



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 511

**FÁCIES, PETROGRAFIA, GEOCRONOLOGIA Pb-Pb E
GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Sr, C e O DA FORMAÇÃO
GUIA, NEOPROTEROZÓICO DA FAIXA PARAGUAI
NORTE, REGIÃO DE PARANATINGA-MT.**

Dissertação apresentada por:

QUÉZIA DA SILVA ALENCAR

Orientador: Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Junior (UFPA)

Coorientador: Prof. Dr. Jean Michael Lafon (UFPA)

**Belém
2017**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Alencar, Quézia da Silva 1990 -

Fácies, petrografia, geocronologia Pb-Pb e geoquímica isotópica de Sr, C e O da formação Guia, Neoproterozóico da Faixa Paraguai Norte, região de Paranatinga-MT. / Quézia da Silva Alencar. – 2017.

xvi, 60 f : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: José Bandeira Cavalcante da Silva Junior

Coorientador: Jean Michael Lafon

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2017.

1. Geologia histórica. 2. fácies (Geologia). 3. Isótopos - Paranatinga (MT). 4. Geocronologia. I. Título.

CDD 22. ed.: 551.7009817

Elaborado por
Lucia de Fátima Imbiriba de Sousa
CRB-2/652



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

**FÁCIES, PETROGRAFIA, GEOCRONOLOGIA Pb-Pb E
GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Sr, C e O DA FORMAÇÃO
GUIA, NEOPROTEROZÓICO DA FAIXA PARAGUAI
NORTE, REGIÃO DE PARANATINGA-MT.**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

QUÉZIA DA SILVA ALENCAR

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA**

Data de Aprovação: 31 / 10 / 2017

Banca Examinadora:


Prof. Dr. JOSÉ BANDEIRA CAVALCANTE JUNIOR
Orientador - UFPA


Prof. Dr. ISAAC DANIEL RUDNITZKI
Membro- UFOP


Prof. Dr. MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA
Membro - UFPA

*Dedico este trabalho às minhas
maiores riquezas Ana Amélia,
Joel, Esther, Ruth e Raphael.*

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização desde trabalho, afinal não podemos fazer nada absolutamente sozinhos, nem mesmo chegar ou partir desde mundo. Gratidão é algo muito valoroso para se carregar, pois todas as vezes que dizemos verdadeiramente “obrigado” é porque do outro lado tem alguém fazendo algo de bom por você e poder contar com isso pelo caminho por onde ainda vamos passar só deixa a caminhada mais feliz e segura. Meu muito obrigada a todos.

A 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 da bolsa de mestrado de 2015 a 2017.

Ao Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso), onde foram realizadas as análises geocronológicas Pb-Pb e de geoquímica isotópica de Sr, em especial à equipe técnica e a mestranda Nayra por terem auxiliado de forma exemplar os procedimentos que realizamos.

Ao Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) do Departamento de Geologia da UFPE, onde foram realizadas as análises de isótopos de C e O. Em especial ao Prof. Dr. Alcides N. Sial que viabilizou e conduziu tais análises.

Ao Laboratório de laminação da UFPA, em especial à Joelma.

Ao Laboratório de Microscopia Eletrônica da UFPA (LABMEV) e à sua equipe técnica.

Ao Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED).

Ao meu orientador, Prof. Dr. José Bandeira, pela valiosíssima orientação, ensinamentos e fundamental dedicação prestada para a condução e finalização deste trabalho. Obrigada por tudo e por sua amizade.

Ao prof. Dr. Jean Lafon, pela coorientação desta dissertação. Obrigada pelos ensinamentos acerca dos procedimentos analíticos, essenciais para este trabalho, e por sempre ter sido solícito em discutir/explicar sobre os nossos dados. Muito obrigada.

Ao Prof. Dr. Afonso Nogueira, pelos ensinamentos e discussões que sempre são valiosos e enriquecedores, como foram para este trabalho de mestrado. É um privilégio para mim, poder fazer parte de um grupo coordenado pelo senhor. Obrigada por tudo e por sua amizade.

Aos meus pais, Ana Amélia e Joel, minha irmã Esther e à minha “tia-mãe” Ruth por serem sempre meus amigos inseparáveis, fontes de amor e compreensão inesgotáveis, lugar certo de conforto e amparo. Amo vocês minhas riquezas.

Ao meu avó, João Alencar, *in memoriam*, que sempre teve um olhar de amor e cuidado por todos nós e com certeza assim permanece lá de cima.

Ao Raphael, pelo seu amor, amizade e todo o seu apoio em todas as etapas que ultrapassamos juntos, geológicas ou não.

Aos meus amigos da sala 5, Ailton, Sebastian, Day, “Meireflaicima”, Alexandre e Pedro (que sempre estava na sala 5 rsrs) foi muito bom poder compartilhar da convivência de vocês. Seria muito bom poder encontrar pessoas como vocês nas etapas que ainda temos pela frente.

Ao Isaac Hudnitzki, pela confecção do perfil estratigráfico no campo realizado em Bom Jardim (MT). Muito obrigada.

Ao Guilherme, por ter nos auxiliado na confecção do *abstract*. Muito obrigada

“Seja você quem for, seja qual for a posição social que você tenha na vida, a mais alta ou a mais baixa, tenha sempre como meta muita força, muita determinação e sempre faça tudo com muito amor e com muita fé em Deus, que um dia você chega lá. De alguma maneira você chega lá”.

Ayrton Senna

RESUMO

A ocorrência de extensas plataformas carbonáticas (capas carbonáticas) na base do Ediacarano sobrepostas a diamictitos glaciais que atingiram baixas latitudes ao final do Criogeniano é explicada pelas hipóteses *Snowball* e *Slushball Earth*. Estas plataformas carbonáticas ocorrem na base do Grupo Araras, Faixa Paraguai Norte, representada pelas formações Mirassol d'Oeste e Guia, de idade Ediacarana. A Formação Guia consiste em calcários finos e betuminosos, intercalados a folhelhos negros ricos em matéria orgânica e hidrocarbonetos. A Formação Guia, objeto de estudo, exhibe excelentes exposições na área de extração do calcário para brita da Mina Emal, Paranatinga, Mato Grosso, na forma de morros dissecados na base da Serra Azul. Os principais litotipos incluem calcários finos, de coloração acinzentada intercalados por folhelhos de coloração cinza a negro, além de arenitos finos subordinados. São descritas também brechas calcárias, com clastos tabulares e/ou alongados. Nove fácies/microfácies sedimentares foram agrupadas em três associações de fácies (AF). Associação 1 (AF1) - planície de maré/inframare: *mudstone* com laminação plano-paralela (Mp); *mudstone* com laminação ondulada (Mo) e *mudstone* maciço (Mm). Associação 2 (AF2) - depósitos transicionais de *shoreface/offshore*: Arenito com laminação cruzada *hummocky* (Ah); Folhelho com laminação de terrígenos (Fl); *mudstone/wackstone* com terrígenos (MWt). Associação 3 (AF3) - depósitos *offshore*: Brecha com clastos tabulares (Bt) - *Rudstone* e Brecha Calcária (Bc) - *Floatstone*. A sucessão Guia de Paranatinga foi datada pelo método Pb-Pb em 476 ± 93 Ma com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70934 enquanto em Bom Jardim alcançou 0,707744. Estas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, quando correlacionadas à curva de evolução do Sr oceânico no Neoproterozoico, posicionam a unidade na transição do Ediacarano para o Cambriano, o que corrobora a idade Pb-Pb obtida. A avaliação do sinal isotópico de C e O para a Formação Guia na Região de Bom Jardim revelou valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de -0,27 a -1,33‰ e $\delta^{18}\text{O}$ entre -7,21 a -0,92 ‰, para a região de Paranatinga os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam de -3,01 a -5,29‰ e $\delta^{18}\text{O}$ -5,13 a -9,58‰. A predominância de fácies carbonáticas e ausências de fácies dolomíticas, siliciclasticas e evaporíticas, e apoiado aos dados de $\delta^{13}\text{C}$, sugerem que os afloramentos presentes nas regiões de Paranatinga e Bom Jardim, são representativas das sucessões de base e topo, respectivamente, da Formação Guia. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são similares aos descritos para as formações Nobres e Serra do Quilombo, entretanto suas características diagenéticas, que corresponde a uma unidade essencialmente calcária, diferentemente das demais, corrobora com as características da Formação Guia. Além disso, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos estão mais relacionados à porção de topo da Formação Guia do que

à base da Formação Serra do Quilombo, que por sua vez apresenta valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$, o que não é identificado para a Formação Guia neste ou em trabalhos anteriores. A Formação Guia foi alvo de estudo geocronológico Pb-Pb e isotópico de Sr na Região de Tangará da Serra-MT (Cráton Amazônico), onde se obteve idade 622 ± 33 Ma, bem como razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70709 a 0,70729 interpretada como a assinatura isotópica primária do ambiente de deposição dos carbonatos. Os dados geocronológicos Pb-Pb e isotópicos de Sr para a Formação Guia na região de Paranatinga e Bom Jardim são discrepantes em relação aos dados existentes para esta formação no contexto do Cráton Amazônico. Isto sugere que a diferença na idade obtida seja resultado de sistema aberto, não refletindo a idade de deposição destas rochas, relacionada à evolução da Faixa Paraguai Norte e instalação das bacias Paleozóicas do Paraná e Parecis.

Palavras-chave: Neoproterozoico. Plataforma carbonática Guia. Faixa Paraguai Norte. Geocronologia Pb-Pb. Isótopos de Sr, C e O.

ABSTRACT

The occurrence of extensive carbonate platforms (cap carbonates) at the base of Ediacaran overlapping glacial diamictites that reached low latitudes at the end of the Cryogenian is explained by the Snowball and Slushball Earth hypotheses. These cap carbonates are found at the base of the Araras Group, Northern Paraguay Fold belt, southern border of the Amazonian Craton, represented by the Mirassol d'Oeste and Guia formations. The Guia Formation consists of fine and bituminous limestones, interspersed with black shales rich in organic matter and hydrocarbons. In the study area, Mato Grosso State, east portion of the fold belt, the best exposures of the Guia Formation occur in the Emal quarry and in dissected hills at the base of Serra Azul hills. The main lithotypes are represented by fine grayish limestones with preserved sedimentary structures intercalated by gray to black shales, with fine sandstone that occurs subordinately. Calcareous breccia are also described, with tabular and/or elongate clasts. Nine facies/sedimentary microfacies were grouped into three facies associations (FA). Association 1 (FA1)- tidal flat/intertidal: mudstone with planar lamination; mudstone with wavy lamination and massive mudstone. Association 2 (FA2)- shoreface/offshore transitional deposits: Hummocky cross-laminated sandstone; Shale with terrigenous lamination; mudstone/wackstone with terrigenous. Association 3 (FA3)- offshore deposits: Breccia with tabular clasts - Rudstone and Limestone breccia - Floatstone. The Pb-Pb geochronological study provided an age of 476 ± 93 Ma for the Guia Formation in the Paranatinga-MT region and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios of 0.70934 and 0.707744 for this unit in region of Paranatinga-MT and in Bom Jardim-MT, respectively. These $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios indicate an Ediacaran to Cambrian age when correlated to the evolution curve of the oceanic Sr in the Neoproterozoic, which is corroborated by the Pb-Pb age. The evaluation of the C and O isotopic signal for the Guia Formation in the Bom Jardim Region revealed $\delta^{13}\text{C}$ values ranging from -0.27 to -1.33 ‰ and $\delta^{18}\text{O}$ between -7.21 to -0.92 ‰, for the Paranatinga region the $\delta^{13}\text{C}$ values range from -3.01 to -5.29 ‰ and $\delta^{18}\text{O}$ -5.13 to -9.58 ‰. The predominance of carbonaceous facies and absences of dolomitic, siliciclastic and evaporitic facies, supported by $\delta^{13}\text{C}$ values, suggests that the Paranatinga and Bom Jardim outcrops are, respectively, representative of the base and top successions of the Guia Formation. The $\delta^{13}\text{C}$ values are similar to those described for the Nobres and Serra do Quilombo formations. However, its diagenetic characteristics differ from the others, corroborates the characteristics of the Guia Formation. In addition, the $\delta^{13}\text{C}$ values obtained are related to the top portion of the Guia Formation than to the Serra do Quilombo Formation, which in turn presents positive $\delta^{13}\text{C}$ values, which are not identified for the Guia

Formation in this or in previous works. The Guia Formation, in the Tangará da Serra-MT region (Amazonian Craton), was the target of Pb-Pb and isotopic geochronological study of Sr, with a 622 ± 33 Ma age, as well as 0.70709 to 0.70729 ratio of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ interpreted as primary isotopic signature of the carbonate deposition environment. However, the geochronological Pb-Pb and Sr isotopic data for the Guia Formation in the Paranatinga and Bom Jardim regions are different from the available data for this formation in the context of the Amazon Craton. This suggests that the difference in age obtained represents a rejuvenated age, not reflecting the age of deposition of these rocks, but a reopening of the U-Pb isotope system related to the evolution of the Northern Paraguay River and installation of the Paleozoic basins of Paraná and Parecis.

Keywords: Neoproterozoic. Carbonate platform. Northern Paraguay Fold Belt. Geochronology Pb-Pb. Isotopes of Sr, C and O.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1- Mapa de localização da área de estudo. A) Mapas de estruturação tectônica e litológica da Faixa Paraguai Norte. Retângulo tracejado delimita a área de trabalho. B) Mapa de acesso às localidades de Bom Jardim e Paranatinga 04
- Figura 2- Fluxograma do procedimento experimental para a separação química e purificação de Pb..... 07
- Figura 3- Fluxograma esquemático do procedimento experimental para determinação da composição isotópica de Sr em carbonatos..... 07
- Figura 4- Reconstrução paleogeográfica baseada em dados paleomagnéticos. A) Ruptura da margem ocidental do continente Laurentia e migração do Bloco Amazônico para o oeste em 600 Ma (abertura do proto-oceano Pacífico); B) Disposição paleogeográfica dos blocos continentais no final do Ediacarano; neste contexto, a área de estudo é destacada pelo retângulo vermelho. Representações dos blocos continentais: Amazônico (AM), São Francisco-Congo (SFC), Oeste Africano (WA). Paraná (P), Rio Apa (RA), Kalahari (K), Rio de la Plata (RP), Australiano (A), Indiano (I), Árabe-Nubiano (AN) e Laurentia (L) 11
- Figura 5- A) Modelo de convergência entre os três blocos continentais durante o evento Brasileiro/Pan-Africano entre 600 a 540 Ma e fechamento do Oceano Clymene. B) Mapa de estruturação tectônica e litológica da Faixa Paraguai. C) Modelo evolutivo da Faixa Paraguai 12
- Figura 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 as formações Nobres e a Formação Raizama que está sobreposta. 15
- Figura 7- Visão panorâmica da Pedreira Emal na região de Paranatinga, Estado do Mato Grosso. Notar os depósitos deformados da Formação Guia sobrepostos pelos depósitos siliciclásticos da Bacia do Paraná. A linha tracejada ressalta a discordância angular erosiva entre estes depósitos..... 22

- Figura 8- Perfis litoestratigráficos da Formação Guia nas Regiões de Bom Jardim e Paranatinga, estado do Mato Grosso. Os depósitos das fácies de planície de maré/intermaré estão restritos ao perfil localizado em Bom Jardim, enquanto os depósitos representativos das fácies de *shoreface/offshore* e *offshore* estão representados no perfil localizado em Paranatinga..... 23
- Figura 9- Litofácies da AF1. A) Fácies *mudstone* com laminação plano-paralela. Destaque para o nódulo de *chert* (pontilhado), gerando pseudo-odulações; B) e C) Fácies *mudstone* com laminação ondulada. Seta branca indica topo ondulado preservado. Seta amarela indica presença de lama carbonática. D) Fácies *mudstone* maciço; E) Fotomicrografia da fácies *mudstone* com laminação plano-paralela. Possível observar cristais de dolomita (não tingidos) desenvolvidos na matriz calcítica; F) Fotomicrografia da fácies *mudstone* com laminação ondulada. Em F é possível observar abundantes grãos terrígenos, como quartzo, que ocorrem dispersos nesta fácies 27
- Figura 10- Litofácies da AF2. 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, mostrando a laminação no arenito, (nicóis cruzados; D) fotomicrografia destacando a concentração de opacos (pirita) e micas, setas vermelhas e círculos amarelas, respectivamente (nicóis paralelos); E) fotomicrografia da fácies Fl, com grãos de quartzo e mica, além de opacos, como pirita (setas vermelhas); F) Aspecto geral do pseudoesparito da fácies Pt (nicóis cruzados).....30
- Figura 11- A e B imagens obtidas por microscopia eletrônica de varredura a partir de elétrons retro-espalhados. Em B detalhe dos cristais de pirita vistos em A, que são recorrentes nas fácies da AF1. C e D representam os espectros de EDS da pirita e da calcita, respectivamente. 31

- Figura 12- Litofácies da AF3. 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 onde os clastos são alongados, subarredondados, em matriz de microesparito a pseudoesparito (nicóis cruzados); E) Fotomicrografia da fácies Bc (nicóis paralelos); F) Fotomicrografia do detalhe da matriz de pseudoesparito da fácies Bc. 33
- Figura 13- Feições diagenéticas. A) Cristais de calcita neomorfizados a partir da matriz. B) cristais de dolomita de aspecto sujo, subtranslúcidos a luz transmitida desenvolvidos na matriz calcítica. C e D representam os *dissolution seams*. E) fratura preenchida por calcita espática. F) Estilólito 35
- Figura 14- A) imagem de calcário da AF3 a partir de microscopia eletrônica de varredura, onde é possível identificar cristal de dolomita desenvolvido na matriz calcítica. Os respectivos espectros estão representados em B e C. D) imagem de calcário da AF3 a partir de microscopia eletrônica de varredura, onde é possível identificar cristais de dolomita, matéria orgânica e a matriz calcita. Os respectivos espectros estão representados em E, F, G e H. I) Representa a fratura preenchida por material essencialmente siliciclástico, desenvolvida no calcário. Os respectivos espectros estão representados em J e L. Neste é possível identificar a contribuição siliciclástica no carbonato..... 36
- Figura 15- 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..... 38
- Figura 16- 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..... 38
- Figura 17- Diagrama representando as razões Sr-Sr para os calcários da Formação Guia em Paranatinga (amostra CP-11). Onde se obteve uma média de $0,70987 \pm 0,00082$ considerando as dez alíquotas..... 40

- Figura 18- Diagrama representando as razões Sr-Sr para os calcários da Formação Guia em Paranatinga (amostra CP-11). Onde se obteve uma média de $0,70972 \pm 0,00032$ e redução do MSWD de 790 para 75 a partir da exclusão das alíquotas L6, L8, L9, L10 e RF 40
- Figura 19- Diagrama representando as razões Sr-Sr para os calcários da Formação Guia em Paranatinga (amostra CP-32). Onde se obteve uma média de $0,71066 \pm 0,00040$ considerando as dez alíquotas. Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ considerada é representada pela alíquota L10 de 0,709340. 40
- Figura 20- Diagrama representando as razões Sr-Sr para os calcários da Formação Guia em Bom Jardim (amostra BJ-20). Um segundo diagrama (figura 21) foi construído a partir da retirada das alíquotas L6 e L7 (retângulos azuis)..... 40
- Figura 21- Diagrama representando as razões Sr-Sr para os calcários da Formação Guia em Bom Jardim (amostra BJ-20) a partir da exclusão das alíquotas L6 e L7, obtendo-se um valor médio de $0,707822 \pm 0,000046$. Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ considerada é representada pela alíquota L2 de 0,70774.. 40
- Figura 22- Evolução das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos marinhos durante o Neoproterozóico e início do Cambriano. Os retângulos vermelhos representam a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para a Formação Guia na Região de Tangará da Serra (Cráton Amazônico). O retângulo azul representa a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,707744 para a mesma unidade em Bom Jardim e o amarelo a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,709340 para a Formação Guia em Paranatinga, ambas localidades no contexto da Faixa Paraguai..... 44
- Figura 23- Perfis estratigráficos para a Formação Guia em Bom Jardim (I) e Paranatinga (II) com suas respectivas distribuições de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e razão isotópica de Sr. Para as amostras referentes ao perfil de Bom Jardim, o carbonato apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de -0,27 a -1,33%, enquanto que para as amostras referentes ao perfil de Paranatinga, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam entre -3,08 a -5,29%. Ver legenda nas figuras 8 e 24..... 45

Figura 24- Coluna estratigráfica para a sucessão carbonática Araras sobreposta aos diamictitos Puga, mostrando as excursões de $\delta^{13}\text{C}$ primárias em ‰ e os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ conforme os autores citados. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos para os carbonatos na região de Bom Jardim são correlacionáveis com a assinatura isotópica obtida para a porção de topo da Formação Guia em transição à Serra do Quilombo, assim como os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos para os carbonatos na região de Paranatinga podem ser associados a porção basal da Formação Guia 46

Figura 25- Proposta evolutiva para o seguimento norte da Faixa Paraguai: A) estágio de deposição da Formação Guia, em 622 Ma, com a implantação dos depósitos de plataforma marinha *shoreface/offshore* e plataforma rasa influenciada por maré. B) estágio de transgressão marinha representado pelos depósitos marinhos profundos da Formação Serra do Quilombo. C) Aumento do suprimento siliciclástico no final do estágio de deposição da plataforma carbonática Nobres; D) A deposição sedimentação siliciclástica advinda de áreas fontes soerguidas à oeste inibe permanentemente a precipitação dos carbonatos. Forma-se uma plataforma rasa na região sul do Cráton Amazônico, com deposição retrogradante predominantemente litorânea influenciada por maré e tempestade, referentes à plataforma marinha siliciclástica Alto Paraguai. E) início do estágio de inversão da bacia por reativação de estruturas antigas do embasamento, com seguida deformação rúptil a rúptil-dúctil das rochas sedimentares. Associados a esses eventos tem-se a intrusão do granito São Vicente 518 ±4 Ma. E) Modelo de episódio tectônico; F) soerguimento da Faixa Paraguai Norte com exposição dos metassedimentos da Formação Cuiabá, carbonatos do Grupo Araras e siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai. O contínuo soerguimento ocorreu até 400 Ma, idade estimada para o período de reabertura dos sistemas observados com base nos dados de Sr obtidos para a região de Paranatinga. Posterior instalação das bacias paleozoicas dos Parecis e Paraná. Idades: Neste trabalho. Localidades no estado do Mato Grosso: 1) Tangará da Serra; 2) Cáceres; 3) Nobres; 4) Bom Jardim; 5) Paranatinga. 50

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1- Associações de fácies/microfácies e processos deposicionais inerentes à Formação Guia na região de Paranatinga e Bom jardim, estado do Mato Grosso. 24
- Tabela 2- Resultado da análise Pb-Pb (ICP-MS) por dissolução total para as amostras de carbonato na região de Paranatinga-MT. O erro das medidas é de dois sigmas. ..37
- Tabela 3- Resultado da análise isotópica Sr-Sr para as amostras da Formação Guia na região de Paranatinga (CP-11 e CP-32) e Bom Jardim (BJ-20). O erro das medidas é de dois sigmas..... 39
- Tabela 4- Resultado da análise isotópica de C e O para as amostras da Formação Guia na região de Paranatinga (amostras CP) e Bom Jardim (amostras BJ), estado do Mato Grosso. 41

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTA DE TABELAS	xvii
<u>CAPÍTULO 1.</u>	01
1.1 INTRODUÇÃO.....	01
1.2 OBJETIVOS.....	02
1.3 ÁREA DE ESTUDO	03
<u>CAPÍTULO 2.</u>	05
2.1 MATERIAIS E MÉTODOS.....	05
2.2 ANÁLISE FACIOLÓGICA.....	05
2.2.1 Análise petrográfica e mineralógica	05
2.3 ANÁLISES ISOTÓPICAS.....	06
2.3.1 Geocronologia Pb-Pb em carbonatos	06
2.3.2 Geoquímica isotópica de Sr por lixiviação	07
2.3.3 Análise isotópica de C e O	08
<u>CAPÍTULO 3.</u>	09
3.1 CONTEXTO TECTÔNICO DA FAIXA PARAGUAI NORTE.....	09
3.2 LITOESTRATIGRAFIA DO GRUPO ARARAS	13
<u>CAPÍTULO 4.</u>	16
4.1 GEOCRONOLOGIA Pb-Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Sr, C e O EM ROCHAS CARBONÁTICAS	16
4.1.1 O estudo geocronológico Pb-Pb	16
4.1.2 Geoquímica isotópica do Sr	17
4.1.3 Geoquímica isotópica de Carbono e Oxigênio	18
4.2 DADOS GEOCRONOLÓGICOS E ISOTÓPICOS ANTERIORES	20
4.2.1 Capa carbonática (Cráton Amazônico)	20
4.2.2 Capa carbonática (Faixa Paraguai - estado do Mato Grosso)	21
<u>CAPÍTULO 5.</u>	22
5.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS GERAIS - FORMAÇÃO GUIA	22

5.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES.....	25
5.2.1 Associação de fácies 1 (AF1 – Planície de maré/inframaré)	25
5.2.1.1 Interpretação Associação de Fácies 1 (AF1)	26
5.2.2 Associação de fácies 2 (AF2 - <i>Shoreface/offshore</i>)	28
5.2.2.1 Interpretação Associação de Fácies 2 (AF2)	29
5.2.3 Associação de fácies 3 (AF3 - <i>Offshore</i>).....	31
5.2.3.1 Interpretação Associação de Fácies 3 (AF3)	32
5.2.4 Feições Diagenéticas	34
5.3 PROCEDIMENTOS EXPERIMENTAIS	37
<u>CAPÍTULO 6.</u>	42
6.1 DISCUSSÃO DO RESULTADO GEOCRONOLÓGICO Pb-Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Sr, C e O	42
6.2 IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E PALEOGEOGRÁFICAS	47
<u>CAPÍTULO 7.</u>	52
7.1 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	52
REFERÊNCIAS	54

CAPÍTULO 1

1. 1 INTRODUÇÃO

A Era Pré-Cambriana teve o seu fim caracterizado pela ocorrência de eventos anômalos únicos, dentre estes 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 (Hoffman & Schrag 2002, Knoll 2000). Durante o Criogeniano (720-635 Ma) são registrados eventos de glaciações globais ligadas às hipóteses de *Snowball Earth* e *Slushball Earth* (Hoffman *et al.* 1998, Hyde *et al.* 2000, Kirschvink 1992). A estabilização tectônica das massas cratônicas ao longo do Proterozóico influenciou a evolução de extensas plataformas carbonáticas em rampa (Grotzinger 1989, Hoffman 1999, Hoffman *et al.* 1998), que se instalaram após condições climáticas extremas relacionadas a essas glaciações de baixa latitude (Derry *et al.* 1992, Hoffman & Schrag 2002, Jacobsen & Kaufman 1999, Knoll 2000, Knoll *et al.* 1986, Kaufman & Knoll 1995, Narbonne *et al.* 1994, Saylor *et al.* 1998, Trompette 2000). As plataformas carbonáticas pré-cambrianas são registradas deste o Arqueano até o Neoproterozóico e formavam o cenário da Terra no final desta Era.

Um dos mais expressivos registros deste contexto Neoproterozoico no Brasil é descrito na Faixa Paraguai Norte, representado pela sucessão carbonática do Grupo Araras (Almeida 1964, Alvarenga *et al.* 2004, Nogueira 2003, Nogueira & Riccomini 2006, Nogueira *et al.* 2007). Este Grupo tem sido alvo de estudos sedimentológicos e estratigráficos devido a presença da capa carbonática pós-Marinoana em sua porção basal, formações Mirassol d'Oeste e Guia (Alvarenga & Trompette 1993, Alvarenga *et al.* 2004, 2007, 2008, Babinski *et al.* 2006, Figueiredo 2010, Font *et al.* 2010, McGee *et al.* 2014, Nogueira 2003, Nogueira & Riccomini 2006, Nogueira *et al.* 2003, Nogueira *et al.* 2007, Romero 2013, Rudnitzki *et al.* 2015, Sansjofre *et al.* 2011, 2014, Soares 2012, Soares & Nogueira 2008, Soares *et al.* 2013, Souza 2015, Souza *et al.* 2012, Trindade & Macouin 2007).

A Formação Guia, objeto deste trabalho de mestrado é constituída por calcários finos e betuminosos, intercalado a folhelhos negros ricos em matéria orgânica e portadores de hidrocarbonetos, representa um importante depósito carbonático transgressivo pós-glaciação global de idade Ediacarana, exposto por centenas de quilômetros no segmento Norte da Faixa

Paraguai e Sul do Cráton Amazônico de origem ainda pouco compreendida (Brelaz 2012, Nogueira 2003, Nogueira & Riccomini 2006, Nogueira *et al.* 2007).

Estudo isotópico de Sr e geocronológico Pb-Pb para a Formação Guia em Tangará da Serra obteve idade Ediacarana de 622 ± 33 Ma (Romero *et al.* 2013) para a deposição da capa carbonática. Esta idade é concordante com a idade de 627 ± 32 Ma obtida para a capa carbonática na região de Mirassol d'Oeste, estado do Mato Grosso (Babinski *et al.* 2006).

Os estudos paleoambientais e geocronológicos nos calcários da Formação Guia na região de Paranatinga (MT), foram desenvolvidos por Alencar (2014). Nesta região, a unidade foi individualizada em duas associações de fácies: A1) *Depósitos de shoreface/offshore* que consistem em calcários finos, de coloração cinza a preto, intercalados à folhelhos de coloração cinza a preto, além de arenito fino que ocorre subordinadamente; A2) Depósitos de *offshore* representados por brechas calcárias com clastos tabulares e/ou alongados. As idades radiométricas obtidas por meio de datação Pb-Pb em rocha total forneceram idade de 476 ± 93 Ma, o que representa uma significativa divergência geocronológica quando comparados com a idade de 622 ± 33 Ma obtida por Romero *et al.* (2013) em Tangará da Serra.

O estudo paleoambiental nos calcários da Formação Guia na região de Bom Jardim (MT) permitiu o reconhecimento de novas associações de fácies, referentes a depósitos de plataforma rasa influenciada por maré e onda, além de comparar com os dados obtidos em trabalhos anteriores para a Formação Guia na Faixa Paraguai Norte (Brelaz 2012, Nogueira 2003, Nogueira *et al.* 2007).

1.2 OBJETIVOS

Este trabalho visou contribuir para o melhor conhecimento da história deposicional do final do Neoproterozóico na Faixa Paraguai Norte, a partir da análise estratigráfica e sedimentológica, bem como, reavaliar a litoestratigrafia da Formação Guia, fornecendo um arcabouço estratigráfico para subsidiar futuras correlações de depósitos carbonáticos pós-glaciação do Criogeniano.

Os objetivos específicos envolveram:

- 1) Estudar os depósitos pré-cambrianos da Formação Guia, utilizando estudo faciológico e estratigráfico a fim de possibilitar a reconstituição paleoambiental e definir suas sequências

deposicionais, entre as regiões de Paranatinga e Bom Jardim (MT), correlacionando com as exposições desta unidade, já descrita, para as regiões de Nobres e Tangará da Serra (MT)

2) Construir um arcabouço quimioestratigráfico com base em isótopos de carbono e oxigênio, para auxiliar na correlação estratigráfica regional, bem como global, além de permitir avaliar a possível composição isotópica primária das águas do oceano no início do Ediacarano;

3) Redescrever e redefinir, litoestratigraficamente, a Formação Guia; e

4) Descrever e interpretar o paleoambiente das unidades limitantes com a Formação Guia, visando contextualizar a evolução sedimentar ao longo da Faixa Paraguai Norte, Regiões de Bom Jardim e Paranatinga (MT).

1.3 ÁREA DE ESTUDO

A área de ocorrências dos depósitos da Formação Guia está localizada na região sudoeste do estado do Mato Grosso, entre as regiões de Paranatinga e Bom Jardim, distando cerca de 370 km da capital Cuiabá (figura 1). As principais exposições ocorrem em frentes de lavra de calcários explorados para insumo agrícola e construção civil, além de afloramentos em morros dissecados na base da Serra Azul – MT.

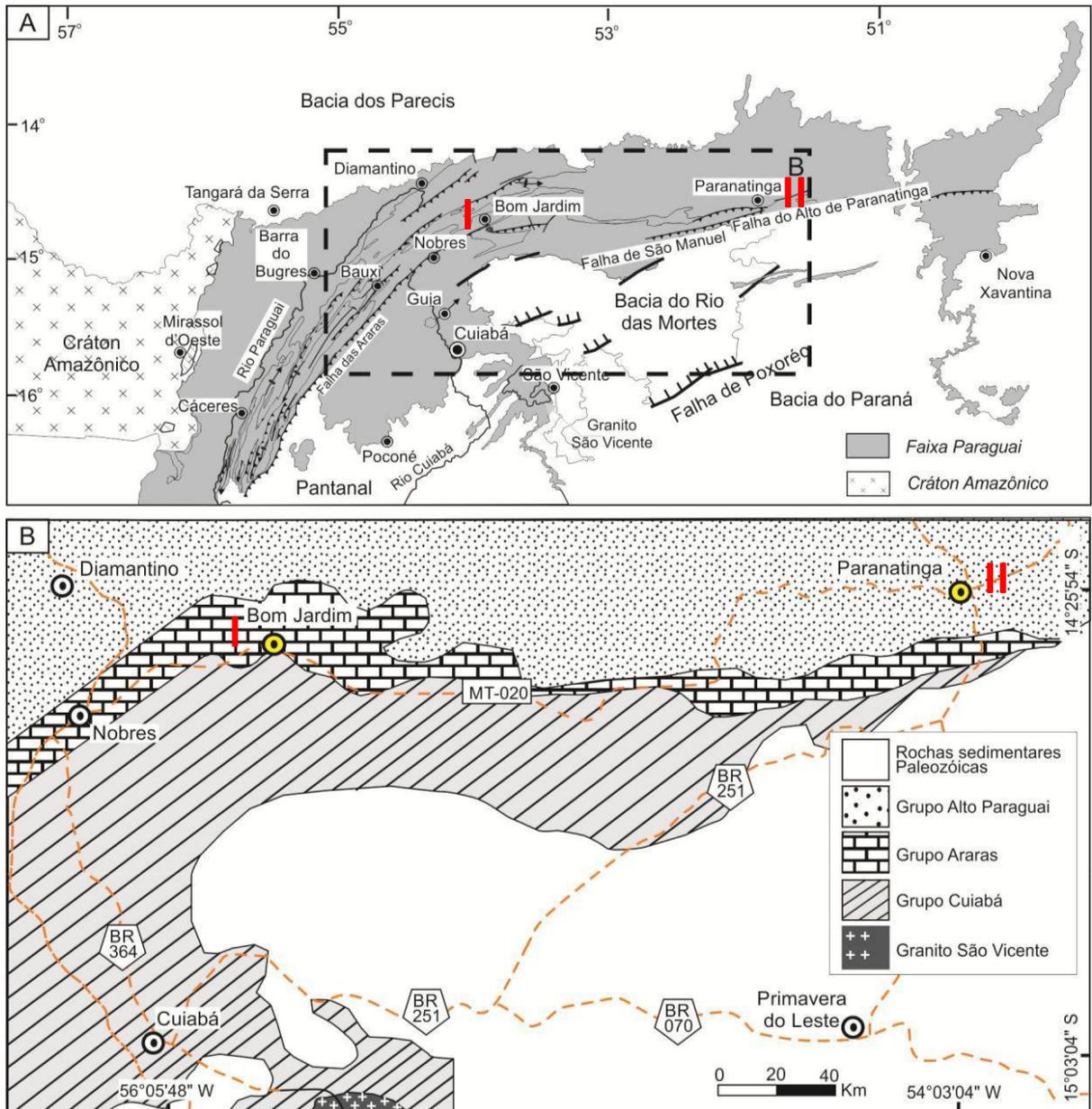


Figura 1- Mapa de localização da área de estudo. A) Mapas de estruturação tectônica e litológica da Faixa Paraguai Norte. Retângulo tracejado delimita a área de trabalho. B) Mapa de acesso às localidades de Bom Jardim e Paranatinga, onde foram confeccionados os perfis estratigráficos I e II, respectivamente. Fonte: Modificado de Nogueira (2003) e Alvarenga (2004).

CAPÍTULO 2

2.1 MATERIAIS E MÉTODOS

Para a obtenção dos resultados esperados referentes aos objetos desta pesquisa foram empregadas técnicas agrupadas em dois grupos principais: análise faciológica e análise estratigráfica.

2.2 ANÁLISE FÁCIOLÓGICA

A técnica de modelamento de fácies, proposto por Walker (1990) e Walker & 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.

2.2.1 Análise petrográfica e mineralógica

Para o estudo petrográfico foram confeccionadas seções delgadas sem lamínula, no Laboratório de laminação da UFPA e descritas no Laboratório de Petrografia do Grupo de Análises de bacias Sedimentares da Amazônia – GSED da UFPA. Estas seções foram tingidas com alizarina vermelha S (0,2g/100 ml de 1,5% HCl). (Dickinson *et al.* 1984).

Para a classificação das microfácies carbonáticas foi adotada a proposta de Dunham (1962). A classificação de Dunham divide os carbonatos com base na textura: *grainstone*, arcabouço sustentado por grãos com ausência de matriz; *packstone*, grãos em contato e arcabouço com matriz; *wackestone*, arcabouço sustentado por matriz, com mais de 10% de grãos; e *mudstone*, matriz com menos de 10% de grãos.

As brechas carbonáticas foram classificadas e interpretadas de acordo com Laznicka (1988) que sintetiza as propostas de Embry & Klovan (1971) e Dunham (1962). 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 ou suportada por grãos.

O equipamento utilizado para a realização da análise petrográfica foi o microscópio petrográfico Axioskop 40 com câmera digital acoplada modelo Axioskop HRc e lupa binocular modelo Zeiss ST-39Z-N9GO.

A caracterização mineralógica dos carbonatos foi realizada através de análise qualitativa e análise química semi-quantitativa em microscopia eletrônica de varredura (MEV), acoplado ao analisador de dispersão de energia (EDS = *energy dispersive x-ray detector*). A partir do estudo petrográfico foram selecionadas quatorze amostras para análise por MEV no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da Universidade Federal do Pará (LABMEV). Sendo seis amostras (LM-01; LM-02; LM-03; LM-05; LM-06; LM-09) representativas do perfil confeccionado em Paranatinga-MT e as demais (BJ-01; BJ-03; BJ-04; BJ-06; BJ-11; BJ-13; BJ-16; BJ-20) coletadas no perfil em Bom Jardim-MT.

2.3 ANÁLISES GEOQUÍMICAS

A descrição estratigráfica dos depósitos estudados foi baseada no caráter litológico de uma unidade de rocha de acordo com Petri *et al.* (1986). 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 (Catuneanu 2006, Kerans & Tinker 1997, Ribeiro 2001, Vail 1987, Van Wagoner *et al.* 1988). Este método é o mais adequado na análise de sucessões deposicionais dentro de um contexto de flutuação do nível do mar (Vail *et al.* 1977).

2.3.1 Geocronologia Pb-Pb em carbonatos

O procedimento experimental para a separação química e purificação de Pb das amostras seguiu o descrito por Krymsky *et al.* (2007). Os dados serão tratados em diagrama isocrônico Pb-Pb, utilizando o programa ISOPLOT, (Ludwig 2004). Os detalhes das etapas das análises estão apresentados no fluxograma da figura 2.

A datação Pb-Pb em rocha total por lixiviação realizado nos carbonatos da Formação Guia na região de Paranatinga (Faixa Paraguai) visou determinar a idade de deposição da unidade naquela região a fim de relacioná-la com a idade de cristalização de 622 ± 33 Ma obtida por Romero *et al.* (2013) para a Formação Guia em Tangará da Serra-MT (Cráton Amazônico). Para isto, foram analisadas doze amostras (CP-11; CP-18; CP-22; CP-28; CP-

32; CP-37; CP-44; CP-49; CP-53; CP-57; CP-63; CP-66) referentes ao perfil localizado em Paranatinga-MT.

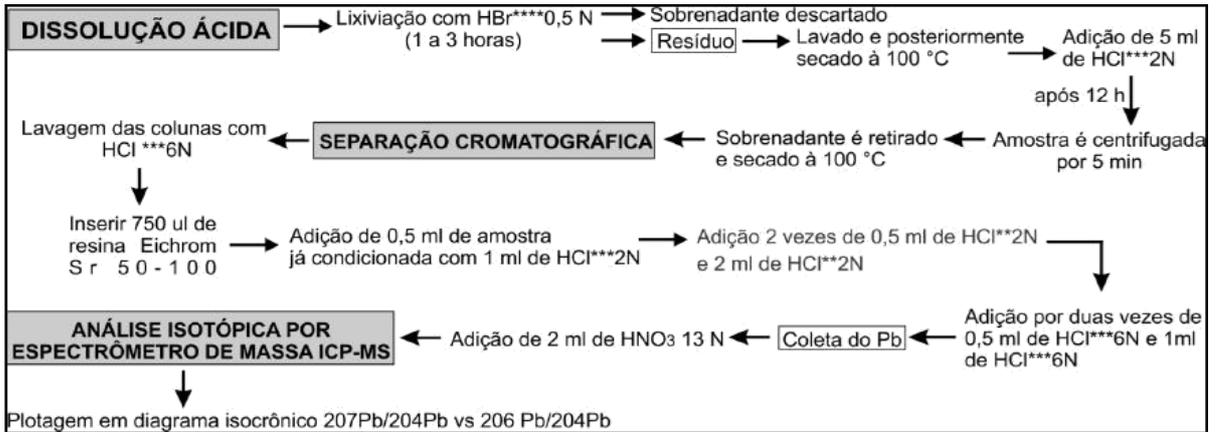


Figura 2- Fluxograma do procedimento experimental para lixiviação e separação química e purificação de Pb.

2.3.2 Geoquímica isotópica de Sr por lixiviação

A determinação da composição isotópica de Sr dos carbonatos seguiu o procedimento de lixiviação sequencial desenvolvido por (Bailey *et al.* 2000). Os detalhes das etapas das análises estão apresentados no fluxograma da figura 3. A utilização deste método visou obter a razão isotópica ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e identificar a assinatura isotópica primária do ambiente de deposição dos carbonatos. Três amostras da Formação Guia foram submetidas a análise por este método, sendo duas amostras (CP-11 e CP-32) referentes ao perfil localizado em Paranatinga-MT e a terceira amostra (BJ-20) relativa ao perfil confeccionado em Bom Jardim-MT.

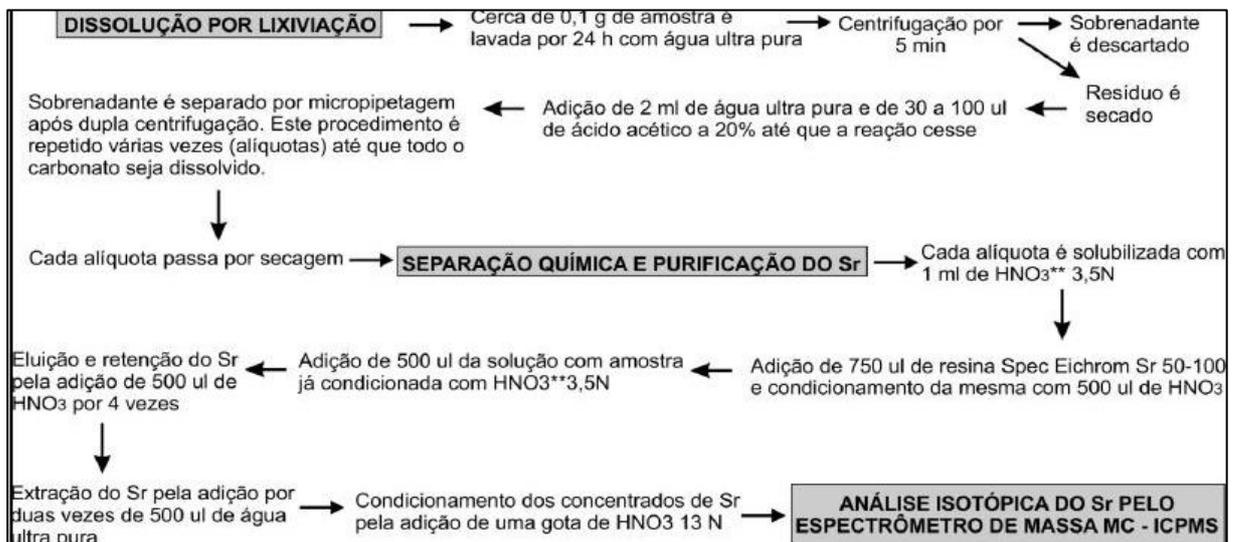


Figura 3- Fluxograma esquemático do procedimento experimental para determinação da composição isotópica de Sr em carbonatos.

2.3.3 Análise isotópica de C e O

A amostragem para análise de isótopos estáveis de C e O foi realizada com base nos perfis estratigráficos confeccionados na região de Bom Jardim e Paranatinga, estado do Mato Grosso. Trinta e oito amostras foram coletadas sistematicamente, da base para o topo, sendo vinte e seis referentes ao perfil de Bom jardim e as demais ao perfil de Paranatinga. Para a realização das análises foram utilizadas amostras homogêneas evitando-se fraturas, porções intemperizadas e/ou recristalizadas, a fim de evitar alterações no sinal isotópico primário por conta de fluidos tardios.

As análises de razões isotópicas de carbono e oxigênio foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco a fim de complementar as interpretações diagenéticas. A análise foi feita a partir de CO₂ (gás) extraído de carbonatos pulverizados (~50mg), em linha de alto vácuo, após reação com ácido ortofosfórico (100%) a 25 °C por um dia. O CO₂ liberado é submetido à limpeza criogênica e analisado em espectrômetro de massa triplo coletor e dupla admissão SIRA II. Os resultados são apresentados na notação convencional em *per mil* (‰) relativo ao padrão VPDB (*Pee Dee Belemnite*). As incertezas das medidas de isótopos foram 0,1% para o carbono e 0,2% para o oxigênio, baseado em múltiplas análises de um padrão interno do laboratório (BSC, *Borborema Skavn Calcite*).

Esta metodologia foi aplicada a fim de determinar a composição isotópica de carbono e oxigênio da água do mar quando da deposição dos carbonatos da Formação Guia nas regiões de Bom Jardim e Paranatinga (Faixa Paraguai) e compará-la com as curvas das variações de isótopos confeccionadas para a capa carbonática na região de Mirassol d'Oeste (Font *et al.* 2006, Nogueira *et al.* 2007, Sansjofre *et al.* 2011) e Tangará da Serra-MT (Alvarenga *et al.* 2008, Soares 2012) no Cráton Amazônico.

CAPÍTULO 3

3.1 CONTEXTO TECTÔNICO DA FAIXA PARAGUAI NORTE

Durante o evento Brasiliano/Pan-Africano (Neoproterozóico), se deu a formação da Província Tocantins, que representa um sistema de cinturões de dobramentos e falhas de empurrão (Almeida 1984, Almeida *et al.* 1977). Esta Província compreende as Faixas Paraguai e Araguaia e está localizada na porção central do Brasil, limitada a oeste pela borda sul do Cráton Amazônico e a leste pela Faixa Brasília, margeando o Cráton São Francisco. Os limites ao norte e sul são definidos pelas bacias sedimentares fanerozóicas, Parnaíba e Paraná, respectivamente (Almeida *et al.* 1977).

Segundo dados paleomagnéticos e geocronológicos, o Bloco Amazônico ainda estava junto ao continente Laurentia no Ediacarano Inferior, enquanto os blocos São Francisco-Congo e Rio de la Plata eram separados pelo oceano neoproterozoico denominado oceano *Clymene* (Tohver *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2010), figura 4. O fechamento deste oceano e a formação da Faixa Paraguai são resultantes da convergência dos blocos continentais entre 600 e 540 Ma (McGee *et al.* 2014): Amazônico, São Francisco-Congo e Paraná ou Paranapanema (figura 5A).

Segundo Almeida (1964a; 1964b) a Faixa é resultado da deformação de uma bacia sedimentar de natureza geossinclinal formada durante o Neoproterozoico após a estabilização do Cráton Amazônico.

A Faixa Paraguai constitui uma entidade tectônica de dobramentos de aproximadamente 1.500 km de comprimento que se estende desde a região sudoeste de Goiás, passando pelo estado do Mato Grosso na 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 (Almeida 1984). A Faixa Paraguai é limitada ao norte e noroeste pelas rochas do embasamento cristalino e rochas sedimentares da Bacia dos Parecis, e ao sul e sudeste pelos depósitos quaternários (Almeida & Mantovani 1975). Figura 5B.

Almeida (1964a; 1964b) individualizou três segmentos para a Faixa Paraguai: Baixada do Alto Paraguai; Província Serrana e Baixada Cuiabana. A área de estudo se encontra na Província Serrana, caracterizada por dobras simétricas com planos axiais verticais ou dobras com flancos inclinados para SE ou ESSE.

Almeida (1984) propôs uma nova subdivisão para Faixa Paraguai em três domínios estruturais: “Brasilides não metamórficas”, Zona externa dobrada e Zona interna. Nesta estão localizadas as rochas metassedimentares de baixo grau, glaciogênicas, a sucessão carbonática do Grupo Araras e siliciclástica do Grupo Alto Paraguai.

Alvarenga & Trompette (1993), interpretando a presença de dobras com vergência contrária ao Cráton não enquadram a evolução da faixa nos modelos clássicos geossinclinais. Estes autores individualizaram a Faixa Paraguai em quatro episódios sucessivos de deformação caracterizados pelos índices de cristalinidade de illita.

Nogueira *et al.* (2007) propuseram dois domínios para Faixa Paraguai Norte, de oeste para leste: um domínio externo não deformado a pouco deformado e um domínio interno com dobras e falhas cavalgantes, onde a área de estudo está localizada.

Santos (2016) sugere um modelo evolutivo para a Faixa Paraguai que compreende cinco estágios tectônicos, figura 5C: 1) Fragmentação do Supercontinente Rodínia e estabelecimento de bacia oceânica relacionada ao Grupo Cuiabá; (2) Inversão tectônica da bacia por esforços colisionais relacionado ao final do Ciclo Brasileiro (620 Ma.), que resultaram no metamorfismo e deformação dúctil das rochas do Grupo Cuiabá; (3) soergimento, subsidência e erosão das rochas do Grupo Cuiabá, seguido de formação de bacia plataformal em regime distensivo; (4) reativação transtensiva de estruturas antigas do embasamento, acompanhada de deformação rúptil das rochas sedimentares e intrusão do Granito São Vicente (518 Ma.); e (5) estabelecimento de grábens pós-paleozóicos que afetaram todas as rochas da Faixa Paraguai (Santos 2016).

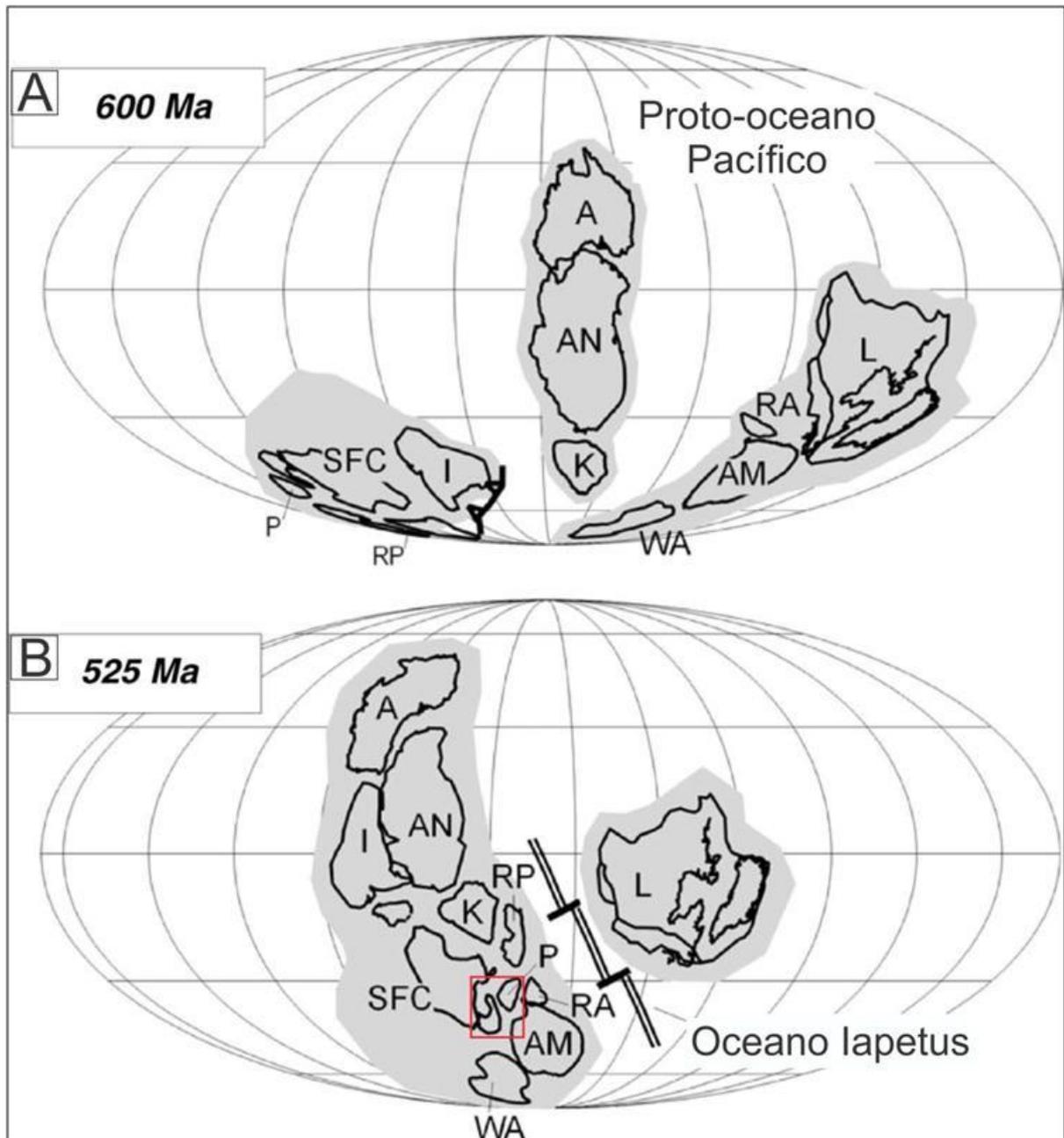


Figura 4- Reconstrução paleogeográfica baseada em dados paleomagnéticos A) Ruptura da margem ocidental do continente Laurentia e migração do Bloco Amazônico para o oeste em 600Ma (abertura do proto-oceano Pacífico); B) Disposição paleogeográfica dos blocos continentais no final do Ediacarano; neste contexto, a área de estudo é destacada pelo retângulo vermelho. Representações dos blocos continentais: Amazônico (AM), São Francisco-Congo (SFC), Oeste Africano (WA), Paraná (P), Rio Apa (RA), Kalahari (K), Rio de la Plata (RP), Australiano (A), Indiano (I), Arábe-Nubiano (AN) e Laurentia (L).

Fonte: Tohver *et al.* (2006).

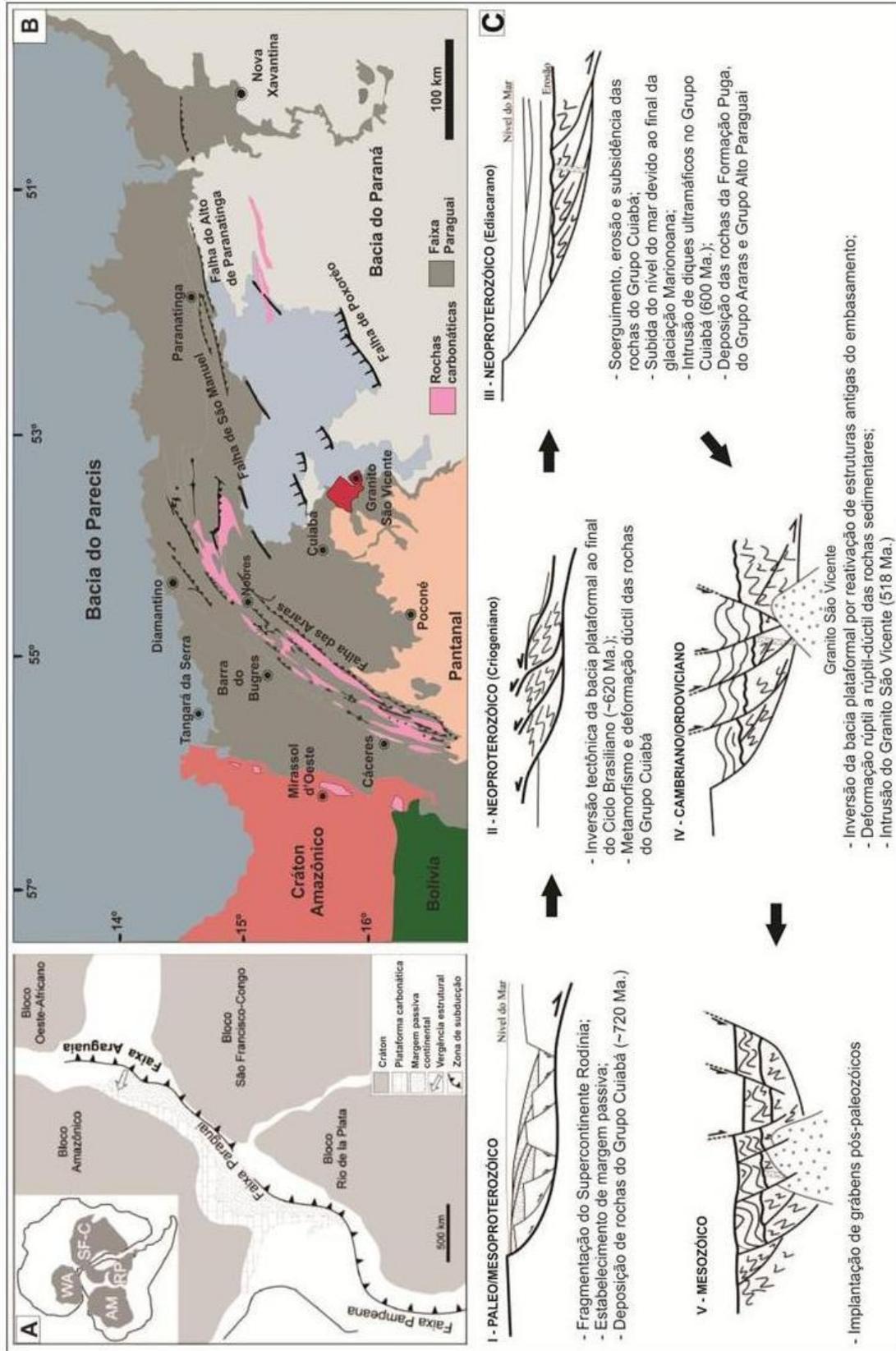


Figura 5-Quadro de estruturação atual da Faixa Paraguai e sua evolução tectônica. A) Modelo de convergência entre os três blocos continentais durante o evento Brasileiro/Pan-Africano entre 600 a 540 Ma e fechamento do oceano Clymene, Nogueira (2003). B) Mapa de estruturação tectônica e litológica da Faixa Paraguai, Nogueira (2003). C) Modelo evolutivo da Faixa Paraguai
Fonte: Segundo Santos (2016).

3.2 LITOESTRATIGRAFIA DO GRUPO ARARAS

O Grupo Araras constitui uma sucessão predominantemente carbonática com mais de 600 m de espessura, que aflora descontinuamente na margem sul do Cráton Amazônico e com maior continuidade na parte norte da Faixa Paraguai (Soares & Nogueira 2008), representando o registro da evolução de uma plataforma carbonática, desenvolvida durante o Neoproterozoico (Almeida 1964, Nogueira 2003, Nogueira *et al.* 2007). A sucessão carbonática do Grupo Araras está sobreposta de forma abrupta à Formação Puga, que tem sido relacionada ao último evento global de glaciação Criogeniana (Marinoana), a cerca de ~635Ma (Alvarenga & Trompette 1993, Nogueira 2003, Nogueira *et al.* 2007).

As primeiras referências acerca da ocorrência de rochas carbonáticas na Faixa Paraguai Norte foram realizadas por Castelneau (1850) *apud* Soares (2012) na região de Nobres e Cáceres, ambas no estado do Mato Grosso. Evans (1894) *apud* Soares (2012) descreveu e denominou de “*Araras Limestone*” o pacote de rochas calcárias que afloram nos cursos dos rios Cuiabá e Paraguai, na porção centro-oeste do Mato Grosso. Oliveira & Leonardos (1943) enquadraram na Série Corumbá os “Calcários Araras” e “Guia”.

Scorza (1960), pela primeira vez, designou de “Série Araras” os afloramentos de calcários e quartzitos na região da Serra do Tombador como de idade cambriana.

Diversas propostas estratigráficas foram elaboradas para esta sucessão sedimentar. A primeira delas foi feita por Almeida (1964a; 1964b) que a classificou como “Grupo Araras”, formado por rochas pelítico-carbonáticas na base e por dolomitos no topo.

Hennies (1966) ratificou a proposta de Almeida (1964b), porém subdividiu o grupo em duas formações: Guia, abrangendo os calcários da porção inferior com aproximadamente 250m de espessura; e Nobres, para os dolomitos da porção superior com cerca de 1100m de espessura. Após esta denominação, o Grupo Araras ainda vem sendo descrito como uma sucessão de calcários sobrepostos por dolomitos (Alvarenga 1990, Barros *et al.* 1982, Boggiani 1997, Dardenne 1980, Guimarães & Almeida 1972, Luz *et al.* 1978, Vieira 1965).

Nogueira & Riccomini (2006) corroboraram a proposta de grupo dos carbonatos Araras de Almeida (1964b) e consolidaram os termos “Guia” e “Nobres” de Hennies (1966), porém incluíram uma unidade dolomítica na porção basal do Grupo Araras, que recobre os diamictitos glaciogênicos da Formação Puga e subdividiram os dolomitos da parte superior do

Grupo Araras em Formação Serra do Quilombo e Formação Nobres. Assim, segundo Nogueira & Riccomini (2006), o Grupo Araras foi dividido em quatro formações, da base para o topo: Formação Mirassol d'Oeste, Formação Guia (objeto de estudo deste trabalho), Formação Serra do Quilombo e Formação Nobres (Figura 6).

A Formação Guia consiste em uma sucessão de calcário de aproximadamente 200 m de espessura, constituída por calcários finos betuminosos, folhelhos betuminosos, pelitos vermelhos e *cemenstones* com leques de cristais de calcita e laminação plana, interrompida localmente por brechas e estruturas de deformação. Esta unidade recobre os depósitos da Formação Mirassol d'Oeste com limite planar a erosivo e tem sua zona de contato com a Formação Serra do Quilombo marcada por um intenso fraturamento entre os dolomitos e calcários finos (Nogueira & Riccomini 2006). A base da Formação Guia é considerada a porção calcária da capa carbonática Puga (Nogueira *et al.* 2007).

Soares (2012) descreve depósitos pertencentes à Formação Guia em Tangará da Serra, onde camadas descontínuas de marga dolomítica com laminação paralela, de cor vermelha recobrem depósitos da Formação Mirassol d'Oeste. Calcários finos com acamamentos de megamarcas onduladas que passam lateralmente para calcários finos com laminação quase planar e ondulada são sobrepostos por calcários finos com leques de cristais intercalados com folhelhos. O topo da sucessão é caracterizado pela ocorrência de calcários cinza a preto com laminação irregular e ricos em betume.

Brelaz (2012) descreve exposições da Formação Guia no estado do Mato Grosso, na região de Cáceres, Nobres e Nossa Senhora da Guia. Segundo a autora, os depósitos são representados por calcários finos e folhelhos de coloração cinza e, subordinadamente, brechas sinsedimentares. O contato entre os calcários da Formação Guia e os diamictitos da Formação Puga não foi identificado, porém foi inferido. O limite entre a Formação Guia e Formação Serra do Quilombo, identificado na região de Cáceres, é abrupto, caracterizado por brechas dolomíticas cimentadas.

Na porção oeste da Faixa Paraguai, o Grupo Araras é recoberto pelos depósitos siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai, com limite erosivo associado a níveis de conglomerados polimíticos, entre a Formação Nobres e Formação Raizama (Nogueira *et al.* 2007, Rudnitzki & Nogueira 2012).

Para a porção leste, infere-se que a sucessão carbonática Araras seja recoberta pelos diamictitos e pelitos da Formação Serra Azul localizada na base do Grupo Alto Paraguai (Alvarenga *et al.* 2007, McGee *et al.* 2013, McGee *et al.* 2014).

IDADE	LITOESTRATIGRAFIA			PALEOAMBIENTE	
Cambriano ?	*4 541±7Ma	Grupo Alto Paraguai	Formação Diamantino	Conglomerados, arenitos e pelitos	Fluvial entrelaçado, delta e mar restrito/prodelta
		Formação Seputupa	Pelitos, folhelhos e arenitos	Plataforma marinha dominada por tempestade	
Neoproterozóico	*3 569±20Ma	Formação Raizama	Arenitos e pelitos, carbonatos substituídos por sílex subordinados	Plataforma rasa dominada por tempestade e maré	
		Grupo Araras	Formação Nobres	Dolomitos arenosos, estromatólitos dômicos estratiformes e rugosos. Silica secundária substituindo camadas de carbonato. Arenitos finos, ritmitos e pelitos subordinados. Moldes de cristais de evaporitos	Planície de maré/sabkha
			Formação Serra do Quilombo	Brechas dolomíticas cimentadas por dolomita espática, brechas dolomíticas de arcabouço aberto e dolomitos arenosos	Plataforma moderadamente profunda dominada por tempestade e eventualmente por sistemas
			Formação Guia	Calcários finos e folhelhos betuminosos. Subordinadamente calcários cristalinos ricos em crostas e cimento. Grãos terrígenos esporádicos	Plataforma profunda anóxica
			Formação Mirassol d'Oeste	Capa Carbonática	Dolomitos finos rosados, laminados, peloidais e estromatólitos estratiformes
		Criogeniano	*1 ~635 Ma	Formação Puga	Diamictitos e siltitos seixosos

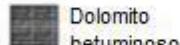
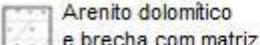
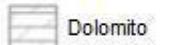
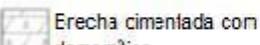
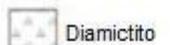
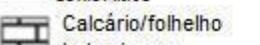
 Dolomito betuminoso	 Arenito dolomítico e brecha com matriz	 Sílex secundário	 Pelito	Discordância erosiva 
 Dolomito	 Brecha cimentada com cimento dolomítico	 Carbonato silicificado	 Arenito	
 Diamictito	 Calcário/folhelho betuminoso	 Dolomito/arenito	 Estromatólito	

Figura 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.

Fonte: Nogueira & Riccomini (2006). *1; *2 - Romero *et al.* (2013); *3 - Cordani *et al.* (1978); Bonhomme *et al.* (1982); *4 - Bandeira (2011).

CAPÍTULO 4

4.1 GEOCRONOLOGIA Pb-Pb, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Sr, C e O EM ROCHAS CARBONÁTICAS

4.1.1 O estudo geocronológico Pb-Pb

O emprego da metodologia Pb/Pb para rochas carbonáticas só ocorreu em 1987 com Moorbath *et al.* (1987) para determinar 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) e Jahn *et al.* (1990), que determinaram 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) o chumbo (Pb) ocorre na Terra como uma mistura homogeneizada de Pb primordial e radiogênico. O Pb é um elemento comum nas rochas, podendo ocorrer como elemento traço na forma de 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).

A incorporação de U em rochas carbonáticas envolve processos como, a redução do íon solúvel urânio (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). 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, que associado ao fracionamento químico entre U e Pb e das conseqüentes variações nas razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ torna os carbonatos materiais favoráveis à datação pelo método Pb-Pb (Jahn & Cuvelier 1994, Karouva *et al.* 2010).

A razão inicial U/Pb em carbonatos tende a ser alta e 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. (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. Contudo, é improvável que o sistema U/Pb permaneça fechado durante os processos diagenéticos ou com a interação com fluidos, após a formação dos carbonatos (Kaurova *et al.* 2010). Logo, 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 (Kaurova *et al.* 2010).

Estudos realizados em sedimentos marinhos recentes mostram que após a sedimentação os processos diagenéticos são mais intensos ainda nos primeiros 5 Ma, para posteriormente diminuir de forma muito rápida (Richter & Depaolo 1987). Considerando o erro de milhões de anos com que as idades isocrônicas Pb-Pb são geralmente determinadas, é possível assumir que essas idades correspondem também à idade da precipitação carbonática (Kaurova *et al.* 2010).

4.1.2 Geoquímica isotópica do Sr

O ^{87}Sr é um isótopo radiogênico do Sr oriundo do decaimento do ^{87}Rb . A abundância de ^{87}Sr nas rochas e minerais pode ser obtida a partir da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Segundo Banner (2004) as variações da composição isotópica do Sr da água do mar dependem de fatores como: taxas de fluidos mantélicos, produto de vulcanismo submarino contendo Sr pouco radiogênico e da contribuição dos rios contendo Sr mais radiogênicos de rochas previamente intemperizadas.

A composição isotópica de Sr é a mesma em carbonatos depositados ao mesmo tempo em todos os mares do mundo (Banner 2004). Isto por que essas razões tendem a se homogeneizar na água do mar em poucos milhares de anos, ao passo que o tempo de residência de Sr nessas águas está em torno de 3 a 5 Ma (Halverson *et al.* 2007). Estas características permitem que as razões isotópicas do Sr possam ser utilizadas como indicadores de eventos intempéricos expressivos, devido ao contraste entre assinaturas isotópicas dos continentes e do vulcanismo submarino (Halverson *et al.* 2007).

Segundo Faure (1986) durante os processos de intemperismo químico na superfície dos continentes, o Sr contido nas rochas é liberado, transportado para então ser depositado nos oceanos. Devido à afinidade com o Ca, o Sr é incorporado no retículo cristalino durante a

cristalização do carbonato. A composição isotópica do Sr fica registrada nos carbonatos em um sistema fechado (Banner 2004).

Diversos autores têm construído curvas de variações da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de rochas carbonáticas marinhas, durante a evolução do tempo geológico, que foram compiladas por Melezhik *et al.* (2001). A construção dessas curvas e sua comparação com as razões obtidas (valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas carbonáticas marinhas), representam o valor da razão Sr/Sr da água do mar, no momento da precipitação das lamias carbonáticas.

Durante o Neoproterozoico, o valor da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos oceanos aumentou de 0,7055 a 0,7080 ou mais (Banner 2004, Halverson *et al.* 2007, Kuznetsov *et al.* 2011, Shields 2007). Ao longo do Criogeniano, essa razão cresceu de forma gradativa de 0,7055 até em torno de 0,7072. Durante a Glaciação Sturtiana, os valores estavam entre 0,7067 e 0,7069, enquanto que no final do Criogeniano estava com valores em torno de 0,7072 (Caxito *et al.* 2012, Halverson & Shields-Zhou 2011, Halverson *et al.* 2007, 2010) o que a diferencia da Glaciação Marinoana ocorrida nesse período. As orogênias responsáveis pelo processo de colagem do Gondwana ocasionaram um aumento da razão relacionado com as altas taxas de erosão e influxo de águas continentais para os oceanos, no intervalo entre 600 Ma e 540 Ma (Derry *et al.* 1992, Halverson *et al.* 2007, 2010, Jacobsen & Kaufman 1999, Kaufman *et al.* 1993).

4.1.3 Geoquímica isotópica de Carbono e Oxigênio

O estudo das excursões isotópicas de C e O dos carbonatos vem sendo largamente utilizado nas sucessões neoproterozoicas a fim de determinar as variações da composição original da água do mar ao longo do tempo (Jacobsen & Kaufman 1999).

A composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos neoproterozóicos é bem preservada devido ausência de porosidade após a deposição, o que impede a circulação de fluídos e variações isotópicas (Buick *et al.* 1995, Knoll *et al.* 1986). Entretanto, fluidos meteóricos e eventos de metamorfismo podem promover as mudanças isotópicas dos carbonatos originais, mesmo com ausência de porosidade, resultando em feições de neomorfismo e dolomitização (Jacobsen & Kaufman 1999, Kaufman & Knoll 1995, Veizer 1983). Determinar o quanto estas alterações influenciaram a composição original de $\delta^{13}\text{C}$ da água do mar na qual o

carbonato foi precipitado é fundamental na avaliação do sinal isotópico de uma sucessão estratigráfica.

As variações climáticas globais podem ser quantificadas a partir dos valores isotópicos de C de calcários marinhos (Marshall 1992). O arcabouço quimioestratigráfico do Neoproterozoico é caracterizado por extremas anomalias positivas e negativas de $\delta^{13}\text{C}$ em escala global. Anomalias negativas de $\delta^{13}\text{C}$ (-5‰) são registradas em depósitos de capa carbonática pós-glacial relacionadas aos eventos do Sturtiano (~752Ma) e Marinoana (~635Ma), capazes de alterar o ciclo do carbono global (Arnaud *et al.* 2011, Halverson *et al.* 2005, Halverson *et al.* 2010, Hoffman & Schrag 2002, Hoffman *et al.* 1998). O incremento dos valores de isótopos de carbono para o topo nas capas carbonáticas estaria ligado ao aumento da alcalinidade durante a deposição carbonática.

Atualmente existem três modelos relacionados ao aumento da alcalinidade durante a deposição carbonática que são propostos para explicar estas anomalias: 1) sugere que o influxo de águas alcalinas de degelo e de intemperismo continental, enriquecidas em bicarbonato e CaCO_3 , para dentro de oceanos anóxicos enriquecidos de carbono-12, teria resultado na precipitação de capas carbonáticas com sinais negativos de C, após um período glacial de longa duração (>5-10Ma) com acúmulo significativo de CO_2 na atmosfera através da emissão de gases vulcânicos (Hoffman & Schrag 2002, Hoffman *et al.* 1998). 2) propõe que oceanos quimicamente estratificados se desenvolveram durante o Neoproterozoico sem ser necessário condições de glaciações extremas, somente uma significativa anoxia oceânica produzida por eventos de ressurgência (Grotzinger & Knoll 1995). Águas marinhas profundas de condições anóxicas resultaram em atividade de bactérias redutoras de sulfato, o que teria levado ao aumento da alcalinidade da água do mar. 3) associa os processos de dissociação de hidratos de metano, que ocorreram durante a fase final da glaciação, ao aumento simultâneo da alcalinidade em função da degradação de matéria orgânica, para explicar a precipitação da capa carbonática em águas enriquecidas em carbono 12 (Kennedy *et al.* 2001). Durante o Neoproterozoico são registradas quatro anomalias de $\delta^{13}\text{C}$.

4.2 DADOS GEOCRONOLÓGICOS E ISOTÓPICOS ANTERIORES

Estudos anteriores obtiveram dados geocronológicos Pb/Pb e de isótopos de Sr para a capa carbonática do Grupo Araras tanto no contexto geológico do Cráton Amazônico, quanto no contexto da Faixa Paraguai Norte, onde está localizada a área de estudo.

A datação relativa, baseada na assembleia de microfósseis (filamentos de algas verdes, acritarcos esferoidais - *Leiosphaeridia minutissima* e *L. crassa*- e acantomorfos - *Appendisphaera sp.*, *Cavaspina sp.* e *Cavaspina acuminata*), aponta idade Ediacarana (620 a 580 Ma) para base do Grupo Araras (Hidalgo *et al.* 2008). Além disso, idades Pb/Pb obtidas se mostram concordantes com as idades estabelecidas em outras sucessões pós glaciação Marinoana, como na Namíbia, Austrália e China, sugerindo que a aquela glaciação foi um evento global e síncrono (Babinski *et al.* 2006, Hoffman & Schrag 2002, Nogueira 2003, Nogueira *et al.* 2007).

A porção superior do Grupo Araras não apresenta dados de datação disponíveis. Idades de 640 ± 15 Ma obtidas por meio de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em muscovitas detríticas de diamictitos da Formação Serra Azul são interpretados como idade deposicional máxima robusta (McGee *et al.* 2014).

4.2.1 Capa carbonática (Cráton Amazônico)

Babinski *et al.* (2006) obtiveram idade isotópica de $627\text{Ma} \pm 32\text{Ma}$ por meio de método Pb-Pb para a Formação Mirassol d'Oeste (base do Grupo Araras) na região homônima no estado do Mato Grosso, considerada como sendo a idade deposicional desses carbonatos. Na capa carbonática em Tangará da Serra, Romero *et al.* (2013) obtiveram idade similar de Pb/Pb em torno de 622 ± 33 Ma para os carbonatos da Formação Guia, o que corrobora com a idade deposicional obtida por Babinski *et al.* (2006).

As unidades do Grupo Araras foram alvo de um levantamento significativo de dados $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ por diversos trabalhos, a maioria deles compilados por Alvarenga *et al.* (2009). Na região de Mirassol d'Oeste, as razões isotópicas de Sr das formações Mirassol d'Oeste e Guia estão em torno de 0.7074-0.7078 para as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Nogueira *et al.* 2007, figura 7).

Romero *et al.* (2013) realizaram estudo isotópico de Sr nos calcários da Formação Guia na região de Tangará da Serra-MT, onde obtiveram valores similares de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

de 0,7071-0,7073, compatíveis com a curva de estrôncio global referente ao final da glaciação Marinoana.

Nogueira *et al.* (2007) obtiveram dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para as rochas da base do Grupo Araras (Formações Mirassol d'Oeste e Guia) na região de Mirassol d'Oeste-MT. Segundo estes autores a capa carbonática apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de -5‰ . A porção em direção ao topo da Formação Guia apresenta uma tendência homogênea de isótopos de C, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de $-2,5$ a -1‰ . Os resultados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ apresentam valores de -10‰ a -2‰ e de $-6,0\text{‰}$ a $-1,3\text{‰}$ para as formações Mirassol d'Oeste e Guia, respectivamente (Alvarenga *et al.* 2008, Nogueira *et al.* 2007).

4.2.2 Capa carbonática (Faixa Paraguai - estado do Mato Grosso)

A Formação Guia também foi alvo de estudo geocronológico Pb/Pb por Figueiredo (2010) na região de Nobres (MT), obtendo idade isocrônica de 580 ± 77 Ma. Segundo a autora as razões isotópicas de Pb obtidas para esta unidade mostraram um bom espalhamento, porém com erros analíticos bastante elevados, e quando plotadas em diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ forneceram uma idade (580 ± 77 Ma) muito discrepante para o que sem tem estabelecido para a Formação Guia (Babinski *et al.* 2006, Romero *et al.* 2013).

Alencar (2014) realizou datação Pb/Pb nos calcários da Formação Guia na região de Paranatinga (MT), obtendo idade de 476 ± 93 Ma. Esta idade foi considerada como rejuvenescida, sendo atribuída a uma possível reabertura do sistema isotópico U-Pb.

Figueiredo (2010) realizou estudo isotópico de Sr para as rochas da Formação Mirassol d'Oeste, sobreposta à Formação Puga, na região de Nobres, obtendo razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7080, seguida por composições isotópicas menos radiogênicas ($\sim 0,7075$) nos carbonatos da Formação Guia. Segundo a autora, os valores são comparáveis àqueles identificados nas capas carbonáticas de sucessões pós-Glaciação Marinoana (Alvarenga *et al.* 2004, 2008, Hoffman *et al.* 1998, Kaufman & Knoll 1995, Nogueira *et al.* 2003, 2007).

Figueiredo (2010) obteve resultados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para a Formação Guia na região de Nobres. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ iniciam em torno de -5‰ e desenvolvem uma trajetória positiva até valores próximos de 0‰ , com valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -3 e -10‰ . Em direção ao topo da Formação Guia, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ tendem a ser negativos até atingir -3‰ e $\delta^{18}\text{O}$ em torno de -8‰ no topo da unidade.

CAPÍTULO 5

5.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS GERAIS - FORMAÇÃO GUIA

A Formação Guia apresenta suas melhores exposições em área de extração do calcário para uso em brita retirados da Pedreira/Paranatinga-MT (figuras 1B e 7) e em morros dissecados na base da Serra Azul (MT), figura 1B. Os depósitos apresentam boa exposição, podendo apresentar basculamento de aproximadamente 10°, até feições de carsificação, com camadas distribuindo-se por até 100 m lateralmente.

Os principais litotipos são representados por calcários finos com as estruturas sedimentares preservadas, 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 que ocorre subordinadamente. São descritas também brechas calcárias, com clastos tabulares e/ou alongados.

Neste estudo foram confeccionados dois perfis estratigráficos, nos quais foram individualizadas oito fácies sedimentares, que foram agrupadas em três associações de fácies (AF) distintas (figura 8 e tabela 1). Associação 1 (AF1), representando os depósitos de Planície de maré (inframaré), a associação 2 (AF2) que representa os depósitos de *shoreface/offshore* e a associação 3 (AF3) que abrange os depósitos *offshore*.



Figura 7- Visão panorâmica da Pedreira Emal na região de Paranatinga, estado do Mato Grosso. Notar os depósitos deformados da Formação Guia sobrepostos pelos depósitos siliciclásticos da Bacia do Paraná (?). A linha tracejada ressalta a discordância angular erosiva entre estes depósitos.

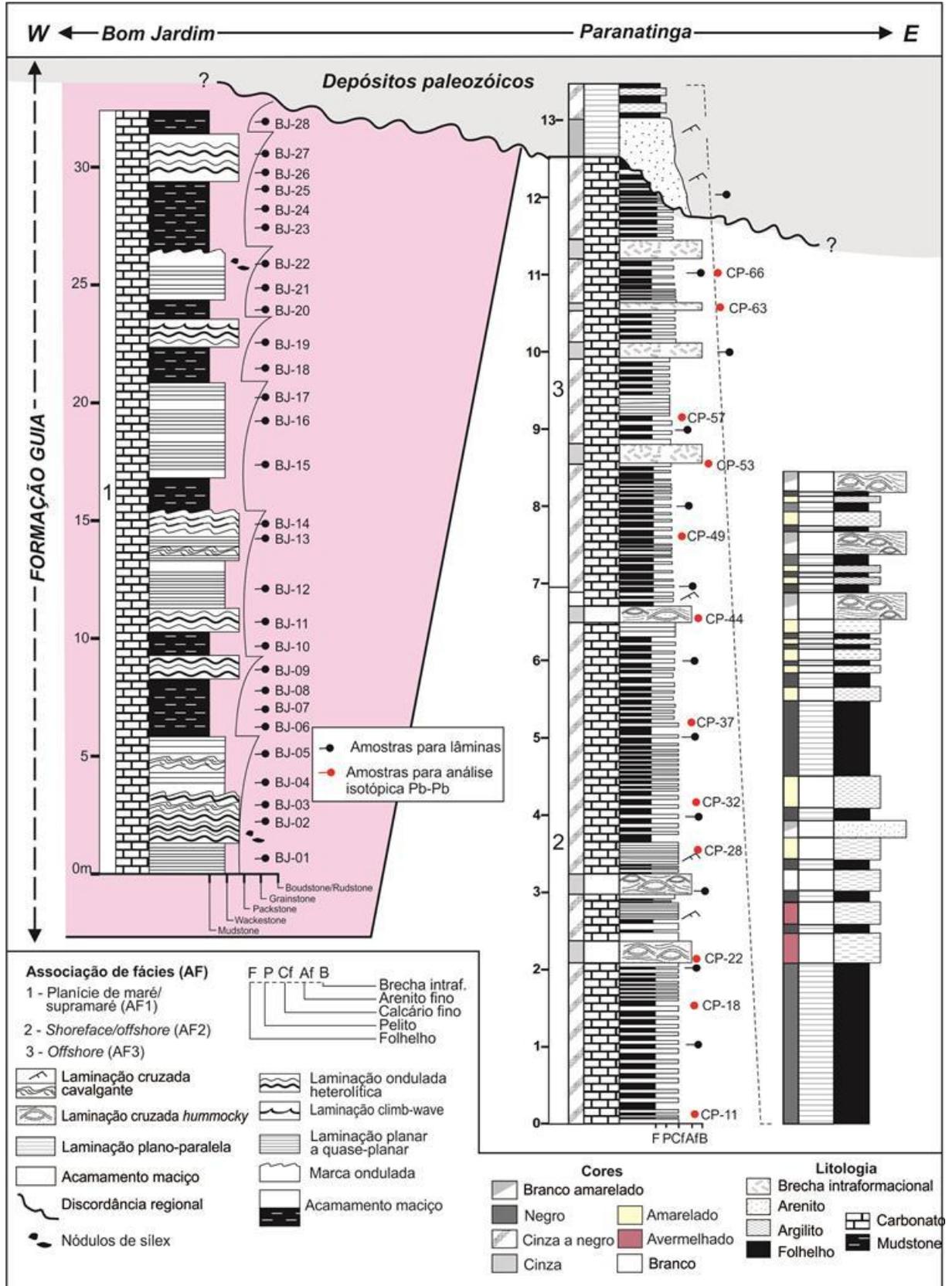


Figura 8- Perfis litoestratigráficos da Formação Guia nas Regiões de Bom Jardim e Paranatinga, estado do Mato Grosso. Os depósitos das fácies de planície de maré/intermaré estão restritos ao perfil localizado em Bom Jardim, enquanto os depósitos representativos das fácies de shoreface/offshore e offshore estão representados no perfil localizado em Paranatinga.

Tabela 1- Associações de fácies/microfácies e processos deposicionais inerentes à Formação Guia na região de Paranatinga e Bom jardim, estado do Mato Grosso.

Associação de fácies	Fácies/microfácies	Descrição	Processo/Interpretação
(AF1) Planície de maré/ inframaré	Mudstone com laminação plano-paralela (Mp)	Calcário cinza que constitui camadas de 1 a ~3m de espessura com laminação plano-paralela. Constituído por cristais pseudoespáticos de calcita, além de abundantes cristais de dolomita e grãos terrígenos dispersos.	Precipitação química em condições de baixa energia com eventual influxo de siliciclásticos sob ação de fluxo unidirecional.
	Mudstone com laminação ondulada (Mo)	Calcário cinza que constitui camadas de 1 a ~1,5m de espessura com laminação ondulada. Rocha constituída principalmente por calcita microcristalina a pseudoespática, abundantes cristais de dolomita e grãos terrígenos dispersos.	Precipitação química em condições de baixa energia com fluxo unidirecional, seguido de aumento de influxos siliciclasticos com preservação de <i>ripples</i> .
	Mudstone maciço (Mm)	Calcário de coloração cinza constituído por calcita microcristalina, estrutura maciça com terrígenos, constituindo camadas de 1-3m de espessura.	Precipitação química em ambiente de baixa energia.
(AF2) <i>Shoreface/Offshore</i>	Arenito com laminação cruzada <i>hummocky</i> (Ah)	Camadas de arenito fino de coloração cinza com laminação cruzada <i>hummocky</i> .	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.
	Mudstone/wackstone com terrígenos (MWt)	Calcários finos de coloração cinza, com camadas de 2 a 4 cm de espessura. rocha representada principalmente por calcita microcristalina e pseudoespática, além de grãos terrígenos dispersos no arcabouço. Os cristais de calcita têm tamanho aproximado de 10 µm até ~100 µm.	Precipitação química em ambiente calmo com esporádico influxo de terrígenos.
(AF3) <i>Offshore</i>	Brecha com clastos tabulares (Bt) – <i>Rudstone</i>	Camadas com aproximadamente 20 cm de espessura, representada por 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, suportados pela matriz micro a pseudoespática.	Deposição a partir da desaceleração de fluxos gravitacionais subaquosos (<i>debris flows</i>)

5.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

5.2.1 Associação de fácies 1 (AF1 - Planície de maré/inframaré)

A associação de fácies AF1 representa os depósitos mais proximais da plataforma carbonática constituída por calcários finos de cor cinza com o predomínio de estruturas planares e onduladas com recobertas por lama carbonática, depositados em paleoambiente representativo de planície de maré (intermaré). Laminações pseudo-onduladas podem ser descritas, associadas lateral e verticalmente às laminações planares. Estas pseudo-laminações foram dadas pelo desenvolvimento de nódulos de sílica que deformaram a estrutura (figura 9A).

As descrições de afloramento, associadas às descrições microscópicas resultaram na descrição de três fácies/microfácies sedimentares: a) *mudstone* com laminação plano-paralela (Mp); b) *mudstone* com laminação ondulada (Mo); c) *mudstone* maciço (Mm). Estas litofácies intercalam-se, constituindo um depósito de cerca de 30 m de espessura, referente a AF1. Esta intercalação ocorre de forma cíclica, constituindo um padrão *shalowing upward*.

A fácies Mp é descrita em pacotes de aproximadamente 4 m de espessura. A estratificação plano-paralela foi gerada por fluxo unidirecional de baixa energia com esporádicos influxos de terrígenos, associado aos processos de variação da maré em ambientes rasos. Não foi possível observar as laminações na análise petrográfica, sugerindo intensa recristalização carbonática (Scholle & Scholle 2003).

A fácies Mo ocorre em depósitos de 1 a 2 m de espessura, sendo recoberta por lama carbonática (Figuras 9B e 9C). As laminações onduladas são formadas pela migração de dunas aquosas de pequeno porte. Esta fácies é dominada por laminações geradas por corrente, entretanto pode ser encontrado laminações geradas a partir da ação de ondas (Figura 8). Pseudo-laminações são descritas associadas à fácies Mp, podendo ser geradas pela concreção de nódulos de sílex, apresentando padrão errático, deformando fácies planares (Figura 9A).

A fácies Mm é descrita em depósitos de até 3 m de espessura, com acamamento maciço (Figura 9D). A fácies é predominantemente fina entre micro e pseudo-espática com padrão uniforme, sugerindo, em lâmina petrográfica, intensa recristalização carbonática (Scholle & Scholle, 2003).

Em seção delgada foi possível identificar que estes calcários são representados por microsparito e pseudoesparito ambos com abundantes cristais de dolomita e grãos terrígenos dispersos (Figuras 9E e 9F). Tanto na microfácies microesparito quanto no pseudoesparito os cristais de calcita estão arranjados em textura xenotópica, apresentam aspecto sujo e são subtranslúcidos à luz transmitida, assim como os cristais romboédricos de dolomita que ocorrem dispersos na matriz, formados a partir da dolomitização da matriz de calcita microespática. Dentre os grãos terrígenos dispersos no arcabouço foram identificados principalmente quartzo e pirita. Os grãos de quartzo são monocristalinos, possuem granulometria entre 20 e 100 μm com forma angulosa a subangulosa (Figura 9F). As piritas ocorrem disseminadas e são anédricas a subedrais, com tamanho variando de 10 a $\sim 30 \mu\text{m}$.

5.2.1.1 Interpretação Associação de Fácies 1 (AF1)

A associação de fácies para a parte superior da Formação Guia é descrita como um intervalo de raseamento relacionado a ambientes de planície de maré/inframaré. A fácies Mm foi formada em ambientes de baixa energia, no limite intermaré inframaré, com esporádicos influxos de terrígenos, sugestivos da ação de correntes moderadas. Os processos de alternância de tração e precipitação marcam a zona de formação do acamamento heterolítico, indicando uma planície de intermaré com maior contribuição terrígena, indicativa pela fácies Mp. A estratificação cruzada de baixo-ângulo associada a marcas onduladas é sugestivo de fluxo e refluxo de ondas gerando pequenas praias localizadas (Mo). A presença de nódulos de *chert* em calcários, sugere sua formação próximo a interfície sedimento-água, sugerindo eventos de diagênese precoce, o que poderia favorecer a formação das pseudo-laminações.

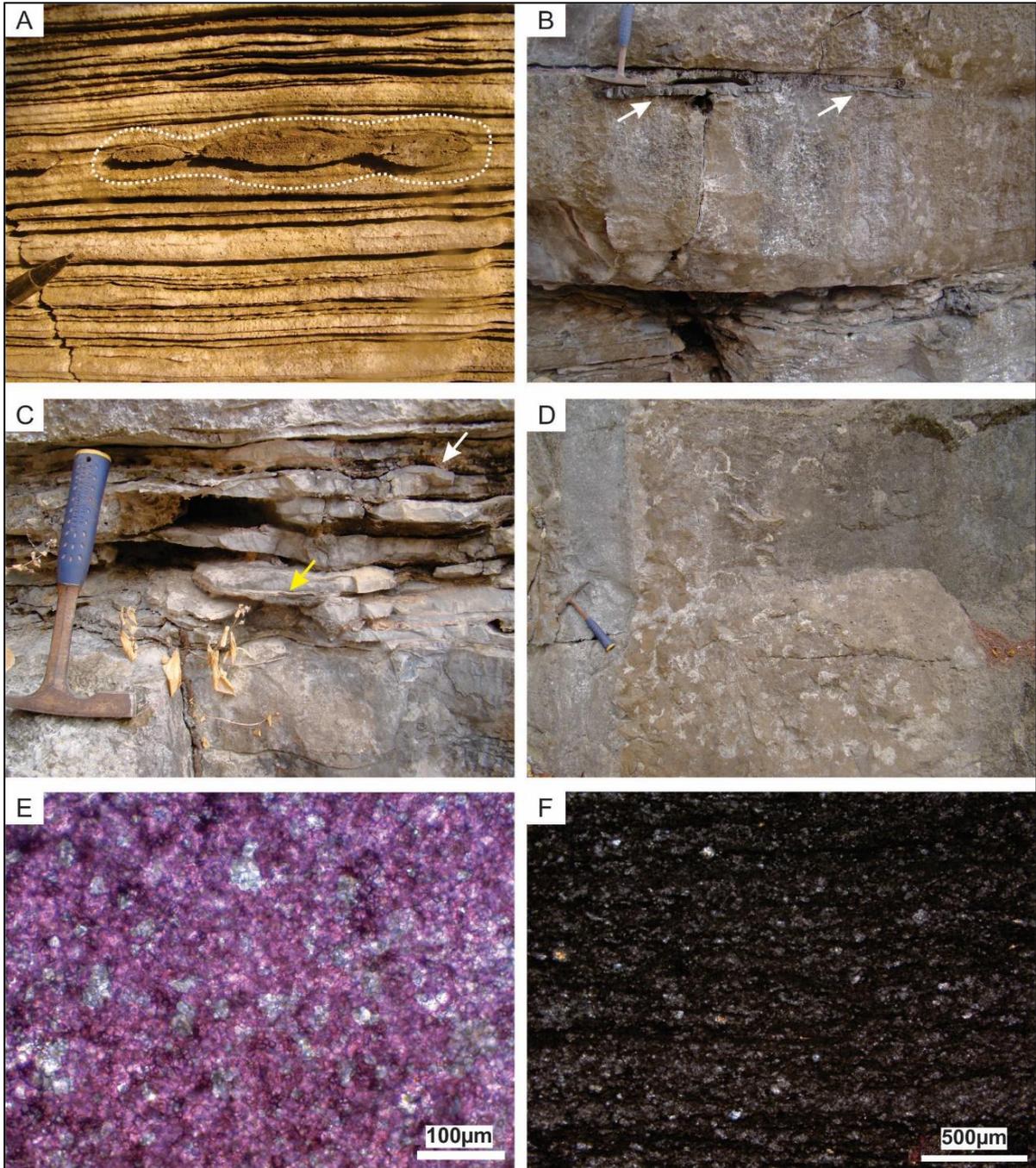


Figura 9- Litofácies da AF1. A) Fácies *mudstone* com laminação plano-paralela. Destaque para o nódulo de *chert* (pontilhado), gerando pseudo-ondulações; B) e C) Fácies *mudstone* com laminação ondulada. Seta branca indica topo ondulado preservado. Seta amarela indica presença de lama carbonática. D) Fácies *mudstone* maciço; E) Fotomicrografia da fácies *mudstone* com laminação plano-paralela. Possível observar cristais de dolomita (não tingidos) desenvolvidos na matriz calcítica; F) Fotomicrografia da fácies *mudstone* com laminação ondulada. Em F é possível observar abundantes grãos terrígenos, como quartzo, que ocorrem dispersos nesta fácies.

5.2.2 Associação de fácies 2 (AF2 - *Shoreface/offshore*)

A associação AF2 é composta por calcários finos, folhelhos e arenitos finos com estruturas produzidas por ondas de tempestade, depositados na zona *shoreface/offshore* (tabela 1). As principais estruturas presentes são a laminação cruzada *hummocky*, a laminação plano-paralela e a laminação cruzada de baixo ângulo. Os depósitos da AF2 correspondem a cerca de 8 m de espessura e passam de forma gradual para brechas calcárias da AF3 (figura 8).

Foram definidas três microfácies sedimentares: a) arenito fino com laminação cruzada *hummocky* (Ah); b) folhelho com laminação de grãos terrígenos (Fl) e; *Mudstone/Wackstone* com grãos terrígenos (MWt). A fácies Ah é recorrente nos primeiros 7 m do perfil estudado (figura 8) a laminação cruzada *hummocky* que constitui esta fácies apresenta espessura de ~ 3cm (figura 10A e 10B). A fácies Fl tem coloração cinza a preto, 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 MWt é formada por calcário cinza fino com camadas de 2 a 4cm de espessura, contínuas lateralmente. Esta fácies apresenta grãos terrígenos de até 30 µm dispersos no arcabouço.

Em seção delgada foi possível identificar laminação cruzada constituída por grãos terrígenos como quartzo, micas detríticas (biotita) e pirita (figura 11), associados às fácies Ah e Fl (figuras 10C e 10E). Os grãos terrígenos também se encontram dispersos no arcabouço das fácies MWt (figura 10F). 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 10C e 10F). As micas detríticas se apresentam em lamelas alongadas e às vezes contorcidas de tamanho entre 35 µm e 60 µm (figura 10E). Os minerais opacos (pirita) variam de 10 µm a 30 µm, associada à fácies Ah.

A fácies *mudstone/wackstone* com terrígenos (MWt) é representada 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 10µm.

5.2.2.1 Interpretação Associação de Fácies 2 (AF2)

A presença de arenito com laminação cruzada *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 MWt, e de folhelho (Fl) 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 (figuras 11A e 11B) sugerem condições de anoxia e de água estagnada, favorecendo o acúmulo e preservação da matéria orgânica (Tucker 2011). Segundo Tucker (1991), 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 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.

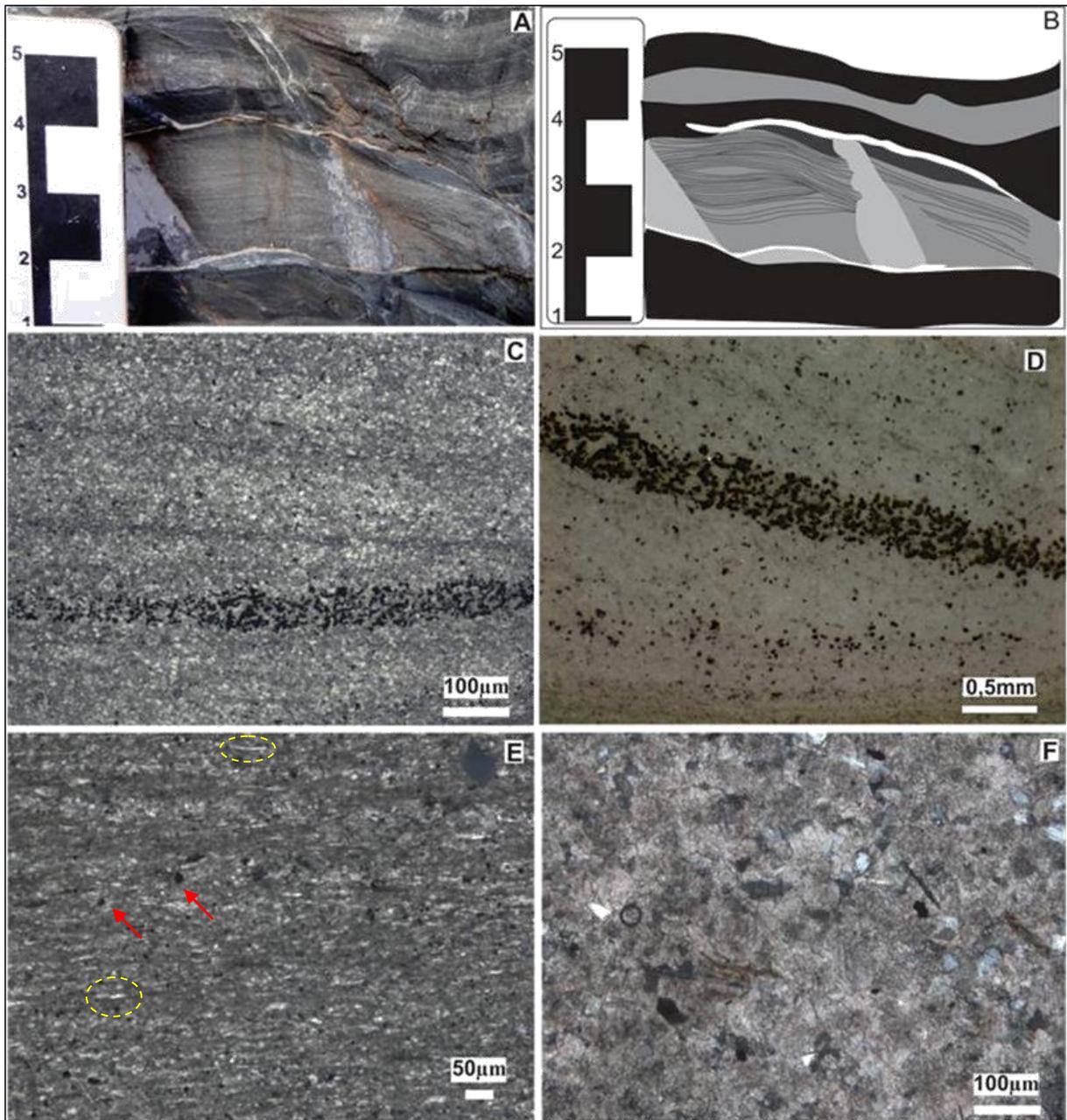


Figura 10- Litofácies da AF2. A) Arenito fino com laminação cruzada *hummocky* da fácies Ah, intercalado aos folhelhos negros da fácies Fl; B) desenho esquemático ilustrando a laminação cruzada *hummocky* da foto A; C) Fotomicrografia da Fácies Ah, mostrando a laminação no arenito, (nicóis cruzados; D) fotomicrografia destacando a concentração de opacos (pirita) e micas, setas vermelhas e círculos amarelas, respectivamente (nicóis paralelos); E) fotomicrografia da fácies Fl, com grãos de quartzo e mica, além de opacos, como pirita (setas vermelhas); F) Aspecto geral do pseudoesparito da fácies Pt (nicóis cruzados).

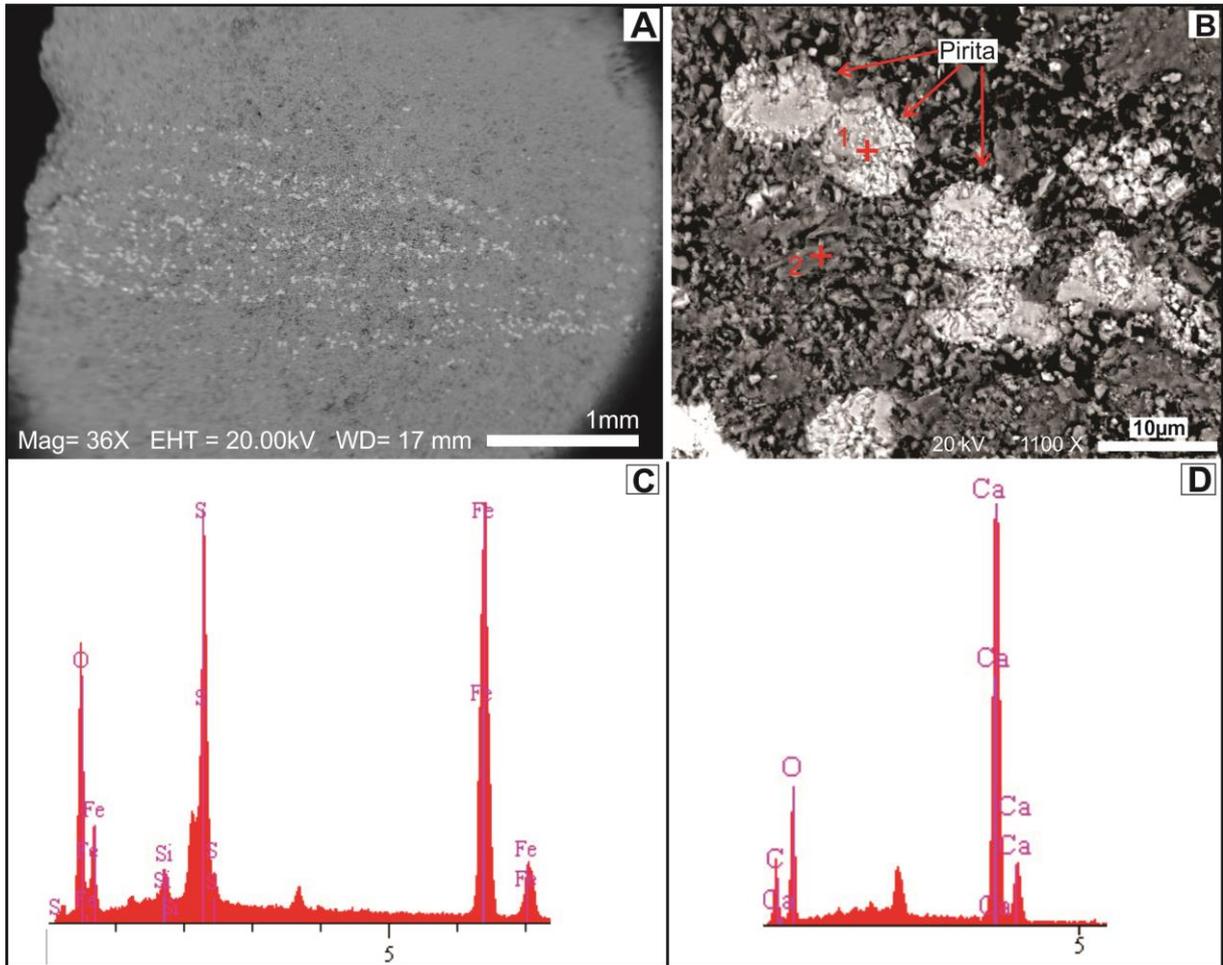


Figura 11- A e B imagens obtidas por microscopia eletrônica de varredura a partir de elétrons retro-espalhados. Em B detalhe dos cristais de pirita vistos em A, que são recorrentes nas fácies da AF1. C e D representam os espectros de EDS da pirita e da calcita, respectivamente.

5.2.3 Associação de fácies 3 (AF3 - 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 (tabela 1 e figura 8). As brechas são monomíticas com clastos de até 7cm. Os calcários desta associação ocorrem intercalados aos calcários da fácies MPt, formando camadas descontínuas lateralmente.

A fácies Bc apresenta clastos centimétricos dispersos de forma caótica no arcabouço, os quais são suportados pela matriz (Figura 12C). 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 12A).

Em seção delgada a matriz das brechas é composta por microesparito a pseudoesparito, mostrando textura xenotópica (Figura 12D e 12F). Grãos terrígenos como quartzo e biotita também ocorrem dispersos na matriz de ambas as litofácies da AF3. Os grãos de quartzo são monocrystalinos, subarredondados e subtranslúcidos à luz transmitida e seus cristais têm dimensão aproximada entre 20 a 50 μm .

5.2.3.1 Interpretação Associação de Fácies 3 (AF3)

Ambas as fácies da AF3 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 os autores os depósitos de *debris flows* são caracterizados por serem ricos em clastos de diferentes tamanhos e embricados, gerados pela migração do fluxo de alta viscosidade (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.

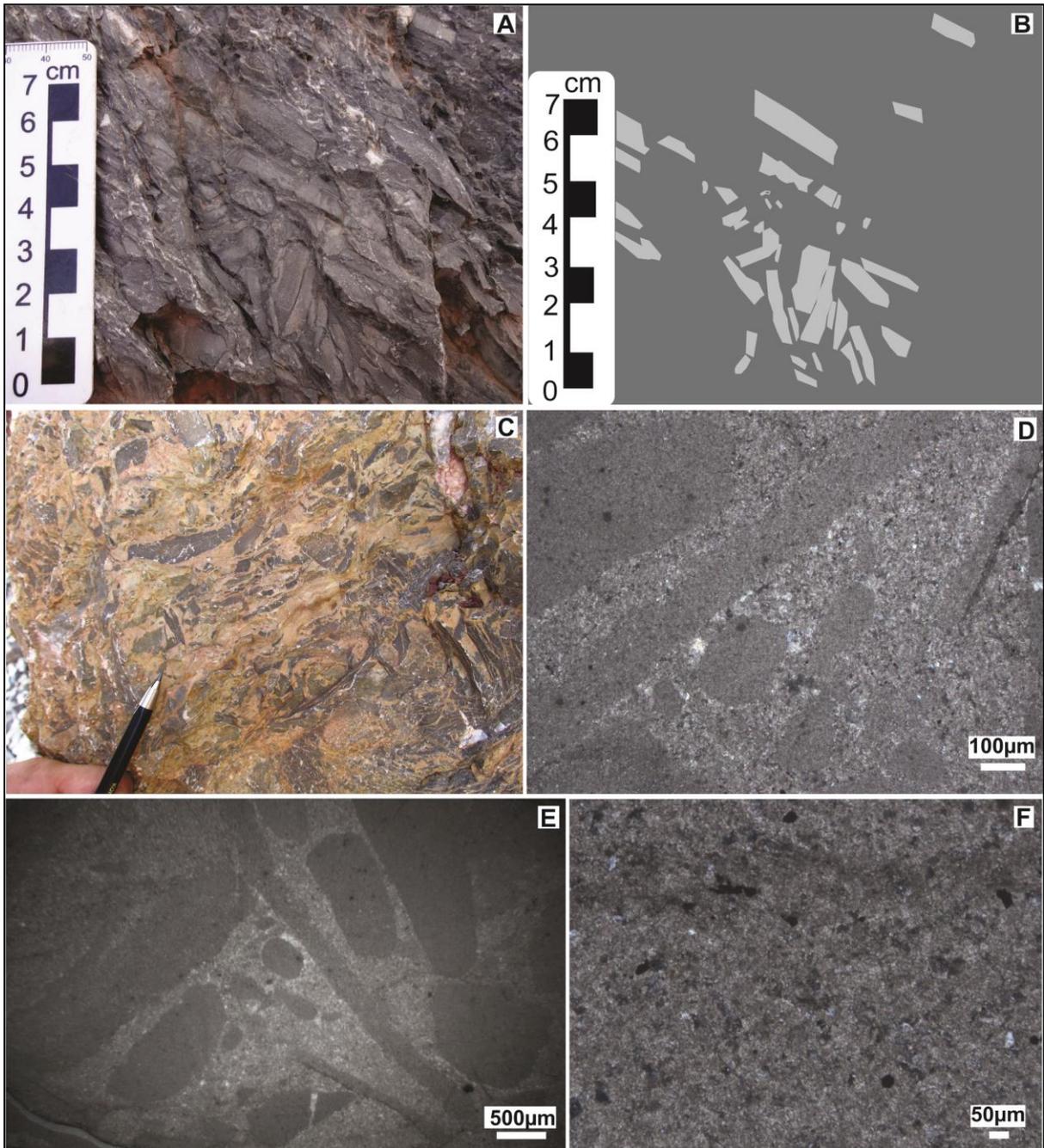


Figura 12- Litofácies da AF3. A) Brecha com clastos tabulares (Bt); B) Esquema ilustrativo da imagem A, destacando os clastos tabulares/angulosos da fácies Bt; C) Brecha calcária da fácies (Bc); D) Fotomicrografia da fácies Bc onde os clastos são alongados, subarredondados, em matriz de microsparito a pseudoesparito (nicóis cruzados); E) Fotomicrografia da fácies Bc (nicóis paralelos); F) Fotomicrografia do detalhe da matriz de pseudoesparito da fácies Bc.

5.2.4 Feições Diagenéticas

Foram identificadas evidências de processos eo a mesodiagenéticos nas três associações de fácies para a Formação Guia, a partir da identificação de feições como estilólitos, *dissolution seams* e neomorfismo (Flügel 2010). Feições como fraturas e estilólitos (figuras 13E e 13F) são comuns em todas as associações. Os estilólitos e fraturas são visíveis macroscopicamente, sendo que os estilólitos se apresentam como superfícies serrilhadas impregnadas por material insolúvel (matéria orgânica, figuras 13F e 14I) e as fraturas ocorrem preenchidas por cristais límpidos de calcita espática ou material siliciclástico (figura 13E e 14I, respectivamente), com tamanho entre 80 e 120 μm . Nos calcários da AF1 foi possível identificar *dissolution seams* contínuos a descontínuos e subparalelos (figuras 13C e 13D). Estas feições são visíveis macroscopicamente e estão impregnados por material insolúvel.

Nos calcários da AF3 e AF1 foram observadas feições como intenso neomorfismo e/ou dolomitização (figuras 13A, 13B e 14A). Tanto no microesparito quanto no pseudoesparito são observados inúmeros cristais neomorfizados de calcita de granulometria maior que a matriz microespática. Associado a isto, tem-se os cristais de dolomita de aspecto sujo, subtranslúcidos a luz transmitida, com granulometria entre 20 e 30 μm , formados a partir do processo de dolomitização da matriz microespática.

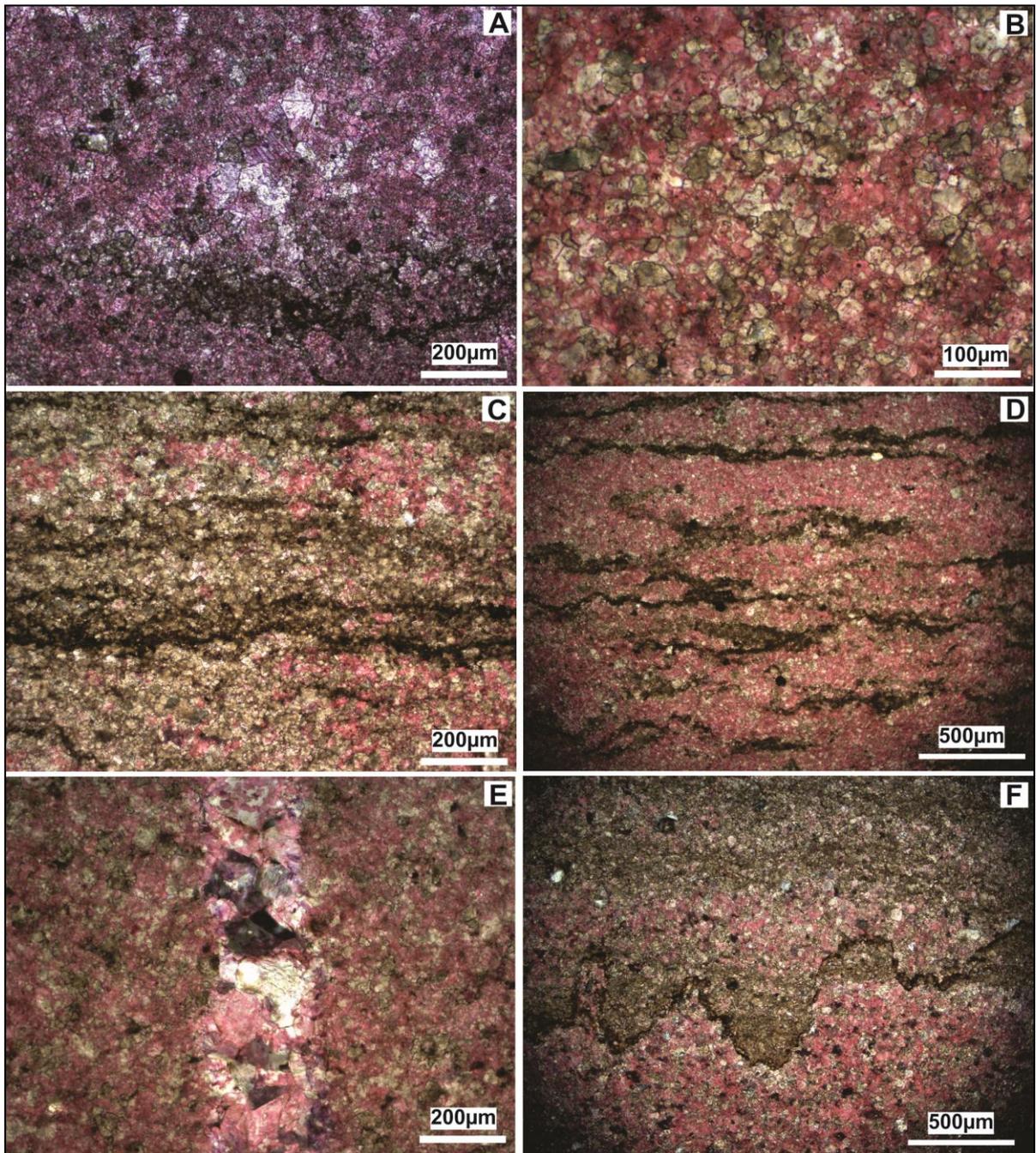


Figura 13- Feições diagenéticas. A) Cristais de calcita neomorfisados a partir da matriz. B) cristais de dolomita de aspecto sujo, subtranslúcidos a luz transmitida desenvolvidos na matriz calcítica. C e D representam os *dissolution seams*. E) fratura preenchida por calcita espática. F) Estilólito.

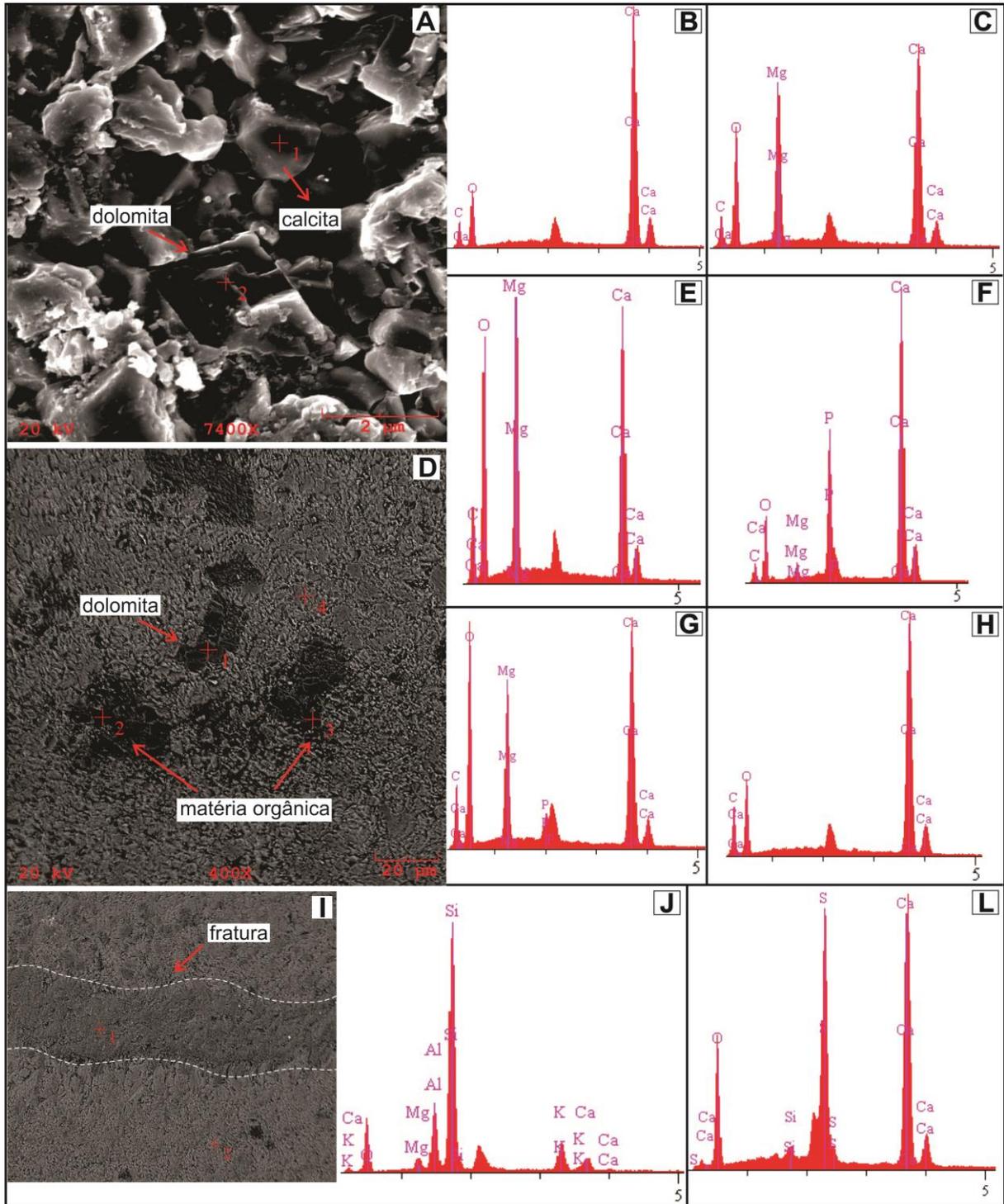


Figura 14- A) imagem de calcário da AF1 a partir de microscopia eletrônica de varredura, onde é possível identificar cristal de dolomita desenvolvido na matriz calcítica. Os respectivos espectros estão representados em B e C. D) imagem de calcário da AF1 a partir de microscopia eletrônica de varredura, onde é possível identificar cristais de dolomita, matéria orgânica e a matriz calcita. Os respectivos espectros estão representados em E, F, G e H. I) Representa a fratura preenchida por material essencialmente siliciclástico, desenvolvida no calcário. Os respectivos espectros estão representados em J e L. Neste é possível identificar a contribuição siliciclástica no carbonato.

5.3 PROCEDIMENTOS EXPERIMENTAIS

As doze amostras selecionadas para análise geocronológica pelo método Pb-Pb provenientes ao perfil localizado na região de Paranatinga-MT 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). A partir da análise geocronológica Pb-Pb realizada nestas amostras (figura 15) se obteve um alinhamento no diagrama isocrônico que define um valor de 676 ± 220 Ma (Ludwig 2004, modelo 1), porém com elevado MSWD de 71.

A partir de um refinamento com base principalmente na análise microscópica, foi possível excluir as amostras que poderiam trazer contribuição siliciclástica e conseqüente influenciar no cálculo da idade Pb-Pb. A partir da exclusão as amostras CP-18; CP-37 e CP-49 que estão claramente fora da reta isocrônica (Figura 15) um novo alinhamento foi obtido, definindo uma idade de 476 ± 93 Ma e reduzindo o MSWD de 71 para 6 (Figura 16) (Ludwig 2004, modelo 1).

Tabela 2- Resultados das análises Pb-Pb (ICP-MS) por dissolução total para as amostras de carbonato da região de Paranatinga-MT. O erro das medidas é de dois sigmas.

AMOSTRAS	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 δ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 δ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 δ
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

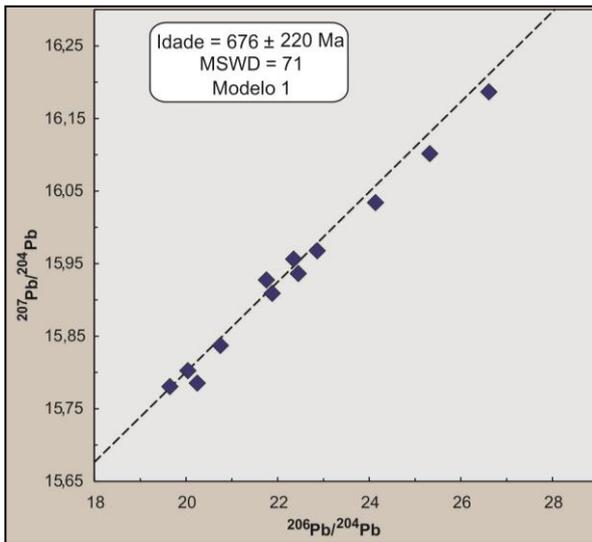


Figura 15- Isócrona Pb-Pb para os calcários da Formação Guia em Paranatinga. Este diagrama apresenta as doze amostras, fornecendo idade de 676 ± 220 Ma com MSWD muito elevado.

Fonte: (Ludwig 2004 modelo 1).

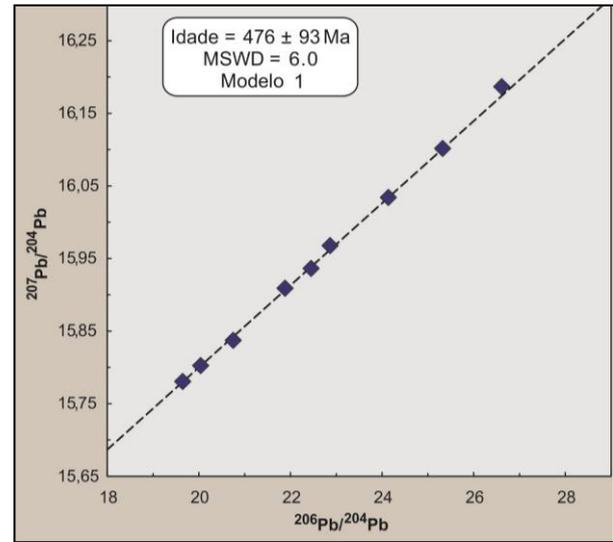


Figura 16- Isócrona Pb-Pb para os calcários da Formação Guia em Paranatinga. O diagrama representa a idade obtida de 476 ± 93 Ma com MSWD bem mais baixo após a retirada das três amostras.

Fonte: (Ludwig 2004 modelo 1).

As três amostras do perfil de Paranatinga e Bom Jardim, selecionadas para o estudo de geoquímica isotópica do Sr geraram entre sete e dez alíquotas durante o processo de lixiviação, respectivamente. De forma geral as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ correspondentes as ultimas alíquotas são as mais elevadas. Segundo Bailey *et al.* (2000), o aumento das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pode estar relacionado com o Sr radiogênico oriundo da impurezas de natureza não carbonática liberado nas etapas finais da lixiviação ácida.

Para a amostra CP-11, a maior razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,749435) está relacionada a alíquota representada pelo resíduo final (RF) da lixiviação, onde estão concentrados os componentes siliciclásticos da amostra carbonática. Conforme pode ser observado na tabela 3, as alíquotas L6, L8, L9, L10 e RF apresentam os erros mais elevados à dois sigmas, gerando um elevado MSWD para a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtida (figura 17). Um segundo diagrama (figura 18) foi confeccionado excluindo estas alíquotas para o cálculo da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e apesar de causar incipiente variação no valor da razão isotópica, obteve-se significativa diminuição no valor do MSWD de 790 para 75. O valor considerado como sendo a razão isotópica para a amostra CP-11 é a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70943, correspondente a razão mais baixa representada pela alíquota L5.

A lixiviação sequencial realizada na amostra CP-32 gerou dez alíquotas e não foi analisado o resíduo final. O cálculo para obter a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ forneceu um valor médio de $0,71066 \pm 0,00040$. No diagrama confeccionado com as dez alíquotas obtidas para esta amostra é possível observar o padrão decrescente do valor da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtida, desta forma considerou-se o valor de 0,709340 representado pela alíquota L10, que de forma similar a alíquota L5 da amostra CP-11, representa o menor valor para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da amostra (figura 19).

A amostra BJ-20 gerou sete alíquotas a partir do processo de lixiviação sequencial. Para o cálculo da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ excluiu-se as alíquotas L6 e L7 com provável contribuição terrígena para o Sr (figura 20, retângulos azuis), obtendo-se um valor médio de $0,707822 \pm 0,000046$ (figura 21). O valor assumido como sendo a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para esta amostra é o valor representado pela alíquota L2 de 0,70774 (figura 21, retângulo amarelo) que representa a menor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtida.

Tabela 3- Resultado da análise isotópica Sr-Sr para as amostras da Formação Guia na região de Paranatinga (CP-11 e CP-32) e Bom Jardim (BJ-20). O erro das medidas é de dois sigmas.

AMOSTRA	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 δ	AMOSTRA	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 δ
CP-11 (L1)	0,710263	0,000018	CP-32 (L1)	0,711132	0,000030
CP-11 (L2)	0,710031	0,000041	CP-32 (L2)	0,711033	0,000010
CP-11 (L3)	0,709986	0,000079	CP-32 (L3)	0,711004	0,000018
CP-11 (L4)	0,709680	0,000060	CP-32 (L4)	0,710885	0,000015
CP-11 (L5)	0,709438	0,000055	CP-32 (L5)	0,710892	0,000025
CP-11 (L6)	0,715306	0,000268	CP-32 (L6)	0,710136	0,000020
CP-11 (L7)	0,709725	0,000041	CP-32 (L7)	0,709884	0,000024
CP-11 (L8)	0,713153	0,000174	CP-32 (L8)	0,709951	0,000024
CP-11 (L9)	0,757646	0,002262	CP-32 (L9)	0,709633	0,000022
CP-11 (L10)	0,726308	0,000834	CP-32 (L10)	0,709340	0,000043
CP-11 (RF)	0,749435	0,002444			
BJ-20 (L1)	0,707831	0,000015			
BJ-20 (L2)	0,707744	0,000036			
BJ-20 (L3)	0,707806	0,000017			
BJ-20 (L4)	0,707893	0,000024			
BJ-20 (L5)	0,707809	0,000017			
BJ-20 (L6)	0,708289	0,000023			
BJ-20 (L7)	0,708005	0,000022			

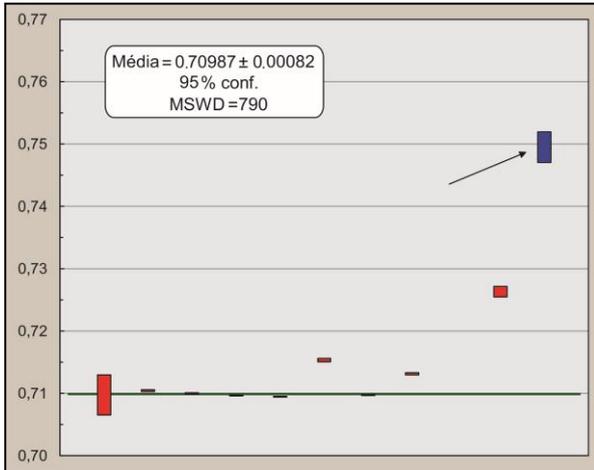


Figura 17- Diagrama representando as razões Sr-Sr para os calcários da Formação Guia em Paranatinga (amostra CP-11). Onde se obteve uma média de $0,70987 \pm 0,00082$ considerando as dez alíquotas.

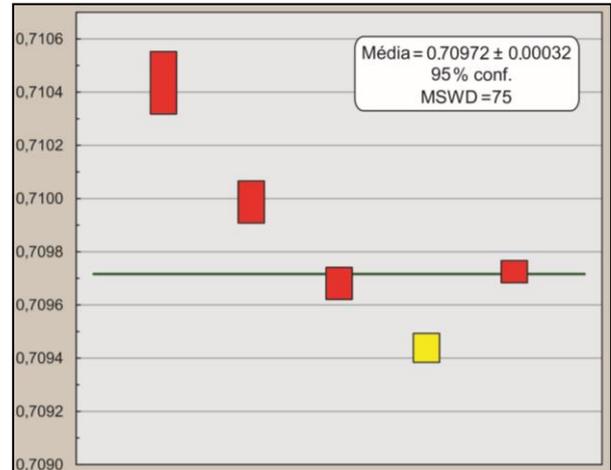


Figura 18- Diagrama representando as razões Sr-Sr para os calcários da Formação Guia em Paranatinga (amostra CP-11). Onde se obteve uma média de $0,70972 \pm 0,00032$ e redução do MSWD de 790 para 75 a partir da exclusão das alíquotas L6, L8, L9, L10 e RF.

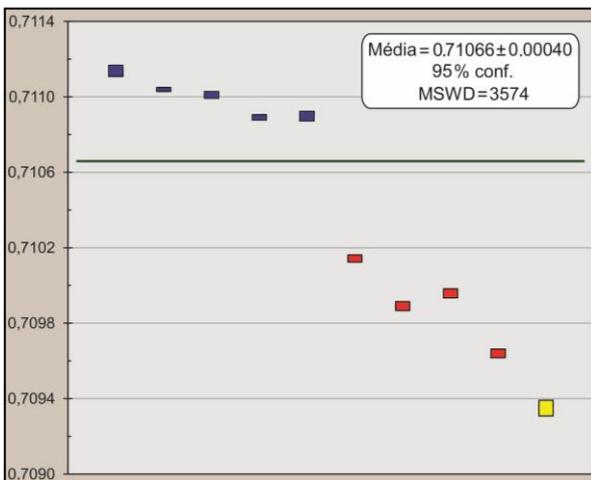


Figura 19- Diagrama representando as razões Sr-Sr para os calcários da Formação Guia em Paranatinga (amostra CP-32). Onde se obteve uma média de $0,71066 \pm 0,00040$ considerando as dez alíquotas. Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ considerada é representada pela alíquota L10 de 0,709340.

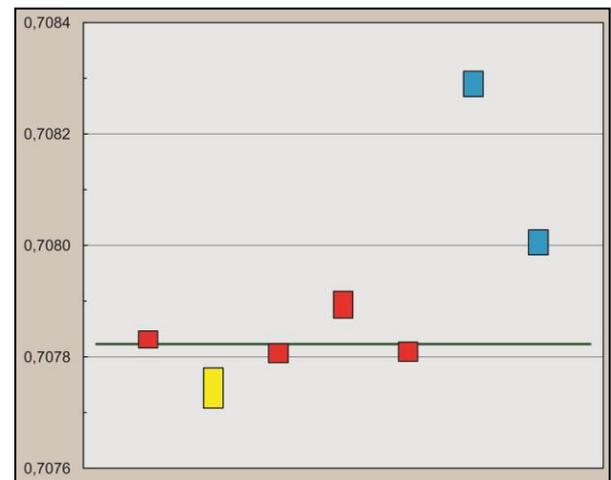


Figura 20- Diagrama representando as razões Sr-Sr para os calcários da Formação Guia em Bom Jardim (amostra BJ-20). Um segundo diagrama (figura 21) foi construído a partir da retirada das alíquotas L6 e L7 (retângulos azuis).

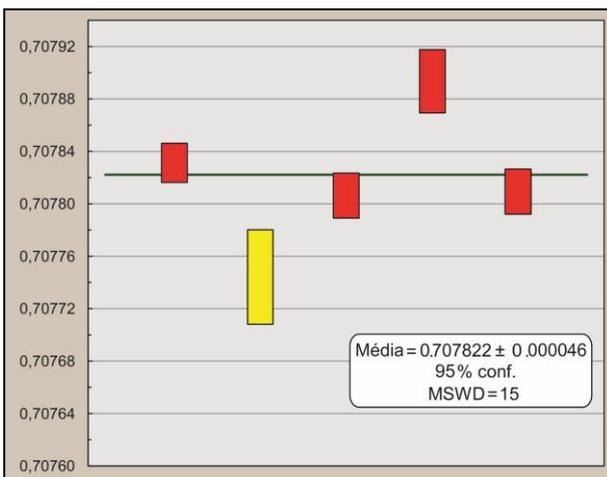


Figura 21- Diagrama representando as razões Sr-Sr para os calcários da Formação Guia em Bom Jardim (amostra BJ-20) a partir da exclusão das alíquotas L6 e L7, obtendo-se um valor médio de $0,707822 \pm 0,000046$. Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ considerada é representada pela alíquota L2 de 0,70774.

Para a realização da análise isotópica de C e O foram selecionadas trinta e oito amostras de carbonato, distribuídas verticalmente na sucessão da Formação Guia na região de Bom Jardim e Paranatinga, sendo vinte e seis e doze amostras, respectivamente. Os resultados estão representados na tabela 4 e figura 23.

Tabela 4- Resultado da análise isotópica de C e O para as amostras da Formação Guia na região de Paranatinga (amostras CP) e Bom Jardim (amostras BJ), estado do Mato Grosso.

Amostras	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} \text{ ‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} \text{ ‰}$	Amostras	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} \text{ ‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} \text{ ‰}$
BJ 1	-0.57	-5.07	CP 11	-5.29	-9.58
BJ 2	-0.94	-5.08	CP 18	-5.26	-8.63
BJ 3	-0.27	-3.89	CP 22	-4.99	-8.06
BJ 4	-1.33	-6.38	CP 28	-4.87	-8.21
BJ 5	-0.69	-7.01	CP 32	-4.90	-7.86
BJ 6	-0.73	-6.90	CP 37	-4.44	-7.27
BJ 7	-0.72	-6.76	CP 44	-3.08	-6.25
BJ 9	-0.66	-6.23	CP 49	-3.09	-5.13
BJ 10	-0.86	-6.71	CP 53	-4.29	-5.14
BJ 11	-1.30	-6.30	CP 57	-3.70	-7.64
BJ 12	-1.13	-5.36	CP 63	-3.64	-6.76
BJ 13	-1.23	-5.58	CP 66	-3.66	-6.24
BJ 14	-1.18	-6.03			
BJ 15	-1.29	-3.54			
BJ 17	-0.42	-0.92			
BJ 18	-0.84	-7.21			
BJ 19	-0.57	-1.48			
BJ 20	-0.96	-2.87			
BJ 21	-1.09	-2.70			
BJ 22	-0.75	-6.69			
BJ 23	-0.28	-1.16			
BJ 24	-1.48	-7.79			
BJ 25	-0.35	-6.67			
BJ 26	-0.27	-8.52			
BJ 27	-0.70	0.86			
BJ 28	-0.59	-6.57			

Para as amostras referentes ao perfil de Bom Jardim, o carbonato apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de -0,27 a -1,33‰, sendo que os valores mais depletados, menores que -1 ‰, perfazem um terço das amostras analisadas. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ oscilam entre -7,21 a -0,92 ‰, com valores inferiores a -5 ‰ para dois terços das amostras. Para as amostras referentes ao perfil de Paranatinga, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam entre -3,08 a -5,29‰, sendo que 100 % dos valores obtidos são menores que -1 ‰, assim como 100 % dos valores encontrados para o $\delta^{18}\text{O}$ são menores que -5 ‰, variando de -5,13 a -9,58, tabela 04 e figura 23.

CAPÍTULO 6

6.1 DISCUSSÃO DO RESULTADO GEOCRONOLÓGICO Pb-Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Sr, C e O

Os resultados obtidos a partir da geoquímica isotópica de Sr revelaram valores similares para as duas amostras (CP-11 e CP-32) representativas da Formação Guia na Região de Paranatinga, com razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70943 e 0,709340, respectivamente. Enquanto a amostra BJ-20, representativa da unidade na região de Bom Jardim, forneceu um valor menor para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70774. Contudo, estes valores de razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos para a Formação Guia no contexto da Faixa Paraguai são discrepantes se comparados com a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que se tem para a unidade no contexto do Cráton Amazônico, onde a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é 0,707093 (Romero *et al.* 2013) e 0,7072 (Souza 2016) na região de Tangará da Serra-MT.

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 Pb-Pb obtida neste trabalho é de 476 ± 93 Ma para a Formação Guia na região de Paranatinga (Faixa Paraguai). Este dado geocronológico é compatível com os resultados obtidos por geoquímica isotópica de Sr que indicam uma idade de transição Ediacarano/Cambriano para a Formação Guia, quando posicionados na curva de evolução das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos marinhos durante o Neoproterozóico e início do Cambriano (figura 22).

A relação $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ mostra covariância dos valores, sugerindo a ausência de eventos diagenéticos para os valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Tabela 4). Apesar dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos para os carbonatos na região de Bom Jardim serem similares aos descritos para a Formação Serra do Quilombo (Milhomem 2012) a possibilidade destes dados corresponderem a esta unidade foi desconsiderada devido às suas características diagenéticas. Isto é, dentre as unidades do Grupo Araras, a Formação Guia corresponde à única unidade essencialmente calcária, diferentemente das demais. Além disso, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos na região de Bom Jardim (-0,27 a -1,29 ‰) estão mais relacionados à porção superior da Formação Guia do que à base da Formação Serra do Quilombo (Figura 24). Nesta, os valores de $\delta^{13}\text{C}$, apesar de próximos à zero, apresenta valores positivos, o que não é identificado para a Formação Guia neste ou em trabalhos anteriores.

Valores similares de $\delta^{13}\text{C}$ também são descritos para a Formação Nobres (Nogueira 2003, Nogueira *et al.* 2007, Rudnitzki 2015), figura 24, entretanto a ausência de siliciclásticos, estruturas estromatolíticas e fácies evaporíticas, descritas para a Formação Nobres (Nogueira 2003, Nogueira *et al.* 2007, Rudnitzki 2015), são indicativas de se tratarem de uma unidade distinta.

Outro dado que corrobora para que os dados obtidos pela geocronologia Pb-Pb, geoquímica isotópica de Sr, C e O sejam associados à Formação Guia são os valores de $\delta^{13}\text{C}$ encontrados para os carbonatos na região de Paranatinga, que apresentam os mesmos padrões de assinatura isotópica da porção basal da Formação Guia descritos em trabalhos anteriores, realizados na região de Nobres e Cáceres (Fonte *et al.* 2006, Nogueira *et al.* 2007, Rudnitzki 2015), figura 24.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ de carbonatos são indicadores diagenéticos muito sensíveis revelando interações fluido-rocha tardias que modificam a composição encontrada em carbonatos neoproterozóicos, cujos valores oscilam próximo a -6‰ (Jacobsen & Kaufman 1999, Kaufman & Knoll 1995, Veizer *et al.* 1992). Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ neste trabalho são compatíveis com as variações diagenéticas tardias citadas (Tabela 04).

Os dados isotópicos de Pb e Sr para a Formação Guia na região de Paranatinga e Bom Jardim são discrepantes em relação aos dados existentes para esta formação no contexto do Cráton Amazônico, onde são considerados respectivamente como sendo a idade de deposição e a assinatura isotópica primária do ambiente de deposição destes carbonatos. Isto sugere que a diferença na idade obtida representa uma idade rejuvenescida, não refletindo a idade de deposição destas rochas, mas sim uma reabertura do sistema isotópico U-Pb. A interpretação de que os dados obtidos são referentes à Formação Guia e não a outra unidade formada após o Ediacarano é corroborada pelos dados litológicos, a análise/ interpretação de fácies e pela assinatura isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ obtida que são compatíveis com a Formação Guia (Brelaz 2012, Nogueira 2003, Nogueira *et al.* 2007).

A interferência no sistema isotópico U-Pb capaz de reabrir o sistema geocronológico daqueles carbonatos, pode ter sido causada por eventos tectono-deformacionais/termais pós-deposicionais, relacionados à evolução da Faixa Paraguai Norte e à instalação das bacias sedimentares Paleozóicas do Paraná e do Parecis. Segundo a evolução proposta por Santos (2016) para a Faixa Paraguai, o quarto estágio compreende a reativação transtensiva de estruturas antigas do embasamento, acompanhada de deformação rúptil das rochas

sedimentares e intrusão do Granito São Vicente (518 ± 4 Ma.) (MacGee *et al.* 2012, Santos 2016). A intrusão desde corpo ígneo se deu após a deposição das rochas do Grupo Araras no Cambriano. Desta forma a idade de 476 ± 93 Ma obtida para a Formação Guia na região de Paranatinga, provavelmente representa o registro deste evento tectonotermal ocorrido no cambriano relacionado à reativação de antigas estruturas do embasamento, acompanhada da intrusão do Granito São Vicente, bem como à instalação das bacias sedimentares citadas.

A Formação Guia também foi alvo de estudo geocronológico Pb/Pb por Figueiredo (2010) na região de Nobres (MT), obtendo idade isocrônica de 580 ± 77 Ma. Segundo a autora as razões isotópicas de Pb obtidas nas rochas desta unidade mostraram um bom espalhamento, porém com erros analíticos bastante elevados, e quando plotadas em diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ forneceram uma idade (580 ± 77 Ma) muito discrepante para o que sem tem estabelecido para a Formação Guia no Cráton Amazônico (Babinski *et al.* 2006; Romero *et al.* 2013). A autora sugere que esta idade pode representar tanta a idade de sedimentação quanto a da deformação destas rochas, o que poderia ter ocasionado uma abertura do sistema isotópico e consequentemente alterado a idade mínima de deposição. A hipótese de reabertura do sistema isotópico corrobora com a interpretação proposta neste trabalho.

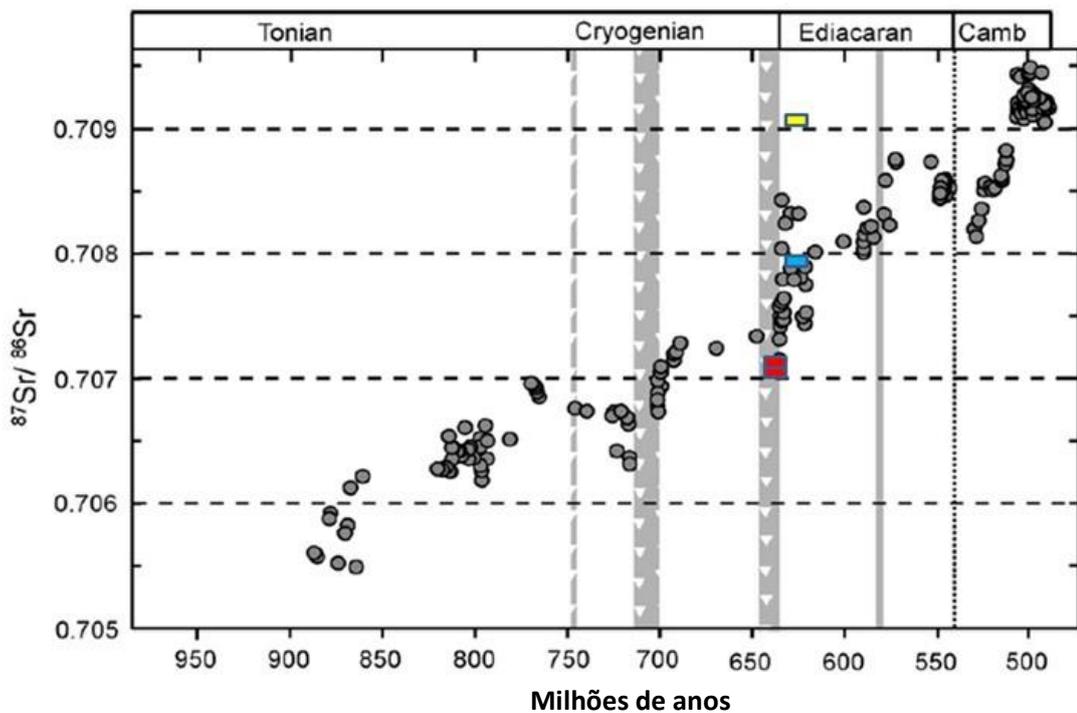


Figura 22- Evolução das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos marinhos durante o Neoproterozóico e início do Cambriano (1*). Os retângulos vermelhos representam a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para a Formação Guia na região de Tangará da Serra (Cráton Amazônico). O retângulo azul representa a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,707744 para a mesma unidade em Bom Jardim e o amarelo a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,709340 para a Formação Guia em Paranatinga, ambas localidades no contexto da Faixa Paraguaí.

Fonte: (1*) Halverson *et al.* 2010, Romero *et al.* 2013, Souza 2016.

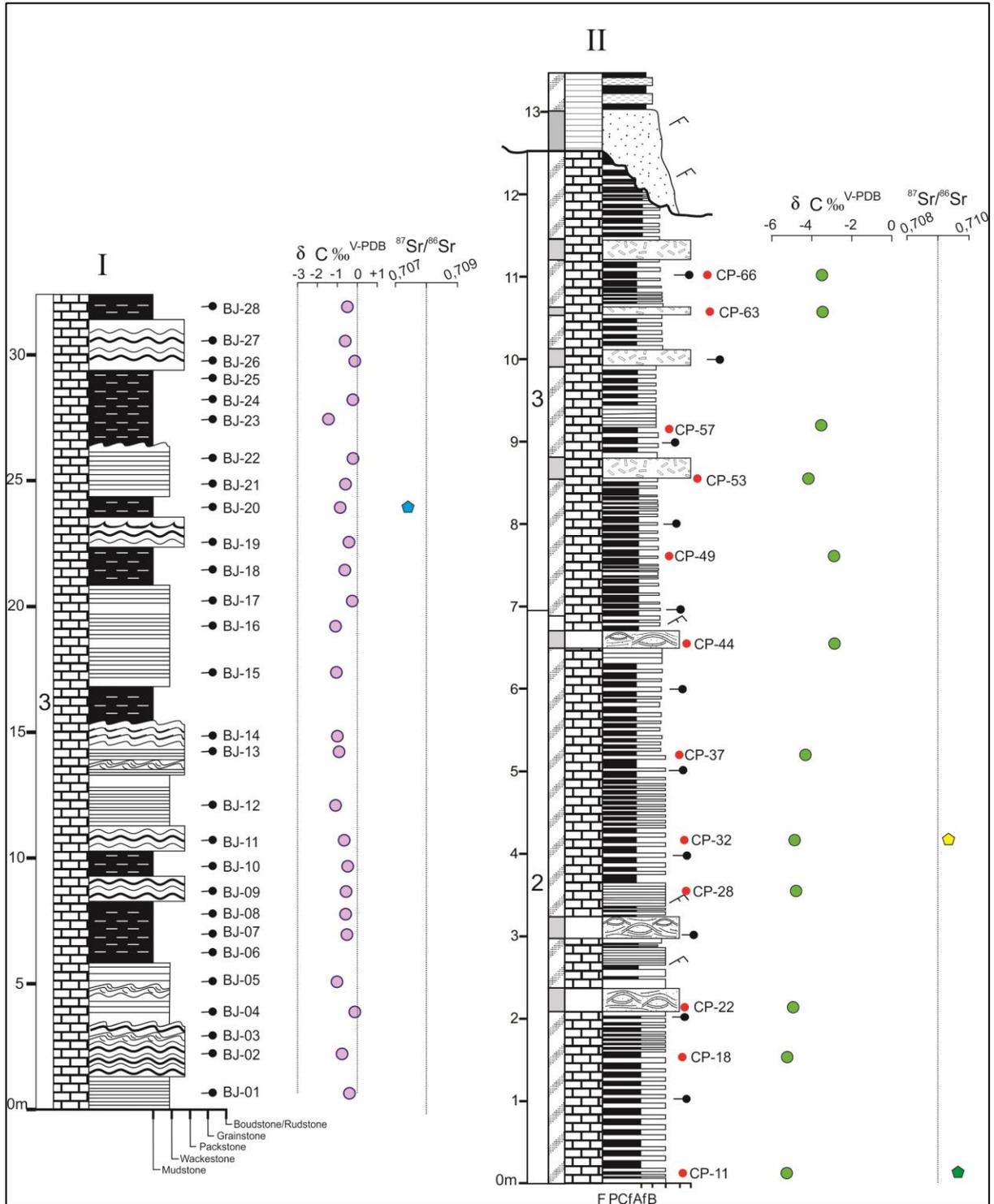


Figura 23- Perfis estratigráficos para a Formação Guia em Bom Jardim (I) e Paranatinga (II) com suas respectivas distribuições de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e razão isotópica de Sr. Para as amostras referentes ao perfil de Bom Jardim, o carbonato apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de -0,27 a -1,33‰, enquanto que para as amostras referentes ao perfil de Paranatinga, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam entre -3,08 a -5,29‰. Ver legenda nas figuras 8 e 24.

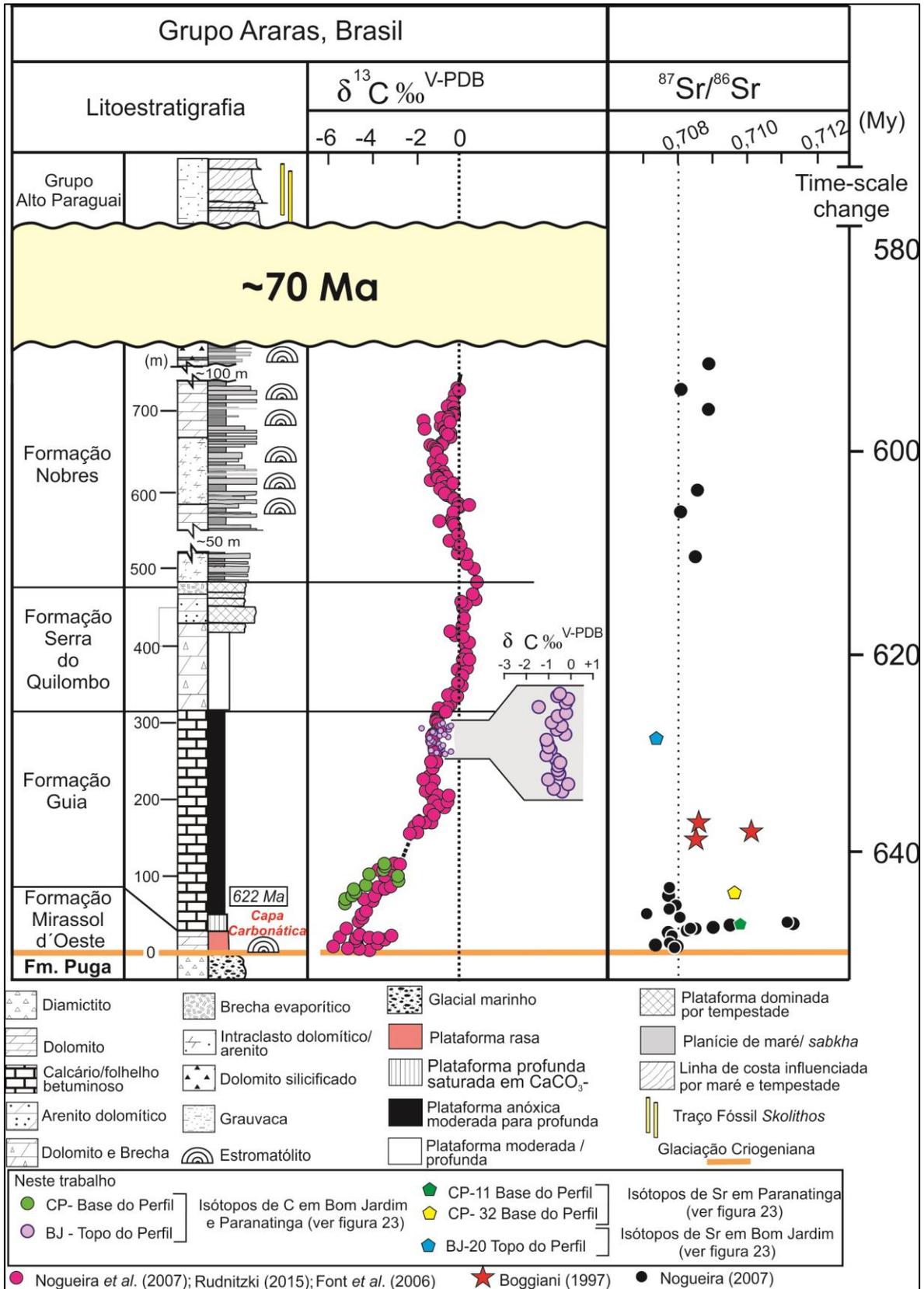


Figura 24- Coluna estratigráfica para a sucessão carbonática Araras sobreposta aos diamictitos Puga, mostrando as excursões de $\delta^{13}\text{C}$ primárias em ‰ e os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ conforme os autores citados. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos para os carbonatos na região de Bom Jardim são correlacionáveis com a assinatura isotópica obtida para a porção de topo da Formação Guia em transição à Serra do Quilombo, assim como os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos para os carbonatos na região de Paranatinga podem ser associados a porção basal da Formação Guia.

6.2 IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

O posicionamento estratigráfico e paleogeográfico do final de sedimentação da plataforma Guia (Figura 25) tem como base os resultados obtidos neste trabalho, assumindo novas associações de fácies, referentes a depósitos de plataforma rasa influenciada por maré e onda, além de comparar com os dados obtidos em trabalhos anteriores para a Formação Guia na Faixa Paraguai Norte (Brelaz 2012, Nogueira 2003, Nogueira *et al.* 2007). O modelo paleogeográfico proposto estende-se entre as cidades de Mirassol d'Oeste, Tangará da Serra, Cáceres, Nobres, Bom Jardim e Paranatinga inseridas na borda S-SW do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte.

A Formação Guia, composta pelas fácies de plataforma carbonática, ocorre ao longo da Cráton Amazônico, tendo suas exposições principais nas regiões de Mirassol d'Oeste e Tangará da Serra, compondo a sucessão de capas carbonáticas do Ediacarano, 622 ± 33 Ma (Babinski *et al.* 2006, Nogueira *et al.* 2007, Romero *et al.* 2013). Babinski *et al.* (2006) obtiveram idade radiométrica de $627 \text{Ma} \pm 32 \text{Ma}$ por meio de Pb/Pb para a Formação Mirassol d'Oeste (base do Grupo Araras) na região homônima no estado do Mato Grosso, considerada como sendo a idade deposicional desses carbonatos. Na capa carbonática em Tangará da Serra, Romero *et al.* (2013) obtiveram idade similar de Pb/Pb em torno de 622 ± 33 Ma para os carbonatos da Formação Guia, o que corrobora com a idade deposicional obtida por Babinski *et al.* (2006).

Ao longo da Faixa Paraguai Norte, nos municípios de Cáceres e Nobres, a Formação Guia apresenta intercalações entre calcários finos e folhelhos betuminosos, associados a depósitos de plataforma *offshore*, ora apresentando supersaturação de CaCO_3 , ora sugerindo uma plataforma anóxica (Brelaz 2012, Nogueira *et al.* 2007), caracterizando a porção basal desta unidade com espessura de aproximadamente 300m.

A sucessão de topo da Formação Guia, neste trabalho de mestrado é interpretada como uma plataforma rasa influenciada por maré e onda, como unidade de topo com espessura superior 30m, observados na região de Bom Jardim, na Faixa Paraguai Norte. Apesar de se tratar de uma fácies continental, os depósitos de plataforma influenciada por maré não podem ser associados a uma sequência progradacional da Formação Guia em virtude das poucas exposições de afloramentos e ausência de superfícies chave para a correlação desta unidade com as demais sucessões aflorantes na Faixa Paraguai Norte. Definir

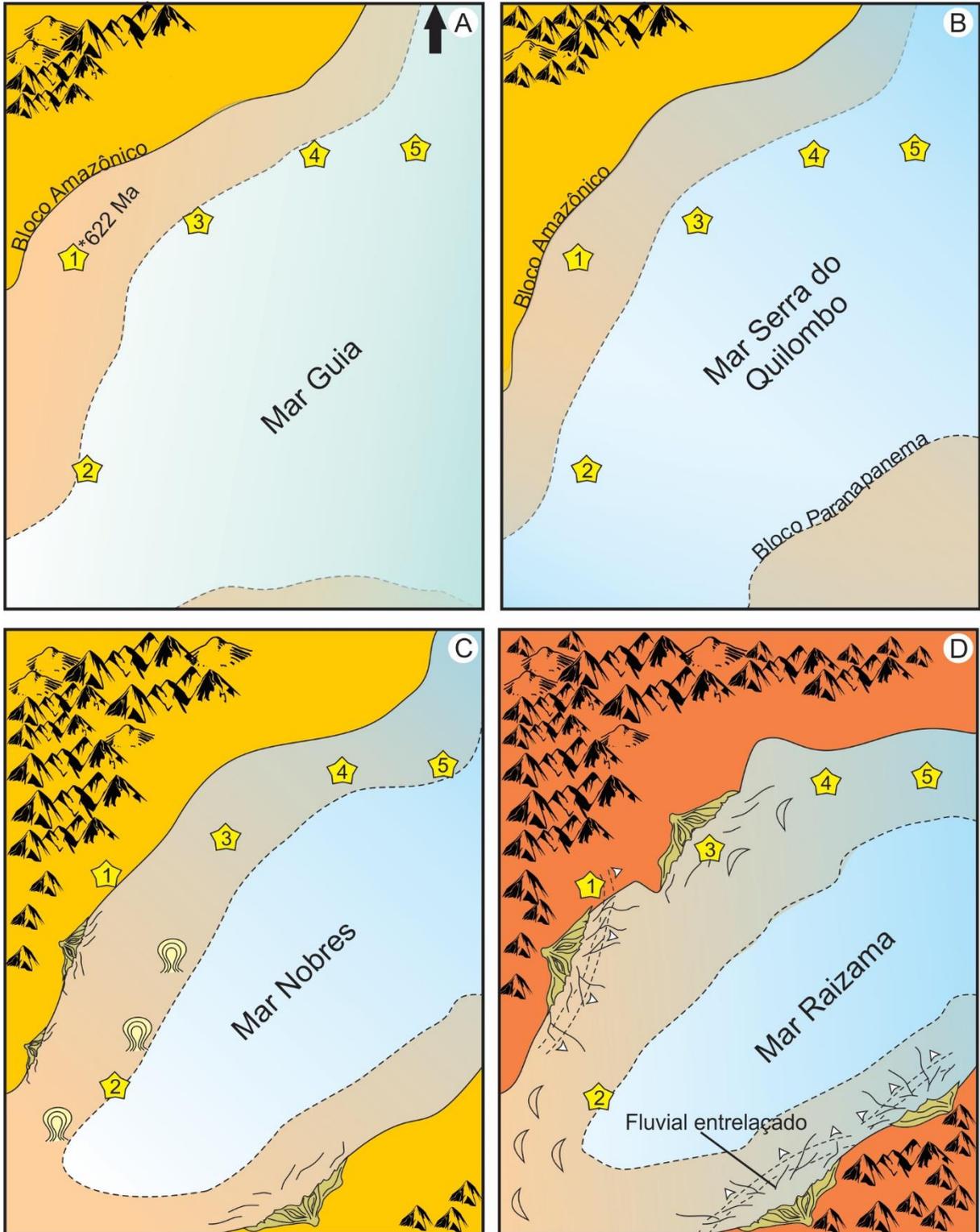
que as fácies de plataforma influenciada por maré represente uma sequência progradante, seria possível a partir da observação de mais perfis que possibilitariam uma correlação estratigráfica mais detalhada.

O posicionamento estratigráfico da Formação Guia é bem definido por Nogueira *et al.* (2007), onde somente as fácies de plataforma profunda são descritas para a referida formação. Nogueira *et al.* (2007) sugerem a Formação Guia recobrando os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste e sendo recoberta pelas brechas com matriz arenosa e dolomítica da Formação Serra do Quilombo. Mesmo sem podermos observar os limites da Formação Guia, nos afloramentos de Bom Jardim, podemos sugerir que os dados de $\delta^{13}\text{C}$, obtidos neste trabalho de mestrado, com valores entre -0,27 a -1,29 ‰, são concordantes aos valores obtidos para o topo da Formação Guia na transição com Formação Serra do Quilombo (Milhomem 2012, Nogueira *et al.* 2007), sugerindo que se trata de uma unidade de topo da Formação Guia.

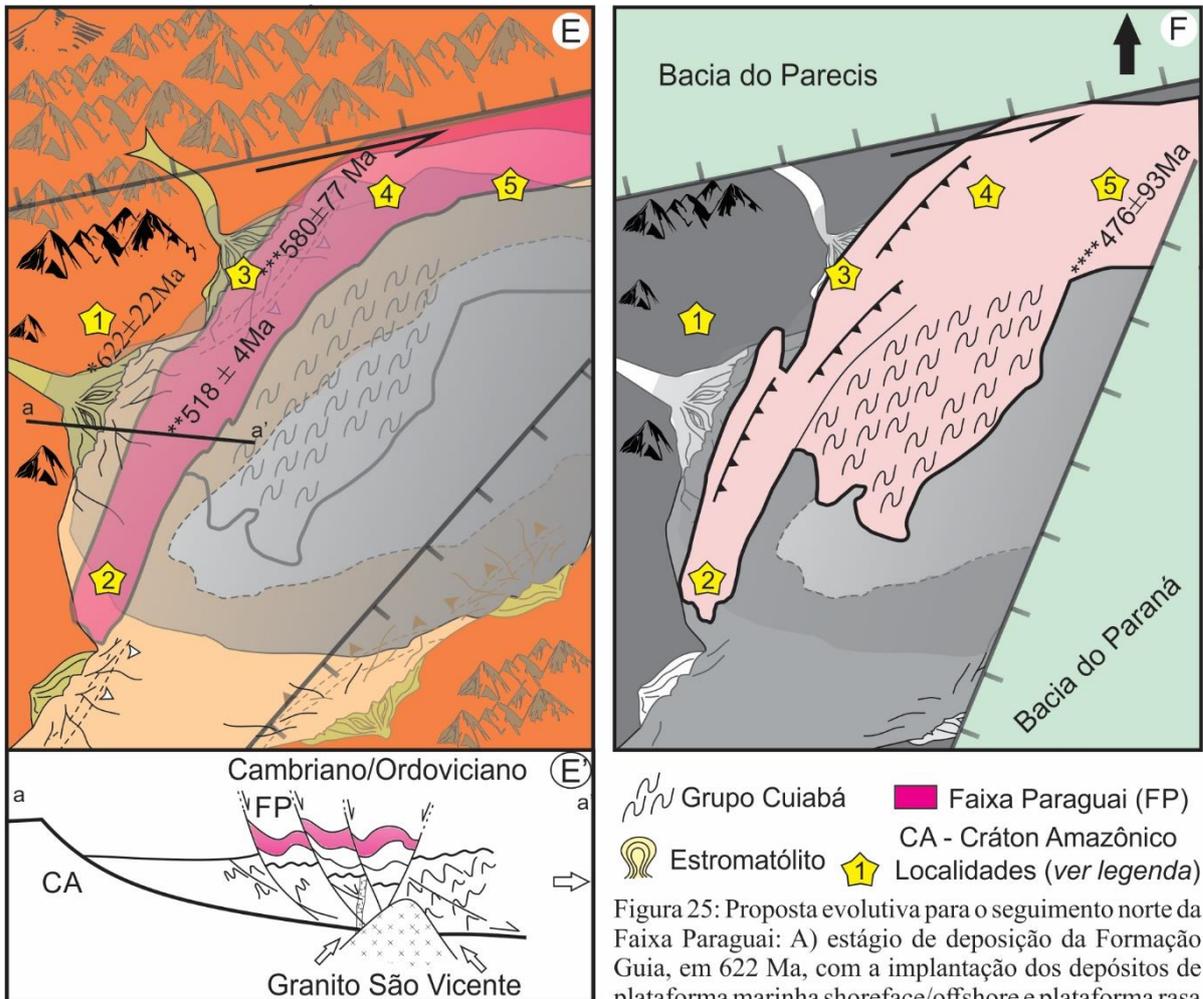
Os mesmos valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos para a região de Bom Jardim também são observados na Formação Nobres (Nogueira 2003, Nogueira *et al.* 2007, Rudnitzki 2015), entretanto a ausência de siliciclasticos, estruturas estromatolíticas e fácies evaporíticas, descritas para a Formação Nobres (Nogueira 2003, Nogueira *et al.* 2007, Rudnitzki 2015), são indicativas de se tratarem de uma unidade distinta. Além disso, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ da rocha carbonática da região de Paranatinga são compatíveis com a assinatura isotópica da porção basal da Formação Guia na região de Nobres e Cáceres (Nogueira *et al.* 2007).

Na área de estudo a Formação Guia apresenta, com base em dados comparativos de $\delta^{13}\text{C}$, uma plataforma carbonática composta por depósitos de planície de maré, *Shoreface/offshore* e *offshore*. A Formação Guia seria composta por uma plataforma profunda supersaturada em CaCO_3 intercalada com fácies pelíticas, indicativas de anoxia, posicionadas a W-SW da área. Em direção a esta porção observa-se o desenvolvimento de depósitos de plataforma *offshore*, representando o depocentro da Bacia Guia. A plataforma profunda grada para fácies de plataforma rasa a NE-E da área de estudo (ponto 4 da Figura 25, Figura 8), configurando o Mar Guia. A presença das fácies rasas da Formação Guia, interpretadas como depósitos de intermaré, não pode ser decisiva para uma reavaliação que atribua um padrão progradacional para toda a sucessão da referida formação, podendo ser admitida somente uma variação de interdigitação dos depósitos.

Na região de Planalto da Serra são descritos estromatólitos colunares, definidos erroneamente como outra unidade chamada Formação Pacu (Souza 2015, Souza *et al.* 2012). A controvérsia da existência da referida formação, se dá pela complexidade estrutural da área, submetida a cinco estágios tectônicos, sendo o quarto estágio relativo a uma reativação transtensiva, acompanhada de deformação rúptil de rocha sedimentar e intrusão do Granito São Vicente (518 Ma). A definição desta nova unidade estratigráfica, Formação Pacu, vai contra a definição de um estratótipo, definido no código estratigráfico (Petri *et al.* 1986), no qual define que “*deve ser definida e descrita claramente, baseada no conhecimento mais completo possível de suas relações laterais e verticais, de maneira que um pesquisador subsequente a possa reconhecer com segurança.*”. Além disso, o trabalho não apresenta um estudo geocronológico e nem litoestratigráfico para a proposição de uma nova unidade, baseando-se tão somente em dados isotópicos (C e O), o que também não é recomendado pelo Código Estratigráfico Internacional.



Continua



influenciada por maré. B) estágio de transgressão marinha representados pelos depósitos marinho profundo da Formação Serra do Quilombo. C) Aumento do suprimento siliciclastico no final do estágio de deposição da plataforma carbonática Nobres; D) A deposição sedimentação siliciclástica advinda de áreas fontes soerguidas à oeste inibe permanentemente a precipitação dos carbonatos. Forma-se uma plataforma rasa na região sul do Cráton Amazônico, com deposição retrogradante predominantemente litorânea influenciada por maré e tempestade, referentes a plataforma marinha siliciclastica Alto Paraguai. E) início do estágio de inversão da bacia por reativação de estruturas antigas do embasamento, com seguida deformação rúptil a rúptil-ductil das rochas sedimentares. Associados à esses eventos tem-se a intrusão do granito São Vicente 518 ± 4 Ma (MacGee *et al.*, 2012). E') Modelo de episódio tectônico proposto por Santos (2016); F) soerguimento da Faixa Paraguai Norte com exposição dos metasedimentos da Formação Cuiabá, carbonatos do Grupo Araras e siliciclasticos do Grupo Alto Paraguai. O contínuo soerguimento ocorreu até 400 Ma, idade estimada para o período de reabertura do sistemas observados com base nos dados de Sr obtidos para a região de Paranatinga. Posterior instalação das bacias paleozóicas do Parecis e Paraná. Idades: * Romero *et al.*, 2013; ** MacGee *et al.*, 2012; ***Figueiredo 2010; ****Neste trabalho. Localidades no estado do Mato Grosso: 1) Tangará da Serra; 2) Cáceres; 3) Nobres; 4) Bom Jardim e 5) Paranatinga.

REFERÊNCIAS

- Alencar Q.S. 2014. *Fácies, petrografia e geocronologia Pb-Pb da formação guia, região de Paranatinga – MT*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Pará, Belém, 69p.
- Almeida F.F.M. 1964a. Geologia do Centro-Oeste Mato-Grossense., *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro, DNPM, (215):1-54.
- Almeida F.F.M. 1964b. Glaciação eocambriana em Mato Grosso. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Notas Prel. e Est. Rio de Janeiro, DNPM, (117):1-11.
- Almeida F.F.M. 1984. Província Tocantins, Setor Sudoeste. *In: Almeida F.F.M., Hasui Y. (coord.). O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Blücher Ltda, p. 265-281.
- Almeida F.F.M. & Mantovani, M.S.M. 1975. Geologia e geocronologia do Granito São Vicente, Mato Grosso. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **47**:451–458.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In: SBG-Núcleo Nordeste, 7º Simp. Geol. Nordeste, Fortaleza. Atas...*, p. 363-391.
- Alvarenga C.J.S. 1990. *Phénomènes sédimentaires, structuraux et circulation de fluides développés à la transition chaîne-craton. Exemple de chaîne Paraguai d'âge protérozoïque supérieur, Mato Grosso, Brésil*. TS Doutorado. Univ. Aix-Marseille III, França. 177 p.
- 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.
- Alvarenga C.J.S., Figueiredo M.F., Babinsky M., Pinho F.E.C. 2007. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay belt): evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *J. South America Earth Sci.*, **23**:236–241.
- 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*, **131**:1–21.
- 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. 2008. Isotope stratigraphy of Neoproterozoic cap Carbonates in the Araras Group, Brazil. *Gondwana Research*, (13):469–479.
- Alvarenga C.J.S., Boggiani P.C., Babinski M., Dardenne M.A., Figueiredo M.F., Santos R.V., Dantas E.L. 2009. The Amazonian palaeocontinent. *In: Gaucher C., Sial A.N., Halverson G.P., Frimmel H.E. (eds.). Neoproterozoic–Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on Southwestern Gondwana*. Cap. 2, p. 15-28.
- Arnaud E., Halverson G.P., Shields-Zhou G. 2011. *The geological record of Neoproterozoic Glaciations*. Lodon, Geological Society of London, 734 p. (Memoir 36).
- Babinski M. 1993. *Idades Isocrônicas Pb/Pb e Geoquímica Isotópica de Pb das rochas Carbonáticas do Grupo Bambul, na Porção Sul da Bacia do São Francisco*. TS 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, p.19.
- Bailey T.R. 2000. Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: whole rock analysis. *Chemical Geology*, **167** (3-4):313-319.
- 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*. TS Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, xvii, 109p.
- 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.
- Banner J.L. 2004. Radiogenic Isotopes: Systematics and Applications to Earth Surface Processes and Chemical Stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, **65**:141-194.
- Barros A.M., Silva R.H., Cardoso O.R.F.A., Freire A.F., Souza Jr. J.J., Rivetti M., Luz D.S., Palmeira R.C.B., Tassinari C.C.G. 1982. Geologia. Folha SD.21 - Cuiabá. In: Projeto RADAMBRASIL, Levantamento de Recursos Naturais. **26**:25-192.
- Boggiani P.C. 1997. *Análise estratigráfica da bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul*. TS Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo, 181 p.
- Buick R., Des Marais D.J., Knoll A.H. 1995. Stable isotope compositions of carbonates from the Mesoproterozoic Bangemall group, Australia: environmental variations, metamorphic effects and stratigraphic trends. *Chem. Geol.*, **123**:153-172.
- Brelaz L.C. 2012. *Paleoambiente dos Calcários e Folhelhos Betuminosos da Formação Guia, Neoproterozóico, Sudoeste do Estado do Mato Grosso*. DS 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.
- Caxito F. de A., Halverson G.P., Uhlein A., Stevenson R., Dias T. G., Uhlein G. J. 2012. Marinoan Glaciation in East Central Brazil. *Precambrian Research*, **200 - 203**:38–58.
- 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 rubidium-strontium 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**:93–117.
- Dardenne M.A. 1980. Relatório de viagem ao Mato Grosso. Goiânia, projeto RADAM BRASIL., 7p. (Relatório interno 377-G).

- Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobson S.B. 1992. Sedimentary Cycling and Environmental Change in the Late Proterozoic: Evidence from Stable and Radiogenic Isotopes. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **56**:1317-1329.
- Dumas S., Arnott R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification – The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, **34** (12):1073-1076.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W.E. Ham (Ed.) *Classification of carbonate rocks*. Am. Ass. Petrol. Geol., 108-121p (Memoir 1).
- Einsele G., Ricken W., Seilacher A. (eds.) 1991. *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 1040 p.
- Embry A.F. & Klovan J.E. 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **19**:730-781.
- Faulstich F.R., 2005. *Dolomitização e Sulfetos (Zn) dos Carbonatos Neoproterozóicos da Formação Araras, MT*. DS Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Brasília, 79p.
- Figueiredo M.F. *Químioestratigrafia isotópica (C, O, S e Sr), geocronologia (Pb-Pb e K-Ar) e proveniência (Sm-Nd) das rochas da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso*. TS Doutorado. Universidade de São Paulo. 198p.
- Faure G. 1986. Principles of Isotope Geology. 2nd edition. *John Wiley*, New York, 589p.
- Font E., Nédélec A., Trindade R.I.F., Macouin M., Charrière A. 2006. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d'Oeste cap dolostones (Mato Grosso, Brazil): An alternative model for Marinoan cap dolostone formation. *Earth and Planetary Science Letters*, **250**:89-103.
- 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.
- Flügel E. 2010. *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. London. Springer Verlag. Cap. 7, p. 68-74.
- Guimarães G., Almeida L.F.G. 1972. *Projeto Cuiabá. Relatório Final*. Cuiabá, DNPM. (Relatório do arquivo técnico da DGM, 1872).
- Grotzinger J.P. 1989. Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype. In: P. D. Crevello, J. L. Wilson, J. F. Sarg and J. F. Read (eds) *Controls on Carbonate Platform and Basin Development*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 44. Tulsa. p.: 79–106.
- Grotzinger J.P., Knoll A.H. 1995. Anomalous carbonate precipitates: Is the Precambrian the key to the Permian? *Palaios*, **10**:578-596.

- Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof A.C., Rice A.H.N. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *GSA Bulletin*, **117**:1181-1207.
- Halverson G.P., Dudás F.O., Maloof A.C., Bowring S.A. 2007. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **256** (3-4):103–129.
- Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, **182** (4):337–350.
- Halverson G.P., Shields-Zhou G. 2011. Chemostratigraphy and the Neoproterozoic Glaciations. In: Arnaud, E., Halverson, G.P., Shields-Zhou, G. (eds.), *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. Memoir 36. Geological Society of London*, p. 541-546.
- Hennies W.T. 1966. *Geologia do Centro-Norte, Mato Grosso*. São Paulo. TS Doutorado, POLI/USP, São Paulo. 65 p.
- Hidalgo R.L., Petri S., Nogueira A.C.R. 2008. Post-Sturtian and Early Ediacaran microfossils of carbonate sequences in Brazil. In: 26th IAS Meeting of Sedimentology. Bochun.
- Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P. 1998. A Neoproterozoic snowball. *Earth Sci.* **281**:1342–1346.
- Hoffman P.F. 1999. The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball Earth. *Journal of African Earth Science*, **28**:17-33.
- Hoffman P.F., Schrag D.P. 2002. The Snowball Earth Hypothesis; Testing the limits of global changes. *Terra Nova*, **14** (3):129-155.
- Hyde W.T., Crowley T.J., Baum S.K., Peltier W.R. 2000. Neoproterozoic “snowball Earth” simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature*, **405**:425–429.
- Jacobsen S.B., Kaufman A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chem. Geol.*, **161**:37-57.
- Jahn B.M., 1988. Pb-Pb dating of young marbles from Taiwan. *Nature*, **332**:429-432.
- Jahn B.M., Bertrand-Sarfati J., Morin N., Mace N., 1990, Direct dating of stromatolitic carbonates from the Schmidtsdrif Formation (Transvaal Dolomite), South Africa, with implications on the age of the Ventersdorp Supergroup. *Geology*, **18**:1211-1214.
- Jahn B.M., Cuvellier H. 1994. Pb–Pb and U–Pb Geochronology of Carbonate Rocks: Na Assessment, *Chemical Geology*, **115**(1-2):125–151.
- Kaufman A.J., Jacobson S.B., Knoll A.H. 1993. The Vendian Record of Sr and C Isotopic Variation in Seawater: Implications for Tectonic and Paleoclimate. *Earth of Planet Sciences Letter*, **120**:409-430.
- Kaufman A.J., Knoll A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. In: A.H. Knoll & M.R. Walter (eds.) *Neoproterozoic stratigraphy and Earth History. Precambrian Res.*, **73**:27-49.

- 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 Geology cheskaya Korrelyatsiya*, **18** (3):27-44.
- Kennedy C.B, Sohl L.E. 2001. Are Proterozoic Cap Carbonates and Isotopic Excursions a Record of Gas Hydrate Destabilization Following Earth's Coldest Intervals? *Geology*, **29**:443– 446.
- 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 ^{13}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).
- Knoll A.H., Hayes J.M., Kaufman A.J., Swett K., Lamert I.B. 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, **321**: 832-838.
- 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.
- Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V. 2011. Age Constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from Combined Sr Isotopes and Pb-Pb dating of Carbonates from the Baikal type section, Southeastern Siberia. *Journal of Asian Earth Sciences*, **182**(4):300-312.
- Laznicka P. 1988. *Breccias and coarse fragmentites: petrology, environments, associations, ores*. Elsevier. New York, USA, 832 p.
- Ludwig K.R. 2004. User's manual for ISOPLOT/EX: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel (version 3.1). Berkeley Geochronology Center. *Special Publication*, **4**, 71 p.
- Luz J.S., Oliveira A.M., Lemos D.B., Argolo J.L., Souza N.B., Abreu Filho W. 1978. *Projeto Província Serrana*. Goiânia, DNPM/CPRM, Relatório Final, 1, 136 p.
- Marshall J.D. 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from carbonate rocks records and their preservation. *Geological Magazine*. **129**:143-160.
- Melezhik V., Gorokhov I., Kuznetsov A., Fallick A. 2001. Chemostratigraphy of Neoproterozoic Carbonates: Implications for 'Blind Dating'. *Terra Nova*, **13**:1–11.
- Milhomem J.M. 2012. *Paleoambiente e quimioestratigrafia da Formação Serra do Quilombo, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte, Regiões de Cáceres e Nobres (MT)*. DS Mestrado. PPGG-UFPA. 88p.
- McGee B., Collins A.S., Trindade R.I.F. 2012. G'day Gondwana—The final accretion of a supercontinent: U-Pb ages from the post-orogenic São Vicente Granite, northern Paraguay Belt, Brazil: *Gondwana Research*, **21** (2–3):316–322.

- McGee B., Collins S. A., Trindade R.I.F. 2013. A glacially incised canyon in Brazil: Further Evidence for Mid-Ediacaran Glaciation?. *The Journal of Geology*. **121**:275-287.
- McGee B., Collins S. A., Trindade R.I.F., Jourdan F. 2014. Investigating mid-Ediacaran glaciations and final Gondwana amalgamation using coupled sedimentology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ detrital muscovite provenance from the Paraguay Belt, Brazil. *Sedimentology*. **62**:130-154.
- Narbonne G.M., Kaufman A.J., Knoll A.H. 1994. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the upper Windermere Supergroup (Neoproterozoic), northwestern Canada: Implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals. *Geological Society of America Bulletin*, **106**:1281-1292.
- 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*. TS Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 173.
- 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., 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., Sial A.N., Moura, C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild T.R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonates platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, **237**:168-190.
- Oliveira A.I. & Leonardos, O.H. 1943. *Geologia do Brasil. Série Didática 2*. Rio de Janeiro, Serviço Informação Agrícola, 813 p.
- Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ojeda Y., Ojeda H., Fúlfaro V.J., Ponçano W.L. 1986. Código brasileiro de nomenclatura estratigráfica. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(4):370-415.
- Read J.F. 1982. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*. **81**:195-212.
- Ribeiro H.J.P. 2001. *Estratigrafia de seqüências: fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, RS, Unisinos, 428p.
- Richter F.M., DePaolo D.J. 1987. Numerical Models for Diagenesis and the Neogene Sr Isotopic Evolution of Seawater from DSDP Site 590B. *Earth and Planet Sciences Letter*, **83**(1-4):27-38.
- Romero J.A.S., Lafon J.M., Nogueira A.C.R., Soares J.L. 2013. Sr isotope geochemistry and Pb–Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil: *International Geology Review*, **55**: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*, **42** (4):633-645, dez.
- Rudnitzki I.D.. 2015. *Paleoambiente e quimioestratigrafia da porção superior do Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte, estado do Mato Grosso*. TS Doutorado. Universidade Federal do Pará. 164p.
- 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.
- Sansjofre P., Trindade R.I.F., Ader M., Soares J.L., Nogueira A.C.R., Tribovillard N. 2014. Paleoenvironment reconstruction of the Ediacaran Araras platform (Western Brazil) from the sedimentary and trace metals records. *Precambrian Research*. **241**:185-202.
- Santos I. M. 2016. *Estratigrafia e Tectônica da Faixa Paraguai Norte: Implicações Evolutivas Neoproterozóicas no Sudeste do Cráton Amazônico*. DS mestrado, Universidade Federal do Pará, p. 154.
- Saylor B. Z., Kaufman A. J., Grotzinger J. P., Urban F., 1998. A composite reference section for terminal Proterozoic strata of southern Namibia. *J. Sediment. Res.*, **68**:1223–1235.
- Scholle P.A., Scholle D.S.U. 2003. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A, 459 p.
- Shields G. 2005. Neoproterozoic Cap Carbonates: a Critical Appraisal of Existing Models and the Plumeworld Hypothesis. *Terra Nova*, **17**:299–310.
- Soares J.L., 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.L., Nogueira A.C.R., Domingos F., Riccomini C. 2013. Synsedimentary deformation and paleoseismic Record in Marinoan cap carbonate of the southern Amazon Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **48**:58-72.
- Soares J. 2012. *Paleoambiente e isótopos de C e O da capa carbonática de Tangará da Serra (MT), Margem Sul do Cráton Amazônico*. TS Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, xxii, 152 p.
- Souza J. O. et al. 2012. *Projeto Planalto da Serra, folhas Paranatinga, Cacimba, Brasilândia e Caiana*. Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM
- Souza S.C.R. 2015. *Revisão Estratigráfica das Unidades Superiores da Faixa Paraguai Norte: Litoestratigrafia, Quimioestratigrafia (C e Sr) e Geocronologia (U-Pb)*. Mato Grosso, Brasil. TS Doutorado, Universidade de Brasília, 114p.
- Souza N.M. 2016. *Estudo isotópico e geocronológico Sr-Pb da capa carbonática Marinoana de tangará da Serra, MT*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Pará, Belém, 60p.

- Scorza E.P. 1960. *Geologia de Diamantino, estado do Mato Grosso, Brasil*. Rio de Janeiro, 113 p.
- Tohver E., D'Agrella Filho M.S., Trindade R.I.F. 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Research*, **147**:193-222.
- Tohver E., Trindade R.I.F., Solum J.G., Hall C.M., Riccomini C., Nogueira A.C. 2010. Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology*, **38**:267-270.
- 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. 1991. *Sedimentary Petrology: an introduction to the Origin of sedimentary rocks*. 2 ed. Blackwell Scientific Publications, 260 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*, **6** (2):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).
- Trompette R. 2000. Gondwana evolution, its assembly at around 600 Ma. *Academie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des Planetes/Herat and Planetary Science*, **330** (5):305–315.
- 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. (eds.) *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., Handbol 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).
- Veizer J. 1983. Geologic evolution of the archaean-early proterozoic earth. In: Schopf J.W. (ed.). *Earth's earliest biosphere, its origin and evolution*. Princeton, Princeton University Press. p. 240-259.
- Veizer J., Plump K.A., Clayton R.N., Hinton R.W., Grotzinger J. 1992. Geochemistry of Precambrian carbonates: 5. Late Paleoproterozoic (1.8±0.2) sea water. *Geoch, Cosmoch. Acta*. **56**:2487-2501.
- Vieira A.J. 1965. Estratigrafia e estrutura da região de Rondonópolis, MT. Ponta Grossa, PETROBRÁS, p.8 (Relatório Técnico Interno).

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

Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In*: Walker R.G. & James N.P. (eds.) *Facies models - response to sea level change*. Ontario, Geological Association of Canada. p. 1-14.