



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

QUÉZIA DA SILVA ALENCAR

**FÁCIES, PETROGRAFIA E GEOCRONOLOGIA Pb-Pb DA
FORMAÇÃO GUIA, REGIÃO DE PARANATINGA – MT.**

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM

DEZEMBRO DE 2014

QUÉZIA DA SILVA ALENCAR

**FÁCIES, PETROGRAFIA E GEOCRONOLOGIA Pb-Pb DA
FORMAÇÃO GUIA, REGIÃO DE PARANATINGA – MT.**

Trabalho de Conclusão de Curso,
apresentado à Faculdade de Geologia do
Instituto de Geociências da
Universidade Federal do Pará – UFPA, em
cumprimento as exigências para obtenção
do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. José Bandeira
Cavalcante da Silva Júnior

Belém

2014

Às minhas duas amadas mães (Ana Amélia e Ruth),
ao meu pai (Joel) e à minha irmã (Esther).

AGRADECIMENTOS

À Deus, por ter me conduzido até a finalização desta etapa. Sem ele eu nada poderia fazer;

Ao GEOCIAM pelo apoio financeiro concedido à etapa de campo;

Ao CNPq pela concessão de bolsa PIBIC nos anos de 2012, 2013 e 2014;

Ao meu orientador Prof. Dr. José Bandeira pelas valiosíssimas orientações acadêmicas prestadas para a condução e finalização deste trabalho, além da amizade construída até aqui;

Ao Prof. Dr Afonso Nogueira pelos preciosos ensinamentos e contribuições neste trabalho e durante a graduação quando tive o privilégio de tê-lo como professor;

Ao prof.Dr. Jean Lafon pela orientação da Iniciação Científica. Os dados de geocronologia Pb-Pb são resultados do nosso trabalho em andamento;

Aos meus pais Ana Amélia e Joel, por terem sido mais que pais, foram amigos meus amigos inseparáveis, fontes de amor e compreensão inesgotáveis, lugar certo de conforto e amparo. Amo vocês;

À minha irmã Esther por ser minha amiga de coração e de sangue. Te amo mana;

Aos meus avós paternos e maternos, em especial à minha avó Maria (*in memoriam*);

Ao meu noivo Raphael, pelo seu amor, amizade e todo o seu apoio imprescindível ao longo da graduação, a final quando nos conhecemos eu era caloura (risos). Você foi fundamental não somente nesta etapa de conclusão como em todas as outras as quais ultrapassamos e crescemos junto. Te amo Rapha ("moo di mi vida").

Agradeço também a minha outra família, dona Rose, seu Roberto e Beto pelos inúmeros momentos de alegrias e de terem compartilhado comigo outros vários momentos de etapas enfrentadas e vencidas. Obrigada por todas as coisas maravilhosas que vocês trouxeram à mim ao longo de nossa convivência.

Ao prof. Dr. Joelson Soares, ao Roberto César e Pedro por terem me auxiliado na análise petrográfica desta monografia e aos demais amigos do GSED.

Aos amigos da turma de 2010 em especial à Dayane Coelho e ao Pablio Henrique

Aos Técnicos dos Laborários Pará-ISO e de laminação.

“Bem-aventurado aquele que tem o Deus de Jacó por seu auxílio e cuja esperança está posta no Senhor seu Deus” (Salmos 146;v.5).

RESUMO

O Grupo Araras, de idade neoproterozóica, exposto no sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, centro-oeste do Brasil, representa uma sucessão carbonática com esporádicos níveis siliciclásticos. Estas rochas sobrepõem diamictitos da Formação Puga, relacionados às glaciações de baixa-latitude do *Marinoan*, inseridas no modelo de *snowball Earth/slushball Earth*. A parte inferior do Grupo Araras é composta pelas formações Mirassol d'Oeste e Guia, sendo esta última objeto de estudo deste trabalho e considerada como a porção calcária da capa carbonática Puga. A Formação Guia é constituída por calcários finos betuminosos, folhelhos betuminosos, pelitos e *cementstones* ricos em leques de cristais de calcita, pseudomorfos de aragonita. Esta unidade é amplamente descrita na borda sul do Craton Amazônico, regiões de Mirassol d'Oeste e Tangará da Serra, e ao longo da Faixa Paraguai, município de Nobres. A área de estudo situa-se na região de Paranatinga, aproximadamente 250 km a leste de Nobres, ainda fazendo parte da Faixa Paraguai. Na região de Paranatinga, a Formação Guia é constituída por uma sucessão de aproximadamente 15m de espessura, contínua lateralmente por aproximadamente 100 m, composta principalmente por calcários finos laminados, de coloração cinza a preto, além de arenitos subordinados e níveis de brechas carbonáticas. Foram descritas 6 fácies/microfácies sedimentares: a) Arenito com laminação cruzada hummocky (Ah); b) Folhelho com laminação de areia (FI); c) Microesparito com grãos terrígenos (Mt); d) Pseudoesparito com terrígenos (Pt); e) Brecha com clastos tabulares (Bt) Rudstone, e; f) Brecha Calcária (Bc) Floatstone, divididas em duas associações de fácies. Associação 1 (AF1) representada por depósitos transicionais de *shoreface/offshore* e associação 2 (AF2) representada por depósitos de *offshore*. Análises isotópicas de Pb-Pb sugere idade de 476 ± 93 Ma, que vai contra os dados de isótopos obtidos para a região de Tangará da Serra de 622 ± 33 Ma. A idade de 476 ± 93 Ma encontrada para a Formação Guia na região de Paranatinga, sugerem um evento pré-Ordoviciano, que teria deformado as unidades neoproterozóicas (Grupo Cuiabá, Formação Puga, Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai), e estaria associado a formação da Faixa Paraguai Norte (?).

Palavras-Chave: Neoproterozoico. Plataforma carbonática Guia. Cráton Amazônico. Isótopos de Pb-Pb.

ABSTRACT

The Araras Group of Neoproterozoic age, exposed in the southern Amazon Craton and North Paraguai Belt, central region of Brazil, is a predominantly carbonate succession with sporadic siliciclastic. These rocks overlap diamictites of the Puga Formation, related to Marinoan glaciations, included in the model of snowball Earth / Earth slushball. The base of the Araras Group consists of the Mirassol d'Oeste and Guia formations. This work is developed on deposits of the Guia Formation considered the limestone portion of the Puga cap carbonate. The Guia Formation consists of thin bituminous limestones, bituminous shales, pelites and cementstones with calcite fans and pseudomorphs of aragonite. This unit is described in the southern part of the Amazon Craton, Mirassol d'Oeste region and Tangara da Serra, and along the Paraguai Belt, region of Nobres. The study area is located in the Paranatinga region, approximately 250 km east of Nobres, which is still part of the Paraguay Belt. In the Paranatinga region, the Guia Formation constitutes an approximately 15m succession thick, composed mainly of calcareous thin laminated, gray to black limestones, and subordinate sandstones and carbonate breccia. 6 sedimentary facies/microfacies were described: a) Sandstone with hummocky cross-lamination (Ah); b) Shale with sand grains (FI); c) Microsparite with terrigenous grains (Mt); d) Pseudosparite with terrigenous grains (Pt); e) Carbonate breccia with tabular clasts (Bt) Rudstone, and; f) Limestone Breccia (Bc) Floatstone, which been grouped into two facies associations. Association 1 (AF1) represented by transitional deposits shoreface/offshore and association 2 (AF2) represented by offshore deposits. Isotopic analyse of Pb-Pb suggest age of 476 ± 93 Ma, which goes against the isotope data obtained for the Tangara da Serra of 622 ± 33 Ma. The age of 476 ± 93 Ma found for the Guia Formation in the Paranatinga region suggests a pre-Ordovician event, which would have deformed the Neoproterozoic units (Cuiabá Group, Puga Formation, Araras Group and Alto Paraguai Group), and could be associated with the formation of the Paraguay Belt (?).

Keywords: Neoproterozoic; Guia carbonate platform. Amazon craton. isotopes of Pb-Pb

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.1 Mapa geológico da porção norte da Faixa Paraguai. B) Mapa de localização e acesso ao município de Paranatinga, a partir de Cuiabá – MT. 16
- Figura 1.2 Modelo esquemático das etapas de análise de fácies com base em descrições em campo e durante a análise e interpretação com base em fotomosaicos. Fonte: Walker e James (1992). 19
- Figura 1.3 Processo das análises isotópicas das amostras. A) pesagem da amostra pulverizada, com aproximadamente 1 grama; B) separação cromatográfica do Pb, utilizado colunas de troca iônica; C) espectrometro de massa ICP-MS (modelo Neptune da Thermo-Finnigan) onde foi realizada a leitura das amostras; D) diagrama isocrônico Pb-Pb, utilizando o programa ISOPLOT. 22
- Figura 1.4 Contexto geológico da região central da América do Sul, relacionado à colisão dos blocos continentais Amazônia a oeste, São Francisco-Congo a sudeste e Rio *de la Plata* a sul, durante a tectônica Pampeana-Araguaia de 550 – 500 Ma, conforme Nogueira (2003). 25
- Figura 1.5 Modelo tectono-sedimentar esquemático que mostra a evolução da Faixa Paraguai 1) Geração da Bacia Cuiabá e início da colisão entre os blocos Amazônia e Paranapanema. 2) Amalgamação dos blocos e origem da sutura representada pelas sequências metassedimentares do Grupo Cuiabá. 3) Instalação da Bacia Paraguai, com sedimentação das rochas carbonáticas e siliciclásticas. 4) Início da reativação tectônica a partir de uma superfície de descolamento e 5) Inversão transpressiva da cobertura neoproterozóicacambriana da Bacia Paraguai. 27
- Figura 1.6 Quadro litoestratigráfico do Grupo Araras e a sucessão siliciclástica do Grupo Alto Paraguai. O Grupo Araras é constituído pelas Formações Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do quilombo e Nobres. A Formação Mirassol d'Oeste e a base da Formação Guia constituem a Capa carbonática. O contato do Grupo Araras com o Grupo Alto Paraguai é marcado pelo contato erosivo entre a Formação Nobres e a Formação raizama que está sobreposta. Nogueira e Riccomini (2006). 30
- Figura 2.1 Quadro litoestratigráfico da porção norte da Faixa Paraguai (modificado de Nogueira, 2003). *2 - Romero *et al.* (2013); *3 - Cordani *et al.*, 1978; Bonhomme *et al.*, 1982; *4 Bandeira (2011); *5 Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani, 2007). 39

- Figura 2.2 Mapa de localização da área de estudo. A) Mapas de estruturação tectônica e litológica da Faixa Paraguai Norte. Retângulo tracejado delimita acesso à área de trabalho. B) Mapa de acesso ao município de Paranatinga, a partir de Cuiabá – MT. Modificado de Nogueira (2003), Alvarenga (1988) e Alvarenga (2004). 46
- Figura 2.3 Perfil litoestratigráfico da Mina Emal na região de Paranatinga (MT). Sucessão carbonática da Formação Guia, recoberta de forma erosiva por depósitos paleozoicos. 48
- Figura 2.4 Pedreira Emal na região de Paranatinga, Estado do Mato Grosso. A) Vista panorâmica da pedreira Emal, composta pela Formação Guia, sobreposta pelos depósitos siliciclásticos da Bacia do Paraná (Vila Maria? e/ou Formação Ponta Grossa?). A linha tracejada ressalta o contato entre as duas unidades; B) e C) fósseis de brachiopoda (*Orbiculoidea* ?) encontrados no depósito siliciclástico, localizados no arenito e no folhelho, da Formação Ponta Grossa. D) arenito com laminação cruzada *hummocky*, da Formação Ponta Grossa. E) Folhelhos negros da Formação Vila Maria? ou Formação Ponta Grossa. 49
- Figura 2.5 Litofácies da AF1. A) Arenito fino com estratificação cruzada *hummocky* da fácies Ah, intercalado aos folhelhos negros da fácies Fl; B) desenho esquemático ilustrando a laminação cruzada *hummocky* da foto A; C) Fotomicrografia da Fácies Ah (nicóis cruzados), onde a concentração dos grãos terrígenos ressaltam a laminação presente no arenito; D) fotomicrografia em luz refletida, destacando a concentração de opacos (pirita?) na laminação; E) fotomicrografia da fácies Fl, composta por abundantes grãos terrígenos, como quartzo e biotita, que por vezes apresenta lamelas contorcidas, além de opacos; F) fotomicrografia (nicóis cruzados) do pseudoesparito da fácies Pt. 53
- Figura 2.6 Fraturas preenchidas por cristais de calcita espática associadas às fácies Pt e Mt. A) fotomicrografia em nicóis paralelos; B) fotomicrografia da imagem A em nicóis cruzados. 54
- Figura 2.7 A)Fotomicrografia de estilólitos associados às fácies Bc e Bt, em matriz de microesparito. Nicóis cruzados. B) Fotomicrografia da matriz calcítica de microesparito, nicóis cruzados. 55
- Figura 2.8 Litofácies da AF2. A) Brecha com clastos tabulares (Bt); B) Esquema ilustrativo da imagem A, destacando os clastos tabulares/angulosos da fácies Bt; C) brecha calcária da fácies (Bc); D) fotomicrografia da fácies Bc (nicóis cruzados), onde os clastos são alongados, subarredondados, em matriz de microesparito a pseudoesparito; E) fotomicrografia da fácies Bc (nicóis paralelos); E) fotomicrografia do detalhe da matriz de pseudoesparito da fácies Bc 56

- Figura 2.9 Modelo evolutivo das unidades descritas para a região de Paranatinga. I) sedimentação carbonática da plataforma Guia, sobrejacente aos depósitos da Formação Mirassol d'Oeste. Porção intermediária com estruturas associadas a ação de ondas de tempestades. Desenvolvimento de brechas carbonáticas na porção offshore (Retângulo em vermelhos). II) Evento de deformação transpressiva pré-ordoviciana que atuou na Bacia Paraguai, segundo Souza (2012). Este evento teria deformado todas as unidades previamente depositadas, resultando em um posterior soerguimento. III) Subsidência e instalação dos depósitos siliciclásticos da Bacia Paraná (Formação Vila Maria? Formação Ponta Grossa?) em discordância à Formação Guia. 59
- Figura 3.1 Perfil litoestratigráfico da Mina Emal na região de Paranatinga (MT). Sucessão carbonática da Formação Guia, recoberta de forma erosiva por depósitos paleozoicos da Bacia do Paraná. 62
- Figura 3.2 Isócrona Pb-Pb para os calcários da Formação Guia em Paranatinga. Este diagrama apresenta as doze amostras, fornecendo idade de 676 ± 220 Ma com MSWD muito elevado (LUDWIG, 2004 modelo 1). 63
- Figura 3.3 Isócrona Pb-Pb para os calcários da Formação Guia em Paranatinga. O diagrama representa a idade obtida de 476 ± 93 Ma com MSWD bem mais baixo após a retirada das três amostras (LUDWIG, 2004 modelo 1). 64

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Associações de fácies, microfácies e processos deposicionais inerentes à Formação Guia no segmento Norte da Faixa Paraguai, Paranatinga – MT.	62
Tabela 2	Resultado das análises de Pb para as amostras de carbonato (ICP-MS) na dissolução total. O erro das medidas é de dois sigmas.	63

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	11
1.1	APRESENTAÇÃO	14
1.2	LOCALIZAÇÃO E ACESSO	15
1.3	OBJETIVOS	16
1.4	MATERIAIS E MÉTODOS	18
1.4.1	Pesquisa Bibliográfica	18
1.4.2	Análise de Fácies	18
1.4.3	Análise Estratigráfica	19
1.4.4	Petrografia	19
1.4.5	Análise Isotópica	20
1.5	A CAPA CARBONÁTICA PUGA E A DESCRIÇÃO DO CONTEXTO GEOLÓGICO	22
1.5.1	A Faixa Paraguai	22
1.5.2	O Grupo Araras	28
1.5.3	O Grupo Ivaí e o Grupo Paraná	30
2.	FÁCIES E MICROFÁCIES DA FORMAÇÃO GUIA, NEOPROTEROZÓICO DA FAIXA PARAGUAI NORTE, REGIÃO DE PARANATINGA – MT.	35
2.1.	INTRODUÇÃO	37
2.1.1	Apresentação	37
2.1.2	A Área	38
2.1.3	Materiais e Métodos	39
2.2	GEOLOGIA REGIONAL	40
2.2.1	O Grupo Araras	
2.2.2	Sucessão Paleozóica (Grupo Rio Avaí? e/ou Grupo Paraná?)	44
2.3	RESULTADOS	46
2.3.1	Aspectos Gerais da Formação Guia na Região de Paranatinga.	46
2.3.2	Associação de Fácies (AF)	50

2.3.2.1	Associação de fácies 1 (AF1 - <i>Shoreface/offshore</i>)	50
2.3.2.1.1	<i>Interpretação da Associação de Fácies 1 (AF1)</i>	52
2.3.2.2	Associação de fácies 2 (AF2 - <i>offshore</i>)	54
2.3.2.2.1	<i>Interpretação Associação de Fácies 2 (AF2)</i>	55
2.4.	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA FORMAÇÃO GUIA PARA A REGIÃO DE PARANATINGA	57
3.	INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS DA ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA Pb-Pb	60
4.	CONCLUSÕES	64
	REFERÊNCIAS	66

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

A Era Pré-Cambriana teve o seu fim caracterizado pela ocorrência de eventos anômalos únicos que fazem desta Era geológica uma das mais interessantes cientificamente. Dentre estes eventos há o registro de significativas mudanças paleoambientais e paleoclimáticas, a manifestação das primeiras formas de vida complexas, além de constantes variações do nível do mar ocasionadas pela fragmentação e amalgamação de continentes (KNOLL, 2000; HOFFMAN; SCHRAG, 2002). No Criogeniano (720 – 635 Ma) são registrados eventos de glaciações globais ligadas à hipótese de *Snowball Earth* e *Slushball Earth*, no final do Neoproterozóico.

A Glaciação Marinoana ~630 Ma (HOFFMAN, 1998), esta registrada em depósitos localizado na borda sul do Cráton Amazônico, nos municípios de Mirassol d'Oeste, Tangará da Serra, Estado de Mato Grosso. O registro desta glaciação é observado nos depósitos das formações Puga (diamictitos), Mirassol d'Oeste (dolomitos) e Guia (calcários), as duas últimas unidades representativas da base do Grupo Araras (NOGUEIRA, 2003; NOGUEIRA *et al.*, 2007). Esta sucessão representa um registro de capa carbonática, associada aos eventos de glaciação global do Neoproterozóico (NOGUEIRA, 2003; NOGUEIRA *et al.*, 2007)

A Formação Guia, objeto de estudo deste trabalho, é constituída por calcários finos e betuminosos, intercalado a folhelhos negros excepcionalmente ricos em matéria orgânica e portadores de hidrocarbonetos de origem ainda pouco compreendida (NOGUEIRA, 2003; BRELAZ, 2012).

Nos últimos anos diversos estudos estratigráficos, quimioestratigráficos, paleomagnéticos e paleontológicos foram realizados na capa carbonática (MACIEL, 1959 *apud* ROMERO, 2012; ALVARENGA; TROMPETTE, 1992; NOGUEIRA *et al.*, 2003, 2007; NOGUEIRA; RICOMINI, 2006; BABINSKI *et al.*, 2006; TRINDADE; MACOUIN, 2007; ALVARENGA *et al.*, 2008; SOARES; NOGUEIRA, 2008; FONT *et al.*, 2010; SANJOFRE *et al.*, 2010). A ocorrência da Formação Guia no município de Tangará da Serra foi detalhada estratigraficamente por Soares e Nogueira (2008), e Romero (2013) realizou estudos isotópicos Sr e geocronológicos Pb-Pb. Esta

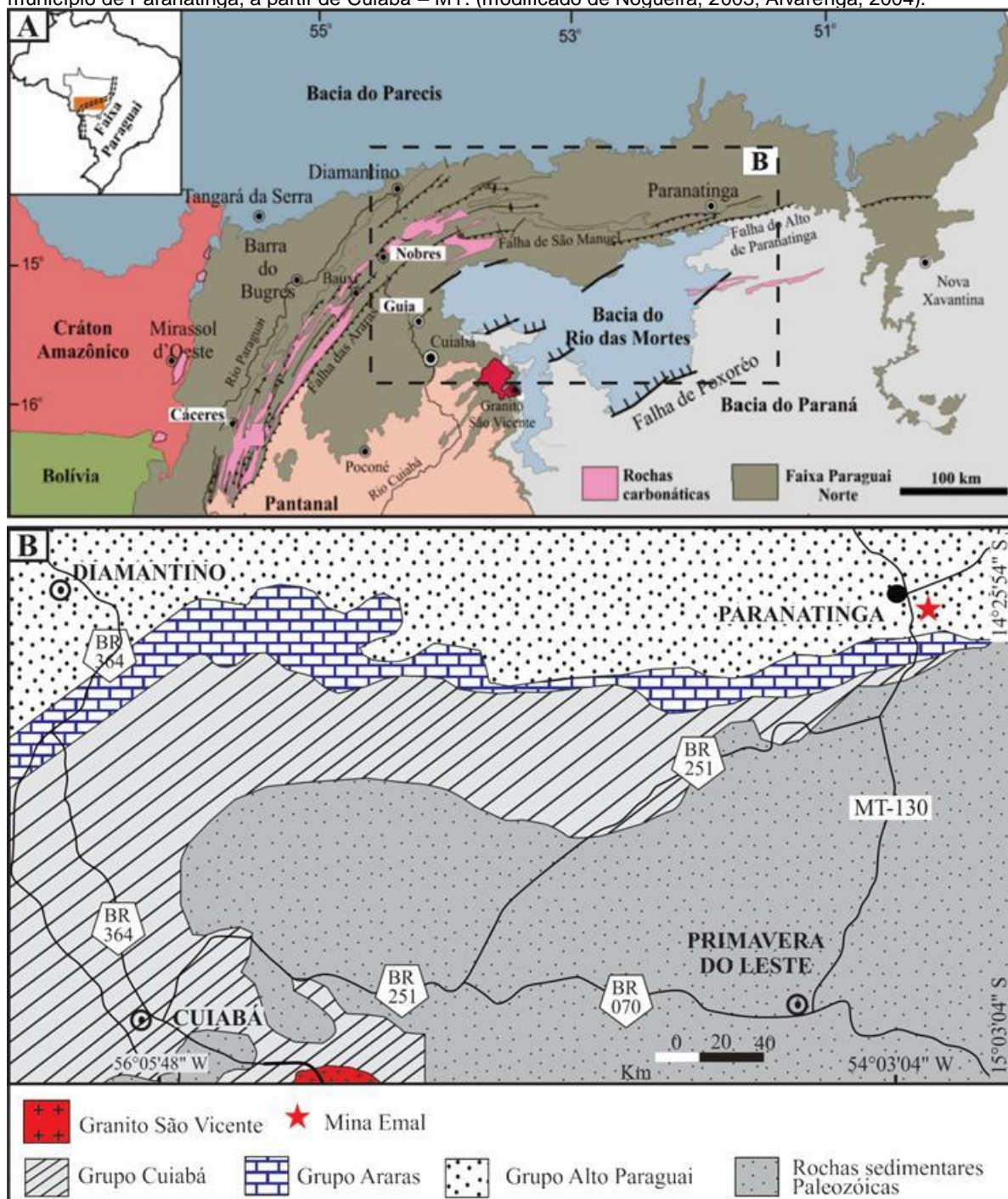
unidade também foi alvo de estudo paleoambiental no município de Nobres (MT) por Brelaz (2012). Entretanto o estudo paleoambiental e geocronológico Pb-Pb da Formação Guia para a região de Paranatinga, área de estudo desta monografia, nunca foram adequadamente descritos. Assim, este trabalho tratou do estudo paleoambiental da Formação Guia, com base na definição de fácies e associação de fácies, auxiliada pela análise petrográfica destes calcários, bem como juntamente com a geocronologia de Pb-Pb buscou contextualizar os depósitos estudados na evolução da Faixa Paraguai e contribuir no entendimento da sequência de eventos ocorridos após a glaciação Marinoana.

A monografia está organizada em três capítulos. No capítulo introdutório constam: a introdução que aborda a apresentação da problemática e justificativa da pesquisa; localização da área; objetivos; materiais e métodos, e o contexto geológico da Faixa Paraguai, o Grupo Araras e o Grupo Paraná. Uma síntese da geocronologia Pb-Pb em rochas carbonáticas também está incluída neste capítulo. O segundo capítulo consiste em artigo submetido, que trata da análise de fácies e microfácies da Formação Guia, Neoproterozóico da Faixa Paraguai Norte na região de Paranatinga – MT. Neste artigo é apresentado o modelo deposicional e a relação entre a Formação Guia em Paranatinga e Nobres. O terceiro capítulo é referente à apresentação e interpretação dos dados isotópicos de geocronologia Pb-Pb para os calcários da Formação Guia em Paranatinga.

1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo está situada na região Centro-Oeste do Brasil, no município de Paranatinga, estado do Mato Grosso, distando cerca de 370 Km da capital, Cuiabá. A sucessão carbonática da formação Guia é descrita na mina do Grupo Emal situada sob o paralelo 14°32'44"S e meridiano 53°58'41"O. O acesso à área de estudo dá-se via terrestre pela rodovia BR – 251 e MT – 130 até Paranatinga (Figura 1.1).

Figura 1.1: Mapa de localização da área de estudo. A) Mapas de estruturação tectônica e litológica da Faixa Paraguai Norte. Retângulo tracejado delimita acesso à área de trabalho. B) Mapa de acesso ao município de Paranatinga, a partir de Cuiabá – MT. (modificado de Nogueira, 2003; Alvarenga, 2004).



1.3. OBJETIVOS

O estudo paleoambiental da Formação Guia na região de Paranatinga, visa um melhor entendimento quanto ao desenvolvimento e distribuição da plataforma carbonática Araras durante a deposição da unidade. A Formação Guia nunca foi adequadamente descrita para a região de Paranatinga. Os estudos referentes a esta

unidade são restritas a região Norte da Faixa Paraguai principalmente nos municípios de Nobres e Tangará da Serra.

Atualmente, aproximadamente 50% da produção mundial de petróleo advém de rochas carbonáticas, ocasionando uma demanda crescente no estudo de rochas deste tipo (SPADINI; MARÇAL, 2005). No Brasil, hidrocarbonetos relacionados a rochas carbonáticas cronocorrelatas foram descritos primeiramente por Nogueira *et al.* (2001) no município de Mirassol d' Oeste (MT). Dentre as rochas descritas encontram-se os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste e os calcários da Formação Guia, ambas pertencentes à sucessão predominantemente carbonática do Grupo Araras (ALMEIDA, 1964 *apud* BRELAZ, 2012; HENNIES, 1966 *apud* BRELAZ, 2012; NOGUEIRA, 2003).

A Formação Guia, objeto de estudo deste trabalho, é constituída por calcários finos e folhelhos negros excepcionalmente ricos em matéria orgânica e portadores de hidrocarbonetos de origem ainda pouco compreendida (NOGUEIRA, 2003; BRELAZ, 2012). Assim esta monografia tem por objetivos:

- Fazer um estudo acerca da gênese desses depósitos para a reconstituição do sistema marinho pós-criogeniano no qual se depositaram os carbonatos e folhelhos da Formação Guia, a partir da determinação das fácies e associação de fácies;
- Análise paleoambiental da Formação Guia, com base na definição de fácies e associação de fácies;
- A análise petrográfica dos calcários da Formação Guia para a determinação e classificação das microfácies;
- Contextualizar os depósitos estudados na evolução da Faixa Paraguai e correlacioná-los aos eventos regionais e globais do final do Neoproterozóico;
- O estudo geocronológico utilizando o método Pb-Pb a fim de obter dados isotópicos Pb-Pb para a Formação Guia na Região de Paranatinga - MT (Faixa Paraguai) e relacionar com a idade de cristalização de 622 ± 33 Ma, previamente determinada por Romero (2013) através do mesmo método, para esta unidade em Tangará da Serra – MT (Cráton Amazônico).

1.4. MATERIAIS E MÉTODOS

1.4.1. Pesquisa Bibliográfica

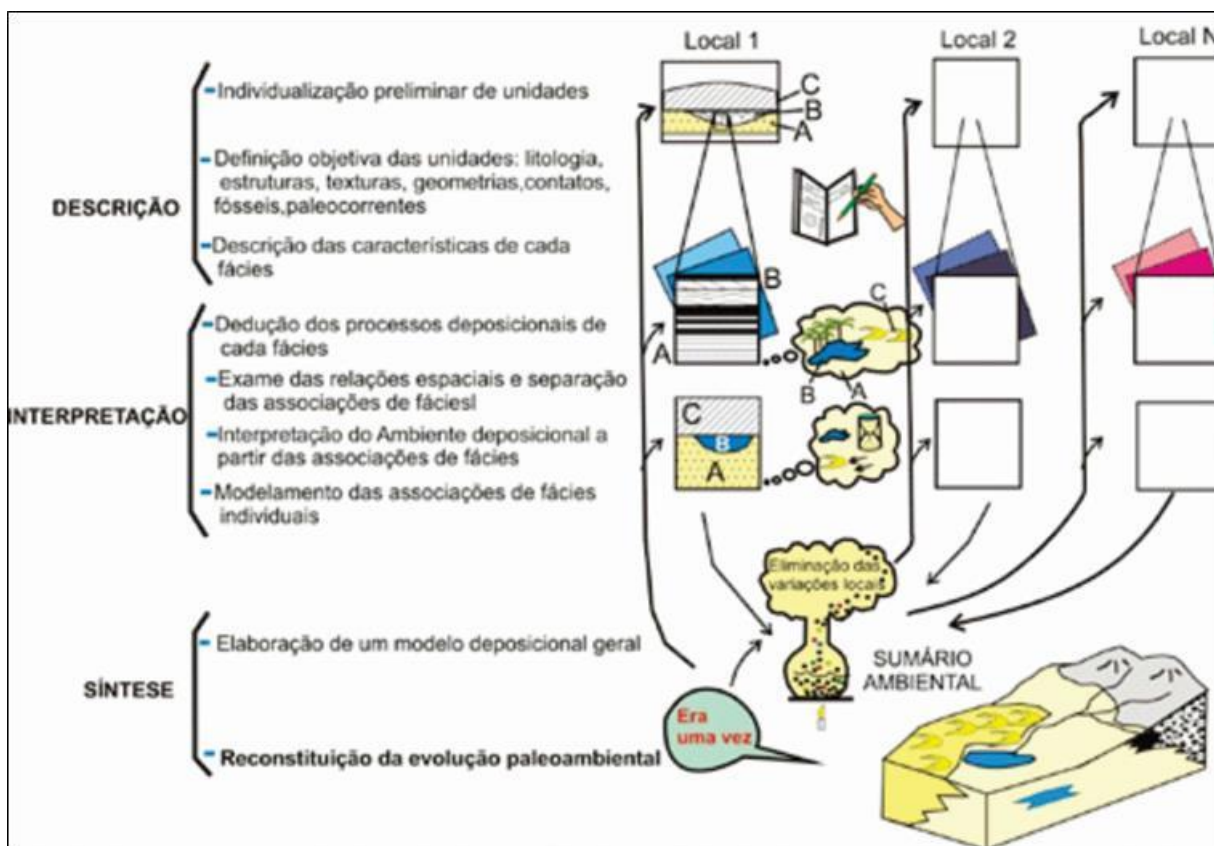
Na fase inicial deste trabalho foi realizado o levantamento bibliográfico dos trabalhos referentes ao Grupo Araras e de outras formações com características sedimentares, faciológicas e estratigráficas semelhantes as da Formação Guia; e acerca do período Ediacarano em outras sucessões carbonáticas aflorantes em outras regiões do mundo. Assim como um levantamento sobre a análise geocronológica utilizando o método Pb-Pb em carbonatos, e petrografia de rochas carbonáticas.

1.4.2. Análise de Fácies

A técnica de modelamento de fácies, proposto por Walker e James (1992), compreende aspectos como a individualização e descrição de fácies por meio da identificação da composição da rocha, geometria, texturas, estruturas sedimentares, dentre outros fatores; compreensão dos processos sedimentares que atuaram para a gênese das fácies; associação de fácies contemporâneas e cogenéticas, com padrões geométricos e de empilhamento variados que, quando agrupados, refletem os ambientes sedimentares e os sistemas deposicionais envolvidos no contexto de plataformas carbonáticas (Figura 1.2).

A descrição de fácies foi auxiliada pela elaboração prévia de perfil estratigráfico e seções panorâmicas, obtidas por meio de fotomosaicos no afloramento durante a etapa de campo e pela coleta sistemática de amostras, que também ajudaram na caracterização dos litotipos. As interpretações paleoambientais estão fundamentadas nas associações de fácies, geometria das camadas carbonáticas e em suas interrelações (KERANS; TINKER, 1997; TUCKER; WRIGHT, 1990; WALKER; JAMES, 1992). O termo fácies, que será largamente empregado neste trabalho, tem a mesma conotação de litofácies carbonática, definido por Kerans e Tinker (1997), definido pelas estruturas sedimentares, grãos e tramas do arcabouço. As brechas carbonáticas foram classificadas e interpretadas segundo Wright (1992), a qual trata da relação entre clastos e matriz e a interação dos processos deposicionais na formação destes depósitos.

Figura 1.2: Modelo esquemático das etapas de análise de fácies com base em descrições em campo e durante a análise e interpretação com base em fotomosaicos. Fonte: Walker e James (1992).



1.4.3. Análise Estratigráfica

A descrição estratigráfica dos depósitos estudados foi baseada no caráter litológico de uma unidade de Rocha de acordo com Petri *et al.* (1986) *apud* Bandeira (2011). As informações advindas de análises de fácies e sistemas deposicionais enriqueceram as descrições de unidades o que, por sua vez, favoreceram utilizar localmente os conceitos de superfície estratigráfica inseridos na estratigrafia de sequência (VAIL, 1987 *apud* BRELAZ, 2012; VAN VAGONER *et al.*, 1988 *apud* BRELAZ, 2011; RIBEIRO, 2001; CATUNEANU, 2006; KERANS; TINKER, 1997). Este método é reconhecido como o mais adequado na análise de sucessões deposicionais dentro de um contexto de flutuação do nível do mar (VAIL *et al.*, 1987).

1.4.4. Petrografia

Para o estudo petrográfico foram utilizadas 15 seções delgadas sem lamínula, confeccionadas no Laboratório de laminação da UFPA e descritas no

Laboratório de Petrografia do Grupo de Análises de bacias Sedimentares da Amazônia – GSED da UFPa. As lamínas correspondem as amostras do perfil localizado na Mina da Emall, em Paranatinga (figuras 1.1 e 3.1). Estas seções foram tingidas com alizarina vermelha S (0,2g/100 ml de 1,5% HCl). (ADAMS *et al.*, 1984 *apud* SOARES, 2012)

Para a classificação das microfácies foram adotadas as propostas de Tucker (1990) e Wright (1992). A classificação de Tucker (1992) foi utilizada para classificar os cristais de calcita quanto a sua dimensão. Calcários com os cristais inferiores a 4µm foram classificados como micrito, calcários com cristais entre 4-10 µm e 10-50 µm, como microesparito e pseudoesparito, respectivamente. Para os cristais > 10 µm formados a partir de precipitação e não por neomorfismo foi utilizado o termo calcita espática.

As brechas carbonáticas foram classificadas e interpretadas de acordo com Wright (1992). Esta classificação baseia-se no princípio de que as texturas dos calcários são resultado da atuação de três fatores: regime deposicional, atividade biológica e diagênese. De forma similar à proposta de Dunham (1962), a textura deposicional é definida pela relação de matriz e/ou grãos que constituem o arcabouço da rocha, relacionando se a brecha é suportada por matriz (tamanho argila/silte) ou suportada por grãos.

A partir da quantificação dos constituintes e da definição das microfácies foi possível posicioná-las no perfil estratigráfico. O equipamento utilizado para a petrografia foi o microscópio petrográfico Axioskop 40 com câmera digital acoplada modelo Axioskop HRc e lupa binocular modelo Zeiss ST-39Z-N9GO.

1.4.5. Análise Isotópica

A amostragem para esta análise foi realizada de forma sistemática dentro de um arcabouço estratigráfico definido para a área de estudo com base em perfil estratigráfico (Figura 3.1). As coletas foram realizadas em área sem complexidade estrutural, isto é, próximas a zonas de falhas e sem indícios de metamorfismo. Para as análises foi dada preferência a porções homogêneas e finas dos calcários, evitando-se porções com fraturas, bolsões ou com sinais de alteração intempérica.

As amostras foram preparadas no Laboratório de Sedimentologia e as análises isotópicas realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-ISO) ambos no IG/UFPA.

O procedimento experimental referente à geocronologia Pb-Pb foi aplicada em um conjunto doze (12) amostras (CP 11; CP 18; CP 22; CP 28; CP 32 e CP 37; CP 44; CP 49; CP 53; CP 57; CP 63 e CP 66), figura 1.3. Esta análise foi realizada em rocha total por dissolução ácida em HCl 2N, para dissolver apenas as fases carbonáticas e evitar contribuições de possíveis fases siliciclásticas. O procedimento experimental para a separação química e purificação de Pb das amostras seguiu aquele descrito por Krymsky *et al.*, (2007), com algumas modificações. Uma vez determinadas as composições isotópicas por espectrometria de massa ICP-MS, os dados foram tratados em diagrama isocrônico Pb-Pb, utilizando o programa ISOPLOT, (LUDWIG, 2004). Os detalhes das etapas das análises estão apresentados a seguir:

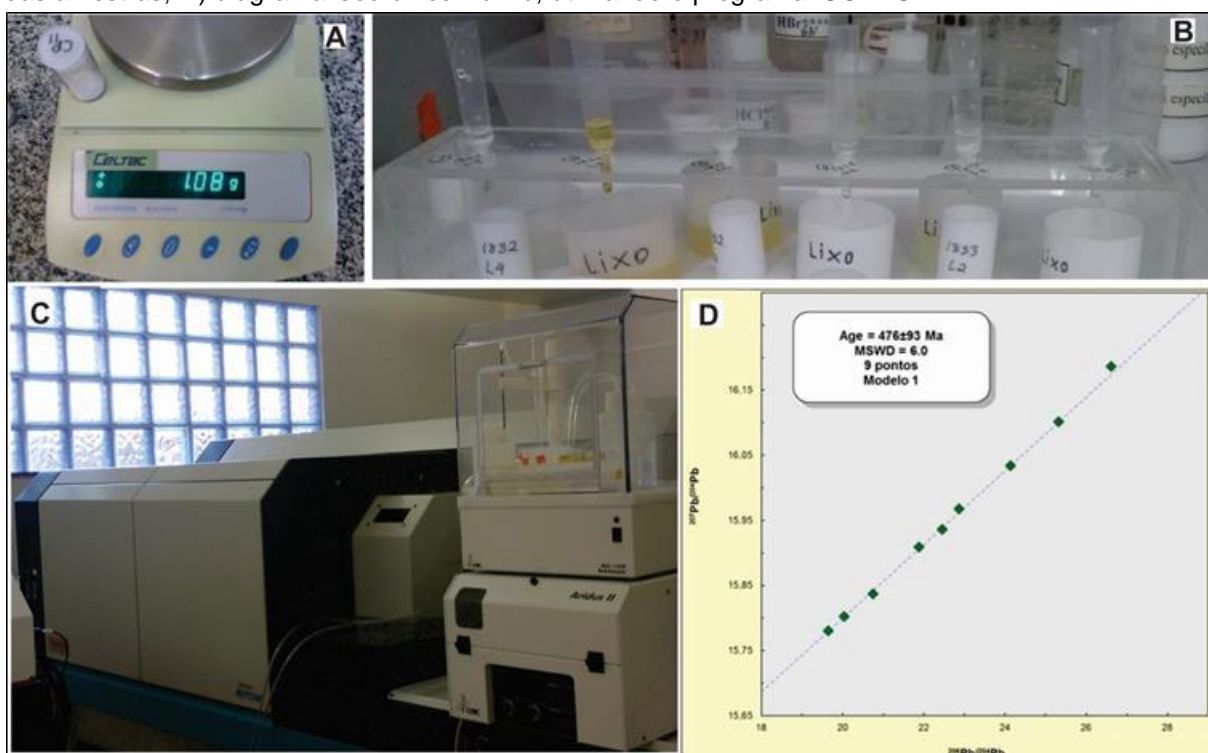
(1) Dissolução ácida: As amostras de carbonato foram previamente trituradas e pulverizadas. Em seguida em torno de 1 grama de amostra é pesado em um Becker de teflon previamente descontaminado. Uma etapa de lixiviação é realizada introduzindo 2 ml de HBr**** 0.5N. Após o término da reação (de 1 até 3 horas), o sobrenadante (L1) é retirado e descartado. O resíduo é lavado três vezes com água ultrapura e secado em uma chapa quente a 100°C. Em seguida o resíduo é transferido para um tubo de ensaio de teflon previamente descontaminado no qual são adicionados 5 ml de HCl*** 2N. Após doze horas desde processo, a amostra é centrifugada por 5 minutos e o sobrenadante (L2) é retirado e secado na chapa a 100°C.

(2) Separação cromatográfica do Pb: Antes da separação por cromatografia de troca iônica as colunas são lavadas duas vezes com 3 ml de HCl*** 6N. Após a lavagem, introduz-se 750 µl de resina Eichrom Sr 50-100. A resina é condicionada introduzindo 2 vezes na coluna 3 ml de HCl*** 6N e 2 ml de HCl***2N. Em seguida adiciona-se 0,5 ml de amostra que foi previamente condicionada com 1 ml HCl*** 2N. O procedimento prossegue adicionando 2 vezes 0,5 ml de HCl** 2N e 2 ml de HCl** 2N, Após a eluição, o Pb é coletado adicionando 2 vezes 0,5 ml de HCl*** 6N e 2 vezes de 1 ml de HCl*** 6 N.

(3) Análise isotópica pelo espectrômetro ICP-MS: Os concentrados de Pb das amostras de calcário são condicionados com 2 ml de HNO₃ 13N, para serem analisados no espectrômetro de massa com fonte plasma MC-ICP-MS Neptune de marca Thermo, modelo Neptune Finnigan, do Laboratório Pará-Iso. Para cada amostra foi realizada uma leitura de 7 blocos (cada bloco com 10 leituras).

As razões isotópicas do Pb foram corrigidas dos efeitos de discriminação de massa com a lei exponencial, utilizando a razão isotópica ²⁰⁵Tl/²⁰³Tl da solução de tálio introduzida na amostra. O branco de química é estimado abaixo de 300 pg.

Figura 1.3: Processo das análises isotópicas das amostras. A) pesagem da amostra pulverizada, com aproximadamente 1 grama; B) separação cromatográfica do Pb, utilizado colunas de troca iônica; C) espectrometro de massa ICP-MS (modelo Neptune da Thermo-Finnigan) onde foi realizada a leitura das amostras; D) diagrama isocrônico Pb-Pb, utilizando o programa ISOPLOT.



1.5. A CAPA CARBONÁTICA PUGA E A DESCRIÇÃO DO CONTEXTO GEOLÓGICO

1.5.1. A Faixa Paraguai

A Faixa Paraguai é o resultado da colisão entre os blocos Amazônico, São Francisco-Congo, Oeste Africano e Paranapanema (ALMEIDA, 1984; TROMPETTE *et al.* 1998, ALKMIN *et al.*, 2001 *apud* BANDEIRA, 2011). Juntamente à Faixa

Araguaia e Faixa Brasília compõem a Província Tocantins (ALMEIDA *et al.*, 1977 *apud* BANDEIRA, 2011) (figuras 1.1A e 1.4).

A Faixa Paraguai constitui uma faixa de dobramentos de aproximadamente 1.200 Km de comprimento que se estende desde a região do Rio das Mortes no Mato Grosso, passando pela região de Cuiabá, onde inflete para a direção norte-sul e se prolonga até Corumbá, seguindo para a Serra da Bodoquena, no Estado do Mato Grosso do Sul. A Faixa Paraguai é limitada ao norte e noroeste pelas rochas do embasamento cristalino e sedimentos da Bacia do Parecis, e ao sul e sudeste pelos depósitos quaternários (ALMEIDA; MANTOVANI, 1975 *apud* FAULSTICH, 2005) (FIGURA 1.1 A).

A Faixa Paraguai é constituída de metassedimentos dobrados e metamorfisados que, em direção ao cráton, passam progressivamente às coberturas sedimentares em parte contemporâneas e estruturalmente onduladas, falhadas, mas não metamorfisadas (ALVARENGA; TROMPETTE, 1993). Estudos geocronológicos K/Ar e Rb/Sr realizados para o Granito São Vicente que se encontra encaixado nos metassedimentos do Grupo Cuiabá, determinaram idade mínima para a cobertura sedimentar da Faixa Paraguai de aproximadamente 504 ± 12 Ma (AMARAL *et al.*, 1966 *apud* ROMERO, 2012).

Segundo Almeida (1984) a faixa é resultado da deformação de uma bacia sedimentar de natureza geossinclinal formada durante o Neoproterozóico após a estabilização do Cráton Amazônico. Enquanto que Alvarenga e Trompette (1993) interpretando a presença de dobras com vergência contrária ao cráton não enquadram a evolução da faixa nos modelos clássicos geossinclinais.

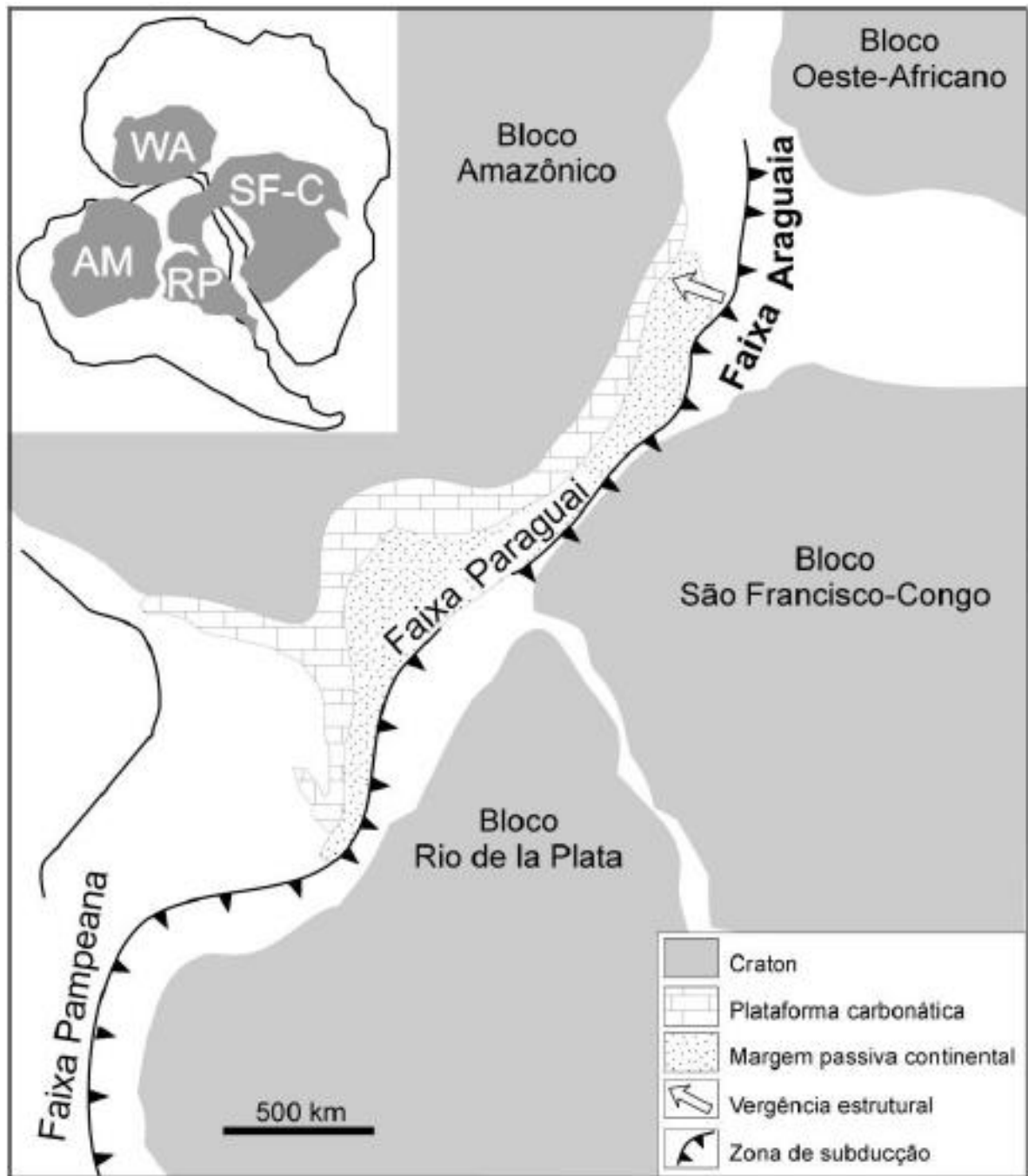
Com base em Almeida (1984), Alvarenga e Trompette (1992) é possível propor a sequencia de eventos que constituem a evolução da Faixa Paraguai.

Durante o Neoproterozóico, quando se formou uma bacia sedimentar (ALMEIDA, 1984), a borda cratrônica estava localizava ao lado de uma bacia marinha relativamente profunda, com sedimentação terrígena oriunda do continente (ALVARENGA, 1988). Os sedimentos transportados pela glaciação foram a principal fonte dos fluxos de detritos e turbiditos depositados na plataforma, ocasionando a formação da Sequência Glacio-Marinha Turbidítica (ALVARENGA; TROMPETTE, 1992).

A Sequência Carbonática marca o fim do período glacial e a passagem para a sedimentação por conta do aumento no nível do mar (FAULSTICH, 2005). O ciclo sedimentar tem o seu fim marcado pela sedimentação detrítica do Grupo Alto Paraguai (ALVARENGA; SAES, 1992 *apud* FAULSTICH, 2005).

Um novo ciclo erosivo se estabeleceu durante o Ordoviciano e Siluriano Inferior e durante o Fanerozóico a borda cratônica passou por soerguimento ao passo que a faixa de dobramentos sofreu subsidência sendo recoberta pelos depósitos da bacia do Paraná (ALMEIDA, 1984).

Figura 1.4: Contexto geológico da região central da América do Sul, relacionado à colisão dos blocos continentais Amazônia a oeste, São Francisco-Congo a sudeste e Rio de la Plata a sul, durante a tectônica Pampeana-Araguaia de 550 – 500 Ma, conforme Nogueira (2003).



Souza (2012) sugeriu a história evolutiva para a Faixa Paraguai Norte, a partir da integração das informações estruturais e estratigráficas, propondo uma evolução baseada no modelo de deformação transpressiva particionada, representada em cinco estágios (figura 1.5), a seguir:

1º estágio: formação da bacia que acomodou os sedimentos do Grupo Cuiabá. Durante este estágio as rochas da bacia foram metamorfasadas e foi gerada a trama tectônica presente nas rochas metapelíticas do Grupo Cuiabá (SOUZA, 2012);

2º estágio: ocorre o fim da amalgamação entre o Cráton Amazônico e o Bloco Paranapanema que afetou a bacia no primeiro estágio. As rochas do Grupo Cuiabá representam, agora, a sutura entre os dois blocos (SOUZA, 2012);

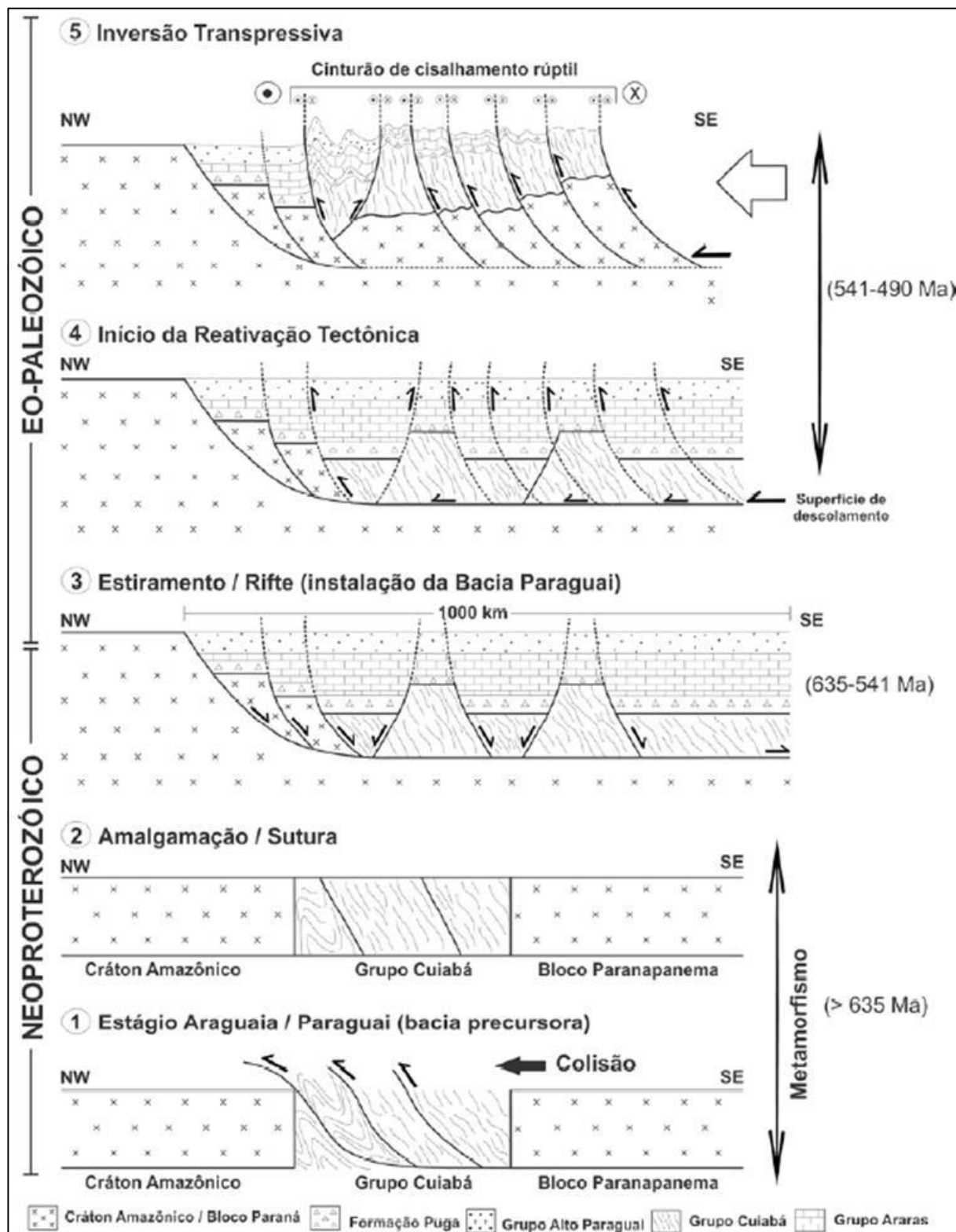
3º estágio: nesta fase ocorreu o processo de rifteamento responsável pela instalação da Bacia Paraguai. Este evento envolveu parte do Cráton Amazônico a NW e se estendeu a SE sobre as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, que são recobertas em discordância pelas rochas sedimentares da Bacia Paraguai (SOUZA, 2012). O topo desta bacia é marcado pelos depósitos siliciclásticos da Formação Diamantino, com idade mínima de deposição após 541 Ma (BANDEIRA *et al.*, 2011 *apud* SOUZA, 2012);

4º estágio: nesta fase se iniciou a reativação tectônica, a partir de uma superfície principal de descolamento, que ocorreu após a sedimentação de todas as unidades da Bacia Paraguai (SOUZA, 2012);

5º estágio: chega ao fim o processo de deformação transpressiva das rochas que compõem a Bacia Paraguai. As rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá foram soerguidas pelas falhas direcionais de alto ângulo e colocadas lado a lado às rochas sedimentares da Bacia Paraguai (SOUZA, 2012);

Segundo Souza (2012) este evento deformacional ocorreu em um intervalo de tempo entre 541 – 490 Ma, já que se deu após a sedimentação da Bacia Paraguai, porém não afetou a cobertura sedimentar da Bacia do Paraná que tem idade ordoviciano.

Figura 1.5: Modelo tectono-sedimentar esquemático que mostra a evolução da Faixa Paraguai 1) Geração da Bacia Cuiabá e início da colisão entre os blocos Amazônia e Paranapanema. 2) Amalgamação dos blocos e origem da sutura representada pelas sequências metassedimentares do Grupo Cuiabá. 3) Instalação da Bacia Paraguai, com sedimentação das rochas carbonáticas e siliciclásticas. 4) Início da reativação tectônica a partir de uma superfície de descolamento e 5) Inversão transpressiva da cobertura neoproterozóicacambriana da Bacia Paraguai (SOUZA, 2012).



1.5.2. O Grupo Araras

O Grupo Araras corresponde a uma sucessão essencialmente carbonática de aproximadamente 600 m de espessura exposta em estrutura homoclinal, localizado na extensão da Faixa Paraguai Norte, que ocorre ao longo da margem Sul-Sudeste do Cráton Amazônico, no contexto da parte sul da Província Tapajós e oeste e noroeste da Província Tocantins (ALMEIDA, 1984). Segundo Nogueira e Riccomini, (2006) as rochas carbonáticas deste grupo podem ser agrupadas em quatro sucessões sedimentares representadas pelas Formações Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres (figura 1.6):

A Formação Mirassol d' Oeste tem espessura de aproximadamente 15 m, formada por dolomito fino (dolomudstone), estromatólitos e dolomito com pelóides de coloração rosada (*dolomudstone* com pelóides). Na base da unidade este dolomito sobrepõe à Formação Puga. Este contato entre as unidades é brusco, lateralmente irregular e ondulado. O topo da Formação é caracterizado por dolomito fino com pelóides (*dolopackstone* com pelóides). (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006).

A Formação Guia consiste em calcário fino intercalado com folhelhos, localmente betuminosos e brechas calcárias subordinadas. A seção representativa da Formação Guia ocorre na Mina Nossa Senhora da Guia, onde alcança espessura acima de 150 m, exposta em um sinclinal com vergência para NW e eixo orientado segundo NE-SW. (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006). A base desta unidade é constituída por pelitos vermelhos com até 10 cm de espessura sobrepostos por calcários finos, cinzentos a pretos e betuminosos com partições de lâminas de folhelho, formando uma sucessão de dezenas de metros, lateralmente contínuas por centenas de metros. As camadas de calcário fino e folhelho são descritos no topo da Formação Guia e atingem espessuras de até 3 m, muitas vezes formando ritmitos. (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006).

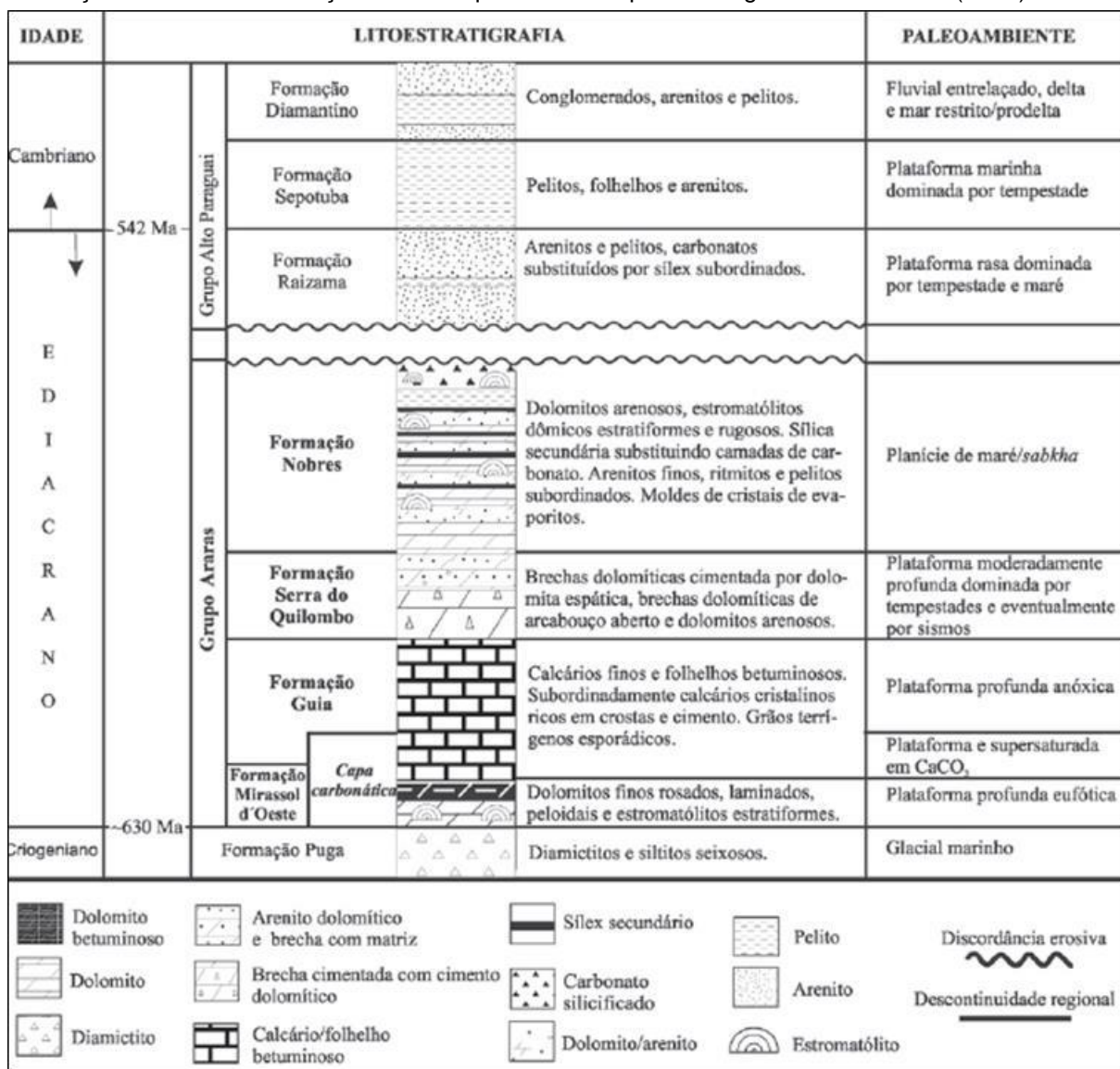
A Formação Serra do Quilombo é constituída por dolomito fino, brecha dolomítica e dolomito arenoso. A zona de contato entre as formações Guia e Serra do Quilombo é marcada por intenso faturamento nos dolomitos e calcários finos associados com brechas cimentadas por dolomita. Camadas de espessura

centimétrica a métrica de dolomito grosso são encontradas na porção superior desta sucessão. (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006).

A unidade do topo do Grupo Araras é representada pela Formação Nobres, constituída por depósitos com mais de 300 km de extensão na parte norte da Faixa Paraguai. A parte inferior da Formação Nobres é caracterizada pela predominância de ciclos formados dolomito fino (*dolomudstone*) e dolomito arenoso e brecha intraclástica dolomítica (*dolorudstone* intraclástico). Na porção superior da Formação Nobres ocorrem ciclos métricos formados por dolomito fino (*dolomudstone*) e subordinadamente dolomito oolítico (*dolopackstone/dolograinstone* oolítico) na base e dolomito fino com estromatólitos (*doloboundstone* microbiano), dolomito arenoso e brecha com intraclastos (*dolopackstone* e *rudstone* intraclástico). (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006).

O contato da Formação Nobres com o Grupo Alto Paraguai é erosivo, representando a base carbonática intercalada por pelitos e arenitos, sobrepostos por arenitos grossos e conglomeráticos da Formação Raizama (figura 1.6) (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006).

Figura 1.6: Quadro litoestratigráfico do Grupo Araras e a sucessão siliciclástica do Grupo Alto Paraguai. O Grupo Araras é constituído pelas Formações Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do quilombo e Nobres. A Formação Mirassol d'Oeste e a base da Formação Guia constituem a Capa carbonática. O contato do Grupo Araras com o Grupo Alto Paraguai é marcado pelo contato erosivo entre a Formação Nobres e a Formação raizama que está sobreposta. Nogueira e Riccomini (2006).



1.5.3. O Grupo Ivaí e o Grupo Paraná

Milani (1997) reconheceu no registro estratigráfico da Bacia do Paraná seis Supersequências: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo).

O Grupo Rio Avaí é constituído pelas formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria (ASSINE *et al.*, 1994 *apud* MILANI, 2007). A Formação Alto Garças é

essencialmente arenosa, podendo incluir um conglomerado basal no quartzoso, que passa para arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada. Esta unidade apresenta icnofósseis do gênero *Skolithos* (MILANI, 1997 *apud* MILANI, 2007).

A Formação Iapó é constituída por diamictitos com matriz siltico-arenosa e clastos de natureza variada. Os diamictitos Iapó são sucedidos pelos depósitos da Formação Vila Maria, cujos pelitos fossilíferos representam o marco estratigráfico mais importante de toda a Supersequência Rio Ivaí (MILANI, 2007).

A Formação Vila Maria é composta por um pacote pelítico que grada para termos arenosos no sentido do topo. Os folhelhos são, em geral, de cor vermelha, micáceos e com aspectos ferruginoso, porém localmente cinza-escuros e bastante fossilíferos. Os arenitos e siltitos da porção superior exibem estratificação cruzada do tipo *hummocky*. O conteúdo fossilífero característico faz dessa unidade e de sua correspondente Paraguai, a Formação Vargas Pena, um intervalo-chave para a cronoestratigrafia do Siluriano da Bacia do Paraná. Em conjunto, são registrados nessas unidades megafósseis marinhos como graptólitos, trilobitas, braquiópodos, gastrópodos, bivalvíos e ostracodes (POPP *et al.*, 1981 *apud* MILANI 2007; WIENS, 1990; BOUCOT *et al.*, 1991; MELO, 1993; URIZ *et al.*, 2008).

O Grupo Paraná constitui o segundo ciclo transgressivo-regressivo do registro estratigráfico da Bacia do Paraná e tem espessura máxima aproximada de 800 m, é dividido em duas unidades: um pacote arenoso inferior, a Formação Furnas, e outro pelítico, sobreposto a Formação Ponta Grossa. O pacote Furnas exibe uma característica assinatura transgressiva que vai culminar nos pelitos da base da Formação Ponta Grossa, estes documentando a primeira grande inundação do ciclo denoviano, durante o Praguiano – Eo-emisiano (MILANI *et al.*, 2007).

A formação Furnas é representada por uma sucessão de arenitos quartzosos brancos, médios a grossos, caulínicos e apresenta vários tipos de estratificações cruzadas. Na porção basal, são frequentes leitos conglomeráticos com até 1 m de espessura. Na porção intermediária da formação, dominam arenitos de granulometria média intercalados siltitos e folhelhos. No topo ocorre arenitos médios a grossos que passam a dominar, mas também aparecem camadas de arenitos muito finos com estratificação cruzada *hummocky*. Em subsuperfície, a porção mais

superior da Formação Furnas mostra um incremento paulatino no conteúdo de argila, evidenciando uma passagem gradacional para a Formação Ponta Grossa (MILANI *et al.*, 2007).

A Formação Ponta Grossa ultrapassa os 600 m de espessura em subsuperfície, com 300 m remanescentes em afloramentos. Esta formação foi descrita inicialmente no Estado do Paraná, onde é representada por três membros: Jaguariaíava, Tibagi e São Domingos. O inferior é representado por folhelhos com cerca de 100 m de espessura, contendo lentes de arenito fino com estratificações retrabalhadas por ondas. O membro Tibagi, areno-siltico, corresponde à porção média da Formação Ponta Grossa, refletindo um contexto regressivo de progradação de sistemas deltaicos. O membro São Domingos, predominantemente pelítico, registra nova inundação em ampla escala, que fecha o registro devoniano pré – “struniano” (MILANI *et al.*, 2007).

Pesquisas bioestratigráficas na Formação Ponta Grossa, como o trabalho de Clarke (1913) *apud* Milani *et al.* (2007), que classificou macrofósseis dessa unidade e Lange (1954) *apud* Milani *et al.* (2007) e Sommer (1954) *apud* Milani *et al.* (2007), que sintetizaram os conhecimentos sobre a paleofauna e a paleoflora do Devoniano paranaense, respectivamente. Na primeira, predominam invertebrados marinhos como braquiópodos, trilobitas, bivalvíos, gastrópodos, anelídeos e equinodermos.

1.6. O ESTUDO GEOCRONOLÓGICO Pb-Pb

O início dos estudos utilizando isótopos de Pb ocorreu com o estudo de galenas e para datar a idade da Terra utilizando as composições isotópicas de Pb em meteoritos (PATTERSON, 1956 *apud* BABINSKI, 1993). Em 1973 Rosholt *et al.*, *apud* Babinski (1993) fez uso destes dados em rochas ígneas e metamórficas e Zartman (1974) *apud* Babinski (1993) em estudos petrogenéticos. Porém, a metodologia Pb/Pb para rochas carbonáticas só ocorreu em 1987 com Moorbath *et al.* (1987) *apud* Babinski (1993) que analisou e determinou a idade de deposição das rochas carbonáticas pré-cambrianas do *greenstone belt* do Cráton de Zimbábue. Posteriormente foram feitos outros trabalhos em rochas carbonáticas, como Jahn (1988) *apud* Romero (2012) e Jahn *et al.*, (1990) *apud* Romero (2012), que determinou idades mesozoicas em rochas do Taiwan e idades de deposição em

rochas carbonáticas arqueanas do Grupo Transvaal na África do Sul, respectivamente.

Segundo Patterson (1956) *apud* Babinski (1993) o chumbo ocorre na Terra como uma mistura homogeneizada de Pb primordial e radiogênico. O Pb primordial foi incorporado durante a formação da Terra, enquanto que o Pb radiogênico foi produzido ao longo do tempo pelo decaimento de ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th . O Pb é um elemento comum nas rochas e pode ocorrer como elemento traço e possui quatro isótopos naturais: ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{204}Pb . O ^{208}Pb é gerado pelo decaimento radioativo do ^{232}Th , assim como o ^{207}Pb pelo decaimento de ^{235}U e o ^{206}Pb pelo decaimento radioativo de ^{238}U . Como o ^{204}Pb não é radiogênico é considerado como o isótopo estável de referência (BABINSKI, 1993).

Para que uma datação seja viável, é necessário que o mineral ou a rocha tenha funcionado em um sistema fechado em relação ao U e/ou Th e Pb, após a sua formação. A aplicação deste método para determinar a idade absoluta de rochas carbonáticas pré-cambrianas é possível devido às altas razões isotópicas de U/Pb da água do mar, do ambiente de deposição destas rochas, associado ao fracionamento químico entre U e Pb e das conseqüentes variações nas razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (KAUROVA *et al.*, 2010).

Cada ambiente químico possui razões U/Pb e Th/Pb características, que implicam na evolução isotópica do Pb. Então, a composição isotópica de Pb nos diferentes tipos de rocha é um registro dos ambientes químicos onde o Pb residiu, tais como: o manto, as rochas crustais ou minerais de minério de Pb (FAURE, 1986 *apud* BABINSKI 1993).

A água do mar contem ≈ 3 ng/g de U e ≈ 2 pg/g de Pb, o que corresponde a uma razão U/Pb de ≈ 1.500 ou a um valor de μ de ≈ 100.000 (TAYLOR; MCLENNAN, 1985 *apud* BABINSKI, 1993). O urânio tem um tempo de residência de ≈ 1 Ma nas águas do mar e sua introdução nos oceanos pode ser pelas águas continentais ou pela atividade hidrotermal marinha (JAHN; CUVELLIER, 1994). No caso das águas de rios, os valores de concentração do U são reduzidos consideravelmente, passando para $\approx 0,24$ ng/g e de Pb ≈ 1 ng/g, equivalendo a uma razão U/Pb de $\approx 0,24$.

A incorporação de U em rochas carbonáticas envolve processos como, a redução do íon solúvel uranilo (UO_2^{+2}) para o íon insolúvel tetravalente (U^{+4}), a adsorção de U pela matéria orgânica e a co-precipitação de matéria orgânica e calcita para formar os sedimentos (JAHN, 1988 *apud* ROMERO, 2012). As concentrações médias de U e Pb incorporados aos carbonatos a partir da água do mar é ≈ 3 ng/g para o U e de 1 pg/g para o Pb, podendo resultar em razões U/Pb muito elevadas o que torna os carbonatos materiais adequados para serem datados (JAHN; CUVELLIER, 1994; KAROUVA *et al.*, 2010).

A razão inicial U/Pb em carbonatos tende a ser alta, isto pode ser explicado pelo processo de enriquecimento de Pb em relação ao Ca durante a deposição. Porém alguns fatores podem causar a redução da razão U/Pb, como processos diagenéticos de rochas carbonáticas com participação de águas continentais, como fluidos dos poros, dependendo da interação rocha/água e caminhos de circulação destas águas. A recristalização metamórfica também pode modificar as razões U/Pb e causar uma homogeneização nas composições isotópicas de Pb, o que pode eventualmente causar altas razões iniciais de Pb (BABINSKI, 1993).

É improvável que o sistema U/Pb permaneça fechado durante os processos diagenéticos ou com a interação com fluidos, após a formação dos carbonatos. Então, é mais provável que a idade obtida pelo método do Pb-Pb em carbonatos corresponda a idade da diagênese do que da precipitação dos carbonatos. Isto porque a perda de U e o enriquecimento de Pb, geralmente de composição isotópica distinta, são comuns na calcita durante a diagênese de tal maneira que o sistema U-Pb do carbonato se comporte praticamente como um novo cronômetro (KAUROVA *et al.*, 2010).

Contudo, os estudos em sedimentos marinhos recentes mostram que pouco tempo depois da sedimentação os processos diagenéticos atingem sua maior intensidade ainda nos primeiros 5 Ma, para posteriormente diminuir de forma muito rápida (RICHTER; DEPAOLO, 1987 *apud* Romero, 2012). Então considerando um intervalo de tempo similar para os equivalentes pré-cambrianos e considerando o erro de algumas dezenas de Ma com que as idades isocrônicas Pb-Pb são geralmente determinadas, é possível assumir que essas idades correspondem também à idade da sedimentação (KAUROVA *et al.*, 2010).

2. FÁCIES E MICROFÁCIES DA FORMAÇÃO GUIA, NEOPROTEROZÓICO DA FAIXA PARAGUAI NORTE, REGIÃO DE PARANATINGA – MT

Quézia da Silva Alencar ¹

José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior ²

Afonso César Rodrigues Nogueira ³

¹Universidade Federal do Pará, Rua Augusto Corrêa, 01, Guamá, Caixa Postal 1611, CEP 66075-110, Belém-PA, Brazil. quezialencar@yahoo.com.br.

²Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. jbandeira@ufpa.br.

³Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), Universidade Federal do Pará. anogueira@ufpa.br

RESUMO

O Grupo Araras, de idade neoproterozóica, exposto no sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, centro-oeste do Brasil, representa uma sucessão carbonática com esporádicos níveis siliciclásticos. Estas rochas sobrepõem diamictitos da Formação Puga, relacionados às glaciações *Marinoan*, inseridas no modelo de *snowball Earth/slushball Earth*. A base do Grupo Araras é composta pelas formações Mirassol d'Oeste e Guia, esta última é objeto de estudo deste trabalho e considerada como a porção calcária da capa carbonática Puga. A Formação Guia é constituída por calcários finos betuminosos, folhelhos betuminosos, pelitos e *cementstones* ricos em leques de cristais de calcita. Esta unidade é descrita na borda sul do Craton Amazônico, Tangará e Mirassol d'Oeste, e ao longo da Faixa Paraguai, município de Nobres. A área de estudo situa-se na região de Paranatinga, aproximadamente 250km a leste de Nobres, onde a Formação Guia é constituída por uma sucessão de aproximadamente 15m de espessura, contínua lateralmente por aproximadamente 100 m e composta principalmente por calcários finos laminados, de coloração cinza a preto, além de arenitos subordinados e níveis de brechas carbonáticas. Foram descritas 6 fácies/microfácies sedimentares: a) Arenito com laminação cruzada hummocky (Ah); b) Folhelho com laminação de areia; c) Microesparito com grãos terrígenos; d) Pseudoesparito com grãos terrígenos); e) Brecha carbonática com clastos-tabulares (*Rudstone*), e; f) Brecha Calcária (*Floatstone*). Estas fácies foram agrupadas em duas associações de fácies. Associação 1, representada por depósitos transicionais de *shoreface/offshore* e associação 2, representada por

depósitos de *offshore*. O topo do perfil estudado da Formação é marcado por uma discordância angular erosiva, sucedido por uma sequência siliciclástica de aproximadamente 10m de espessura, pertencentes aos depósitos paleozoicos da Bacia do Paraná.

Palavras-Chave: Neoproterozoico; Plataforma carbonática Guia; Cráton Amazônico

ABSTRACT

The Araras Group of Neoproterozoic age, exposed in the southern Amazon Craton and North Paraguai Belt, central region of Brazil, is a carbonate succession with sporadic siliciclastic. These rocks overlap diamictites of the Puga Formation, related to Marinoan glaciations, included in the model of snowball Earth/Earth slushball. The lower part of the Araras Group consists of the Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo and Nobres formations. This work is developed on deposits of the Guia Formation considered the limestone portion of to the Puga cap carbonate. The Guia Formation consists of thin bituminous limestones, bituminous shales, pelites and cementstones with fans of aragonite pseudomorphs. This unit occurs in the southern part of the Amazon Craton, Mirassol d'Oeste region and Tangara da Serra, and along the Paraguai Belt, Nobres region. The study area is located in the Paranatinga region, 250km east of Nobres, where the Guia Formation is constitutes an approximately 15m thick succession, composed mainly of calcareous thin laminated, gray to black, and subordinate sandstones and carbonate breccia. 6 sedimentary facies/microfacies were described: a) Sandstone with hummocky cross-lamination; b) Shale with sand grains laminated ; c) Microsparito with terrigenous grains; d) Pseudosparito with terrigenous grains; e) carbonate breccia with tabular clasts (Rudstone), and; f) Limestone Breccia (Floatstone), which been grouped into two facies associations. Association 1, represented by transitional deposits shoreface/offshore and association 2, represented by offshore deposits. The top of the studied succession of the Guia Formation is marked by an angular, erosive discordance, succeeded an approximately 10m thick siliciclastic sequence, belonging to the Paleozoic deposits of the Paraná Basin.

Keywords: Neoproterozoic; Guia carbonate platform; Amazon craton

2.1. INTRODUÇÃO

2.1.1. Apresentação

A Era Pré-Cambriana teve o seu fim caracterizado pela ocorrência de eventos anômalos únicos que fazem desta Era geológica uma das mais interessantes cientificamente. Dentre estes eventos há o registro de significativas mudanças paleoambientais e paleoclimáticas, a manifestação das primeiras formas de vida complexas, além de constantes variações do nível do mar ocasionadas pela fragmentação e amalgamação de continentes (KNOLL, 2000; HOFFMAN; SCHRAG, 2002). No Criogeniano (720 – 635 Ma) são registrados eventos de glaciações globais ligadas à hipótese de *Snowball Earth* e *Slushball Earth*, no final do Neoproterozóico.

A Glaciação Marinoana ~630 Ma (HOFFMAN, 1998), esta registrada em depósitos localizados na borda sul do Cráton Amazônico, nos municípios de Mirassol d'Oeste, Tangará da Serra, Estado de Mato Grosso. O registro desta glaciação é observado nos depósitos das formações Puga (diamictitos), Mirassol d'Oeste (dolomitos) e Guia (calcários), as duas últimas unidades representativas da base do Grupo Araras (NOGUEIRA, 2003; NOGUEIRA *et al.*, 2007). Esta sucessão representa um registro de capa carbonática, associada aos eventos de glaciação global do Neoproterozóico (NOGUEIRA 2003; NOGUEIRA *et al.*, 2007)

A Formação Guia, objeto de estudo deste trabalho, é constituída por calcários finos e betuminosos, intercalados a folhelhos negros ricos em matéria orgânica e portadores de hidrocarbonetos de origem ainda pouco compreendida (NOGUEIRA, 2003; BRELAZ, 2012).

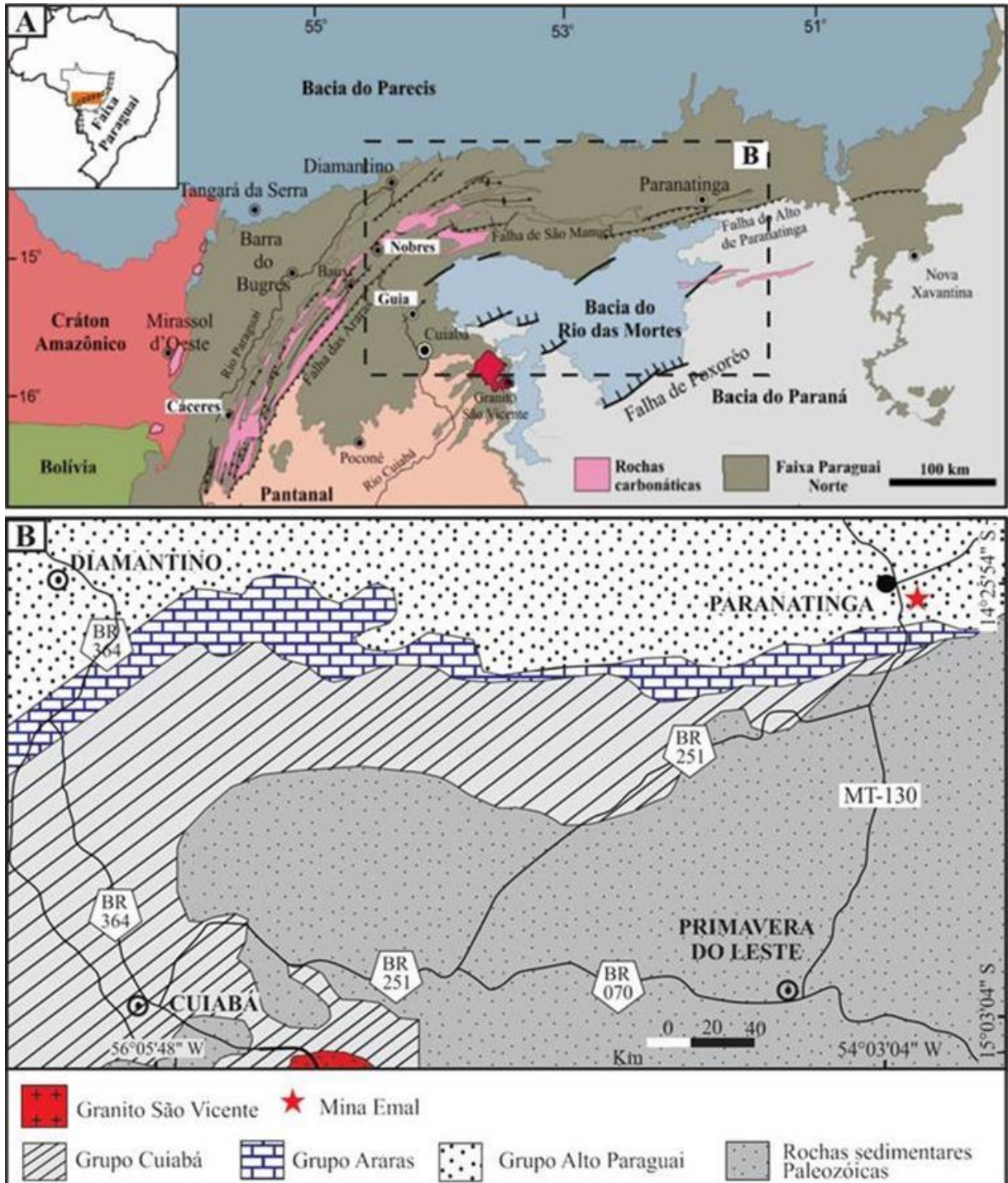
Recentemente diversos estudos estratigráficos, quimioestratigráficos, paleomagnéticos e paleontológicos foram realizados na capa carbonática (MACIEL, 1959 *apud* ROMERO 2012; ALVARENGA; TROMPETTE, 1992; NOGUEIRA *et al.*, 2003, 2007; NOGUEIRA; RICOMINI, 2006; BABINSKI *et al.*, 2006; TRINDADE; MACOUIN, 2007; ALVARENGA *et al.*, 2008; SOARES; NOGUEIRA, 2008; FONT *et al.*, 2010; SANJOFRE *et al.*, 2010). A ocorrência da Formação Guia no município de Tangará da Serra foi detalhada estratigraficamente por Soares e Nogueira (2008),

bem como foi alvo de estudo paleoambiental no município de Nobres (MT) por Brelaz (2012). Entretanto o estudo paleoambiental da Formação Guia para a região de Paranatinga, área de estudo do presente trabalho, nunca foram adequadamente descritos. Assim, esta pesquisa tratou do estudo paleoambiental da Formação Guia, com base na definição de fácies e associação de fácies, auxiliada pela análise petrográfica destes calcários, buscando contextualizar os depósitos estudados na evolução da Faixa Paraguai e contribuir no entendimento da sequência de eventos ocorridos após a glaciação Marinoana.

2.1.2. Área

A área de estudo está localizada no município de Paranatinga, estado do Mato Grosso, distando cerca de 370 Km da capital, Cuiabá. A sucessão carbonática da Formação Guia é descrita na mina do Grupo Emal, situada sob o paralelo 14°32'44"S e meridiano 53°58'41"O. O acesso à área de estudo dá-se via terrestre pela rodovia BR – 251 e MT – 130 até Paranatinga. (Figura 2.1).

Figura 2.1: Mapa de localização da área de estudo. A) Mapas de estruturação tectônica e litológica da Faixa Paraguai Norte. Retângulo tracejado delimita acesso à área de trabalho. B) Mapa de acesso ao município de Paranatinga, a partir de Cuiabá – MT. (modificado de Nogueira, 2003; Alvarenga, 2004).



2.1.3. Materiais e Métodos

A técnica de modelamento de fácies seguida neste trabalho foi aquela proposta por Walker e James (1992) e a análise faciológica dos calcários da Formação Guia foi avaliada a luz dos conceitos da estratigrafia de seqüências (CATUNEANU, 2006; KERANS; TINKER, 1997; MITCHUM; VAN VAGONER, 1991;

RIBEIRO, 2001; VAIL, 1987; VAN VAGONER *et al.*, 1988). A descrição de fácies foi auxiliada pela elaboração prévia de perfil estratigráfico e seções panorâmicas obtidas no afloramento. As interpretações paleoambientais estão fundamentadas nas associações de fácies, geometria das camadas carbonáticas e em suas interrelações (KERANS; TINKER, 1997; SCHLAGER, 2005; TUCKER e WRIGTH, 1990; WALKER; JAMES, 1992). O termo fácies tem a mesma conotação de litofácies carbonática, definido por KERANS e TINKER (1997), pelas estruturas sedimentares, grãos e tramas do arcabouço. As brechas carbonáticas foram classificadas e interpretadas segundo Wright (1992).

Para o estudo petrográfico foram utilizadas 15 seções delgadas sem lamínula, confeccionadas no laboratório de laminação da UFPA e descritas no Laboratório de Petrografia do Grupo de Análises de bacias Sedimentares da Amazônia – GSED da UFPA. O equipamento utilizado para a petrografia é o microscópio petrográfico Axioskop 40 com câmera digital acoplada modelo Axioskop HRc e lupa binocular modelo Zeiss ST-39Z-N9GO. As laminas correspondem as amostras do perfil localizado na Mina da Emall, em Paranatinga. Estas seções foram tingidas com alizarina vermelha S (0,2g/100 ml de 1,5% HCl). (ADAMS *et al.*, 1984).

A classificação das microfácies seguiu Tucker (1992) e Wright (1992). Cristais de calcita inferiores a 4µm foram classificados como micrito, calcários com cristais neomórficos entre 4-10 µm e 10-50 µm, como microesparito e pseudoesparito, respectivamente. Para os cristais > 10 µm formados a partir de precipitação e não por neomorfismo foi utilizado o termo calcita espática. As brechas carbonáticas foram classificadas e interpretadas de acordo com Wright (1992).

2.2. GEOLOGIA REGIONAL

A Faixa Paraguai é o resultado da colisão entre os blocos Amazônico, São Francisco-Congo, Oeste Africano e Paranapanema (ALMEIDA, 1984; TROMPETTE *et al.*, 1998; ALKMIN *et al.*, 2001). Juntamente à Faixa Araguaia e Faixa Brasília compõem a Província Tocantins (ALMEIDA *et al.* 1977a, 1984b). A Faixa Paraguai é limitada ao norte e noroeste pelas rochas do embasamento cristalino e sedimentos da Bacia do Parecis, e ao sul e sudeste pelos depósitos quaternários (ALMEIDA; MANTOVANI, 1975 *apud* FAULSTICH, 2005).

A Faixa Paraguai é constituída de rochas sedimentares dobradas e metamorfasadas que, em direção ao cráton, passam progressivamente às coberturas sedimentares em parte contemporâneas e estruturalmente onduladas, falhadas, mas não metamorfasadas (ALVARENGA; TROMPETTE, 1993).

O tipo de bacia que acomodou os sedimentos da faixa e o contexto geodinâmico ainda é alvo de discussão. Segundo Almeida (1984) a faixa é resultado da deformação de uma bacia sedimentar de natureza geossinclinal formada durante o Neoproterozóico após a estabilização do Cráton Amazônico, enquanto que Alvarenga e Trompette (1993), interpretando a presença de dobras com vergência contrária ao cráton, não enquadram a evolução da faixa nos modelos clássicos geossinclinais.

Souza (2012) sugeriu a história evolutiva para a Faixa Paraguai Norte, a partir da integração das informações estruturais e estratigráficas, propondo uma evolução baseada no modelo de deformação transpressiva particionada, divergindo do modelo tipo *foreland* para a Bacia Paraguai. No primeiro estágio dessa evolução ocorreu a formação da bacia que acomodou os sedimentos do Grupo Cuiabá. Estes depósitos foram metamorfasados e se instaurou a trama tectônica presente nas rochas pelíticas daquele grupo. Na fase seguinte chegou ao fim a amalgamação entre o Cráton Amazônico e o Bloco Paranapanema, que afetou a bacia no primeiro estágio. As rochas do Grupo Cuiabá representam, agora, a sutura entre os dois blocos.

Na terceira fase ocorreu o processo de rifteamento responsável pela instalação da Bacia Paraguai. Este evento envolveu parte do Cráton Amazônico a NW e se estendeu a SE sobre as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá Souza (2012), que são recobertas em discordância pelas rochas sedimentares da Bacia Paraguai. O topo desta bacia é marcado pelos depósitos siliciclásticos da Formação Diamantino, com idade mínima de deposição após 541 ± 7 Ma (BANDEIRA *et al.*, 2011 *apud* SOUZA, 2012).

Na fase seguinte se iniciou a reativação tectônica, a partir de uma superfície principal de descolamento, que ocorreu após a sedimentação de todas as unidades da Bacia Paraguai. No último estágio chegou ao fim o processo de deformação

transpressiva das rochas que compõem a Bacia Paraguai. As rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá foram soerguidas pelas falhas direcionais de alto ângulo e colocadas lado a lado às rochas sedimentares da Bacia Paraguai (SOUZA, 2012).

2.2.1. O Grupo Araras

O Grupo Araras corresponde a uma sucessão essencialmente carbonática de aproximadamente 600 m de espessura exposta em estrutura homoclinal, localizado na extensão da Faixa Paraguai Norte (ALMEIDA, 1984). Segundo Nogueira e Riccomini (2006) as rochas carbonáticas deste grupo podem ser agrupadas em quatro formações sedimentares representadas pelas formações Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres (Figura 2.2).

A Formação Mirassol d' Oeste é formada por dolomito fino (dolomudstone), estromatólitos e dolomito (*dolomudstone*) com pelóides de coloração rosada. Na base da unidade, este dolomito sobrepõe a Formação Puga (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006).

A Formação Guia consiste em calcário fino intercalado com folhelhos, localmente betuminosos e brechas calcárias subordinadas. A seção mais representativa da Formação Guia ocorre na Mina Nossa Senhora da Guia, onde alcança espessura acima de 150 m, exposta em um sinclinal com vergência para NW e eixo orientado segundo NE-SW (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006).

A base desta unidade é constituída por pelitos vermelhos com até 10 cm de espessura sobrepostos por calcários finos, cinzentos a pretos e betuminosos com partições de lâminas de folhelho, formando uma sucessão de dezenas de metros, lateralmente contínuas por centenas de metros. O calcário fino e folhelho são descritos no topo da Formação (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006).

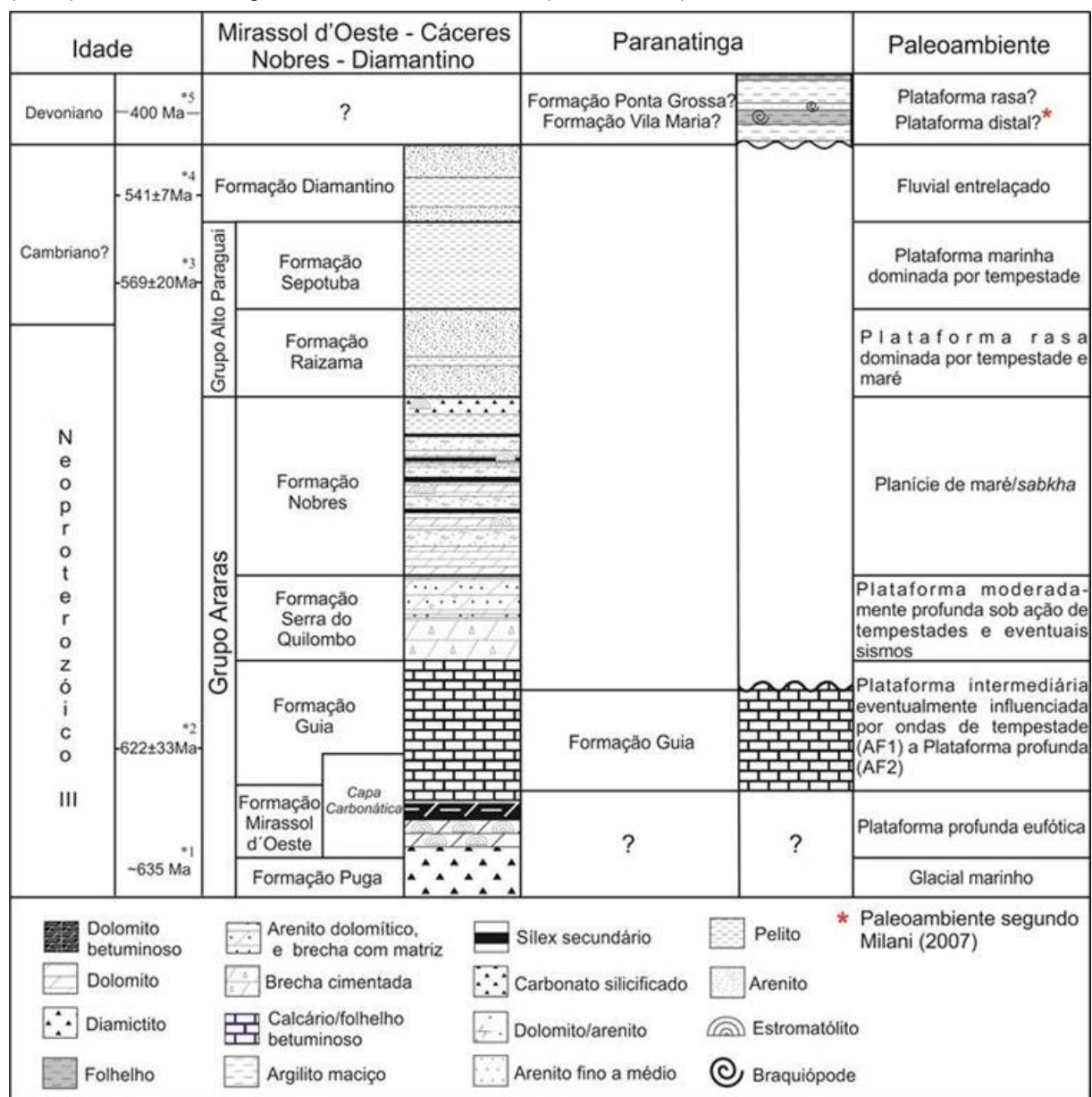
A Formação Serra do Quilombo é constituída por dolomito fino, brecha dolomítica e dolomito arenoso. A zona de contato entre as formações Guia e Serra do Quilombo é marcada por intenso fraturamento nos dolomitos e calcários finos associados com brechas cimentadas por dolomita (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006).

A unidade do topo do Grupo Araras é representada pela Formação Nobres. A parte inferior desta unidade é caracterizada pela predominância de ciclos formados de dolomito fino (*dolomudstone*) e dolomito arenoso e brecha intraclástica dolomítica (*dolorudstone* intraclástico). Na porção superior da Formação Nobres ocorrem ciclos métricos formados por dolomito fino (*dolomudstone*) e subordinadamente dolomito oolítico (*dolopackstone/dolograinstone* oolítico) na base e dolomito fino com estromatólitos (*doloboundstone* microbiano), dolomito arenoso e brecha com intraclastos (*dolopackstone* e *rudstone* intraclástico) (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006).

O contato da Formação Nobres com o Grupo Alto Paraguai é erosivo, representando a base carbonática intercalada por pelitos e arenitos, sobrepostos por arenitos grossos e conglomeráticos da Formação Raizama (figura 2.2) (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006).

Trabalhos prévios realizados por Nogueira (2003), Nogueira e Riccomini (2006), Brelaz (2012), Rudnitzki (2012), Bandeira (2011) e Milhomem (2012) para as unidades descritas nas localidades de Mirassol d'Oeste, Cáceres, Nobres e Diamantino, apresentam a sequência carbonática completa, referente ao Grupo Araras, sobreposta aos diamictitos glaciais da Formação Puga e os depósitos siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai que recobrem de forma discordante o Grupo Araras. Contudo estudos paleoambientais detalhados para a região de Paranatinga ainda não haviam sido realizados. O estudo prévio para essa região mostrou que os depósitos siliciclásticos da Bacia do Paraná (Formação Vila Maria? ou Formação Ponta Grossa?) ocorrem depositados diretamente sobre os calcários da Formação Guia. O contato entre as duas unidades é marcado por uma discordância angular do tipo erosiva. As unidades de topo do Grupo Araras (formações Serra do Quilombo e Nobres) e o Grupo Alto Paraguai (formações Raizama, Sepotuba e Diamantino) não ocorrem na região da mina Emal em Paranatinga, sugerindo uma erosão destas unidades, sendo a Formação Guia recoberta pela sucessão paleozoica da Bacia do Paraná (Figuras 2.2 e 2.3).

Figura 2.2: Quadro litoestratigráfico da porção norte da Faixa Paraguai (modificado de Nogueira, 2003). *1; *2 - Romero *et al.* (2014); *3 - Cordani *et al.*, 1978; Bonhomme *et al.*, 1982; *4 Bandeira (2011); *5 Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani, 2007).



2.2.2. Sucessão Paleozóica (Grupo Rio Avaí ? e/ou Grupo Paraná ?)

Milani (1997) reconheceu no registro estratigráfico da Bacia do Paraná seis Supersequências: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo).

O Grupo Rio Avaí é constituído pelas formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria (ASSINE *et al.*, 1994). A Formação Alto Garças é essencialmente arenosa.

Esta unidade apresenta icnofósseis do gênero *Skolithos* (MILANI *et al.*, 1997). A Formação Iapó é constituída por diamictitos com matriz siltico-arenosa e clastos de natureza variada. Os diamictitos Iapó são sucedidos pelos depósitos da Formação Vila Maria, cujos pelitos fossilíferos representam o marco estratigráfico mais importante de toda a Supersequência Rio Ivaí (MILANI *et al.*, 2007).

A Formação Vila Maria é composta por um pacote pelítico que grada para termos arenosos no sentido do topo. Os folhelhos são, em geral, de cor vermelha, micáceos e com aspectos ferruginoso, porém localmente cinza-escuros e bastante fossilíferos. Os arenitos e siltitos da porção superior exibem estratificação cruzada do tipo *hummocky*. O conteúdo fossilífero característico faz dessa unidade e de sua correspondente Paraguai, a Formação Vargas Pena, um intervalo-chave para a cronoestratigrafia do Siluriano da Bacia do Paraná. Em conjunto, são registrados nessas unidades megafósseis marinhos como graptólitos, trilobitas, braquiópodos, gastrópodos, bivalvíos e ostracodes (WIENS, 1990; BOUCOT *et al.*, 1991; MELO, 1993; URIZ *et al.*, 2008).

O Grupo Paraná constitui o segundo ciclo transgressivo-regressivo do registro estratigráfico da Bacia do Paraná e é dividido em duas unidades: a Formação Furnas e a Formação Ponta Grossa (MILANI *et al.*, 2007).

A formação Furnas é representada por uma sucessão de arenitos quartzosos brancos, médios a grossos, caulínicos e apresenta vários tipos de estratificações cruzadas. No topo ocorre arenitos médios a grossos que passam a dominar, mas também aparecem camadas de arenitos muito finos com estratificação cruzada *hummocky* (MILANI *et al.*, 2007).

A Formação Ponta Grossa é representada por três membros: Jaguariaíava, Tibagi e São Domingos. O inferior é representado por folhelhos com cerca de 100 m de espessura, contendo lentes de arenito fino com estratificações retrabalhadas por ondas. O membro Tibagi, areno-siltico, corresponde à porção média da Formação Ponta Grossa, refletindo um contexto regressivo de progradação de sistemas deltaicos. O membro São Domingos, predominantemente pelítico, registra nova inundação em ampla escala, que fecha o registro devoniano pré – “struniano” (MILANI *et al.*, 2007). Pesquisas bioestratigráficas na Formação Ponta Grossa, como

o trabalho de Clarke (1913) *apud* Milani *et al.* (2007) que classificou microfósseis dessa unidade e Lange (1954) *apud* Milani *et al.* (2007) e Sommer (1954) Milani *et al.* (2007) que sintetizaram os conhecimentos sobre a paleofauna e a paleoflora do Devoniano paranaense, respectivamente. Na primeira, predominam invertebrados marinhos como braquiópodos, trilobitas, bivalvíos, gastrópodos, anelídeos e equinodermos.

2.3. RESULTADOS

2.3.1. Aspectos Gerais da Formação Guia na Região de Paranatinga.

A Formação Guia encontra-se exposta na mina Emal de Paranatinga (MT), em uma sucessão de aproximadamente 15m de espessura, contínua lateralmente por aproximadamente 100 m. É composta principalmente por calcários finos laminados, de coloração cinza a preto, quando bem preservados, e amarelados quando intemperizados. Intercalado a estes calcários ocorrem folhelhos de coloração cinza a negro, além de arenito fino, subordinadamente. Na porção superior do perfil carbonático ocorrem brechas calcárias, com clastos tabulares e/ou alongados. Associados aos litotipos da Formação Guia ocorrem minerais opacos (pirita?), em lâminas cruzadas junto aos grãos de quartzo e micas, ou ocorrendo de forma disseminada.

O topo do perfil é marcado por uma discordância angular do tipo erosiva, sucedido por uma sequência siliciclástica de aproximadamente 10 m de espessura e contínua por aproximadamente 60 m. O perfil siliciclástico é formado por uma alternância entre arenitos finos micáceos com laminação cruzada do tipo *hummocky*; pelitos e folhelhos, estes ricos em matéria orgânica e mais frequentes no perfil. Na base e no topo da sucessão siliciclástica foi registrada a ocorrência de brachiopoda (*Orbiculoidea?*), tanto nos folhelhos quanto nos arenitos do topo, porção inferior e superior do perfil, respectivamente (figura 2.4 A).

No perfil da Formação Guia foram individualizadas seis fácies sedimentares, que foram agrupadas em duas associações de fácies distintas (AF, tabela 1): Associação 1 (AF1), representando os depósitos de *shoreface/offshore* e a associação 2 (AF2) representando os depósitos de *offshore*. Calcários (micro e

pseudoesparitos) com contribuição de terrígenos e arenitos com laminação cruzada do tipo *hummocky* são encontrados na base do perfil, nos primeiros 5 m, intercalados aos folhelhos negros. Em direção ao topo, na porção intermediária, a Formação Guia é caracterizada pelo predomínio da intercalação monótona entre as camadas de calcário e folhelhos negros. Em todos os litotipos é recorrente a presença de microfaturas, vênulas e estilólitos.

Figura 2.3: Perfil litoestratigráfico da Mina Emal na região de Paranatinga (MT). Perfil carbonático da Formação Guia, recoberto de forma erosiva por depósitos paleozoicos. A associação AF3 foi adotada com base em Milane (2007).

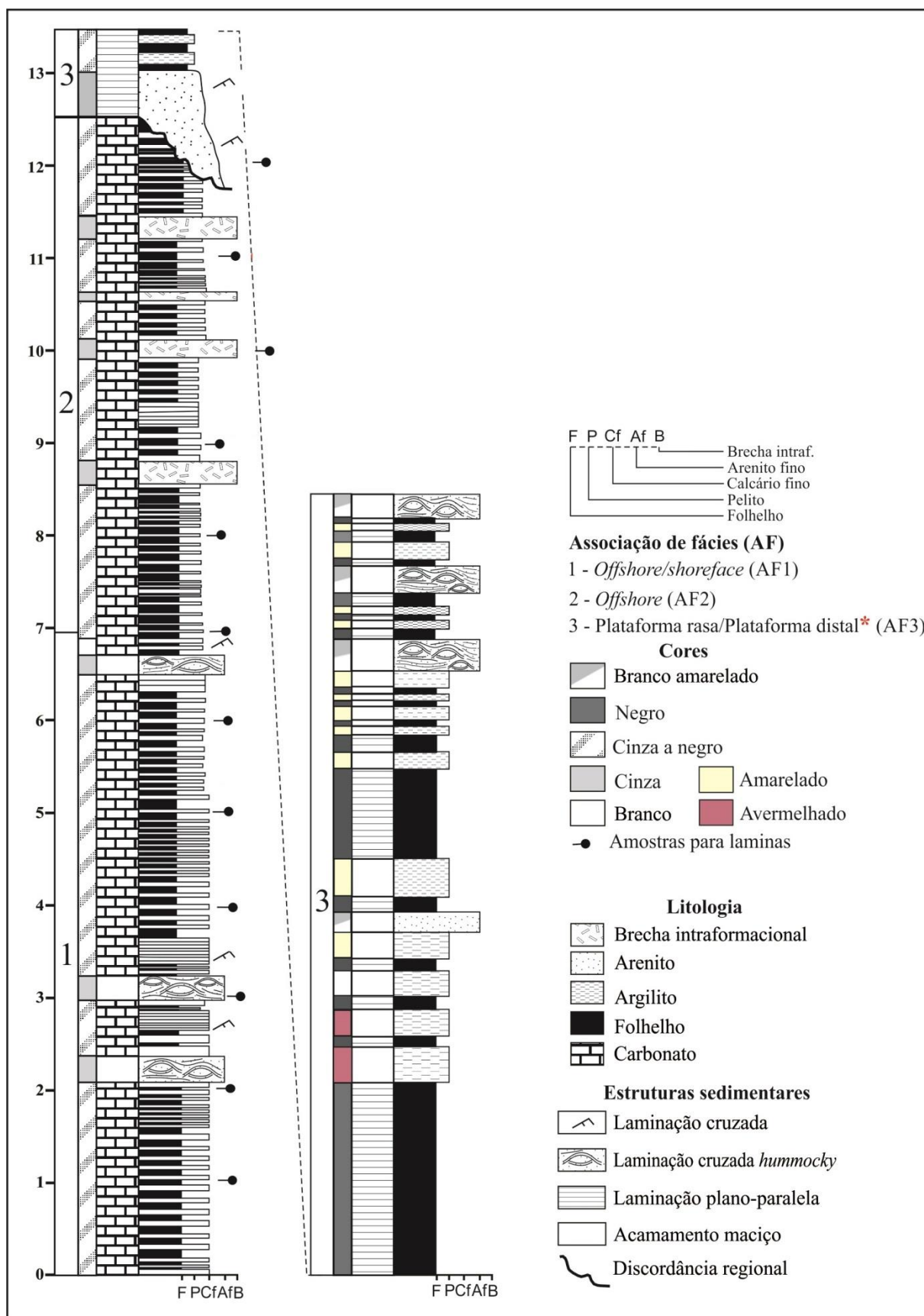


Figura 2.4: Pedreira Emal na região de Paranatinga, Estado do Mato Grosso. A) Vista panorâmica da pedreira Emal com a Formação Guia sobreposta pelos depósitos siliciclásticos da Bacia do Paraná (Vila Maria? e/ou Formação Ponta Grossa?). A linha tracejada ressalta o contato entre as duas unidades; B) e C) fósseis de brachiopoda (*Orbiculoidea* ?) encontrados nos depósitos siliciclástico, da Formação Ponta Grossa? ou Vila Maria?. D) arenito com laminação cruzada *hummocky*, da Formação Ponta Grossa. E) Folhelhos negros da Formação Vila Maria? ou Formação Ponta Grossa?

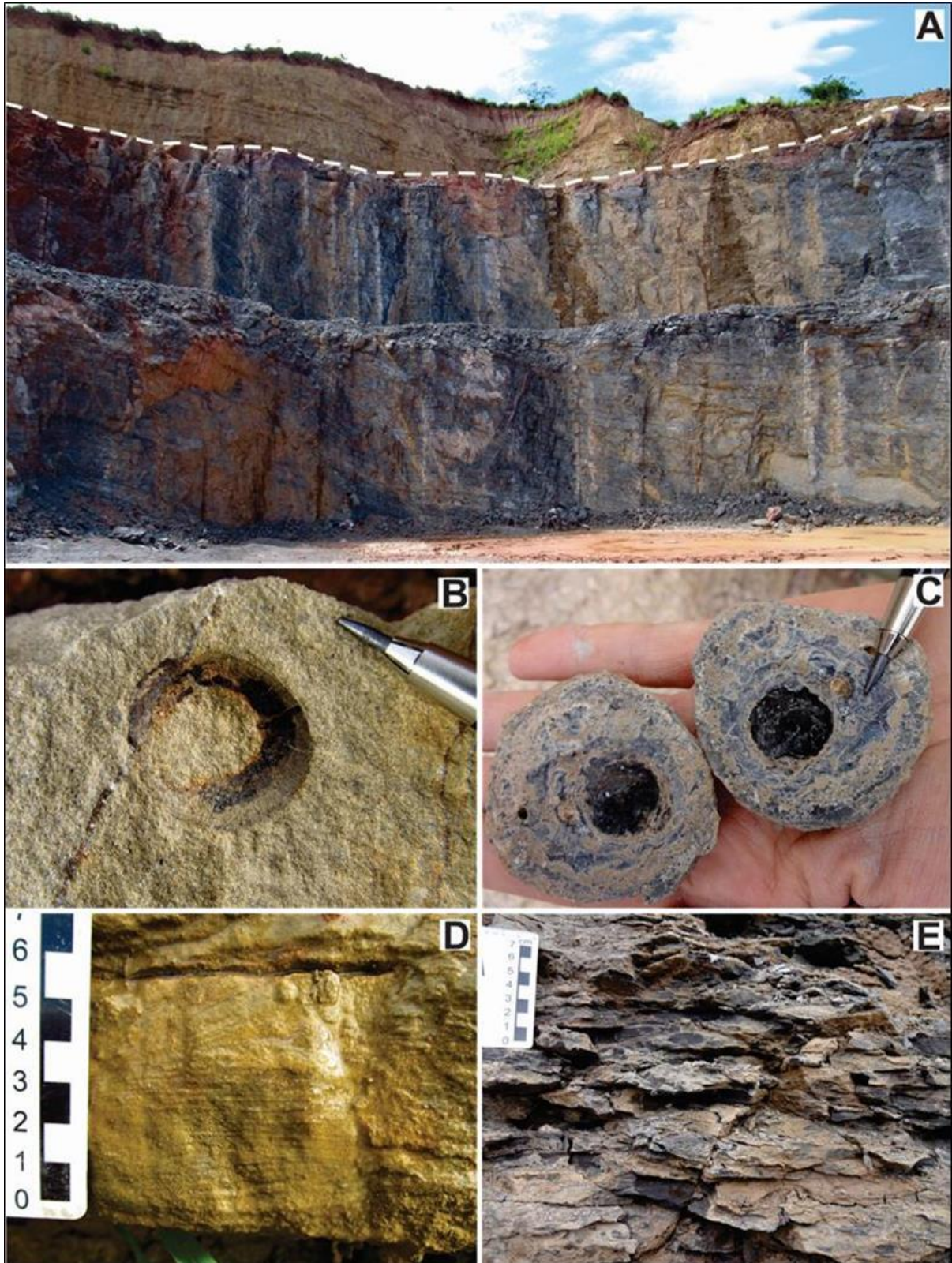


Tabela 1 – Associações de fácies, microfácies e processos deposicionais inerentes à Formação Guia no segmento Norte da Faixa Paraguai, Paranatinga – MT.

Associação de fácies	Fácies/Microfácies	Descrição	Processo/Interpretação
(AF1) <i>Shoreface/offshore</i>	Arenito com laminação cruzada <i>hummocky</i> (Ah)	Camadas de arenito fino de coloração cinza com laminação cruzada do tipo <i>hummocky</i> de até 3cm de espessura.	Fluxo combinado predominantemente oscilatório relacionado ao declínio de tempestades. Deposição a partir de suspensão.
	Folhelho com laminação de terrígenos (Fl)	Folhelhos negros com laminação plano paralela, constituída por grãos terrígenos. Apresenta fissilidade nas camadas mais espessas.	Deposição a partir de suspensão em ambiente anóxico.
	Microesparito com terrígenos (Mt)	Calcários cinza finos com camadas de 2 a 4 cm de espessura, contínuas lateralmente. Esta fácies apresentam grãos terrígenos dispersos no arcabouço, porém não formam estrutura. Os cristais de calcita têm tamanho aproximado de 10 µm	Precipitação química em ambiente calmo e por neomorfismo
	Pseudoesparito com terrígenos (Pt)	Calcários cinza finos com camadas de 2 a 4 cm de espessura, contínuas lateralmente. Esta fácies apresentam grãos terrígenos dispersos no arcabouço, porém não formam estrutura. Os cristais de calcita variam de 30 µm e ~100 µm.	Precipitação química em ambiente calmo. Produto de alteração diagenética (neomorfismo) do microesparito
(AF2) <i>Offshore</i>	Brecha com clastos tabulares (Bt) <i>Rudstone</i>	Camadas de brecha com clastos predominantemente tabulares.	Deposição a partir de fluxos de detritos (<i>debris flows</i>).
	Brecha Calcária (Bc) <i>Floatstone</i>	Camadas de brecha monomítica, com clastos de micrito, subarredondados de dimensões centimétricas, que suportam a matriz micro a pseudoespática.	Deposição a partir da desaceleração de fluxos gravitacionais subaquosos (<i>debris flows</i>)

2.3.2. Associação de fácies (AF)

2.3.2.1. Associação de fácies 1 (AF1 - *Shoreface/offshore*)

A associação AF1 é composta por calcários finos, folhelhos e arenitos finos com estruturas produzidas por ondas de tempestade, depositados na zona *shoreface/offshore*. As principais estruturas presentes são a laminação cruzada do tipo *hummocky* (FIGURA 2.3), a laminação plano-paralela e a laminação cruzada de baixo ângulo. Os depósitos da AF1 correspondem a cerca de 8 m de espessura e passam de forma gradual para brechas calcárias da AF2.

Foram definidas quatro microfácies sedimentares: a) arenito fino com laminação cruzada do tipo *hummocky* (Ah); b) folhelho com laminação de grãos terrígenos (Fl); c) pseudoesparito com grãos terrígenos (Pt) e; d) microesparito com grãos terrígenos (Mt). A fácies Ah é recorrente nos primeiros 7 m do perfil estudado (figura 2.3). A laminação cruzada do tipo *hummocky* apresenta espessura de ~ 3cm,. A fácies Fl tem coloração cinza a negro, com laminação plano-paralelo e ocorre intercalada a camadas delgadas de calcário fino. As camadas de calcário chegam a 5 cm enquanto que as camadas mais delgadas de folhelhos apresentam 0,5 a 3cm de espessura. A fácies Pt e a fácies Mt são formadas por calcário cinza fino com camadas de 2 a 4cm de espessura, contínuas lateralmente. Estas fácies apresentam grãos terrígenos dispersos no arcabouço.

Em seção delgada foi possível identificar laminação cruzada constituída por grãos terrígenos como quartzo, micas detríticas (biotita) e opacos (pirita?), associados a fácies Ah (figura 2.5 C). As laminações de terrígenos apresentam espessuras que variam entre 0,1mm e 0,5cm. Os grãos terrígenos também se encontram dispersos no arcabouço das fácies Pt e Mt (figura 2.5 F). Os grãos de quartzo são monocristalinos, possuem granulometria entre 10 μm a 50 μm , mal selecionados com formas angulosas, subangulosas e mais esporadicamente subarredondadas (figura 2.5 C e 2.5 F). As micas detríticas se apresentam em lamelas alongadas e às vezes contorcidas de tamanho entre 35 μm e 60 μm (figura 2.5 E). Os minerais opacos (pirita ?) variam de 10 μm a 30 μm , associada a fácies Ah. Ao microscópio ótico foi possível observar que a fácies folhelho laminado tem a laminação ressaltada pela presença dos grãos de areia.

O pseudoesparito (Pt) e o microesparito (Mt) são formados por cristais de calcita arranjados em textura xenotópica, à luz transmitida os cristais apresentam aspecto sujo e são subtranslúcidos, no pseudoesparito os cristais de calcita têm tamanho variando entre 30 μm e ~100 μm , enquanto no microesparito têm tamanho aproximado de 10 μm .

São descritas fraturas na porção intermediária do perfil estudado (figura 2.6), concentrados nas fácies Mt e Pt. Estas fraturas têm espessuras variáveis chegando a 350 μm e são preenchidas por cristais de calcita espática. Estes cristais têm tamanhos entre 30 μm e 150 μm .

2.3.2.1.1. Interpretação Associação de Fácies 1 (AF1)

A presença de arenito com laminação cruzada do tipo *hummocky* indica sedimentação sujeita à ação de ondas, formada em ambiente marinho raso transicional (*shoreface/offshore*), acima ou próximo à base das ondas de tempestades (DUMAS; ARNOTT 2006).

A alternância entre as camadas de calcário, das fácies Mt e Pt, e de folhelho indica uma alternância entre os processos de precipitação química do carbonato e a deposição de siliciclásticos finos, que podem ser provenientes da sedimentação hemipelágica/pelágica ou de correntes de turbidez em porções distais da plataforma carbonática (CONIGLIO; DIX, 1992).

A cor cinza dos calcários, a presença de folhelhos negros e a ocorrência de pirita (?) sugerem condições de anoxia e de água estagnada, favorecendo o acúmulo e preservação da matéria orgânica (TUCKER, 2011). Segundo Tucker (1992) o conteúdo de micrito no calcário indica que as lamas carbonáticas tendem a ser depositar em ambiente de baixa energia, compatível com zona *offshore* em ambiente transicional, enquanto que o aumento da energia no ambiente de deposição leva ao decaimento da precipitação de micrito e a um aumento do conteúdo terrígenos da fácies Fl.

Figura 2.5: Litofácies da AF1. A) Arenito fino com laminação cruzada *hummocky* da fácies Ah, intercalado aos folhelhos negros da fácies Fl; B) desenho esquemático ilustrando a laminação cruzada *hummocky* da foto A; C) Fotomicrografia da Fácies Ah (nicóis cruzados), mostrando a laminação no arenito; D) fotomicrografia em luz refletida, destacando a concentração de opacos (pirita?) ressaltando a laminação; E) fotomicrografia da fácies Fl, com grãos de quartzo e mica, além de opacos; F) fotomicrografia (nicóis cruzados) do pseudoesparito da fácies Pt.

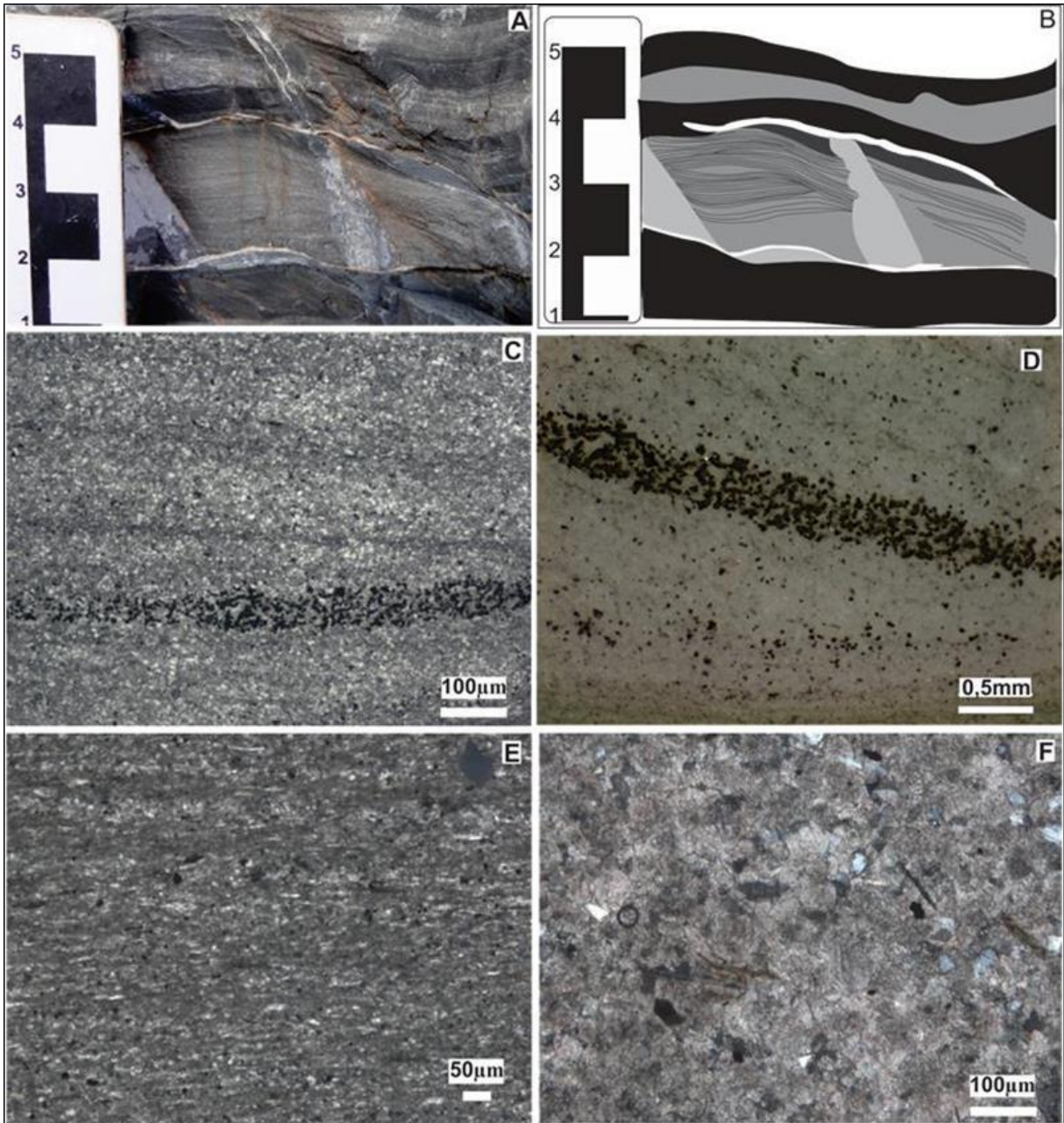
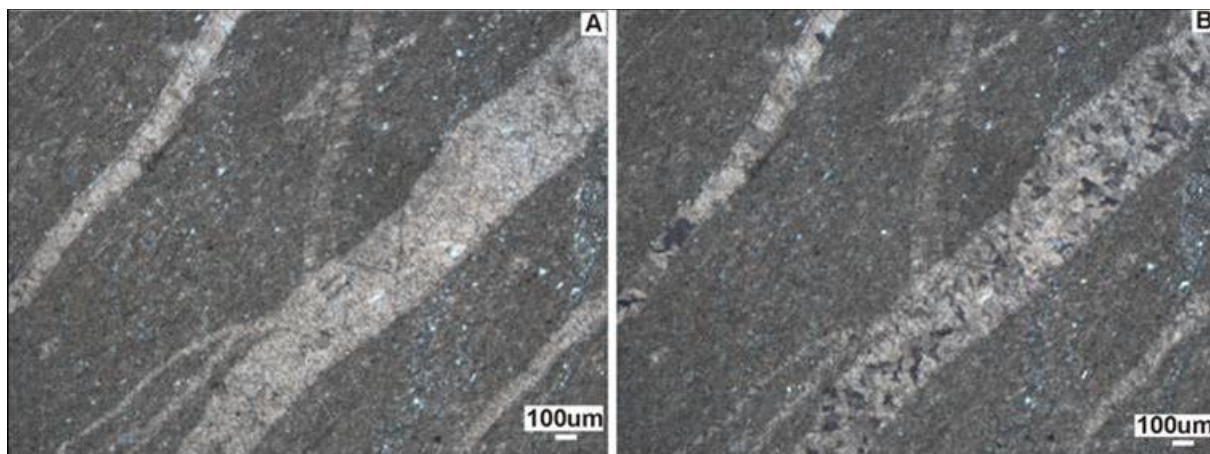


Figura 2.6: Fácies Pt com fraturas preenchidas por calcita espática. A) fotomicrografia em nicóis paralelos; B) fotomicrografia da imagem A em nicóis cruzados.



2.3.2.2. Associação de fácies 2 (AF2 - offshore)

Esta associação é formada por duas litofácies, são elas: brecha calcária (Bc) e brecha com clastos tabulares (Bt), representando os depósitos mais distais da plataforma carbonática. As brechas são monomíticas com clastos de até 7cm. Os calcários desta associação ocorrem intercalados aos calcários das fácies Pt e Mt, formando camadas descontínuas lateralmente.

A fácies Bc apresenta clastos centimétricos dispersos de forma caótica no arcabouço, os quais são suportados pela matriz (figura 2.8 C). Na fácies Bt os clastos presentes no arcabouço são tabulares/alongados e angulosos, com dimensão de 1 a 3 cm. Estes clastos diferentemente do que ocorre na fácies Bc, se suportam mutuamente (figura 2.8 A).

Em seção delgada a matriz das brechas é composta por microesparito a pseudoesparito, mostrando textura xenotópica (figura 2.8 D; 2.8 e 2.8 F). Feições como fraturas e estilólitos (figura 2.7) são comuns às fáceis Bc e Bt. Estas fraturas, às vezes ocorrem preenchidas por calcita espática ou por dolomita.

Grãos terrígenos como quartzo e biotita também ocorrem dispersos na matriz de ambas as litofácies da AF2. Os grãos de quartzo são monorristalinos, subarredondados e subtranslúcidos à luz transmitida e seus cristais têm dimensão aproximada entre 20 a 50 µm.

2.3.2.2.1. Interpretação Associação de Fácies 2 (AF2)

Ambas as fácies da AF2 estão relacionadas a fluxos gravitacionais, como os mecanismos atuantes em fluxos de detritos (*debris flows*) que atuam na porção *offshore*, em uma mistura líquido-sedimento relativamente densa de comportamento plástico (EINSELE *et al.*, 1991). Segundo este mesmo autor os depósitos de *debris flows* são caracterizados por serem ricos em clastos de diferentes tamanhos, quando o fluxo apresenta alta viscosidade tendem a gerar clastos imbricados (fácies Bt). Conforme ocorre a desaceleração do fluxo, não são observados imbricação dos clastos (fácies Bc).

Ainda segundo Einsele *et al.* (1991), fluxos gravitacionais de massa tipo *slumps*, bem como *debris flows* e *mud flows*, atuam preferencialmente em calcários formando brechas monomíticas grosseiras.

Figura 2.7: A) Fotomicrografia de estilólitos associados às fácies Bc e Bt, em matriz de microesparito. Nicóis cruzados. B) Fotomicrografia da matriz calcítica de microesparito, nicóis cruzados.

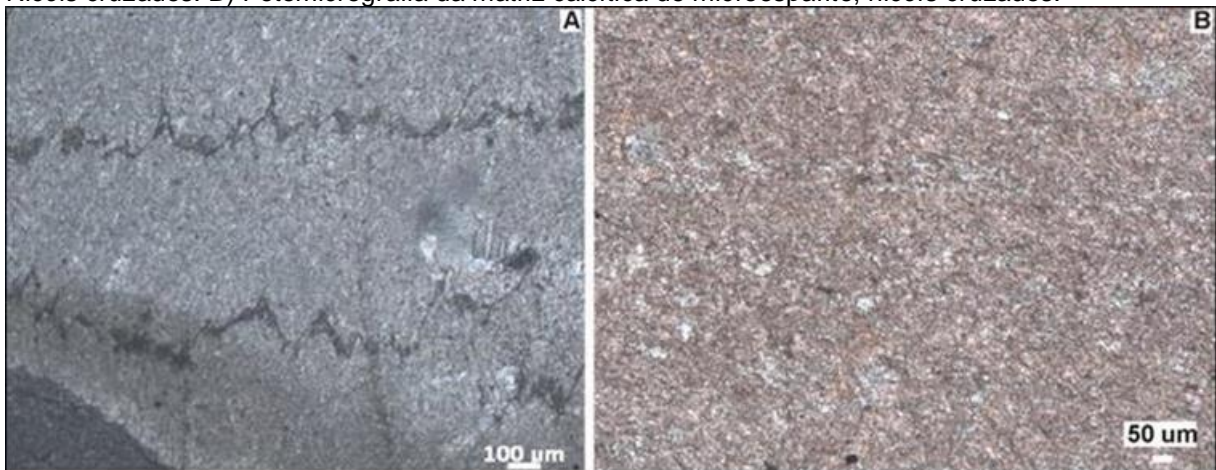
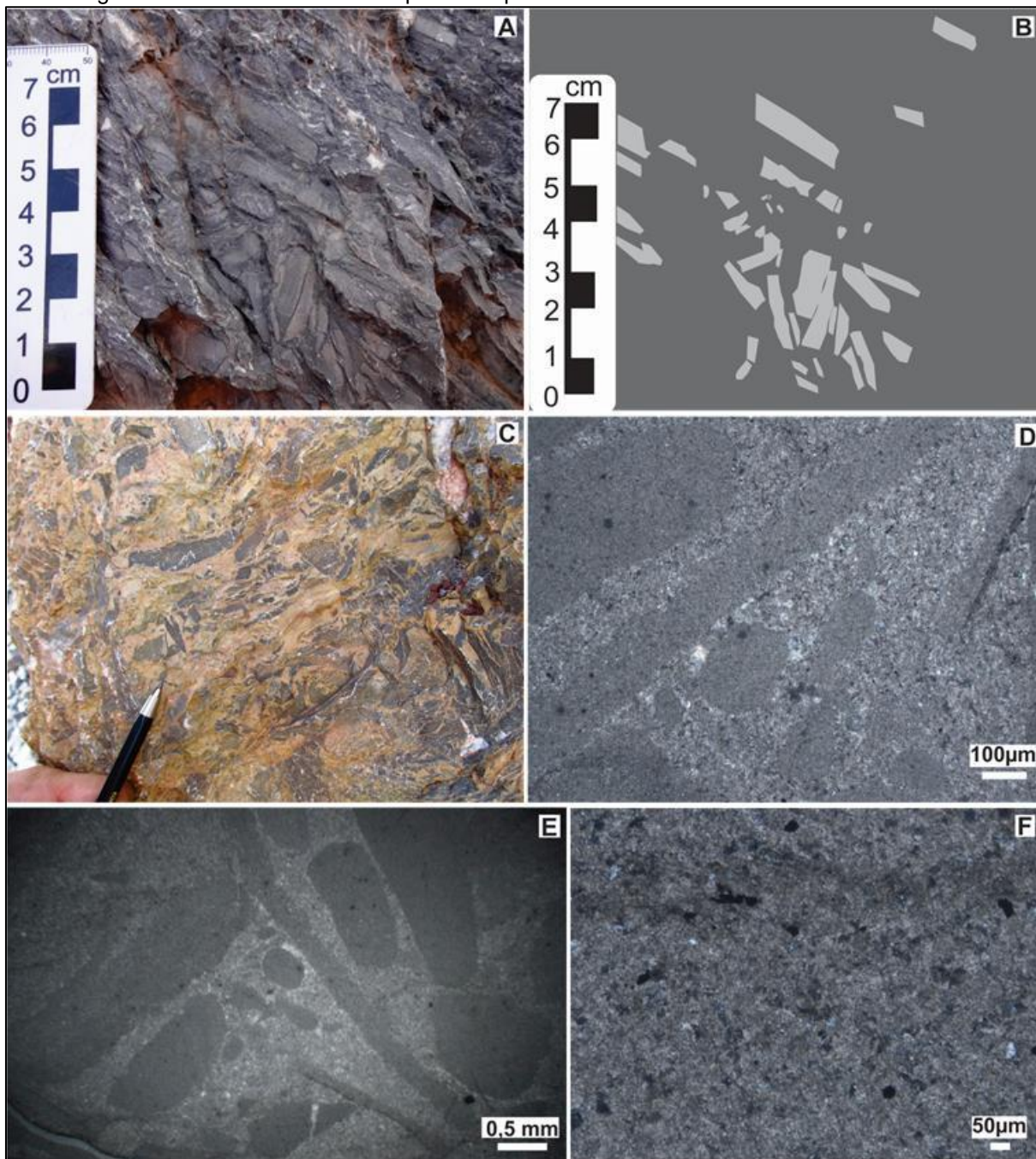


Figura 2.8: Litofácies da AF2. A) Brecha com clastos tabulares (Bt); B) Esquema ilustrativo da imagem A, destacando os clastos tabulares/angulosos da fácies Bt; C) brecha calcária da fácies (Bc); D) fotomicrografia da fácies Bc (nicóis cruzados), onde os clastos são alongados, subarredondados, em matriz de microesparito a pseudoesparito; E) fotomicrografia da fácies Bc (nicóis paralelos); F) fotomicrografia do detalhe da matriz de pseudoesparito da fácies Bc.



2.4. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA FORMAÇÃO GUIA PARA A REGIÃO DE PARANATINGA

A Formação Guia na região de Paranatinga é composta principalmente por calcários, além de folhelhos, arenitos e brechas (NOGUEIRA, 2003; NOGUEIRA *et al.* 2006; BRELAZ, 2012) depositados em ambientes transicionais *shoreface/offshore* e *offshore*.

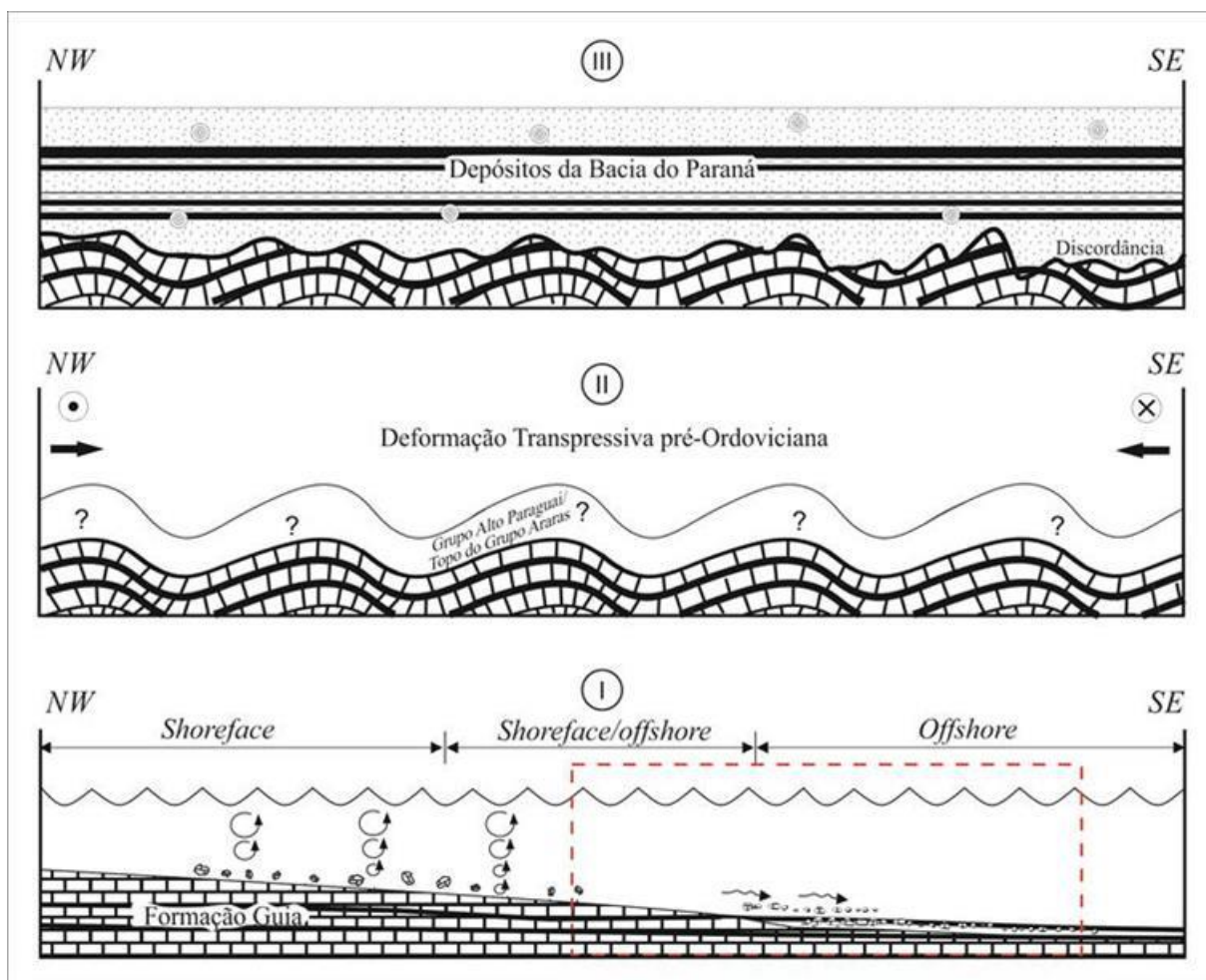
Os depósitos de transição (*shoreface/offshore*) com carbonatos e siliciclásticos intercalados, apresentam esporádicas estruturas indicativas de ação de onda, possivelmente ondas de tempestade (figura 2.3 e 2.9). Parte da sedimentação ocorreu em condições de águas anóxicas e estagnadas, o que favoreceu o acúmulo e preservação da matéria orgânica e a presença de sulfetos (pirita?) e folhelho.

Na parte *offshore* houve o acúmulo de fragmentos carbonáticos provenientes de porções rasas resultantes do retrabalhamento da plataforma por ondas de tempestade. Estes fragmentos foram depositados por fluxos gravitacionais (*debris flows*), representando a AF2. Segundo Read (1985) e Burchette e Wright (1992), plataformas em rampa foram mais frequentes durante o Pré-Cambriano.

Segundo Souza (2012) após a sedimentação de todas as unidades da Bacia Paraguai, que inclui os pelitos e diamictitos glaciais da Formação Puga, as rochas carbonáticas do Grupo Araras e as rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai, ocorreu a sua deformação tectônica.

Após a retomada da subsidência ocorreu a deposição siliciclástica da Bacia do Paraná. Em Paranatinga, os depósitos desta bacia (Formação Ponta Grossa? ou Formação Vila Maria?) foram depositados em discordância erosiva sobre à Formação Guia e apresentam uma sucessão de aproximadamente 10m composta por arenitos, pelitos e folhelhos. Nesta unidade foi registrada a ocorrência de níveis de fósseis brachiopoda (*Orbiculoidea?*).

Figura 2.9: Modelo evolutivo das unidades descritas para a região de Paranatinga. I) sedimentação carbonática da plataforma Guia, sobrejacente aos depósitos da Formação Mirassol d'Oeste. Porção intermediária com estruturas associadas a ação de ondas de tempestades. Desenvolvimento de brechas carbonáticas na porção *offshore* (retângulo em vermelho). II) Evento de deformação transpressiva pré-ordoviciana que atuou na Bacia Paraguai, segundo Souza (2012). Este evento teria deformado todas as unidades previamente depositadas, resultando em um posterior soerguimento. III) Subsidência e instalação dos depósitos siliciclásticos da Bacia Paraná (Formação Vila Maria? Formação Ponta Grossa?) em discordância à Formação Guia.



3. INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS DA ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA Pb-Pb

As amostras produziram composições isotópicas variáveis (tabela 2), com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 19,64 e 26,61; razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15,78 e 16,19 e as razões $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 39,28 e 42,060 (Tabela 2).

Com todas as 12 amostras analisadas (figura 3.1) obtém-se um alinhamento no diagrama isocrônico que define um valor de 676 ± 220 Ma (LUDWIG, 2004 modelo 1), porém com elevado MSWD de 71, gerado pelas amostras CP-18; CP-37 e CP-49 que estão claramente fora da reta isocrômica (Figura 3.2). Um novo cálculo com exclusão dessas amostras fornece um alinhamento, definindo uma idade de 476 ± 93 Ma e reduzindo o MSWD de 71 para 6 (Figura 3.3) (LUDWIG, 2004 modelo 1).

Os dados geocronológicos Pb-Pb existentes para os calcários da Formação Guia, na localidade de Tangará da Serra (Cráton Amazônico), indicam idade Neoproterozóica (Ediacarana) de 622 ± 33 Ma, segundo Romero *et al.* (2013). A idade obtida para este trabalho é de 476 ± 93 Ma para a Formação Guia na região de Paranatinga (Faixa Paraguai). O posicionamento estratigráfico, com base em dados litológicos e apoiado pelas interpretações faciológicas, compatíveis com a Formação Guia descrita nas regiões de Tangará da Serra e Nobres, sugere que a diferença na idade obtida pode representar uma idade rejuvenescida, sugerindo uma reabertura do sistema isotópico U-Pb. Esta interferência seria causada por eventos tectono-deformacionais pós-deposicionais, bem como pela inserção de fluidos hidrotermais que acarretaram na formação disseminada de veios com dimensões mili a centimétricas de calcita (Figura 2.6).

Souza (2012) sugeriu uma história evolutiva para a Faixa Paraguai, baseada em um modelo de deformação transpressiva particionada, a partir da integração de informações estruturais e estratigráficas, onde indica a ocorrência de um evento de deformação rúptil tardio. Este evento teria ocorrido em um intervalo de tempo entre 541 – 490 Ma (deformação pré-ordoviciana), uma vez que ocorreu após a sedimentação final da Bacia Paraguai, porém não afetou a cobertura sedimentar da Bacia do Paraná que tem idade ordoviciana. A deformação se caracterizou pelo início da reativação tectônica, soerguendo as sequências metassedimentares do Grupo Cuiabá pelas falhas direcionais de alto ângulo e colocadas lado a lado às rochas sedimentares da Bacia Paraguai, originada a partir de estruturas pré-

existentes (SOUZA, 2012). Conclui-se que a idade de 476 ± 93 Ma encontrada para a Formação Guia na região de Paranatinga, representa de fato o evento pré-Ordoviciano, que deformou as unidades neoproterozóicas e que estaria associado a formação da Faixa Paraguai (?).

Figura 3.1: Perfil litoestratigráfico da Mina Emal na região de Paranatinga (MT) com posicionamento estratigráfico das amostras coletadas para análise isotópica Pb-Pb. Sucessão carbonática da Formação Guia, recoberta de forma erosiva por depósitos paleozoicos da Bacia do Paraná.

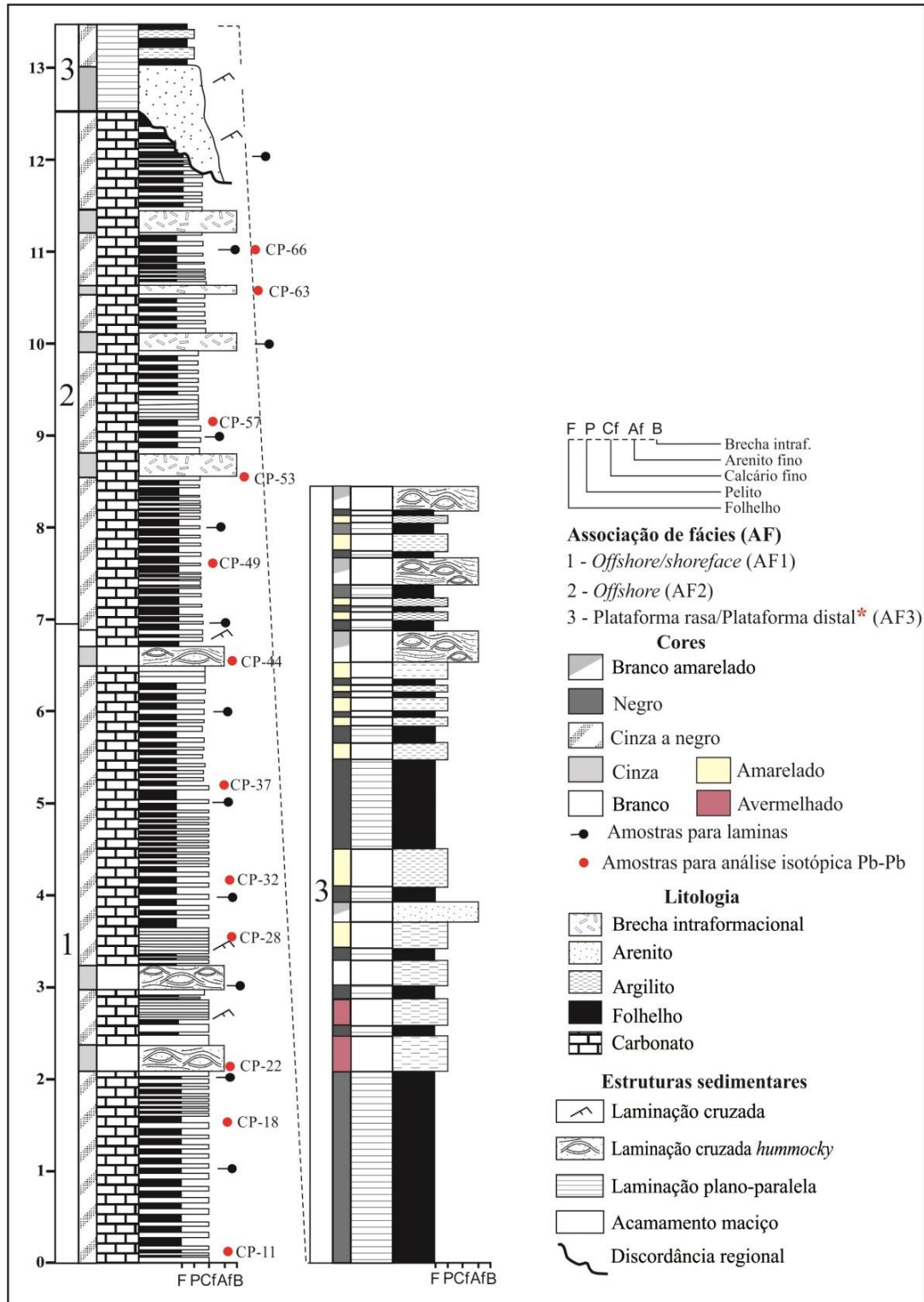


Tabela 2: Resultado das análises de Pb para as amostras de carbonato (ICP-MS) na dissolução total. O erro das medidas é de dois sigmas.

Amostras	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ
CP-32	19,644	0,003	15,781	0,003	39,518	0,009
CP-28	20,037	0,001	15,803	0,001	39,283	0,003
CP-18	20,244	0,015	15,785	0,012	39,489	0,026
CP-66	20,747	0,002	15,837	0,002	39,433	0,005
CP-49	21,754	0,003	15,927	0,002	40,976	0,006
CP-11	21,878	0,021	15,909	0,016	40,645	0,047
CP-37	22,348	0,012	15,956	0,009	40,515	0,024
CP-57	22,450	0,006	15,936	0,005	40,006	0,013
CP-22	22,864	0,009	15,968	0,006	39,829	0,015
CP-44	24,134	0,029	16,034	0,024	42,060	0,069
CP-63	25,319	0,009	16,102	0,009	40,280	0,021
CP-53	26,612	0,014	16,187	0,011	41,070	0,024

Figura 3.2: Isócrona Pb-Pb para os calcários da Formação Guia em Paranatinga. Este diagrama apresenta as doze amostras, fornecendo idade de 676 ± 220 Ma com MSWD muito elevado (LUDWIG, 2004 modelo 1).

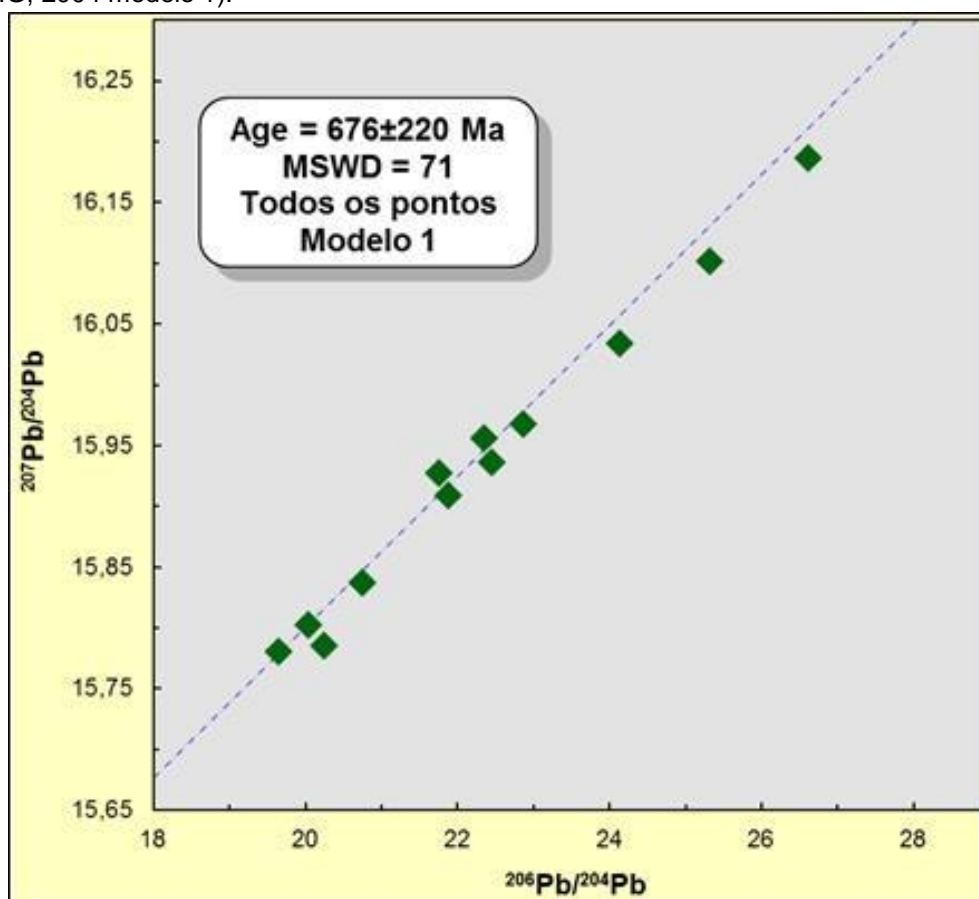
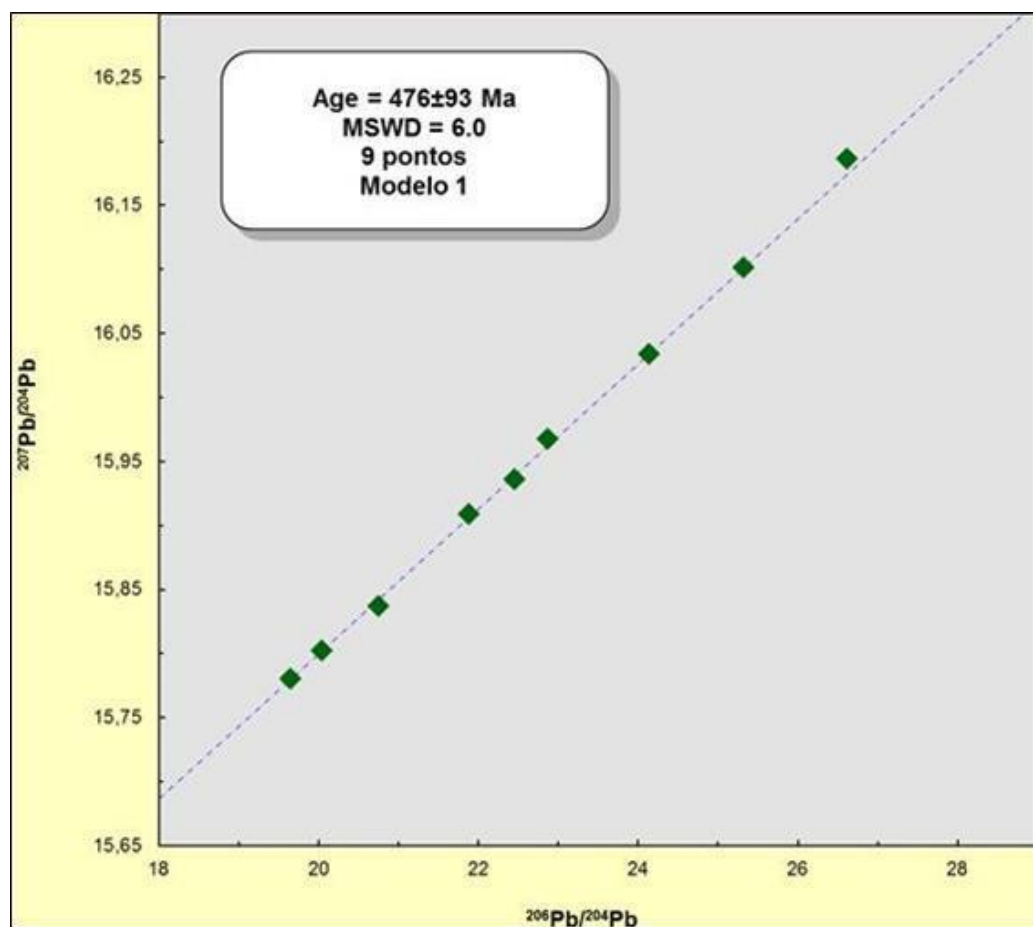


Figura 3.3: Isócrona Pb-Pb para os calcários da Formação Guia em Paranatinga. O diagrama representa a idade obtida de 476 ± 93 Ma com MSWD bem mais baixo após a retirada das três amostras (LUDWIG, 2004 modelo 1).



4. CONCLUSÕES

A análise faciológica e estratigráfica para a Formação Guia na região de Paranatinga permitiu identificar uma sucessão de aproximadamente 15m de espessura, composta por calcários finos laminados, de coloração cinza a preto, além de arenitos subordinados e níveis de brechas carbonáticas. Foram descritas 6 fácies/microfácies sedimentares: a) Arenito com laminação cruzada hummocky (Ah); b) Folhelho com laminação de grãos de areia (FI); c) Microesparito com grãos terrígenos (Mt); d) Pseudoesparito com grãos terrígenos (Pt); e) Brecha com clastos tabulares (Bt) Rudstone, e; f) Brecha Calcária (Bc) Floatstone. Estas fácies foram divididas em duas associações de fácies.

Associação de fácies 1 (AF1), representada por depósitos transicionais de *shoreface/offshore* e associação de fácies 2 (AF2), representada por depósito de *offshore*. Análises isotópicas de Pb-Pb sugerem idade de 476 ± 93 Ma, que vai contra os dados de isótopos obtidos para a região de Tangará da Serra de 622 ± 33 Ma. A idade de 476 ± 93 Ma encontrada para a Formação Guia na região de Paranatinga, sugere um evento pré-Ordoviciano, que teria deformado as unidades neoproterozóicas (Grupo Cuiabá, Formação Puga, Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai), e estaria associado à formação da Faixa Paraguai Norte (?).

Estudos complementares precisam ser realizados no sentido de avaliar e quantificar a contribuição de material terrígeno para a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos carbonatos, visando resgatar a assinatura isotópica primária das águas oceânicas no início do Ediacarano, logo após o término da Glaciação Marinoana, que marca o final do Criogeniano. As análises referentes à geoquímica isotópica de Sr já foram iniciadas e estão sendo realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFPA. Os resultados devem ser apresentados em relatório técnico científico em cumprimento as atividades do *Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica (PIBIC-CNPq)*.

Os fósseis braquiópode (*Orbiculoidea?*) encontrados nos depósitos siliciclásticos associados às características litológicas do depósito sobrejacente em discordância à Formação Guia permitiram inferir que estes depósitos se tratam dos depósitos paleozoicos da Bacia do Paraná (Formação Vila Maria? ou Formação Ponta Grossa?). Entretanto trabalhos mais específicos referente a análise e

associação de fácies seriam necessários para o melhor entendimento do paleoambiente deposicional para estes depósitos.

REFERÊNCIAS

- ADAMS A.E., MACKENZIE W.S., GUILFORD C. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Harlow: Longman, 1984. 104 p.
- ALMEIDA, F.F.M. Província Tocantins, Setor Sudoeste. *In*: ALMEIDA, F.F.M. HASUI, Y. (Coord.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Ed. Blücher Ltda, 1984. p. 265-281.
- ALVARENGA, C.J.S.; DARDENNE, M.A.; SANTOS, R.V.; BROD, E.R.; GIOIA, S.C.L.; SIAL, A.N.; DANTAS, E.L.; FERREIRA, V.P. Isotope Stratigraphy of Neoproterozoic Cap Carbonates in the Araras Group, Brazil. *Gondwana Research*, n. 13, p. 469 – 479, 2008.
- ALVARENGA C.J.S.; SANTOS, R.V.; DANTAS, E.L. 2004. C–O–Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, v. 131, p.1–21.
- ALVARENGA, C.J.S.; TROMPETTE, R. 1992. Evolução Tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: a Estruturação da Região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 23, n. 1, p. 18 – 30.
- ALVARENGA, C.J.S.; TROMPETTE, R. 1993. Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. *Rev. Bras. Geoc.*, 23(1):18-30.
- ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; MILANI, E. J. Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 24, n. 2, p. 77-89, 1994.
- BABINSKI, M. *Idades Isocrônicas Pb/Pb e Geoquímica Isotópica de Pb das Rochas Carbonáticas do Grupo Bambul, na Porção Sul da Bacia do São Francisco*. 1993. Tese (Doutorado) – Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Autarquia Associada à Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.
- BABINSKI, M.; TRINDADE, R.; ALVARENGA, J.; BOGGIANI, P.; LIU D.; SANTOS, R. 2006. Geochronological Constrains on the Neoproterozoic Glaciations in Brazil. *Resumo*, p19.
- BANDEIRA, J. 2011. Sedimentação Siliciclástica e Proveniência do Grupo Alto Paraguai (Neoproterozóico-Cambriano), Borda Sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, Estado do Mato Grosso. Tese de doutorado – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, p. 6-17.
- BONHOMME M.G., CORDANI U.G., KAWASHITA K., MACEDO M.H.F., THOMAS FILHO A. 1982. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precambrian Research*, 18: 103-118.
- BOUCOT, A. J.; MELO, J. H. G.; NETO, E. V. S.; WOLFF, S. First Clarkeia and Heterorthella (Brachiopoda, Lower Silurian) occurrence from the Paraná basin in Eastern Paraguay. *Journal of Paleontology*, Tulsa, v. 65, n. 3, p. 512-514. 1991.

BURCHETTE, T.P; WRIGTH V.P. Carbonate Ramp Depositional Systems. *Sedimentary Geology*, 79 (1992) 3-57.

BRELAZ, L.C. 2012. Paleoambiente dos Calcários e Folhelhos Betuminosos da Formação Guia, Neoproterozóico, Sudoeste do Estado do Mato Grosso. Dissertação de mestrado – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, p. 27-44.

CATUNEANU, O. 2006. Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, 375 p.

CONIGLIO, M.; DIX, G.R. Carbonate slopes. In: Walker, R.G. (Ed). *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, p. 349-373.

CORDANI, U.G., KAWASHITA, K., THOMAZ FILHO, A., 1978. Applicability of the rubidiumstrontium methods to shales and related rocks. In: COHEE, B.V., et al. (Ed.), *Contributions to the Geologic Time Scale: American Association of Petroleum Geologists*, 6, pp. 93–117.

DUMAS S.; ARNOTT R.W.C. Origin of hummocky and swaley cross-stratification – The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34 (12):1073-1076.

EINSELE, G., RICKEN W., SEILACHER, A. (Eds.) 1991. Cycles and events in stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, 1040 p.

FAULSTIC, F.R., 2005. Dolomitização e Sulfetos (Zn) dos Carbonatos Neoproterozóicos da Formação Araras, MT. Dissertação de mestrado – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Brasília, p. 5-15.

FONT, E.; NÉDÉLEC, A.; TRINDADE, R.I.F.; MOREAU, C. 2010. Fast or Slow Melting of Marinoan Snowball Earth? The Cap Dolostone Record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295: 215-225.

HOFMAN, P.F. 1998. Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281: 1342 – 1346.

HOFMAN, P.F.; SCHRAG, D.P. 2002. The Snowball Earth Hypothesis; Testing the limits of global changes. *Terra Nova*, 14 (3): 129-155.

JAHN, B.M., CUVELLIER, H. 1994. Pb–Pb and U–Pb Geochronology of Carbonate Rocks: Na Assessment,” *Chemical Geology*, 115(1/2): 125–151.

KAUROVA, O.K.; OVCHINNIKOVA, G.V.; GOROKHOV, I.M. 2010. U-Th-Pb Systematics of Precambrian Carbonate Rocks: Dating of the Formation and Transformation of Carbonate Sediments. *Stratigrafiya Geologicheskaya Korrelyatsiya*, 18-3:27-44.

KERANS C.; TINKER S.W. (Eds.) 1997. Sequence Stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 130p. (Short course notes 40).

KNOLL, A. H. 2000. Preservation of Depositional $\delta^{13}\text{C}$ Signatures in Proterozoic Dolostones: Geochemical Constraints on Seawater Chemistry and Early Diagenesis.

In: Grotzinger, J.P., James, N.P (Eds.). Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian world. SEPM, p.345-360 (Special Publication, 67).

KRYMSKY, R.S.; MACAMBIRA, M. J.B.; LAFON, J.M.; ESTUMANO G. S. 2007. Uranium-lead Dating Method at the Pará-Iso Isotope Geology laboratory, UFPA, Belém – Brazil. *Academia Brasileira de Ciências*, 79(1): 115-128.

LUDWIG, K.R. 2004. User's manual for ISOPLOT/EX: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel (version 3.1). Berkeley Geochronology Center. *Special Publication*, v. 4, 71 p.

MELO, J.H.G. A paleontologia do Siluriano da Bacia do Paraná: estado-da-arte. In SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1., 1993, Rio Claro. *Resumos*. Rio Claro: Universidade estadual Paulista, 1993. p. 6-7.

MILANI, E.J.; MELO, J.H; SOUZA, P.A; FERNANDES, L.A; FRANÇA, A.B. Bacia Paraná. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, maio/nov. 2007.

MOORBATH, S.; TAYLOR, P.N.; ORPEN, J.L.; TRELOAR, P.; AND WILSON, J.F.; 1987. First direct radiometric dating of Archean stromatolite limestone. *Nature*, 326:865-867.

NOGUEIRA A.C.R. 2003. A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 173.

NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) Na Parte Norte da Faixa Paraguai e Sul do Cráton Amazônico, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 36: 623-640.

NOGUEIRA A.C.R.; RICCOMINI C.; KERKIS A.; FAIRCHILD T.R.; HIDALGO R.L. 2001. Hydrocarbons in carbonate rocks of the neoproterozoic Alto Paraguaia Group, Mato Grosso, Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc., Resumo das Comunicações*, 73(3):464.

NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI C.; SIAL A.N.; MOURA C.A.V.; FAIRCHILD T.R. 2003. Soft- Sediment Deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap Carbonate (SouthWestern Amazon Craton, Brazil): Confirmation of Rapid Icehouse to Greenhouse Transition in Snowball Earth. *Geology*, 31: 613-616.

NOGUEIRA, A.C.R. et al. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, v. 237, p. 168 - 190, 2007.

READ, J.F. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophys.* v. 81, p. 195-212, 1982.

RIBEIRO, H.J.P. 2001. Estratigrafia de seqüências: fundamentos e aplicações. Unisinos, 428p.

ROMERO, J.A.S. 2012. Geoquímica isotópica Sr e geocronologia Pb-Pb da capa carbonática neoproterozoica do grupo araras, Tangará da Serra, - MT. Dissertação de mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém, p. 71.

ROMERO, J.A.S., LAFON, J.M., NOGUEIRA, A.C.R. and SOARES, J.L., 2013, Sr isotope geochemistry and Pb–Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil: *International Geology Review*, v.55, p.185-203.

RUDNITZKI, I.D.; NOGUEIRA, A.C.R. 2012. Reavaliação paleoambiental e estratigráfica da Formação Nobres do Grupo Araras, Neoproterozóico da Faixa Paraguai, região de Cáceres (MT). *Brazilian Journal Of Geology*, v.42, n.4.

SANJOFRE, P.; ADER, M.; TRINDADE, R.I.F.; ELIE, M.; CARTIGUY, P.; NOGUEIRA, A.C.R. 2010. A Carbon Isotope Challenge to the Snowball Earth. *Nature*, 478: 93–96.

SOARES, J.; NOGUEIRA A.C.R. 2008. Depósitos Carbonáticos de Tangará da Serra (MT): Uma Nova Ocorrência de Capa Carbonática Neoproterozóica no Sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 38: 716 – 730.

SOARES, J. 2012. Paleambiente e Isótopos de C e O da Capa Carbonática de Tangará da Serra (MT), Margem Sul do Cráton Amazônico. Tese de doutorado – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém, p. 8.

SPADINI, A. R.; MARÇAL R. A. 2005. Porosidade em reservatórios carbonáticos: algumas considerações. *Bol. Geoci. Petrobras*, 13(1):129-138.

TRINDADE, R.I.F.; MACOUIN, M. 2007. Paleolatitude of Glacial Deposits and Paleogeographic Neoproterozoic Ice Ages. *External Geophysics, Climate and Environment Glaciology*, 339: 200-211.

TUCKER, M.E. 1992. *Sedimentary Petrology: an introduction to the Origin of sedimentary rocks*. 2ed. Blackwell Scientific Publications, 260 p.

TUCKER M.E.; WRIGHT V.P. 1990. *Carbonate sedimentology*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 496 p.

TUCKER, M.E. 2011. *Sedimentary rocks in the field*. 4rd ed. England, Wiley, 275 p.

URIZ, N. J.; ALFARO, M. B.; INCHAUSTI, J. C. G. Silurian (Llandovery) monograptids from the Vargas Peña Formation (Paraná Basin, eastern Paraguay). *Geologica Acta, Barcelona*, v. 6, n. 2, p. 181-190, 2008.

VAIL P. R. 1987. Seismic stratigraphic interpretation procedure. *In: Balley, B. (ed.) Seismic stratigraphic atlas*. Am. Ass. Petrol. Geol., p. 1-10. (Studies in Geology, 27).

VAIL, P.R., MITCHUM R.M., TODD R.G., WIDMIER J.M., THOMPSON, S., SANGREE J.B., BUBB J.N., HATLELID W.G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *In: Payton C.E. (Ed.) Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG. p. 49-212 (Memoir 26).

VAN WAGONER J.C.; POSAMENTIER H.W.; MITCHUM R.W., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S., Handerbol J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *In*: Wilgus C.K., Hastings B.S., Ross C.A., Posamentier H.W., Van Wagoner J.C., Kendall C.G.S.C. (Eds.) *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, p.39-46 (Special Publication, 42).

WALKER, R.G. Facies Modelling and Sequence Stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60:777 - 786. 1990.

WALKER, R.G.; JAMES, N.P. Facies models and modern stratigraphic concepts. *In*: R.G. Eds. *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, 1 - 14 p. 1992.

WIENS, F. Estratigrafía fanerozoica resumida del Paraguay. Asunción: Geoconsultores, 1990. 6 p. WRIGHT, V.P. A Revised classification of limestones. *Sedimentary Geology*, v. 76, p. 177 - 185, 1992.