.; HARRISON, T.M. 1988. Identificaion of inherited radiogenic Pb in monazite and implications for U-Pb systematics. *Nature*, **333**: 760-763.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**:78-88.
- CORDANI, U.G. & SATO, K. 1999. Crustal evolution of the South American Plataform, base on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, **22**: 167-173.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, **9**: 6-11.

- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South América Platform. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; FILHO, A.T.; CAMPOS, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro. p.19-40.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESS. GEOL. CHILENO, 2, Arica, Chile. *Actas*, Arica. v.4, p.137-148.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (coord). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, v.1, p.15-90.
- CROWLEY, J.L. & GHENT, E.D. 1999. An electron microprobe study of the U-Th-Pb systematics of metamorphosed monazite: the role of Pb diffusion versus overgrowth and recrystallization. *Chemical Geology*, **157**: 285-302.
- DALL'AGNOL, R.; COSTI, H.T.; LEITE, A.A.; MAGALHÃES, M.S.; TEXEIRA, N.P. 1999a. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, **95**: 9-39.
- DALL'AGNOL, R.; RÄMÖ, O.T.; MAGALHÃES, M.S.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999b. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, **46**: 431– 462.
- DELGADO, I.M.; SOUZA, J.D.; SILVA, L.C.; SILVEIRA FILHO, N.C.; SANTOS, R.A.; PEDREIRA, A.J.; GUIMARÃES, J.T.; ANGELIM, L.A.A.; VASCONCELOS, A.M.; GOMES, I.P.; LACERDA FILHO, J.V.; VALENTE, C.R.; PERROTA, M.M.; HEINECK, C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES J.H. (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, p.227-334.
- DELOR, C.; LAHONDÈRE, D.; EGAL, E.; LAFON, J.M.; COCHERIE, A.; GUERROT, C.; ROSSI, P.; TRUFERT, C.; THEVENIAUT, H.; PHILLIPS, D.; AVELAR, V.G. 2003a. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500,000-scale geological map of French Guiana (2<sup>nd</sup> edition). *Géologie de la France*, **2-3-4**: 5-57.
- DELOR, C.; ROEVER, E.W.F. DE; LAFON, J.M.; LAHONDÈRE, D.; ROSSI, P.; COCHERIE, A.; GUERROT, C.; POTREL, A. 2003b. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): II. Implications for late Transamazonian crustal stretching in a revised Guiana Shield framework. *Géologie de la France*, **2-3-4**: 207-230.
- DePAOLO, D.J., 1981. Nd isotopic studies: some new perspectives on Earth structure and evolution. *EOS*, **62**: 137-145.
- DePAOLO, D.J., 1988. *Neodymium isotope geochemistry – an introduction*. Berlim, Springer-Verlag. 187p.

- DOUGHERTY-PAGE, J.S. & BARLETT, J.M. 1999. New analytical procedures to increase the resolution of zircon geochronology by the evaporation technique. *Chemical Geology*, **153**: 227-240.
- DOUMBIA, S.; POUCKET, A.; KOUAMELAN, A.; VIDAL, M.; PEUCAT, J.J.; DELOR, C. 1998. Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Côte d'Ivoire, West African Craton: geochronology and geochemistry. *Precambrian Research*, **87**: 33-63.
- ELLIS, D.J., 1987. Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts. *Geology*, **15**: 167-170.
- ENDO, I. & MACHADO, R. 2002. Reavaliação e novos dados geocronológicos (Pb/Pb e K/Ar) da região do Quadrilátero Ferrífero e adjacências. *Geologia USP Série Científica*, **2**: 23-40.
- EVANS, K.V. & FISCHER, L.B. 1986. U-Pb geochronology of two augens gneiss terrains, Idaho – new data and tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Science*, **23**: 1919-1927.
- FARACO, M.T.L. 2003. Mapa geológico 1:2.500.000 dos blocos Carajás e Amapá. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES J.H. (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, CD-ROM.
- FARACO, M.T.L.; MARINHO, P.A.C.; VALE, A.G.; COSTA, E.J.S.; MAIA, R.G.N.; FERREIRA, A.L.; VALENTE, C.R.; LACERDA FILHO, J.V.; MORETON, L.C.; CAMARGO, M.A.; VASCONCELOS, A.M.; OLIVEIRA, M.; OLIVEIRA, I.W.B.; ABREU FILHO, W.A.; GOMES, I.P. 2004. Folha SB.22-Araguaia. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J.H.; SANTOS, J.O.S.; ABRAM, M.B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G.M.M.; VIDOTTI, R.M.; RAMOS, M.A.B.; JESUS, J.D.A. (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD ROM.
- FARACO, M.T.L.; VALE, A.G.; SANTOS, J.O.S.; LUZARDO, R.; FERREIRA, A.L.; OLIVEIRA, M.A.; MARINHO, P.A.C. 2005. Levantamento Geológico da Região ao Norte da Província Carajás In: SOUZA, V. & HORBE, A.C. (eds.). *Contribuições a Geologia da Amazônia*, v.4, p.32-44.
- FEDO, C.M.; SIRCOMBE, K.N.; RAINBIRD, R.H. 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. In: HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O. (eds.), *Zircon*, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 53, p.277-303.
- FERREIRA, A.L. & FARIA, M.S.G. 2003. Mapa geológico 1:2.500.000 do bloco Amazônia Central. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES J.H. (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, CD-ROM.

- FERREIRA, A.L.; RIZZOTTO, G.J.; QUADROS, M.L.E.S.; BAHIA, R.B.C.; LOPES, R.C.; OLIVEIRA, M.A. 2004. Folha SB.21-Tapajós. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J.H.; SANTOS, J.O.S.; ABRAM, M.B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G.M.M.; VIDOTTI, R.M.; RAMOS, M.A.B.; JESUS, J.D.A. (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD ROM.
- FETTER, A.H.; VAN SCHMUS, W.R.; SANTOS, T.J.S.; NOGUEIRA NETO, J.A.; ARTHAUD, M.H. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the Paleoproterozoic Supercontinent "Atlantica". *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 102-106.
- FEYBESSE, J.L. & MILÉSI, J.P., 1994 The Archean/Paleoproterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of décollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archean cratons? *Precambrian Research*, **69**: 199-227.
- FEYBESSE, J.L.; JOHAN, V.; TRIBOULET, C.; GUERROT, C.; MAYAGA MIKOLO, F.; BOUCHOT, V.; EKO N'DONG, J. 1998. the West Central African Belt, a model of 2.5-2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Research*, **87**: 161-216
- FORMAN, J.H.A.; NARDI, J.I.S.; MARQUES, J. P. M.; LIMA, M.I.C. 1972. *Pesquisa mineral no Iriri/Curuá*. SUDAM/Geomineração, 62 p. (Relatório técnico)
- FÖRSTER H.-J.; TISCHENDORF G.; TRUMBULL R.B. 1997. An evaluation of Rb vs. (Y+Nb) discriminante diagram to infer tectonic setting of silic igneous rock. *Lithos*, **40**: 261-293.
- FOSTER, G. & PARRISH, R. 2003. Metamorphic monazite and the generation of P-T-t paths. In: VANCE, D.; MULLER, W.; VILLA, I.M. (eds.) *Geochronology: linking the isotopic Record with petrology and textures*. *Geological Society of London*, Special Publication, v.220, p.25-47.
- FRAGA, L.M., 2002. A associação anortosito-mangerito-granito rapakivi (AMG) do Cnturão Guiana Central, Roraima, e suas encaixantes paleoproterozóicas: evolução, estrutural, geocronologia e petrologia. 355p. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-graduação em Geoquímica e Petrologia, Belém. (Tese de Doutorado)
- GASQUET, D.; BARBEY, P.; ADOU, M.; PAQUETTE, J.L. 2003. Structure, Sr-Nd isotope geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte d'Ivoire): evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Paleoproterozoic of West Africa? *Precambrian Research*, **127**: 329-354.
- GAUDETTE, H.E.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; MOURA, C.A.V.; SCHELLER, T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: Examples from the Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**: 351-363.

- GIOIA, S.M.C.L. & PIMNETEL, M.M. 2000. Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**: 219–245.
- GRUAU, G.; MARTIN, H.; LEVEQUE, B.; CAPDEVILLA, R., 1985. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of Lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guyane, South America. *Precambrian Research*, **30**: 63-80.
- GUAN, H.; SUN, M.; WILDE, S.A.; ZHOU, X.H.; ZHAI, M.G. 2002. SHRIMP U–Pb zircon geochronology of the Fuping Complex: implications for formation and assembly of the North China Craton. *Precambrian Research*, **113**: 1–18.
- HANMER, S.K. 1982. Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. *Journal of Structural Geology*, **4**:197-213.
- HARLEY, S.L. 1989. The origin of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, **126**: 215-247.
- HARLEY, S.L. 1998. An appraisal of peak temperatures and thermal histories in ultrahigh-temperature (UHT) crustal metamorphism: the significance of aluminous orthopyroxene. In: MOTOYOSHI, Y. AND SHIRAIISHI, K. (eds.) *Origin and Evolution of Continents*. Memoirs of National Institute of Polar Research Special Issue, v.53, p. 49-73.
- HARRIS, N.B.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. (eds) *Collision Tectonics*, Geological Society Special Publication, v.19, p.67-81.
- HARTMANN, L.A.; LEITE, J.A.D.; MCNAUGHTON, N.J.; SANTOS, J.O.S. 1999. Deepest exposed crust of Brazil-SHRIMP establishes three events. *Geology*, **27**: 947–950.
- HARTMANN L.A., PHILIPP R.P., LIU D., WAN Y., WANG Y., SANTOS J.O.S., VASCONCELLOS M.A.Z., 2004. Paleoproterozoic magmatic provenance of detrital zircons, Porongos Complex Quartzites, southern Brazilian Shield. *International Geology Review*, **46**: 127-157.
- HARTMANN, L.A.; SANTOS, J.O.S.; CINGOLANI, C.A.; MCNAUGHTON, N.J. 2002. Two Paleoproterozoic orogenies in the evolution of the Tandilia Belt, Argentina, as evidenced by zircon U-Pb geochronology. *International Geology Review*, **44**: 528–543.
- HARTMANN, L.A.; SANTOS, J.O.S.; MCNAUGHTON, N.J.; SILVA, L.C., 2000. Ion microprobe dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**: 559–572.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. 1985. The Central Brazil Shield reviewed. *Episodes*, **8**: 29-37

- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBENHAUS C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SIMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, Manaus. Anais, DNPM, Manaus. v.1, p.129-148.
- HIRDES, W.; DAVIS, D.W.; LÜDTKE, G.; KONAN, G. 1996. Two generation of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa): consequences for the 'Birimian controversy'. *Precambrian Research*, **80**: 173-191.
- HOSKIN, P.W.O. 1998. Minor and trace element analysis of natural zircon (ZrSiO<sub>4</sub>) by SIMS and laser ablation ICPMS: a consideration and comparison of two broadly competitive techniques. *Journal of Trace and Microprobe Techniques*, **16**: 301– 326.
- HOSKIN, P.W.O. & BLACK, L.P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**: 423-439.
- HOSKIN, P.W.O. & SCHALTEGGER, U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O. (eds.), *Zircon*, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v.53, pp.27–62.
- ISSLER, R.S., ANDRADE, A.R.F., MONTALVÃO, R.M.G., GUIMARÃES, G., SILVA, G.G., LIMA, M.I.C. 1974. *Geologia. Folha SA.22 - Belém*. DNPM/Radam, v.5, p.1-71. (Relatório técnico)
- JAMES, D.T.; NUNN, C.A.G.; KAMO, S.; KWOK, K. 2003. *The southeastern Churchill Province revisited: U-Pb geochronology, regional correlations and enigmatic Orma Domain*. Current Research, Newfoundland Department of Mines and Energy, Geology Survey Report 03-1, p.35-45. (Relatório técnico)
- Jl, S. & MAINPRICE, D. 1990. Recrystallization and fabric development in plagioclase. *Journal of Geology*, **98**: 65-79.
- JOHANNES, W. & HOLTZ, F. 1996. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Minerals and Rocks, Springer-Verlag, Berlin, 335p.
- JORGE JOÃO, X.S.; VALE, A.G.; LOBATO, T.A.M. 1987. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Altamira. Folha SA.22-Y-D. Estado do Pará*. CPRM/DNPM, 31p. (Relatório técnico)
- JUNG, S. & MEZGER, K. 2003a. Petrology of basement-dominated terranes: I. Regional metamorphic T-t path from U-Pb monazite and Sm-Nd garnet geochronology (Central Damara orogen, Namibia). *Chemical Geology*, **198**: 223-247.
- JUNG, S. & MEZGER, K., 2003b. U-Pb garnet chronometry in high-grade rocks - case studies from the central Damara orogen (Namibia) and implications for the interpretation of Sm-Nd garnet ages and the role of high U-Th inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **146**: 382-396.



- JUNG, S., HOERNES, S., MEZGER, K., 2002. Synorogenic melting of mafic lower crust: constraints from geochronology, petrology and Sr, Nd, Pb and O isotope geochemistry of quartz diorites (Damara orogen, Namibia). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **143**: 551–566.
- KIM, J. & CHOU, M. 2003. Low-pressure metamorphism and leucogranite magmatism, northeastern Yeongnamn Massif, Korea: implication for Paleoproterozoic crustal evolution. *Precambrian Research*. **122**: 235-251.
- KLEIN, E.L. & MOURA, C.A.V. 2001. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luís Craton and Gurupi Belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *International Geology Review*, **43**:237-253.
- KLEIN, E.L.; ROSA-COSTA, L.T.; LAFON, J.M. 2003. Magmatismo Paleoarqueano (3,32Ga) na região do Rio Cupixi, SE do Amapá, SE do Escudo das Guianas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, Manaus. *Resumos Expandidos*, Manaus, SBG. CD ROM.
- KLÖTZLI, U.S. 1999. Th/U zonation in zircon derived from evaporation analysis: a model and its implications. *Chemical Geology*, **58**: 325-333.
- KOBER, B. 1986. Whole grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age investigations on single zircons using a double filament source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **93**:482-490.
- KOBER, B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb+ emitter bedding for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96**: 63-71.
- KOUAMELAN, A.; DELOR, C.; PEUCAT, J-J. 1997. Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during the Early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise-West African Craton). *Precambrian Research*, **86**: 177-199.
- KROGH, T.E. 1973. A low contamination method hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **37**: 485–494.
- KROGH, T.E. 1982. Improved accuracy of U–Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **46**: 637–649.
- KRÖNER, A.; WILDE, S.A.; LI, J.H.; WANG, K.Y. 2005. Age and evolution of a late Archean to Paleoproterozoic upper to lower crustal section in the Wutaishan/Hengshan/Fuping terrain of northern China. *Journal Asian Earth Sciences*, **24**: 577-595.
- KUSKY, T.M. & LI, J.H. 2003. Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton. *Journal Asian Earth Sciences*, **22**: 23–40.

- LAFON, J.M. & SCHELLER, T. 1996. Geocronologia Pb/Pb em zircão do Granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaus, PA. . In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém. *Resumos*, Belém, SBG. p.321-324.
- LAFON, J.M.; ROSSI, P.; DELOR, C.; BARBOSA, O.S. 2001. Granulitos tardi-Transamazônicos (2,06 Ga) na região norte do Estado do Amapá: o charnoquito de Calçoene. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, Belém. *Resumos Expandidos*, Belém, SBG. CD ROM.
- LAFON, J.M., TAVARES, R.P.S., DELOR, C., ROSSI, P. 2002. Novos dados geocronológicos Pb-Pb e Sm-Nd para a região norte da Guiana Francesa: implicações para a evolução crustal da porção sudeste do Escudo das Guianas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa, *Anais de resumos*, João Pessoa, SBG. p.496.
- LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; LIMA, E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**: 189-223.
- LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R.; PIMENTEL, M.M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: Implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**: 277-292.
- LEDRU, P.; JOHAN, V.; MILÉSI, J.P.; TEGYEY, M. 1994. Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving Cuzco-South Atlantic provinces. *Precambrian Research*, **69**: 69-191.
- LEE, J.K.W.; WILLIAMS, I.S.; ELLIS, D.J. 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, **390**: 159-161.
- LI, J.H.; KROENER, A.; QIAN, X.L.; O'BRIEN, P. 2000. The tectonic evolution of early Precambrian high-pressure granulite belt, North China Craton. *Acta Geological Sinica*, **74**: 246-256.
- LIÉGEOIS J.P. 1998. Some words on the post-collisional magmatism – Preface to Special Edition on Post-collisional Magmatism. *Lithos* **45**.
- LIÉGEOIS J.P.; NAVEZ J.; HERTOGEN J.; BLACK R. 1998. Contrasting of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, **45**: 1-28.
- LUDWIG, K.R. 1993. *PBDAT. A computer program for processing Pb-U-Th isotope data. Version 1.24*. USGS open file report 88-524, p.34. (Relatório técnico)
- LUDWIG, K.R. 2001. *Squid version 1.03 – A user's manual*. Berkeley .Geochronological Center Special Publication, № 2, p.18.

- LUDWIG, K.R. 2003. *Isoplot/Ex version 3.00 – A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronological Center Special Publication, Nº 4, p.70.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LAFON, J.M., 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: Síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7: 263-288.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J.R. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria Crust, Southern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, 38:1134-1142.
- MACAMBIRA, M.J.B.; BARROS, C.E.M.; SILVA, D.C.C.; SANTOS, M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás, evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, Belém. *Resumos Expandidos*, Belém, SBG. CD ROM.
- MACAMBIRA, M.J.B.; SILVA, D.C.; BARROS, C.E.M.; SCHELLER, T. 2003. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at north of the Carajás Mineral Province. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, Salvador. *Short Papers*, Salvador, p.205-208.
- MACAMBIRA, M.J.B.; SILVA, D.C.; VASQUEZ, M.L.; BARROS, C.E.M. 2004. Investigação do limite Arqueano-Paleoproterozóico ao norte da Província de Crajás, Amazônia Oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, Araxá. *Resumos*, Araxá, SBG. CD ROM.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E. & LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49: 329-354.
- MARTINS, R.C. & ARAÚJO, O.J.B., 1979. *Projeto de integração geológico-geofísica sul do Pará: Relatório Final*. Belém. CPRM/DNPM. 12 v. (Relatório técnico)
- McREATH, I. & FARACO, M.T.L. 1997. Sm/Nd and Rb/Sr systems in part of the Vila Nova metamorphic suite, northern Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1, Campos do Jordão. *Extend Abstracts*, Campos do Jordão, p. 194-196.
- MONTEIRO, P. C. (em preparação). *Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio rio Xingu, sudeste do Cráton Amazônico*. 104p. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-graduação em Geoquímica e Petrologia, Belém. (Dissertação de Mestrado).
- NOGUEIRA, S.A.A.; BETTENCOURT, J.S. ; TASSINARI, C.C.G. 2000. Geochronology of the Salamangone gold deposit host-rocks, Lourenço district, Amapá, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 261-264.

- NOMADE, S.; FÉRAUD, G.; CHEN, Y.; POUCKET, A. 2002. Thermal and tectonic evolution of the Paleoproterozoic Transamazonian orogen as deduced from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and AMS along the Oiapok River (French Guiana). *Precambrian Research*, **114**: 35–53.
- OLIVEIRA, E.C. 2002. Implantação do método Sm-Nd em minerais metamórficos e sua aplicação em rochas da região central do Amapá, sudeste do Escudo das Guianas. 109p. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-graduação em Geoquímica e Petrologia, Belém. (Dissertação de Mestrado).
- OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S. 1994. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Serra Pelada. Folha SB.22-X-C. Estado do Pará*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 220p. (Relatório técnico)
- OLSZESKI JR., W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.E. 1989. The age, origin, and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Precambrian Research*, **42**: 229-254.
- PACES, J.B. & MILLER, J.D. 1993. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights into physical, petrogenetic, paleomagnetic and tectonomagmatic process associated with the 1.1 Ga midcontinental system. *Journal Geophysical Research*, **98**: 13997-14013.
- PAGE, R.W. & BELL, H.T. 1985. Isotopic and structural responses of granites to successive deformation and metamorphism. *Journal of Geology*, **94**: 365-379
- PARRISH, R.R. 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U–Pb geochronology. *Chemical Geology*, **66**: 99-102.
- PARRISH, R.R. 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal Earth Sciences*, **27**: 1435-1450.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Ed. Springer, Berlim. 289 p.
- PASSCHIER, C.W.; MYERS, J.S.; KRÖNER, A. 1993. *Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau*. Edusp, São Paulo. 188 p.
- PATHERSON, S.R.; VERNON, R.H.; TOBISCH, O.T. 1989. A review of criteria for identification of magmatic and tectonic foliation in granitoids. *Journal of Structural Geology*, **11**: 349-363.
- PAYOLLA, B.L.; BETTENCOURT, J.S.; KOZUCH, M.; LEITE, W.B.; FETTER, A.H.; VAN SCHMUS, W.R. 2002. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precambrian Research*, **119**: 141-169.
- PEARCE, J.A. 1996. Source and setting of granitic rocks. *Episodes*, **19**: 120-125.

- PIDGEON, R.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**:159-171.
- PIDGEON, R.T., NEMCHIN, A.A., AND HITCHEN, G.J., 1998. Internal structure of zircons from Archaean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **132**: 288–299.
- PIMENTEL, M.M. & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Anais*, Camboriú, SBG. v.2, p.390-391.
- PIMENTEL, M.M.; FERREIRA FILHO, C.F.; SPIER, C.A. 2002. Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá: idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 371-376.
- RÄMÖ, O.T., DALL'AGNOL, R., MACAMIRA, M.J.B., LEITE, A.A.S., Oliveira, D.C., 2002. 1.88 Ga oxidized A-type granites of the Rio Maria region, eastern Amazonian Craton, Brazil: positively anorogenic. *Journal of Geology*, **110**: 603-610.
- RAPP, R.P. & WATSON, E.B. 1995. Dehydration melting of metabasalts at 8-32 kbar: implication for continental growth and mantle recycling. *Journal of Petrology*, **36**: 891-932.
- REIS, N.J.; FARIA, M.S.G.; FRAGA, L.M.; HADAD, R.C. 2000. Orosirian calc alkaline volcanism and the Oracaima event in the northern Amazonian Craton, eastern Roraima State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 380-383.
- RICCI, P.S.F., 2006a. Mineralogically bizarre charnockitoids of the Bacajá High-Grade Block (Pará): discharnockitized and reemplaced plutons mistakenly confused with granitoids crystallized at shallower crustal levels. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9, Belém. *Resumos Expandidos*, Belém, SBG. CD ROM.
- RICCI, P.S.F., 2006b. Unprecedented recognition of jotunitic-mangeritic orogenic bodies from the low course of the Iri River to Tucuruí Lake (Pará): implications for the Bacajá High-Grade Block boundaries. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9, Belém. *Resumos Expandidos*, Belém, SBG. CD ROM.
- RICCI, P.S.F.; CARVALHO, J.M.A.; ROSA-COSTA, L.T; LAFON, J.M. 2002. Plúton charnoenderbítico Arqueano intrusivo nos ortognaisses granulíticos do Cinturão Jari – Terreno Arqueano expressivo do sudeste do Escudo das Guianas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa, *Anais de resumos...*, João Pessoa, SBG. p.524.

- RICCI, P.S.F.; COSTA, E.J.S.; OLIVEIRA, J.R. 2003. The reanalyzed Carajás block is interposed between the Bacajá (the crustal reworking “lost link” now being predicted) and Rio Maria Archean terranes – Guaporé Craton. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, Manaus. *Resumos Expandidos*, Manaus, SBG. CD ROM.
- ROBERTS, M.P. & FINGER, F. 1997. U-Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphism. *Geology*, **25**: 319-322.
- ROEVER, E.W.F. DE; LAFON, J.M.; DELOR, C.; COCHERIE, A.; ROSSI, P.; GUERROT, C.; POTREL, A. 2003. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): I. petrological and geochronological evidence for a counterclockwise P-T path at 2.07-2.05 Ga. *Géologie de la France*, **2-3-4**: 175-206.
- ROGERS, J.J.W., 1996. A history of the continents in the past three billion years. *Journal of Geology*, **104**: 91-107.
- ROLANDO, A.P. & MACAMBIRA, M.J.B. 2003. 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, Salvador. *Short Papers*, Salvador. p.268-270.
- ROLLISON, H.R., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Logman Scientific and Technical. 352p.
- ROSA-COSTA, L.T. 2006. Geocronologia  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , Sm-Nd, U-Th-Pb e  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  do segmento sudeste do Escudo das Guianas: Evolução crustal e termocronologia do evento Transamazônico. 226p. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-graduação em Geoquímica e Petrologia, Belém. (Tese de Doutorado)
- ROSA-COSTA, L.T.; LAFON, J.M.; COCHERRIE, A.; DELOR, C. Electron microprobe U-Th-Pb monazite dating deciphering the age of the high-grade metamorphic overprint on Archean rocks from southern Guiana Shield, north of Amazon Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* (submetido).
- ROSA-COSTA, L.T.; LAFON, J.M.; DELOR, C. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamic evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Research* (no prelo).
- ROSA-COSTA, L.T., RICCI, P.S.F.; LAFON, J.M.; VASQUEZ, M.L.; CARVALHO, J.M.A.; KLEIN, E.L.; MACAMBIRA, E.M.B. 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the southeastern Amapá and northwestern Pará, Brazil – southeastern Guiana Shield. *Géologie de la France*, **2-3-4**:101-120.
- RUBATTO, D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, **184**: 123-138.

- RUBATTO, D., WILLIAMS, I.S., BUICK, I.S. 2001. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **140**: 458–468.
- SANTOS, D.B.; FERNANDES, P.E.; DREHER, A.M.; CUNHA, F.M.B.; BASEI, M.A.S.; TEIXEIRA, J.B.G. 1975. *Geologia*. Folha SB.21.Tapajós. DNPM/Radam, v.7, p.15-116. (Relatório técnico)
- SANTOS, J.O.S., 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES J.H. (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil. p.169-226.
- SANTOS, J.O.S.; GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; MOURA, M.A.; McNAUGHTON, N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36**: 278-299.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; BOSSI, J.; CAMPAL, N.; SCHILIOV, A.; PINEYRO, D.; McNAUGHTON, N.J. 2003a. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America Based on U-Pb SHRIMP Geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. *International Geology Review*, **45**: 27-48.
- SANTOS, J.S.O.; HARTMANN, L.A.; FARIA, M.S.; RIKER, S.R.; SOUZA, M.M.; ALMEIDA, M.E.; McNAUGHTON, N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9, Belém. *Resumos Expandidos*, Belém, SBG. CD ROM.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E; GROVES, D.I.; McNAUGHTON, N.J.; FLECHER, I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, **3**: 453-488.
- SANTOS, J.O.S.; POTTER, P.E.; REIS, N.J.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I.R.; McNAUGHTON, N.J. 2003b. Age, source and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, **115**: 331–348.
- SANTOS, J.O.S.; VAN BREEMEN, O.B.; GROVES D.I.; HARTMANN, L.A.; ALMEIDA, M.E.; McNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **13**: 73-109.
- SANTOS, M.V.; SOUZA FILHO, E.E.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; RIBEIRO, A.C.O.; PAYOLLA, B.L.; VASCONI, A.V. 1988. Litoestratigrafia das rochas pré-cambrianas na bacia do médio Rio Xingu – Altamira-PA. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém. *Anais...*, SBG. v.1, p.363-377.

- SATO, K. & SIGA JUNIOR, O. 2000. Evidence of the superproduction of the continental crust during Paeloproterozoic in South American platform, implications regarding the interpretative value of the Sm-Nd model ages. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 126-129.
- SATO, K. & TASSINARI, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico, baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (coords.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, v.1, p.91-142.
- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. 1995. O método Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67**: 313-336.
- SCHALTEGGER, U.; FANNING, M.; GÜNTHER, D.; MAURIN, J.C.; SCHULMANN, K.; GEBAUER, D. 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **134**: 186-201.
- SCHOBENHAUS, C. & BRITO NEVES, B.B. 2003. Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES J.H. (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil. p. 5-54.
- SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J.H.; SANTOS, J.O.S.; ABRAM, M.B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G.M.M.; VIDOTTI, R.M.; RAMOS, M.A.B.; JESUS, J.D.A. 2004. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, Sistema de Informações Geográficas - SIG e 46 folhas na escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. 41 CD ROMs.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. *Geologia. Folha SB.22 - Araguaia e parte da SC.22.- Tocantins*. DNPM/Radam. v.4, p.1-72. (Relatório técnico)
- SILVA, L.C.; ARMSTRONG, R.; DELGADO, I.M.; PIMENTEL, M.; ARCANJO, J.B.; MELO, R.C.; TEIXEIRA, L.R.; JOST, H.; CARDOSO FILHO, J.M.; PEREIRA, L.H.M. 2002a. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP. Parte I: Limite centro-oriental do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 501-512.
- SILVA, L.C.; ARMSTRONG, R.; NOCE, C.M.; CARNEIRO, M.A.; PIMENTEL, M.M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; LEITE, C.A.; VIEIRA, V.S.; SILVA, M.A.; PAES, V.J.C.; CARDOSO FILHO, J.M. 2002b. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros, com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 513-528



- SIMPSON, C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, **7**:503-511.
- SMITH, H.A. & GILETTI, B.J., 1997. Pb diffusion in monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**: 1047-1055.
- SOUZA, R.G.B.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; SHELLER, T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA): Implicações estratigráficas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém. *Resumos*, Belém, SBG. p.380-382.
- SOUZA, V.S. 1995. Geologia e mineralizações auríferas do Garimpo do Manelão, Região do Bacajá – PA. 111 p. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-graduação em Geoquímica e Petrologia, Belém. (Dissertação de Mestrado)
- SOUZA, V.S., MACAMBIRA, M.J.B., KOUTCHOUBEY, B., 2003. Idade de zircão do granito Felício Turvo, garimpo de ouro do Manelão, região do Bacajá (PA): implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, Manaus. *Resumos Expandidos*, Manaus, SBG. CD ROM.
- SPEAR, F.S., 1995. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington. 799p.
- SPEAR, F.S.; KOHN, M.J.; CHENEY, J.T. 1999. P-T paths from anatetic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **134**: 17-32.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two stage model. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **26**: 207-221.
- SYLVESTER, P.J., 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, **97**: 261-283.
- TASSINARI, C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. 139p. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo. (Tese de Livre-doscência)
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174-182.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (eds.) *Geologia do continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo. p.471-485.
- TASSINARI, C.C.G.; BETTENCOURT, J.S.; GERALDES, M.C.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; FILHO, A.T.; CAMPOS, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro. p.41-95.

- TASSINARI, C.C.G.; MUNHÁ, J.M.V.; TEIXEIRA, W.; PALÁCIOS, T.; NUTMAN, A.P.; SOUSA, C.S.; SANTOS, A.P.; CALADO, B.O. 2004. The Imataca Complex, NW Amazonian Craton, Venezuela: crustal evolution and integration of geochronological and petrological cooling histories. *Episodes*, **27**: 3-12.
- TEIXEIRA, N.P.; BETTENCOURT, J.S.; MOURA, C.A.V.; DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, E.M.B. 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, **119**: 257-275.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-227.
- THÖNI, M. 2002. Sm–Nd isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and an evaluation of potential problems for garnet Sm–Nd chronometry. *Chemical Geology, Isotope Geoscience*, **185**: 255–281.
- TICHOMIROVA, M.; WHITEHOUSE, M.J.; NASDALA, L. 2005. Resorption, growth, solid state recrystallisation, and annealing of granulite facies zircon - a case study from the Central Erzgebirge, Bohemian Massif. *Lithos*, **82**: 25-50.
- TULLIS, J. 1983. Deformation of feldspars. In: Ribber, P.H. (ed.). *Feldspar Mineralogy, Reviews in Mineralogy*, v. 2. Mineralogy Society of America Washington, p. 297-323.
- VANDERHAEGHE, O.; LEDRU, P.; THIÉBLEMONT, D.; EGAL, E.; COCHERIE, A.; TEGYEY, M.; MILESI, J-P. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth: geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research*, **92**: 165-193.
- VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L.; QUADROS, M.L.E.S.; BAHIA, R.B.C.; SANTOS, A.; RICCI, P.S.F.; SACHETT, C.R.; SILVA, C.M.G.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: novos dados geocronológicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus. *Resumos Expandidos*, Manaus, SBG. p.471-474.
- VASQUEZ M.L.; KLEIN E.L.; RICCI P.S.F. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, SBG. Belém. v.3, p.67-84.
- VASQUEZ M.L.; MACAMBIRA, M.J.B.; GALARZA, M.A. 2005. Granitóides Transamazônicos da Região Iriri-Xingu, Para - Novos dados geológicos e geocronológicos. In: SOUZA, V. & HORBE, A.C. (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, SBG, Belém, v.4, p.16-31.

- VASQUEZ M.L.; SOUSA, C.S.; CARVALHO, J.M.A. 2006. Mapa geológico do Estado do Pará – proposta e avanços. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9, Belém. *Resumos Expandidos*, Belém, SBG. CD ROM.
- VAVRA, G.; GEBAUER, D.; SCHMID, R.; COMPSTON, W. 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps); an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **122**: 337-358.
- VAVRA, G., SCHMID, R., GEBAUER, D. 1999. Internal morphology, habit and U–Th–Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **134**: 380-404.
- VERMEESCH, P., 2004. How many grains are needed for a provenance study? *Earth Planetary Science Letter*, **224**: 351-441.
- VIDAL, J.L.; KUBIN, L.; DEBAT, P.; SOULA, J.C. 1980. Deformation and dynamic recrystallization of K-feldspar augen in ortogneisses from Montagne Noir, Ocittania, Southern France. *Lithos*, **13**: 247-255.
- WILLIAMS, I.S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe – Chapter 1. In: McKibben, M.A.; Shanks III, W.C.; Rydley, W.I. (eds.) *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*, Reviews in Economic Geology. v.7, p.1-35.
- WILLIAMS, I.S. & CLAEISSON, S. 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **97**: 205-217.
- WILLIAMS, I.S.; BUICK, I.S.; CARTWRIGHT, I. 1996. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**: 29-47.
- WOLF, M.B. & WYLLIE, P.J. 1994. Dehydration-melting of solid amphibolites at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **115**: 369-383.
- YARDLEY, B.W.D. 1994. *Introdução a petrologia metamórfica*. Edunb, Brasília. 340p.
- ZHAO, G.C.; CAWOOD, P.A.; WILDE, S.A.; SUN, M. 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth Science Review*, **59**: 125-162.