



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**PALEOAMBIENTE E QUIMIOESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO SERRA DO
QUILOMBO, NEOPROTEROZÓICO DA FAIXA PARAGUAI NORTE, REGIÕES DE
CÁCERES E NOBRES (MT)**

Dissertação apresentada por:

JOÃO MARINHO MILHOMEM NETO

Orientador: Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira (UFPA)

Co-orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)

BELÉM

2012

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

M644p Milhomem Neto, João Marinho

Paleoambiente e quimioestratigrafia da Formação Serra do Quilombo, Neoproterozóico da Faixa Paraguai Norte, regiões de Cáceres e Nobres (MT) / João Marinho Milhomem Neto; Orientador: Moacir José Buenano Macambira – 2012

xvi, 72 f.: il.

Dissertação (mestrado em geoquímica e petrologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2012.

1. Geologia Isotópica. 2. Paleoambiente. 3. Ediacarano. 4. Formação Serra do Quilombo. 5. Grupo Araras. 6. Faixa Paraguai Norte (MT). I. Universidade Federal do Pará. II. Macambira, Moacir José Buenano, *orient.* III. Título.

CDD 22º ed.: 541.388098172



**Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências**

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

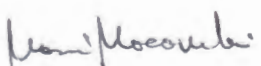
**PALEOAMBIENTE E QUIMIOESTRATIGRAFIA DA
FORMAÇÃO SERRA DO QUILOMBO, NEOPROTEROZÓICO
DA FAIXA PARAGUAI NORTE, REGIÕES DE CÁCERES E
NOBRES (MT)**

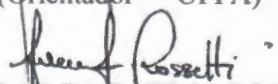
**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
JOÃO MARINHO MILHOMEM NETO**

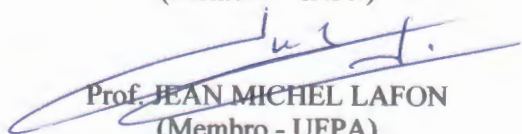
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área
de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA**

Data de Aprovação: 03/05/2012

Banca Examinadora:


Prof. MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA
(Orientador – UFPA)


Prof.^a DILCE DE FATIMA ROSSETTI
(Membro – INPE)


Prof. JEAN MICHEL LAFON
(Membro - UFPA)

*À minha família:
João e Sandra, meus pais
Luciana e Susana, minhas irmãs
e a pequena Camila Beatriz, minha sobrinha.*

AGRADECIMENTOS

Registro meus sinceros agradecimentos às pessoas e instituições que colaboraram de alguma maneira para a realização deste trabalho, em especial:

- A Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Programa de pós-graduação em geologia e geoquímica (PPGG) pela infraestrutura disponibilizada para realização desta pesquisa;

- A Agência Nacional do Petróleo (ANP) que através do Programa de Recursos Humanos para o Setor Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (PRH), do convênio UFPA/ANP/PRH-06, apoiou tal pesquisa e me concedeu bolsa de estudo;

- Ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM), coordenado por R. Dall'Agnol, e ao Programa Procad/CAPES (Projeto 096/2007), coordenado por M.J.B. Macambira, pelo financiamento dos trabalhos de campo;

- Ao Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (PARÁ-ISO), por toda a infraestrutura disponibilizada para realização das análises isotópicas de Sr, em especial aos professores, técnicos e estagiários por toda atenção e grande ajuda;

- Ao Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED) do IG/UFPA, particularmente aos colegas professores Joelson Soares, José Bandeira e Renata Hidalgo, ao doutorando Izaac Rudnitzki e aos mestrandos Eduardo Souza, Luciana Brelaz e Luiz Saturnino;

- Ao Laboratório de Difração de Raios-X do IG/UFPA, na pessoa do Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica, pela realização das análises por Espectrometria de Fluorescência de Raios-X (FRX);

- Ao Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), na pessoa do Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial, pela realização das análises isotópicas de C e O;

- Ao meu orientador Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira por sua confiança, paciência e amizade demonstrados ao longo do desenvolvimento deste trabalho;

- Ao meu Co-orientador Prof. Dr. Afonso Nogueira por ter me apresentado à geologia da Faixa Paraguai Norte e pelas valiosas correções e discussões sobre os processos e ambientes de sedimentação das rochas estudadas, bem como a interpretação dos dados isotópicos;

- Aos meus pais, João e Sandra, por todos os ensinamentos de vida e por garantirem todas as condições para que eu pudesse realizar o mestrado;

- As minhas irmãs, Luciana e Susana, por serem sempre presentes na minha vida e por todo apoio e incentivo;

- A minha namorada, Anni, por todo afeto, carinho e compreensão dispensados, principalmente no período do seminário II e de fechamento da dissertação;

- Aos colegas do PPGG que tornaram suportáveis esses dois anos de estudo, trabalho e muita paciência para resistir à tentação do mercado de trabalho, em especial aos camaradas de todas as horas: Eduardo, Diogo, Patrick e Jeremias.

RESUMO

Após a última glaciação criogeniana (*ca.* 635 Ma), extensas plataformas carbonáticas desenvolveram-se sobre diversas regiões cratônicas da Terra. Apesar da intensa dolomitização de parte desses depósitos, muitos dos processos sedimentares e paleoceanográficos podem ainda ser resgatados, contribuindo no entendimento do paleoambiente e da composição isotópica da água do mar durante o Neoproterozóico. Um dos exemplos mais importantes deste período no Brasil é a Formação Serra do Quilombo, pertencente à porção superior do Grupo Araras, no segmento norte da Faixa Paraguai, sul do Cráton Amazônico. Esta unidade tem sido interpretada, em sua seção-tipo na região de Cáceres, estado do Mato Grosso, como representante de depósitos de plataforma moderadamente rasa a profunda influenciada por sismos e tempestades. A análise de fácies e estratigráfica, em combinação com dados de isótopos de C, O e Sr nas regiões de Cáceres (seção-tipo) e Nobres, permitiu reavaliar e ampliar estas interpretações paleoambientais e paleoceanográficas, visando à construção de um arcabouço quimioestratigráfico para a unidade. A sucessão estudada possui aproximadamente 140 m de espessura e inclui a Formação Serra do Quilombo e seus contatos com unidades adjacentes, a Formação Guia na base e Formação Nobres, no topo. Nessa sucessão foram descritas 5 fácies deposicionais que correspondem a dolomito fino laminado rico em matéria orgânica (Dl), dolomito fino maciço a laminado (Dml), dolomito arenoso com estratificação cruzada *hummocky/swaley* associada com estratificação plano-paralela (DAh), dolomito arenoso/oolítico com laminações produzidas por ondas (DAI) e brecha dolomítica com matriz (BDm). As fácies sedimentares foram agrupadas em duas associações de fácies (AF) que indicam ambientes de plataforma carbonática moderadamente profunda (AF1: Dm e Dl) e face litorânea influenciada por tempestades (AF2: DAh, DAI e BDm). A Formação Serra do Quilombo compõe uma sucessão de raseamento ascendente (*shallowing upward*), que representa o registro progradante de um trato de sistema de mar alto, em um contexto de rampa carbonática homoclinal instalada no sul do Cráton Amazônico durante o Ediacarano. As análises de C e O foram realizadas em 141 amostras (dentre calcários e dolomitos finos, dolomitos arenosos/oolíticos, além de clastos, cimento e matriz de brechas dolomíticas), das quais, 6 foram também selecionadas para análises de Sr. Estudos de elementos maiores (Ca, Mg e Fe) e traços (Rb, Sr e Mn), realizados em 20 amostras, auxiliaram na seleção daquelas para análise isotópica de Sr e na avaliação da natureza primária do sinal isotópico dos carbonatos estudados. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$, interpretados como representativos da água do mar original, apresentam uma tendência que varia desde negativa, em torno de -2‰, na base da sucessão (Formação Guia), até composições enriquecidas de $\delta^{13}\text{C}$ em direção ao topo da

sucessão estudada, atingindo valores acima de 0‰. A seção-tipo da Formação Serra do Quilombo apresenta uma curva homogênea de isótopos de C, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de 0‰, o que permite sua perfeita correlação com outras sucessões como, por exemplo, sua seção de referencia em Nobres, distante cerca de 200 km. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ seguem a tendência geral dos isótopos de C, com valores crescentes em direção ao topo da sucessão, variando de 0,7077 até 0,7083, diretamente relacionados com o raseamento dos ambientes e o consequente influxo de grãos siliciclásticos registrado na porção superior da unidade (AF2). Os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para as brechas dolomíticas com matriz (BDm) indicam, em geral, uma similaridade entre o sinal isotópico, tanto da matriz quanto dos clastos, sugerindo sua natureza primária e sindeposicional. Por outro lado, para as brechas dolomíticas cimentadas, os valores obtidos para os cimentos de dolomita espática indicam menores valores de $\delta^{13}\text{C}$ e, notadamente, de $\delta^{18}\text{O}$ em relação aos clastos, sugerindo que sua origem é secundária, provavelmente resultante da interação com águas meteóricas ou fluidos hidrotermais durante o processo de formação das brechas. A implantação de uma plataforma carbonática moderadamente profunda a rasa com padrões isotópicos de C tendendo a valores positivos, distiguem-se dos depósitos pós-glaciais da base do Grupo Araras, com valores de C fortemente negativos, e podem representar o restabelecimento das condições normais de sedimentação. Da mesma forma, a tendência crescente da razão isotópica de Sr indica o aumento do influxo continental num cenário já completamente desprovido da influência glacial (*Snowball/slushball Earth hypothesis*). Os valores de Sr apontam idade ediacarana, entre 560 e 580 Ma, para a deposição da Formação Serra do Quilombo.

Palavras-chave: Geologia isotópica. Paleoambiente. Ediacarano. Formação Serra do Quilombo. Grupo Araras. Faixa Paraguai Norte.

ABSTRACT

After the last criogenian glaciation (ca. 635 Ma), large carbonate platforms were developed in several cratonic regions of the Earth and, despite of the intense dolomitization of these deposits, many of paleoceanography and sedimentary processes can still be rescued, contributing to the understanding of the paleoenvironment and the isotopic geochemistry of the Neoproterozoic seawater. One of the most important testimonies of this period in Brazil is the Serra do Quilombo Formation, upper portion of the Araras Group, exposed in the northern Paraguay Belt, southern of the Amazonian Craton. This unit has been interpreted in its type section in the Caceres region, Mato Grosso, as deposits of shallow to moderately deep platform influenced by storms and earthquakes. The stratigraphic and facies reevaluation in combination with C, O and Sr isotopes data in the Caceres (type-section) and Nobres regions, allowed enlarging the paleoceanography and paleoenvironmental interpretations, aiming at building a chemostratigraphic framework for the unit. The 140 m thick of the study succession includes the Serra do Quilombo Formation in sharp basal contact with the Guia Formation and the gradual contact, to the top, with the Nobres Formation. In this succession were described five depositional facies that correspond the organic matter rich laminated dolostone (Dl), massive to laminated dolostone (Dml), hummocky/swaley to planar stratified sandy dolostone (DAh), sandy/oolitic dolostone with wave cross laminations (DAI) and matrix-supported dolomitic breccia (BDm). The sedimentary facies were grouped into two facies associations (FA) that indicate environments of deep to moderately shallow carbonate platform (FA1: Dl and Dml) and storm influenced shoreface (FA2: DAh, DAI and BDm). The Serra do Quilombo Formation comprises a shallowing upward succession, which represents the progradational record of a highstand system tract, in a homoclinal carbonate ramp, installed on the southern part of the Amazonian Craton during the Ediacaran. C and O isotopic analyses were performed in 141 samples (among laminated limestones and dolostones, sandy/oolitic dolostones and clasts, cement and matrix of dolomitic breccias), of which 6 were also selected for the Sr analysis. Major (Ca, Mg and Fe) and trace (Rb, Sr and Mn) elements contents, performed on 20 samples, assisted in the selection of those for Sr isotopic analysis and evaluation of the primary nature of the isotopic signal of study carbonates. The $\delta^{13}\text{C}$ values, interpreted as representing the original sea water, showed a trend ranging from negative, around -2 ‰ at the base of the succession (Guia Formation) to above 0‰ at the top of the succession. The type-section of the Serra do Quilombo Formation presents a homogeneous C-isotope curve, with $\delta^{13}\text{C}$ values around 0 ‰, which allows its perfect correlation with other sequences, for example, its section reference in Nobres, far

about 200 km. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ follow the general C-isotopes trend, increasing towards the top of the succession, ranging from 0.7077 to 0.7083, directly related to the environmental shallowing and the consequent influx of siliciclastic grains recorded in the top portion of the unit (AF2). The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data obtained for the dolomitic matrix-supported breccias (BDm) indicate, in general, a similarity between the isotopic signal of both matrix and clasts, suggesting a sindeposicional and primary process. On the other hand, for the dolomitic cemented breccia, the values obtained for the sparry dolomite cements indicate lower values of $\delta^{13}\text{C}$ and, notably, of $\delta^{18}\text{O}$ in relation to the clasts, suggesting that its origin is secondary, probably resulting from the interaction with meteoric water or hydrothermal fluids during the breccias formation. The establishment of a moderately deep to shallow carbonate platform environment with C isotopic patterns, tending to positive values, is clearly distinct of the post-glacial deposits of the base of the Araras Group, with strongly negative values of C, and may represent the restoration of normal sedimentation conditions. Likewise, the growing trend of Sr isotopic ratio indicates the increasing in the influx continental in a scenario completely devoid of glacial influence (Snowball/slushball Earth hypothesis). Sr values indicate ediacaran age, between 560 and 580 Ma for the Serra do Quilombo Formation deposition.

Keywords: Isotopic geology. Paleoenvironment. Ediacaran. Serra do Quilombo Formation. Araras Group. Paraguay Northern Belt.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.1 - Mapa de localização e acesso às regiões dos municípios de Cáceres e Nobres, estado do Mato Grosso. (A) e (B) pedreiras Emal/Camil calcítica e dolomítica, respectivamente, no km 707 da BR-070 e (C) mina inativa 1 km ao sul de Nobres..... 2
- Figura 1.2 - Etapas da técnica utilizada na dissolução e separação de Sr para análise isotópica. Metodologia aplicada no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso). 8
- Figura 1.3 - Litoestratigrafia e contexto tectônico do sul do Cráton Amazônico, com a localização das seções alvo deste estudo. (A) e (B) pedreiras Emal/Camil calcítica e dolomítica, respectivamente, no km 707 da BR-070 e (C) mina inativa 1 km ao sul de Nobres 10
- Figura 1.4 - Arcabouço tectônico da Faixa Paraguai Norte. 10
- Figura 1.5 - Litoestratigrafia da Faixa Paraguai Norte. 14
- Figura 2.1 - Síntese dos principais eventos climáticos, tectônicos, biogeoquímicos e evolutivos ocorridos no Neoproterozóico e início do Cambriano. A barra em azul representa a provável distribuição da Formação Serra do Quilombo..... 16
- Figura 2.2 - Sequências de capas carbonáticas neoproterozóicas (sem escala). Observar a distinção entre "capas dolomíticas" e sequência de "capa carbonática". Capas clásticas (a), mistas (b) e predominantemente carbonáticas (c) e (d). Abreviações: TSMA-trato de sistema de mar alto; SI-superfície de inundação marinha; LS-limite de sequência; TST-trato de sistema transgressivo. 20
- Figura 2.3 - O registro geológico de dolomitos através do tempo. (A) razão Ca/Mg em rochas carbonáticas. (B) abundância relativa de calcários e dolomitos..... 22
- Figura 2.4 - Reconstruções paleogeográficas fundamentadas em dados paleomagnéticos. (A) supercontinente Rodínia em 1080 Ma; (B) ruptura ao longo da margem ocidental do continente Laurentia a 600 Ma, com a abertura do proto-oceano Pacífico; (C) fragmentação final ao longo da margem leste do Laurentia e abertura do oceano Iapetus, no Cambriano a 525 Ma; D) Modelo de formação da Faixa Paraguai durante o evento Brasileiro/Pan-Africano com o fechamento do oceano Clymene..... 25
- Figura 3.1 - Litoestratigrafia e contexto tectônico da Faixa Paraguai Norte (sul do Cráton Amazônico), com a localização das seções alvos deste estudo. Localidades: A e B - Pedreiras Emal-Camil calcítica e dolomítica, respectivamente (km 707 da BR-070) e C - mina inativa, 1 km a SW de Nobres. A escala ao lado dos perfis A, B e C é exclusiva para a espessura das seções estudadas. 28
- Figura 3.2 - Perfis estratigráficos da Formação Serra do Quilombo. Seções: A e B - Pedreiras Emal/Camil calcítica e dolomítica, respectivamente (km 707 da rodovia BR-070) e C - mina inativa, 1 km ao sul de Nobres. 32

- Figura 3.3 - Seções panorâmicas das pedreiras estudadas. (A) Emal/Camil calcítica; (B) Emal/Camil dolomítica, e (C) detalhe de B destacando os dolomitos arenosos com acamamento de megamarcas onduladas (setas) (DAh) da AF2 recobrimdo os dolomitos finos maciços a laminados (Dml) da AF1.33
- Figura 3.4 - Contatos da Formação Serra do Quilombo: (A) e (B) zona de contato inferior com a Formação Guia; (C) e (D) brecha dolomítica com matriz da zona de contato superior com a Formação Nobres.....34
- Figura 3.5 - Dolomito fino maciço e laminado (Dml/Dl). (A) detalhe para laminação plano-paralela, (B) dolomito em camadas verticais impregnado com matéria orgânica, da zona de contato inferior com a Formação Guia, (C) fotomicrografia de dolomito fino maciço (Px-polarizador cruzado) e (D) dolomito fino com grãos terrígenos e partições de dissolução (dissolution seams) (P//polarizador paralelo).....36
- Figura 3.6 - Estruturas sinsedimentares da AF2. (A) estratificação cruzada hummocky/swaley, (B) desenho esquemático de A destacando os truncamentos de baixo ângulo e a geometria ocelar da estrutura, (C) laminação plana com truncamentos de baixo ângulo (escala=10cm), (D) base erosiva produzida por ondas.37
- Figura 3.7 - Aspectos petrográficos dos dolomitos arenosos/oolíticos da AF2. (A) dolomito arenoso (DAh) com até 35% de terrígenos (grãos de quartzo, feldspato e micas), (B) dolomito arenoso/oolítico (DAI) com oóides dolomitizados e silicificados, e grãos de quartzo mono e policristalinos, (C) dolomito oolítico (DAI) com agregados de dolomita espática e oóides dolomitizados e silicificados e (D) oólito silicificado (DAI) da zona de contato com a Formação Nobres.....38
- Figura 3.8 - Brechas dolomíticas com matriz da Formação Serra do Quilombo. (A) Brecha dolomítica com matriz maciça associada com fraturas e falhas sinsedimentares, (B) detalhe de A, mostrando clastos, sem nenhum tipo de gradação, imersos em matriz maciça e (C) fotomicrografia mostrando os clastos (Cl) de dolomito oolítico e matriz (M) dolomítica fina (P//). Notar deslocamento da matriz e clastos por microfalha na figura C.....39
- Figura 3.9 - Sistema deposicional da Formação Serra do Quilombo.41
- Figura 4.1 - Perfis estratigráfico-isotópicos representativos do empilhamento proposto para a Formação Serra do Quilombo nas regiões de Cáceres (A e B) e Nobres (C).....46
- Figura 4.2 - Diagramas $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}$ com todos os dados obtidos. (A) Dados agrupados de acordo com as fácies sedimentares e litotipos estudados e (B) de acordo com as seções estudadas (excetuando-se as amostras de brechas).....51
- Figura 4.3 - Diagramas $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}$ com os dados obtidos para os dolomitos da Formação Serra do Quilombo, agrupados de acordo com suas respectivas associações de fácies. (A) fácies Dl e Dml e (B) fácies DAh e DAI.52
- Figura 4.4 - Diagramas $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}$ com os valores obtidos para as brechas dolomíticas cimentadas (A) e brechas dolomíticas com matriz (B), agrupados de acordo com suas respectivas associações de fácies. As BDC não foram consideradas como uma fácies

sedimentar, entretanto são observadas exclusivamente na porção referente a AF1. Amostras correspondentes possuem a mesma cor. 54

Figura 4.5 - Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}$ para as brechas da Formação Serra do Quilombo. Amostras correspondentes possuem a mesma cor. Observar que os valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ dos cimentos de dolomita espática indicam um fluido de alta temperatura, diferentemente dos valores para matriz que sugerem baixa temperatura, raramente no campo da transição. Estes campos de temperatura foram definidos para muitas dolomitas antigas por Allan & Wiggins (1993). 55

Figura 4.6 - Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. Dados plotados de acordo com suas respectivas associações de fácies. 58

Figura 4.7 - Coluna estratigráfica para a sucessão carbonática estudada, mostrando a curva do nível do mar e os valores primários de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinados neste estudo. Abreviaturas LST, TST e HST para tratos de sistemas de mar baixo, transgressivo e de mar alto, respectivamente. 60

Figura 4.8 - Correlação e idade. (A) Seções estratigráficas mostrando excursões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ (‰), valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ considerados primários e suas correlações. (B) Curva de variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ durante o Neoproterozóico-Cambriano, pontuando os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos para a sucessão estudada e posicionando-a entre 560 e 580 Ma. 61

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 - Sumário das fácies e associações de fácies da Formação Serra do Quilombo.....	35
Tabela 4.1 - Valores isotópicos de C, O e Sr de carbonatos da Formação Serra do Quilombo e unidades adjacentes.	47
Tabela 4.2 - Elementos maiores e traços dos carbonatos da sucessão estudada.	58

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE TABELAS	xiv
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA.....	2
1.2 OBJETIVOS.....	3
1.3 ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO	3
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	3
1.4.1 Análise de fácies e estratigráfica	3
1.4.2 Estudos Petrográficos	4
1.4.3 Análises Químicas	4
1.4.4 Análise Isotópica de C e O	5
1.4.5 Análise Isotópica de Sr por lixiviação	6
1.5 CONTEXTO GEOLÓGICO	8
1.5.1 Faixa Paraguai	8
1.5.2 Litoestratigrafia	10
1.5.3 Idade	13
2 EVENTOS GLOBAIS DO NEOPROTEROZÓICO	15
2.1 GLACIAÇÕES GLOBAIS	17
2.2 CAPAS CARBONÁTICAS	18
2.3 DOLOMITIZAÇÃO.....	21
2.4 EXCURSÕES ISOTÓPICAS.....	22
2.5 EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA	23
3 A SEÇÃO-TIPO DA FORMAÇÃO SERRA DO QUILOMBO, GRUPO ARARAS, NEOPROTEROZÓICO DA FAIXA PARAGUAI NORTE (MT)	26
3.1 INTRODUÇÃO.....	27
3.2 MATERIAIS E MÉTODOS.....	27
3.3 O SEGMENTO NORTE DA FAIXA PARAGUAI	29
3.3.1 Aspectos estruturais e evolutivos	29

3.3.2 Litoestratigrafia, paleoambiente e idade	29
3.4 FORMAÇÃO SERRA DO QUILOMBO	30
3.4.1 Aspectos gerais	30
3.4.2 Associação de fácies (AF)	35
3.4.3 Modelo deposicional	40
3.5 CONCLUSÕES	41
4 QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA (C, O e Sr)	45
4.1 AMOSTRAGEM	45
4.2 AVALIAÇÃO DOS DADOS ISOTÓPICOS	49
4.2.1 Isótopos de C e O	49
4.2.2 Isótopos de Sr	56
4.3 ESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA DE C e Sr	59
4.4 CORRELAÇÃO E IDADE	59
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS	62
REFERÊNCIAS	64

1 INTRODUÇÃO

O Neoproterozóico abrange um período na história da Terra com drásticas mudanças paleoclimáticas e paleogeográficas, várias delas relacionadas à última glaciação global do Criogeniano (*ca.* 635 Ma) (Hoffman & Schrag 2002, Nogueira 2003, Allen & Hoffman 2005). Unidades glaciais neoproterozóicas são diretamente sobrepostas por sequências carbonáticas, as quais têm sido identificadas em várias partes do mundo (Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002, Nogueira *et al.* 2007). No Brasil, um dos melhores exemplos desse tipo de sequência é encontrado no segmento norte da Faixa Paraguai, sul do Cráton Amazônico, representada pela sucessão carbonática neoproterozóica do Grupo Araras (Nogueira *et al.* 2003, 2007), constituído (da base para o topo) pelas formações Mirassol d'Oeste (dolomitos e estromatólitos), Guia (calcários e folhelhos betuminosos), Serra do Quilombo (brechas dolomíticas e dolomitos) e Nobres (dolomitos e arenitos), todas relacionadas a depósitos de plataforma e costeiros.

A Formação Serra do Quilombo, objeto deste estudo, foi descrita e individualizada formalmente por Nogueira (2003) e tem sido interpretada como depósitos de plataforma moderadamente rasa a profunda influenciada por sismos e tempestades (Nogueira & Riccomini 2006, Nogueira *et al.* 2007). Suas melhores exposições, na região de Cáceres, encontram-se na mina da empresa Emal/Camil (Figura 1.1), porção SE da Serra do Quilombo, sendo considerada como seu holoestratótipo (Nogueira & Riccomini 2006). Diversos outros afloramentos ocorrem ao longo de toda Faixa Paraguai Norte, como por exemplo, na região de Nobres (Figura 1.1), indicando sua continuidade por centenas de quilômetros.

Embora as interpretações paleoambientais para a Formação Serra do Quilombo estejam em grande parte definidas, na sua seção-tipo, buscou-se neste trabalho reavaliar estas interpretações, bem como estendê-las para região de Nobres, ampliando assim o contexto paleoambiental da Plataforma Araras. Além disso, os dados isotópicos de C, O e Sr, que eram restritos e dificultava uma completa leitura estratigráfica dos eventos paleoceanográficos, foram maximizados. Este trabalho busca investigar os depósitos carbonáticos neoproterozóicos da Formação Serra do Quilombo, com base na análise de fácies e estratigráfica e nos isótopos de C, O e Sr, visando à reconstituição paleoambiental e paleoceanográfica, e a construção de um arcabouço quimioestratigráfico preciso para a correlação com outras sucessões de mesma idade.

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

A área de estudo situa-se na região Centro-Oeste do Brasil, na porção sudoeste do estado do Mato Grosso (MT), dentro dos limites dos municípios de Cáceres e Nobres (Figura 1.1), onde ocorrem afloramentos de rochas carbonáticas do Grupo Araras. Estes depósitos, com espessuras de centenas de metros, estão distribuídos em serras que refletem dobramentos quilométricos ao longo da Faixa Paraguai e geralmente encontram-se recobertos por solos e vegetação densa, uma característica das áreas amazônicas e pantaneiras. Contudo, os afloramentos selecionados em pedreiras mostraram-se adequados para a análise estratigráfica, sedimentológica e geoquímica, devido à preservação das estruturas e variedade de fácies, por vezes distribuídas em seções colunares contínuas com até 100 metros de altura. As seções estudadas foram as pedreiras calcítica e dolomítica da empresa Emal/Camil (Figura 1.1), a sudeste de Cáceres, e uma pedreira inativa, ao sul de Nobres. O acesso a estes locais foi feito por meio das rodovias federais BR-070, BR-163 e BR-364.

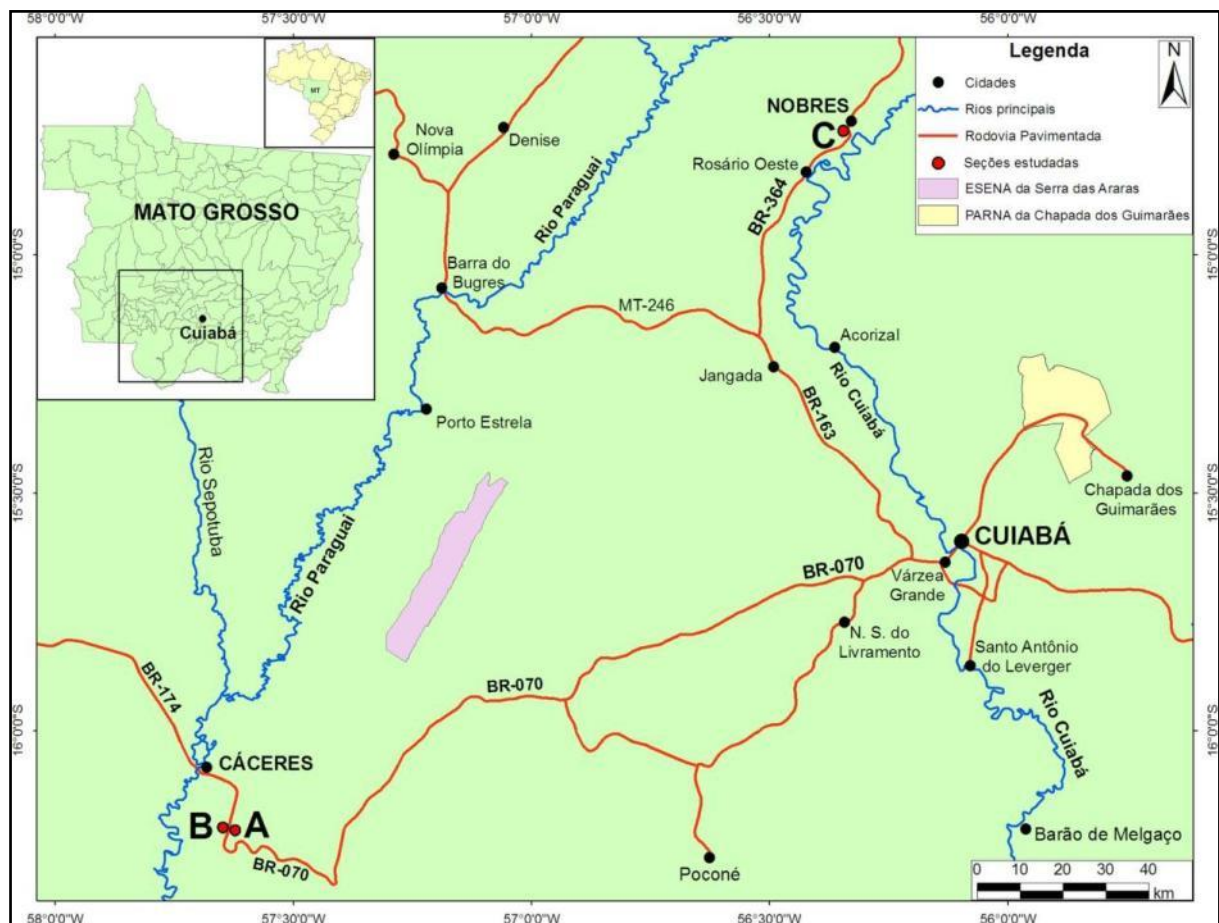


Figura 1.1 - Mapa de localização e acesso às regiões dos municípios de Cáceres e Nobres, estado do Mato Grosso. (A) e (B) pedreiras Emal/Camil calcítica e dolomítica, respectivamente, no km 707 da BR-070 e (C) mina inativa 1 km ao sul de Nobres.

1.2 OBJETIVOS

Os objetivos deste trabalho foram: (1) definir o paleoambiente deposicional e o arcabouço quimioestratigráfico (C, O e Sr) da Formação Serra do Quilombo; (2) Avaliar o significado da unidade no contexto regional e global do final do Neoproterozóico; (3) Consolidar e estender a ocorrência da unidade, além da seção-tipo em Cáceres, para região de Nobres, na porção mais setentrional da Faixa Paraguai Norte.

1.3 ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

A presente dissertação de mestrado está organizada em cinco capítulos. O Capítulo 1 é referente à introdução, onde os objetivos, os métodos empregados e o contexto geológico da área estudada são apresentados. O Capítulo 2 sintetiza os principais eventos globais do Neoproterozóico, e o Capítulo 3 apresenta o artigo submetido à Revista Brasileira de Geociências (RBG) que inclui principalmente interpretação paleoambiental da Formação Serra do Quilombo. O Capítulo 4 refere-se aos resultados obtidos nas análises isotópicas (C, O e Sr) e químicas (FRX), e suas integrações com o paleoambiente deposicional da unidade estudada. E, finalmente, o Capítulo 5 apresenta as conclusões e as referências bibliográficas utilizadas para o desenvolvimento desta dissertação.

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

1.4.1 Análise de fácies e estratigráfica

O estudo estratigráfico das rochas carbonáticas neoproterozóicas da Formação Serra do Quilombo (Grupo Araras) foi baseado na técnica de modelamento e análise de fácies de Walker (1992) e Kerans & Tinker (1997). Os principais procedimentos foram: 1) reconhecimento no campo das fácies sedimentares por meio da caracterização e descrição de parâmetros como a composição, geometria, texturas e estruturas sedimentares; 2) o entendimento dos processos sedimentares que revelam a forma de geração das fácies e; 3) a associação de fácies, que reúne fácies contemporâneas e cogenéticas, com diferentes padrões de empilhamento, geometria e posição relativa dentro da unidade deposicional. Para os diversos litotipos e afloramentos de acordo com a escala de trabalho, as fácies descritas foram diagramadas em perfis colunares e seções panorâmicas, construídas a partir de fotomosaicos de afloramentos, seguindo o procedimento de Arnot *et al.* (1997) e Wizevich (1991).

A reconstituição paleoambiental foi baseada nas interpretações da dinâmica das fácies e associações de fácies, geometria e suas inter-relações (Tucker & Wright 1990; Walker &

James 1992). O paleoambiente e os sistemas deposicionais carbonáticos foram representados em blocos-diagramas, que representam um modelo deposicional tridimensional das associações de fácies.

1.4.2 Estudos Petrográficos

Esses estudos foram realizados em um total de 35 lâminas delgadas, confeccionadas no laboratório de laminação da Faculdade de Geologia (FAGEO) e descritas com auxílio de microscópio petrográfico de luz polarizada ou transmitida do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED). As amostras analisadas foram coletadas sistematicamente de acordo com as fácies descritas e levando-se em consideração a espessura da sucessão estudada.

As descrições petrográficas basearam-se nas classificações de Dunham (1962), Folk (1959, 1962) e Wright (1992). As brechas carbonáticas foram descritas segundo os trabalhos de Laznicka (1988) e Bouchette *et al.* (2001). Para auxiliar na diferenciação entre calcita e dolomita, todas as lâminas delgadas foram tingidas com Alizarina vermelha-S a uma concentração de 0,2g/100 ml de 1,5% de ácido hidrocloreídrico (Adams *et al.* 1984). As seções delgadas foram avaliadas com objetivo de identificar e classificar as microfácies carbonáticas e selecionar as amostras para a aplicação de estudos isotópicos, verificando-se se os processos diagenéticos foram intensos o suficiente para modificar a composição isotópica original das rochas (Kaufman & Knoll 1995; James *et al.* 2001). As amostras significativamente recristalizadas e com alta concentração de grãos siliciclásticos, ou fortemente oxidadas, foram descartadas. As que apresentaram preservação da textura original, aparentemente não alteradas diageneticamente foram selecionadas para as análises isotópicas.

1.4.3 Análises Químicas

As análises químicas por espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX) foram realizadas em 20 amostras, distribuídas de forma homogênea ao longo das seções estudadas e representativas de todas as fácies sedimentares descritas, as quais forneceram dados geoquímicos usados como uma importante ferramenta para a interpretação paleoambiental da sucessão estudada e conseqüentemente como critérios para seleção de amostras potenciais à aplicação de estudos isotópicos. Buscou-se com essas análises determinar as concentrações de elementos maiores (Ca, Mg e Fe) e traços (Mn, Rb e Sr), comumente presentes em rochas carbonáticas e amplamente utilizados por vários autores (*e.g.* Kaufman & Knoll 1995, James

et al. 2001, Nogueira *et al.* 2007) para discutir a natureza primária ou diagenética de razões isotópicas de C, O e Sr de diversas sucessões carbonáticas neoproterozóicas.

As amostras foram pulverizadas, com auxílio de um graal de ágata e analisadas após dois diferentes modos de preparação: (a) Disco Fundido: 1 g de amostra + 6 g de fundente (Tetraborato de Lítio - $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$), mistura fundida a 1000 °C por 10 minutos e (b) Pastilha Prensada: 3 g de amostra + 0,9 g de aglomerante (cera de parafina), mistura prensada com uma carga de 20 toneladas. O equipamento utilizado para as leituras foi o espectrômetro WDS sequencial, modelo *Axios Minerals* da marca PANalytical, com tubo de raios-X cerâmico, ânodo de ródio (Rh) e máximo nível de potência de 2,4 KW, pertencente ao Laboratório de Difração de Raios-X do IG/UFPA. Os dados foram adquiridos através do software *SuperQ Manager*, e o tratamento dos dados realizado pelo software *IQ+*, ambos da PANalytical.

1.4.4 Análise Isotópica de C e O

A sistemática adotada para os estudos isotópicos de C e O, na medida do possível, seguiu uma sequência de atividades definida por Kaufman & Knoll (1995), a qual, baseada em critérios petrográficos e geoquímicos, visa à seleção das amostras mais adequadas para aplicação de estudos isotópicos.

Para realização dessas análises foram coletadas 129 amostras de mão (141 amostras pontuais), dentre calcários, dolomitos e brechas dolomíticas, ao longo das três seções estudadas, coletando-se uma amostra a cada metro, nas pedreiras ativa da empresa Emal/camil dolomítica (seção-tipo) e inativa das proximidades de Nobres (seção de referência), e sem espaçamento fixo na pedreira Emal/camil calcítica. As amostras analisadas são frescas e não apresentam qualquer vestígio de metamorfismo ou neomorfismo intenso com obliteração de estruturas primárias. Em seção delgada, a textura original é geralmente preservada, embora localmente ocorram modificações neomórficas. A aplicação do método consistiu na extração e análise isotópica de uma massa na ordem de 50 miligramas de porções micríticas previamente selecionadas. As micro-amostras foram extraídas com o auxílio de uma micro-broca diamantada, que possibilitou a obtenção de amostras pontuais precisas, essencial para o estudo das brechas, que tiveram seus clastos, cimento e matriz coletados individualmente. Para análise isotópica, cada micro-amostra foi depositada em um porta-amostra, adicionando-se ácido ortofosfórico (H_3PO_4) 100% para a extração do CO_2 em linha de alto vácuo a uma temperatura constante de 25°C durante 24 ou 72 horas, dependendo da razão entre calcita e dolomita. O CO_2 foi então purificado criogenicamente e analisado em espectrômetro de massa *SIRA II* de dupla admissão e coletor triplo do Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) do

Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE) calibrado segundo padrões internacionais e a partir da referencia interna do laboratório (padrão BSC – “*Borborema Skarn Calcite*”). A composição isotópica de carbono e oxigênio foi representada pela notação usual delta (δ) em permil (‰) seguida do isótopo menos abundante (mais pesado): $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e exprime a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, respectivamente, da amostra em relação ao padrão VPDB (Vienna – PDB ou *Pee Dee Belemnite*). VPDB é uma escala reconhecida pelo Instituto Nacional de Padrões e Tecnologia (NIST) dos EUA, usada para reportar abundancias relativas de ^{13}C ou ^{18}O via notação delta (Equações 1 e 2). Incertezas nas medidas isotópicas foram estimadas como menores que 0,1‰ para carbono e 0,2‰ para oxigênio. Para melhor visualização e avaliação dos resultados, foram confeccionados perfis integrados e gráficos $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}$ nos quais foram inseridos os dados totais e subdivididos de acordo com suas respectivas associações de fácies.

$$\delta^{18}\text{O} = \{[(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão-VPDB}}] / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão-VPDB}}\} \times 1000 \quad (1)$$

$$\delta^{13}\text{C} = \{[(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{amostra}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{padrão-VPDB}}] / (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{padrão-VPDB}}\} \times 1000 \quad (2)$$

1.4.5 Análise Isotópica de Sr por lixiviação

O método adotado para análise de Sr foi aquele desenvolvido por Bailey *et al* (2000), baseado no princípio da eliminação do Sr diferente daquele precipitado junto com o carbonato, ou seja, o Sr trazido por agentes externos ou proveniente do decaimento radioativo do Rb. Para isso, foi feita a dissolução da amostra por lixiviação com um ácido fraco (ácido acético a 20%). A extração das amostras para a análise isotópica de Sr seguiu a mesma metodologia usada para os isótopos estáveis de C e O, sendo selecionadas para esse fim 6 amostras do total coletado.

Inicialmente, em um tubo de centrífuga, lava-se 100 mg de amostra por 24h com água ultra pura (H_2O Milli), posteriormente centrifuga-se esse conjunto (amostra + H_2O), retira-se o sobrenadante para uma 2^a etapa de centrifugação e separa-se o resíduo para posterior análise de Sr. O sobrenadante da 2^a centrifugação (branco) é guardado para ser analisado isotopicamente, juntamente com as alíquotas da etapa de lixiviação. Após secagem deste primeiro resíduo, começa-se o processo de lixiviação do mesmo, adicionando-se 2 mL de água ultra pura (H_2O Milli) e algumas dezenas (50 a 100) de μL de ácido acético 20% por aproximadamente 20 minutos até que a reação cesse. Separa-se o sobrenadante por pipetagem depois de dupla centrifugação, de modo que nenhum resíduo seja coletado. Repete-se esse

ciclo várias vezes até que todo carbonato seja dissolvido. Cada alíquota coletada passa por uma secagem, antes da etapa seguinte.

Na etapa de separação cromatográfica, as alíquotas da etapa de lixiviação são solubilizadas com 1 mL de ácido nítrico (HNO_3). Na coluna de separação, após lavagem com água ultra pura (H_2O Milli), são adicionados 500 μL de uma resina trocadora de íons específica para Sr (Eichrom), a qual é condicionada pela adição de 500 μL de HNO_3 . Em seguida, são adicionados 500 μL de amostra, cuja eluição e retenção do Sr são feitas pelo acréscimo de 500 μL de HNO_3 , por quatro vezes. A extração do Sr é então feita com duas medidas de 500 μL de água ultra pura (H_2O Milli). Após a secagem, procede-se a solubilização e diluição do Sr em HNO_3 3% para análise espectrométrica. A figura 1.2 mostra um fluxograma com as etapas da técnica utilizada na dissolução (abertura) e separação de Sr para análise isotópica.

As análises isotópicas de Sr foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso), utilizando-se a técnica MC-ICP-MS (Multi Collector – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry). O espectrômetro utilizado foi um NEPTUNE (Thermo Scientific), que conta com analisador de Energia (ESA) e analisador de massa de setor magnético. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas no padrão NBS 987 neste equipamento apresentam um valor médio de $0,710240 \pm 0,00009$. O sistema de detecção está equipado com nove coletores tipo Faraday, seis contadores de íons (MIC) e um multiplicador de elétrons (SEM). As operações de rotina foram realizadas sob as seguintes condições: Energia da Rádio frequência (RF) = 1100 Watts; Gás de resfriamento = 15 L/min.; Gás auxiliar = 0.70 L/min.; Fluxo de gás na amostra = 1 L/min.; Configuração dos detectores: ^{88}Sr = H2-F, ^{87}Sr = H1-F, ^{86}Sr = centro-F/S, ^{84}Sr = L2-F, ^{85}Rb = L1-F, ^{83}Kr = L3-F e ^{82}Kr = L4-F.

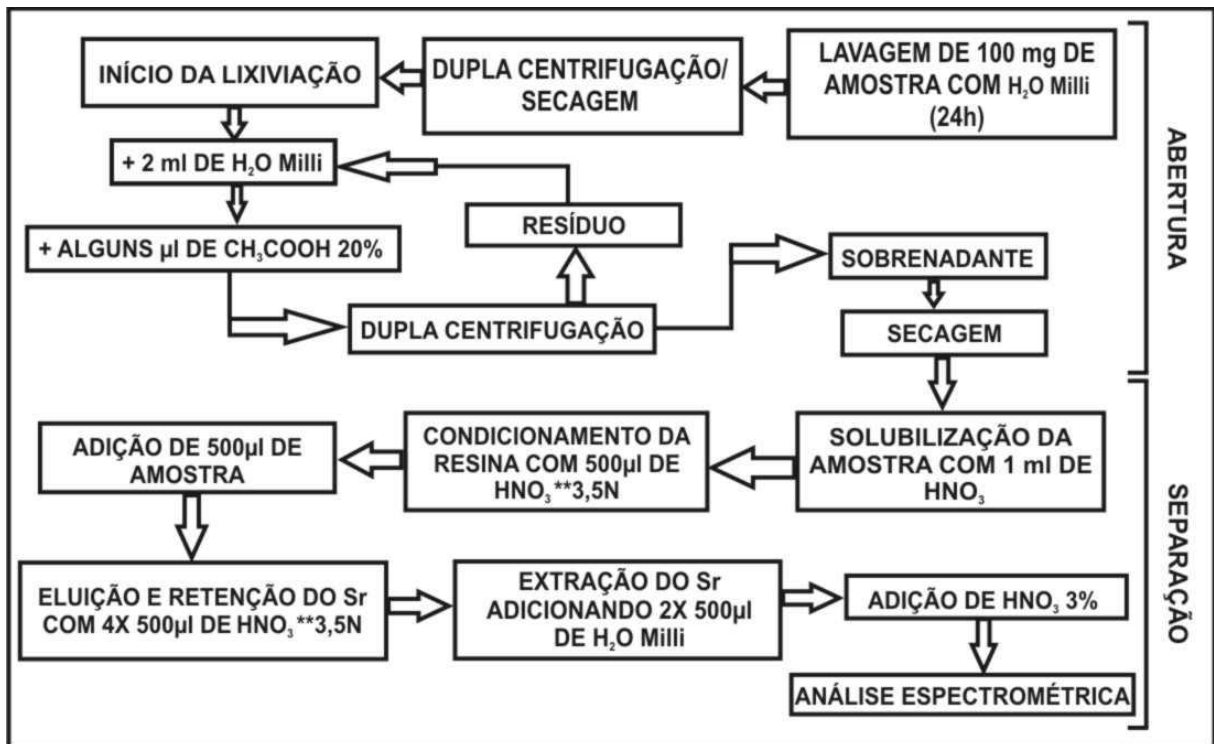


Figura 1.2 - Etapas da técnica utilizada na dissolução e separação de Sr para análise isotópica. Metodologia aplicada no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso).

1.5 CONTEXTO GEOLÓGICO

1.5.1 Faixa Paraguai

A Faixa de dobramentos Paraguai constitui um extenso orógeno neoproterozóico, de aproximadamente 1.200 km de comprimento, que se estende, no Brasil, pelos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Sua evolução ocorreu às margens SSE do Cráton Amazônico e sua origem é resultante da convergência e colisão de três blocos continentais: Amazônia, São Francisco-Congo e Paraná ou Rio de La Plata, este último coberto por rochas fanerozóicas da Bacia do Paraná (Almeida 1984, Trompette *et al.* 1998; Alkmin *et al.* 2001, Tohver *et al.* 2010) (Figura 1.3). Este evento de convergência tem sido atribuído às orogêneses Brasileira/Pan-Africana (600-520 Ma; Almeida 1984, Trompette 1994). A continuidade da Faixa Paraguai para o sudoeste do estado de Mato Grosso do Sul até a borda leste do Cráton Rio Apa (Alvarenga *et al.* 2000) é ainda incerta, devido a sua interrupção por coberturas fanerozóicas na região de Corumbá (MS). Uma ramificação NW-SE da Faixa Paraguai estende-se a partir da região de Corumbá para o leste da Bolívia, sendo conhecida como Faixa Tucavaca (Litherland *et al.* 1986), a qual representa uma grande estrutura sinclinal interpretada como um *rift* abortado de uma junção tríplice, o chamado Aulacógeno Tucavaca-Chiquitos (Brito Neves *et al.* 1985, Trompette *et al.* 1998).

Várias hipóteses têm sido defendidas para a configuração geodinâmica da Faixa Paraguai. Uma delas é considerá-la como um mega-gráben deformado durante a separação dos continentes Laurentia e Gondwana (Dalziel 1992). Outra proposição é considerá-la como uma bacia *foreland* da Faixa Brasília (Trompette 1994, Trompette *et al.* 1998). Nogueira (2003) subdividiu a Faixa Paraguai em dois segmentos principais (Figura 1.4), a zona de deformação e cavalgamento e as sub-bacias ante-fossa (*foredeep*), Barra do Bugres e Paranatinga, inseridas num contexto de uma bacia antepaís (*foreland*). De acordo com Souza *et al.* (submetido) a ausência de estruturas de colisão no segmento norte da Faixa Paraguai não permite enquadrar a Bacia Paraguai em um modelo tipo *foreland*. Segundo este autor, as rochas que compõem esta bacia seriam uma cobertura neoproterozóica-cambriana afetada por um evento rúptil tardio, de caráter transpressivo, como resultado de reativação de estruturas do Grupo Cuiabá, embasamento da Bacia Paraguai, que representaria de fato a Faixa Paraguai, como resultado de um evento colisional ainda no Neoproterozóico. O último evento da Tectônica Brasileira/Pan-Africana (Almeida 1984) seria de idade eocambriana a ordoviciana (540-490 Ma) e teria ocorrido durante a Orogênese Paraguai (Basei & Brito Neves 1992) ou Pampeana-Araguaia (Tohver *et al.* 2006) relacionado ao fechamento do Oceano Clymene (Tohver *et al.* 2010). Eventos distensivos resultaram em intrusões graníticas com idade U-Pb de 518 ± 4 Ma, fornecida pela datação do Granito São Vicente (McGee *et al.* 2011).

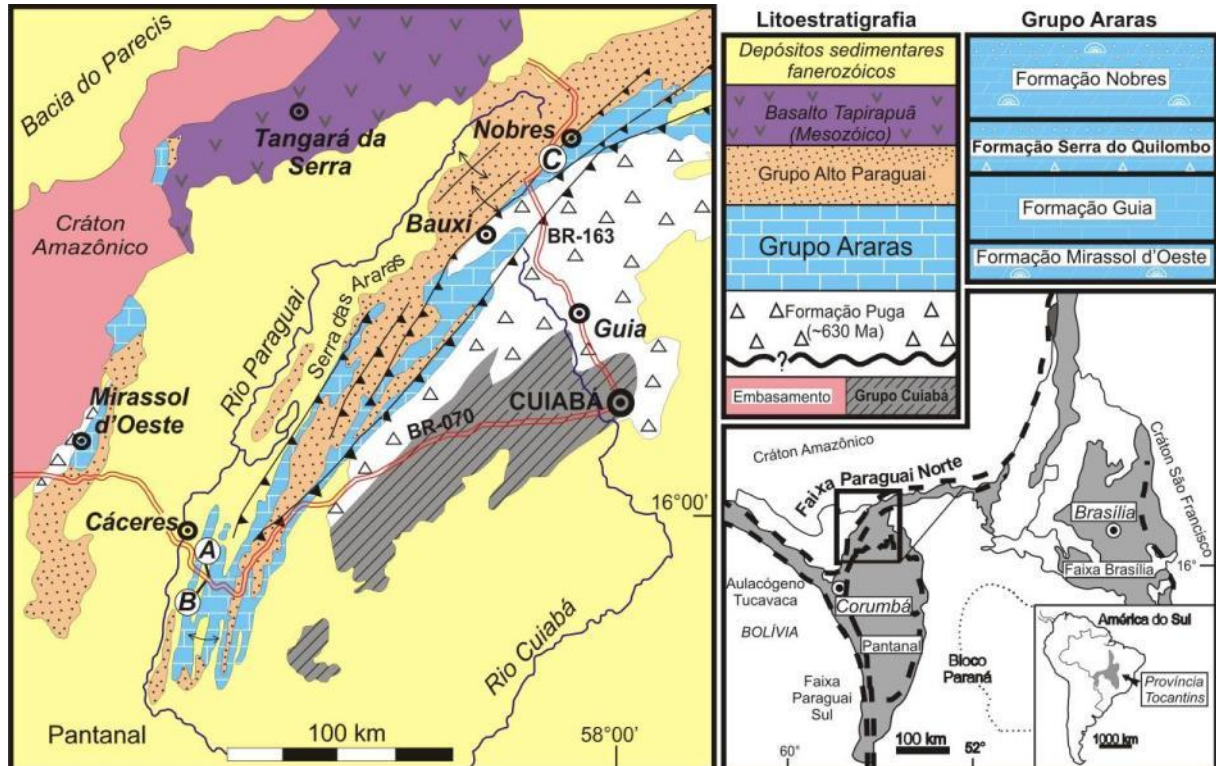


Figura 1.3 - Litoestratigrafia e contexto tectônico do sul do Cráton Amazônico, com a localização das seções alvo deste estudo. (A) e (B) pedreiras Emal/Camil calcítica e dolomítica, respectivamente, no km 707 da BR-070 e (C) mina inativa 1 km ao sul de Nobres (Modificado de Nogueira & Riccomini 2006).

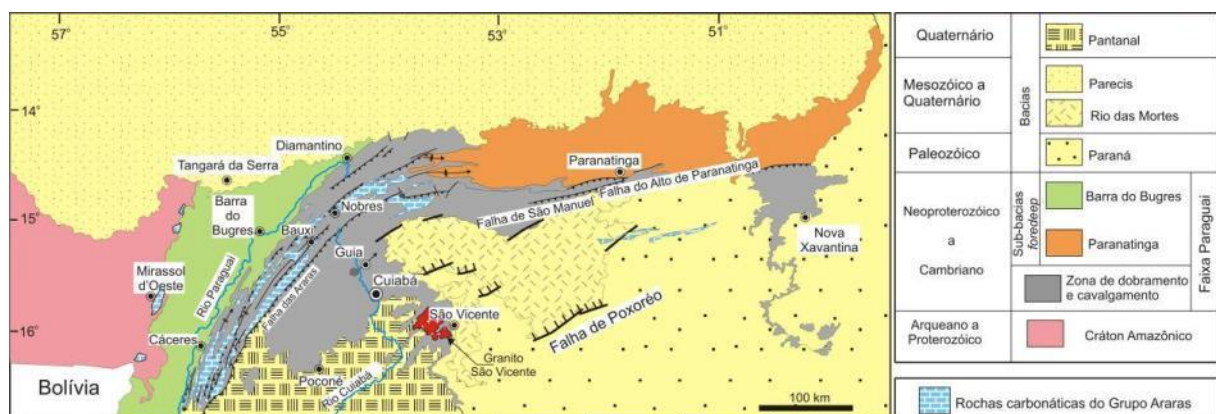


Figura 1.4 - Arcabouço tectônico da Faixa Paraguai Norte (Nogueira 2003, modificado de Almeida 1974, Barros *et al.* 1982, Almeida 1984, Weska 1996).

1.5.2 Litoestratigrafia

A litoestratigrafia da Faixa Paraguai (Figuras 1.3 e 1.5) compreende o Grupo Cuiabá que representa o embasamento da região, sendo constituído por rochas metamorfisadas na fácies xisto-verde, intensamente dobradas, pelíticas com caráter de *flych* (turbiditos), tendo na base, camadas de quartzitos e calcários subordinados (Almeida 1968). Sobre o embasamento estão os diamictitos glaciogênicos da Formação Puga (Maciel 1959), correlatos à glaciação global do final do Criogeniano de 635 Ma (Nogueira *et al.* 2003; Alvarenga *et al.* 2004) e

contemporâneos às formações Ghaub na Namíbia, Elatina na Austrália, e ao Grupo Nafun em Oman entre outras (Hoffman *et al.* 1998, Kennedy *et al.* 2001, Hoffman & Schrag 2002, Nogueira *et al.* 2003, Halverson *et al.* 2005). Uma sucessão predominantemente carbonática denominada de Grupo Araras recobre os diamictitos da Formação Puga. O Grupo Araras está exposto em estrutura homoclinal na margem sul - sudeste do Cráton Amazônico e principalmente na zona de cavalgamento e dobramento da parte norte da Faixa Paraguai (Almeida 1984) e foi subdividido por Nogueira & Riccomini (2006) em quatro formações, da base para o topo, Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres (Figura 1.5).

A Formação Mirassol d'Oeste, de 20m de espessura, consiste em dolomitos finos de coloração rosada, estromatólitos e dolomitos pelóidais, interpretada como plataforma rasa com base sobreposta diretamente ao diamictito da Formação Puga, através de um contato brusco e lateralmente irregular e ondulado, com deformações plásticas atribuídas a sismicidade induzida por *rebound* pós-glacial e que representam o registro de uma rápida mudança de condições glaciais para de efeito estufa (Nogueira *et al.* 2003, Nogueira & Riccomini 2006). Esta unidade é interpretada como uma capa dolomítica (Nogueira *et al.* 2003) depositada logo após a glaciação Puga, correlata ao episódio marinoano, tratando-se de um importante marco estratigráfico global por ser a base do período Ediacarano na região.

A Formação Guia, com aproximadamente 400m de espessura, representa depósitos de plataforma profunda e é constituída por calcários finos betuminosos, folhelhos betuminosos, pelitos vermelhos e *cementstones* com leques de cristais de calcita (pseudomorfos de aragonita) e laminação plana, interrompida localmente por brechas e estruturas de deformação. As camadas brechadas e deformadas podem ser relacionadas com o intumescimento do assoalho marinho causado pela concomitante cimentação e cristalização expansiva sinsedimentar (Kennedy 1996). A base da Formação Guia é considerada como a porção calcária da capa carbonática Puga (Nogueira *et al.* 2007). A associação de falhas, estruturas de *slumping*, fluxo de massa, diques netunianos e brechas sugere progressiva ruptura e deformação plástica de camadas, ressedimentação e eventos de cimentação sinsedimentar. Intervalos de deformação intercalados com camadas sem perturbação e estruturas com diferentes estilos de deformação (rúptil e plástica) podem ser atribuídas a eventos de choques sísmicos (Obermeier *et al.* 1985, Kahle 2002). Processos de dissolução por pressão resultaram na formação da pseudo-estratificação e a intensa dolomitização heterogênea afetou pacotes métricos de calcários finos comuns à base e porções do topo da Formação Guia.

A Formação Serra do Quilombo, com 100m de espessura, é composta predominantemente por brechas com cimento dolomíticos e/ou com matriz intercaladas com dolomitos finos e dolomitos arenosos com estratificação cruzada *hummocky*, interpretada como depósitos de plataforma moderadamente rasa a profunda influenciada por sismos e tempestades. Sua zona de contato com a Formação Guia é marcada por intenso fraturamento entre os dolomitos e calcários finos. As brechas formam acumulações descontínuas, com espessuras de 2 até mais de 30 m, se intercalam com dolomito fino laminado ou apresentam contato lateral brusco com este, provavelmente por falhas sinsedimentares. As brechas cimentadas exibem clastos de dolomito fino, com até 30 cm de eixo maior, possuem arcabouço aberto e são cimentadas por dolomita espática (mosaico equidimensional drusiforme). Muitas vezes, as brechas exibem clastos com perfeito ajuste (*fitting*), sendo possível reconstituir a camada fraturada (Nogueira & Riccomini 2006). A parte superior da unidade apresenta camadas com espessuras centimétricas a métricas de dolomito grosso (dolomito cristalino). O dolomito exibe até 20% de grãos terrígenos na fração silte a areia fina (quartzo, feldspato e mica). Os dolomitos grossos arenosos (dolomito cristalino arenoso) com estruturas internas gradam para camadas de brechas. Esta passagem lateral é dada por camadas fraturadas (mas com *fitting*), rotacionadas e falhadas, que se desarticulam e formam pacotes métricos de brechas (Nogueira & Riccomini 2006).

A Formação Nobres consiste em dolomitos finos, dolomitos oolíticos subordinados e estromatólitos, além de dolomitos arenosos, brechas, ritmitos arenito/pelito e arenitos que são interpretados como depósitos de planície de maré/*sabkha*. Os depósitos, de até 200 m de espessura, ocorrem por mais de 300 km de extensão na parte norte da Faixa Paraguai e estão organizados em ciclos métricos tabulares, lateralmente contínuos por centenas de metros, sendo que o seu contato com a Formação Serra do Quilombo é irregular e marcado pela ocorrência de brechas e arenitos com clastos tabulares de micrito e gretas de contração. Os níveis de dolomito fino podem ser contínuos ou descontínuos e, na maioria das vezes, encontram-se fraturados formando brechas com clastos tabulares e recurvados (1 a 3 cm de tamanho), algumas vezes com topo marcado por concentração de nódulos de sílex e gretas de contração (Nogueira & Riccomini 2006).

A sequência deposicional do Grupo Araras é recoberta pela sucessão siliciclástica do Grupo Alto Paraguai, que consiste da base para o topo de arenitos e pelitos (Formação Raizama), folhelhos e arenitos (Formação Sepotuba) e ritmitos vermelhos, arenitos finos e conglomerados (Formação Diamantino). Figueiredo *et al.* (2008) descreveram uma sucessão de diamictitos glaciais e siltitos, sobrepostos aos carbonatos pós-marinoanos do Grupo

Araras, na porção norte da Faixa Paraguai, e a denominaram de Formação Serra Azul. Ainda segundo Figueiredo *et al.* (2008) esta unidade deveria ser incluída na base do Grupo Alto Paraguai e seria o primeiro registro glacial encontrado na América do Sul relacionado à Glaciação Gaskierana (582 Ma).

1.5.3 Idade

A idade de sedimentação das rochas carbonáticas do Grupo Araras vem sendo tentativamente investigada por vários autores, na maioria das vezes de forma indireta, buscando-se obter a idade mínima de deposição desta sucessão a partir de datações feitas em unidades estratigraficamente mais jovens, como no caso dos argilitos das formações Sepotuba (Rb-Sr - 569 ± 20 Ma; Cordani *et al.* 1978, Bonhomme *et al.* 1982) e Diamantino (Rb-Sr - 660 ± 60 Ma; Cordani *et al.* 1985) do Grupo Alto Paraguai. Estas idades foram inicialmente interpretadas como deposicionais, depois como marcadoras do evento Brasileiro, e atualmente são consideradas duvidosas. A datação de zircão detrítico, pelo método U-Pb, do topo da Formação Diamantino têm apontado a idade máxima de 541 ± 7 Ma para o final da sedimentação da Faixa Paraguai Norte (Bandeira *et al.* 2011). Apesar de até o momento não terem sido encontrados tufos ou corpos vulcânicos que sirvam para definir uma idade precisa para o Grupo Araras, trabalhos recentes (Babinski *et al.* 2006, Figueiredo 2010), aplicando a metodologia Pb-Pb em carbonatos, têm fornecido importantes dados geocronológicos, como a idade isocrônica Pb-Pb de 627 ± 32 Ma (Babinski *et al.* 2006), obtida para carbonatos da Formação Mirassol d'Oeste, base do Grupo Araras. Métodos de datação relativa, baseados principalmente no conteúdo microfossilífero, tem apontado idade Ediacarana (620 a 580 Ma) para base do Grupo Araras (Hidalgo *et al.* 2008). A assembléia de microfósseis encontrados na Formação Mirassol d'Oeste é caracterizada por *Siphonophycus capitaneum*, *S. robustum*, filamentos de cianobactérias e *Dictyotidium minor*. Na Formação Guia predominam *Leiosphaeridia minutissima* e *L. crassa*, bem como fragmentos de acritarcos ediacaranos como *Appendisphaera* sp, *Cavaspina* sp e *Cavaspina acuminata*, enquanto que na Formação Nobres foi registrado o acantomorfo do gênero *Tanarium* (Hidalgo *et al.* 2008).

IDADE	LITOESTRATIGRAFIA			PALEOAMBIENTE	
Cambriano	Grupo Alto Paraguai	Formação Diamantino		Conglomerados, arenitos e pelitos.	Fluvial entrelaçado, delta e mar restrito/prodelta
		Formação Sepotuba		Pelitos, folhelhos e arenitos.	Plataforma marinha dominada por tempestade
		Formação Raizama		Arenitos e pelitos, carbonatos substituídos por sílex subordinados.	Plataforma rasa dominada por tempestade e maré
E D I A C R A N O	Grupo Araras	Formação Nobres		Dolomitos arenosos, estromatólitos dômicos estratiformes e rugosos. Sílica secundária substituindo camadas de carbonato. Arenitos finos, ritmitos e pelitos subordinados. Moldes de cristais de evaporitos.	Planície de maré/ <i>sabkha</i>
		Formação Serra do Quilombo		Brechas dolomíticas cimentada por dolomita espática, brechas dolomíticas de arcabouço aberto e dolomitos arenosos.	Plataforma moderadamente profunda dominada por tempestades e eventualmente por sismos
		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		Dolomitos finos rosados, laminados, peloidais e estromatólitos estratiformes.	Plataforma profunda eufótica
		Formação Puga		Diamictitos e siltitos seixosos.	Glacial marinho
Criogeniano	~630 Ma				

				 Descontinuidade regional

Figura 1.5 - Litoestratigrafia da Faixa Paraguai Norte (Nogueira & Riccomini 2006).

2 EVENTOS GLOBAIS DO NEOPROTEROZÓICO

O Neoproterozóico (1000 - 542 Ma) abrange um período na história da Terra comparável em duração ao Éon Fanerozóico, com drásticas mudanças paleoclimáticas e paleogeográficas. Entre os eventos mais marcantes desta Era estão a amalgamação final e fragmentação dos supercontinentes ‘Rodinia’ e ‘Paleopangea’, a fusão de suas porções cratônicas para formar o Gondwana através de uma imensa cadeia de eventos orogênicos, as mais severas glaciações da história da Terra, grandes oscilações na composição isotópica de carbono e estrôncio da água do mar e o aparecimento das primeiras formas complexas de vida (Kaufman & Knoll 1995, Jacobsen & Kaufman 1999, Knoll 2000, Gaucher *et al.* 2009).

O registro sedimentar para o período de 750-570 Ma tem muitos atributos incomuns, dentre eles: (1) Depósitos glaciais generalizados e dados paleomagnéticos que indicam glaciações que alcançaram latitudes equatoriais (Schmidt & Williams 1995, Park 1997); (2) Formações ferríferas bandadas retornando ao registro sedimentar após um hiato de bilhões de anos e caracteristicamente contendo *dropstones* (Klein & Beukes 1993); (3) Capas carbonáticas sobrepondo diretamente depósitos glaciais (Fairchild 1993, Kennedy 1996) e espessas sequencias deposicionais regressivas indicando prolongada subsidência tectônica durante a glaciação; (4) Composições isotópicas de carbono variando abruptamente de valores altamente enriquecidos para valores fortemente empobrecidos em ^{13}C marcando os eventos glaciais (Kaufman *et al.* 1997, Hoffman *et al.* 1998); (5) Composições isotópicas de estrôncio em capas carbonáticas altamente radiogênicas e acompanhadas por assinaturas geoquímicas indicando altos aportes fluviais (Schrag *et al.* 1999); (6) Animais fósseis diversos e desenvolvidos, tanto de corpo mole quanto esqueletizados, aparecem pela primeira vez após a mais jovem glaciação global neoproterozóica (Narbonne 1998, Saylor *et al.* 1998).

Neste capítulo serão destacados alguns aspectos específicos do Ediacarano (635-542 Ma, Hoffman *et al.* 2004, Condon *et al.* 2005), intervalo no qual foram formadas as rochas carbonáticas objeto deste estudo. A figura 2.1 sumariza alguns dos eventos climáticos, tectônicos, biogeoquímicos e evolutivos mais expressivos do final do Neoproterozóico ao Eocambriano, os quais serviram de base para a composição do arcabouço cronoestratigráfico do Neoproterozóico.

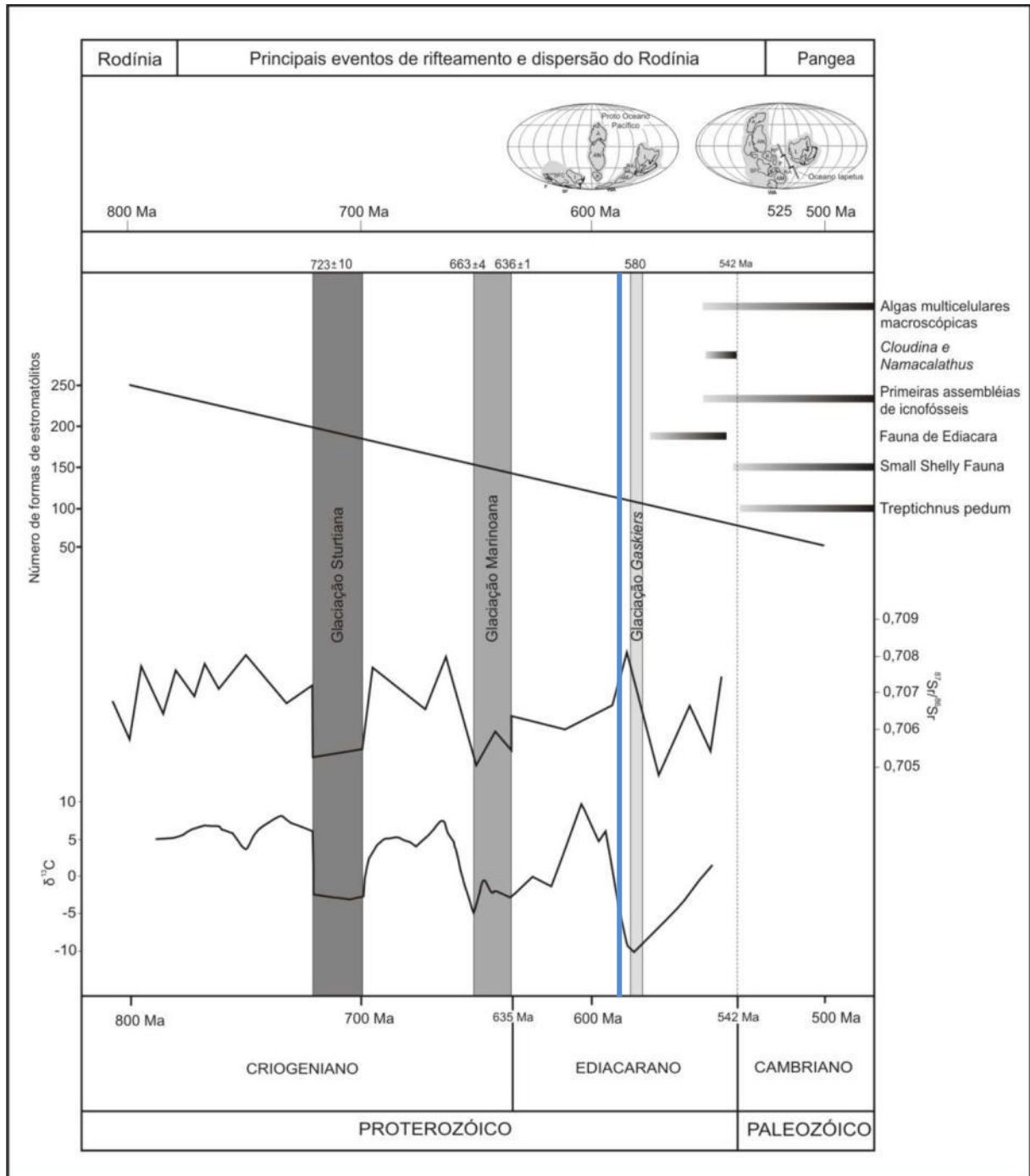


Figura 2.1 - Síntese dos principais eventos climáticos, tectônicos, biogeoquímicos e evolutivos ocorridos no Neoproterozóico e início do Cambriano (Modificado de Warren 2011, baseado em Nogueira 2003 com compilações de Grotzinger & Knoll 1999, Semikhatov & Raaben 1996, Knoll 2000, Grotzinger *et al.* 2003, Eyles & Januszczak 2004, Knoll *et al.* 2004, Halverson *et al.* 2005, Halverson *et al.* 2007, Hoffman *et al.* 2005, Tohver *et al.* 2006, Erwin 2006). A barra em azul representa a provável distribuição da Formação Serra do Quilombo.

2.1 GLACIAÇÕES GLOBAIS

O registro sedimentar neoproterozóico é caracterizado pela associação marcante entre rochas carbonáticas e depósitos glaciogênicos. Estes últimos registram os diversos eventos de glaciação reconhecidos em diferentes unidades neoproterozóicas ao redor do globo, presentes em quase todos os fragmentos dos supercontinentes Rodínia (1000-800 Ma; Dalziel 1997) e Gondwana (650-530 Ma; Brito Neves & Cordani 1991). Entre 750 e 580 Ma teriam ocorrido pelo menos duas grandes glaciações de expressão global e uma, mais recente, de caráter regional (Halverson *et al.* 2005, Knoll *et al.* 2004) referidas, em ordem da mais antiga a mais jovem, como as glaciações Sturtiana, Marinoana e Gaskierana. Dados paleomagnéticos de prováveis sucessões glaciais como, por exemplo, os do Grupo Otavi (Cinturão Pan-Africano, Namíbia), Grupo Windermere (montanhas Mackenzie, norte da cordilheira Canadense), Grupo Umberatana (Sucessão Adelaide, sul da Austrália), Membro Petrovbreen do Grupo Poalarisbreen (Sucessão Hecla Hoek no Cinturão Svalbard, Plataforma de Barents), sugerem que as glaciações teriam alcançado latitudes equatoriais (Kirschvink 1992, Hoffman *et al.* 1998, Saylor *et al.* 1998, Knoll 2000, Hoffman & Schrag 2002).

A ocorrência de diamictitos glaciais próximos ao equador sugere que toda a Terra esteve coberta por gelo em uma condição conhecida como “*Snowball Earth*” ou “Terra Bola de Neve” (Kirschvink 1992, Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002). Durante as grandes glaciações globais neoproterozóicas o planeta teria passado por condições de baixas concentrações de CO₂ atmosférico, causada pelo aumento do intemperismo de massas continentais soerguidas como produto da fragmentação do Rodínia (Hoffman & Schrag 2002), associadas a uma redução da incidência e aumento da reflexão da luz solar (grau de albedo), que proporcionaram a formação de calotas e branquisas de gelo em áreas continentais e oceânicas e o avanço das geleiras sobre o mar até o Equador. Abaixo da espessa capa de gelo teria ocorrido a instalação de condições afóticas e de frio extremo, eliminando efetivamente a fotossíntese oceânica, que mesmo após este evento teria tido recuperação lenta, como registrado pelas razões de $\delta^{13}\text{C}$ com características mantélicas. A inserção na atmosfera de grande volume de CO₂ de origem vulcânica, associado aos processos de rifteamento, propiciaria o início do advento da deglaciação das enormes calotas de gelo que recobriam mares e continentes, encerrando abruptamente as condições de *snowball Earth* (*icehouse*), que foram sucedidas por uma fase de efeito estufa (*greenhouse*) gerada pelo aumento de CO₂ (~350 vezes a concentração atual), diminuição do albedo e aumento do vapor de água. Enquanto o evento glacial persistiria por pelo menos 5 Ma, a deglaciação teria sido catastrófica durando apenas algumas centenas de anos. A condição de anoxia gerada pelo

recobrimento dos oceanos pelo gelo, por milhões de anos, teria possibilitado a permanência de grande quantidade de ferro reduzido em solução, que foi transportado e precipitado como formações ferríferas onde quer que ocorresse a fotossíntese ou devido à deglaciação. Com o término do isolamento pelo gelo, tornou-se possível a recolonização dos mares por organismos fotossintetizantes e, por consequência, a entrada de O₂ no sistema oceânico, causando a precipitação do ferro em solução (Kirschvink 1992, Kaufman & Knoll 1995, Hoffman & Schrag 2002). O aumento da $p\text{CO}_2$ e da temperatura foi acompanhado pelo aumento da alcalinidade das águas de degelo, produzido pela interação de detritos glaciais ricos em carbonato e rocha pulverizada, que teria acelerado a mistura com águas oceânicas profundas enriquecidas em ¹²C e resultado na precipitação de capas carbonáticas com valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ sobre depósitos glaciais pré-existentes (Kaufman *et al.* 1991, Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002). As repetidas condições de *snowball Earth*, assim como o seu desaparecimento definitivo, permitiram ou teriam estimulado a explosão de vida multicelular neoproterozóica-cambriana.

Presentemente, a aquisição e a interpretação de novas informações de cunho sedimentológico, isotópico e paleomagnético em diferentes unidades neoproterozóicas tem questionado a atuação e intensidade dos mecanismos responsáveis pelas glaciações globais (Warren 2011). Dados paleoclimáticos têm mostrado que as possíveis glaciações neoproterozóicas não atingiram temperaturas suficientemente baixas próximo ao equador, o que provocaria o aparecimento de grandes áreas não congeladas (hipótese *Slushball Earth*, Hyde *et al.* 2000, Micheels & Monterani 2008). Na teoria do *slushball*, o gelo cobriria apenas 60% do oceano propiciando ambientes com circulação marinha nos trópicos (Hyde *et al.* 2000). A temperatura média global poderia ter atingido cerca de 0°C, ao contrário dos -50°C postulados pelo modelo *snowball Earth*, e os efeitos de glaciação e período ultra-estufa seriam conseqüentemente menos catastróficos (Cowen 2001). No modelo *snowball Earth* as condições glaciais estressantes provocariam mudanças evolutivas que propiciaram a explosão da biota cambriana (Hyde *et al.* 2000; Maruyama & Santosh 2008), contudo assembléias fossilíferas encontradas em estratos anteriores às glaciações globais não apresentam grandes diferenças das encontradas após estes eventos. Isso indica que os eventos de glaciação influenciaram, mas não foram fundamentais para o surgimento dos novos filos no Cambriano.

2.2 CAPAS CARBONÁTICAS

Muitas unidades glaciais neoproterozóicas são diretamente sobrepostas por capas carbonáticas (*cap carbonates*), as quais têm sido identificadas em várias partes do mundo

(Fairchild & Hambrey 1984, Kennedy 1996, Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002). São consideradas como intervalos condensados transgressivos depositados logo após glaciações globais durante condições extremas de efeito estufa. As capas são geralmente dolomíticas (*cap dolomites*) e pouco espessas, mas formam a base de seqüências deposicionais regressiva de dezenas a centenas de metros de espessura de calcários, margas ou siltitos (Hoffman *et al.* 1998). Carbonatos de capa são caracterizados principalmente por fácies micríticas com diversas estruturas sedimentares ainda pouco entendidas (Kennedy 1996, Kennedy *et al.* 2001). As feições anômalas são estruturas em tubo (escape de gás), estromatólitos formados por cristais, *megaripples*, assim como as concentrações de barita e diversos tipos de precipitados calcíticos atribuídos a pseudomorfo de aragonita (cimento fibroso, crostas, leques de cristais) geralmente abundantes em calcários (*cap limestone cementstone*; Hoffman & Schrag 2002). Exibem forte assinatura negativa de $\delta^{13}\text{C}$ com valores médios de -5 ‰ (Kaufman & Knoll 1995, Hoffman & Schrag 2002). Além de serem consideradas como produtos relacionados às deglaciações no modelo de *snowball Earth*, estas camadas apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ interpretados como o resultado da rápida mistura do $\delta^{13}\text{C}$ depletado de águas profundas com águas rasas por ressurgência após glaciação (Kaufman *et al.* 1991, Grotzinger & Knoll 1995). O súbito final das condições *snowball*, com a abertura dos oceanos tropicais, diminuiu o albedo planetário em conjunto com condições estufa de alto CO_2 e H_2O alcalinas. O intenso intemperismo de silicatos foi resultante das temperaturas superficiais elevadas, chuvas ácidas torrenciais, e exposição de extensas superfícies de rochas congeladas fragmentadas (Taylor & Blum 1995), incluindo material vulcânico inalterado acumulados durante milhões de anos de congelamento profundo. As reações de intemperismo de silicatos consomem prótons e produzem cátions e íons bicarbonato que são levados pelos rios para os oceanos, ocasionando maciça e rápida precipitação inorgânica de capas carbonáticas (Hoffman *et al.* 1998). Dolomitos basais podem ser primários, promovidos pelo baixo SO_4^{2-} (Baker & Kastner 1981), baixo pH e alta razão Mg/Ca (devido à rápida alteração de minerais máficos) em uma superfície oceanica dominada por água de degelo e aporte fluvial. Espessas seqüências deposicionais regressivas refletem prolongada subsidência tectônica sem sedimentação durante as glaciações *snowball* (Hoffman *et al.* 1998). Outros atribuem as capas carbonáticas a transgressões glacio-eustáticas, entretanto a acomodação criada por este mecanismo é eliminada após o ajuste glacio-isostático (Hoffman *et al.* 1998).

A grande espessura, a predominância de ambientes de águas profundas e um contexto estratigráfico diferente das unidades sotopostas e sobrepostas, são características comumente encontradas em muitas sequencias de capas carbonáticas (Figura. 2.2). Evidências

apresentadas por Nogueira *et al.* (2003) baseadas em estruturas de deformação sísmica na base da Capa Carbonática Puga (Grupo Araras em Mirassol d'Oeste, Brasil) constituem marcos da rápida transição entre condições de frio extremo (*snowball*) para condições quentes de efeito estufa (*greenhouse*). Apesar de algumas diferenças entre as sequencias de capa carbonática nas regiões da África, América do Norte, América do sul e Austrália, estas camadas constituem-se em importantes marcos biológicos, climáticos e estratigráficos indiscutivelmente atreladas às glaciações globais (Nogueira 2003, Figura. 2.2).

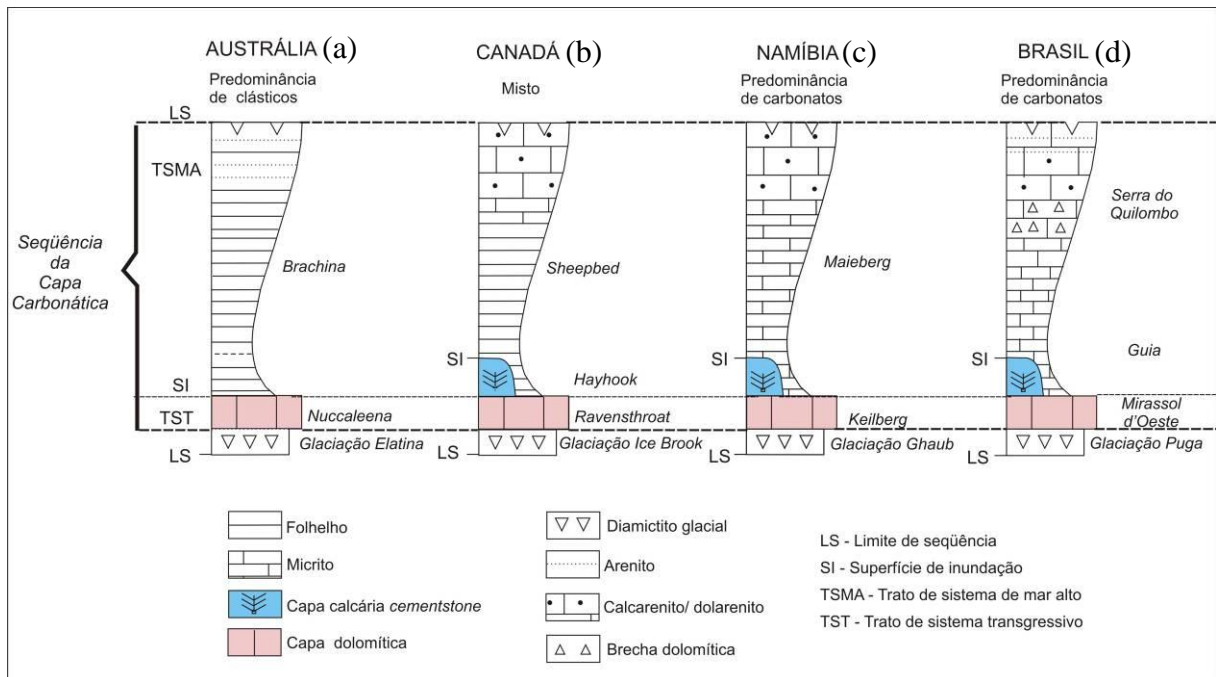


Figura 2.2 - Sequências de capas carbonáticas neoproterozóicas (sem escala). Observar a distinção entre "capas dolomíticas" e sequencia de "capa carbonática". Capas clásticas (a), mistas (b) e predominantemente carbonáticas (c) e (d). Abreviações: TSMa-trato de sistema de mar alto; SI-superfície de inundação marinha; LS-limite de sequência; TST-trato de sistema transgressivo (Nogueira 2003, modificado de Hoffman & Schrag 2002).

2.3 DOLOMITIZAÇÃO

A dolomita é um mineral metaestável, complexo e pode se formar como um precipitado primário, uma substituição diagenética ou como uma fase hidrotermal/metamórfica, exigindo para tanto permeabilidade, um mecanismo que facilite o fluxo de fluidos e um suficiente suprimento de magnésio (Warren 2000). Controvérsias persistem quanto à origem da dolomita, se primária precipitada diretamente a partir da água do mar, ou secundária originada por substituição de minerais carbonáticos pré-existentes (Boggiani 1997). Dolomitos primários são raros e restritos a lagoas e lagunas, como as da Lagoa Vermelha no Rio de Janeiro (Vasconcelos *et al.* 1995), sendo a maioria dos dolomitos relacionada a processos de substituição diagenética de sedimentos carbonáticos. Esses sedimentos secundários (diagenéticos) são diferenciados, por suas origens, em eodiagenéticos (penecontemporâneos) e mesodiagenéticos (pós-deposicionais). Quando os sedimentos são dolomitizados em seus ambientes deposicionais originais, sujeitos as suas próprias condições físico-químicas, são ditos eodiagenéticos. Por outro lado os dolomitos mesodiagenéticos têm origem posterior ao término da deposição, quando o carbonato se encontra fora da zona ativa da sedimentação (Budd 1997).

O limite Neoproterozóico-Eopaleozóico é marcado pela abundância relativa de dolomitos em relação aos calcários calcíticos (Figura 2.3B), visivelmente destacado com base na razão Ca/Mg (Figura 2.3A). Tal fato aponta para condições favoráveis de dolomitização neste período de tempo e tem sido interpretado como o resultado tanto de ambientes mais extensos de dolomitização no Paleozóico ou a lenta taxa de dolomitização e calcários antigos tendo mais chance e tempo para entrar em contacto com fluidos dolomitizantes (Tucker & Wright 1990). A possibilidade de formação primária de dolomita a partir de precipitação direta da água do mar (Grotzinger & Knoll 1995) tem sido levantada, o que também seria sugerido pela ocorrência de dolomitos com textura primária totalmente preservada. Os fatores susceptíveis de promover a precipitação direta de dolomita a partir da água do mar são altas temperaturas, PCO_2 , Mg/Ca e baixo SO_4^{2-} e efeitos ácidos orgânicos. De fato, há evidências de uma variedade de trabalhos, com diferentes graus de confiabilidade, que no pré-cambriano a razão Mg/Ca foi maior, PCO_2 foi maior, a temperatura era mais elevada e que SO_4^{2-} foi menor (Tucker & Wright 1990, Warren 2000). Também é plausível sugerir que a geoquímica orgânica da água do mar foi diferente no Precambriano, quando somente algas, bactérias e fungos estiveram disponíveis para produzir matéria orgânica.

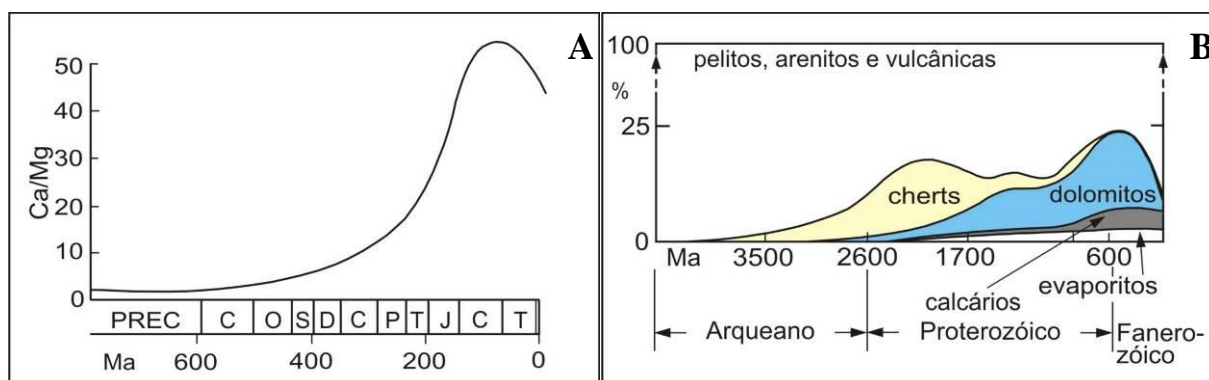


Figura 2.3 - O registro geológico de dolomitos através do tempo. (A) razão Ca/Mg em rochas carbonáticas (Chilingar 1956 *in* Tucker & Wright 1990). (B) abundância relativa de calcários e dolomitos (Ronov 1964 *in* Tucker & Wright 1990).

A abundância de dolomitos no Neoproterozóico seria devido à existência de oceano pobre em Ca^{2+} (Kazmierczak *et al.* 1985 *in* Tucker & Wright 1990). A idéia é de que o teor de Ca^{2+} nos oceanos foi crescente, atingindo seu valor máximo no limite Neoproterozóico/Cambriano, quando a quantidade foi tanta que a biocalcificação teria sido uma forma encontrada pelos organismos de se desintoxicarem da elevada concentração de cálcio. Outra hipótese é a de que teria havido condições excepcionais de bombeamento da água do mar através dos sedimentos, relacionadas à rápida transgressão marinha pós-glaciação e ao vigoroso padrão de circulação oceânica originado pela fragmentação de supercontinentes. Uma das possíveis causas da relativa abundância de dolomitos no Proterozóico (Wright 1997), atestado pela abundância de estromatólitos, seria a precipitação de dolomita através de atividade microbiana (bactérias redutoras de sulfato).

2.4 EXCURSÕES ISOTÓPICAS

Expressivas variações isotópicas de C e Sr das águas do mar têm sido utilizadas como marcadores paleoambientais e na elaboração de arcabouços quimioestratigráficos para a correlação global de sucessões neoproterozóicas (Figura 2.1) (Knoll *et al.* 1986, Derry *et al.* 1992, Narbonne *et al.* 1994, Kauffman & Knoll 1995, Kaufman *et al.* 1997, Saylor *et al.* 1998, Jacobsen & Kaufman 1999, Knoll 2000). Na ausência de elementos fósseis determinantes, as sucessões do final do Neoproterozóico têm sido datadas e correlacionadas por isótopos de C e pela variação da razão isotópica do Sr, que tem auxiliado no aumento da resolução estratigráfica. As mudanças mais drásticas nas razões isotópicas de C estão atreladas às glaciações globais neoproterozóicas, as quais foram seguidas pela deposição de calcários empobrecidos em ^{13}C por cerca de 0,5% relativo aos calcários marinhos normais

(Jacobsen & Kaufman 1999). Esse empobrecimento em ^{13}C nos calcários pós-glaciais (*cap carbonate*) é espetacular, onde os valores de $\delta^{13}\text{C}$ declinaram de +8‰ (PDB) para -5‰(PDB).

As principais variações nos isótopos de C são atribuídas ao fracionamento isotópico deste elemento principalmente em função da fotossíntese, que enriquece a matéria orgânica com ^{12}C , aumentando de maneira relativa a concentração de ^{13}C nas águas oceânicas. Assim sendo, o aumento da fotossíntese tende a gerar meios com valores de $\delta^{13}\text{C}$ positivos, enquanto que a diminuição deste processo produz ambientes com valores negativos. Excursões positivas de $\delta^{13}\text{C}$ relacionam-se ao aumento do grau de soterramento da matéria orgânica devido a altas taxas de sedimentação e/ou alta produtividade primária principalmente por organismos fitoplanctônicos. Variações isotópicas negativas estão relacionadas a mudanças paleoceanográficas significativas, interpretadas como: (i) resultado de mistura rápida depois da glaciação de águas profundas depletadas em ^{13}C com águas rasas por ressurgência; (ii) diminuição da produtividade biológica (abundância de ^{12}C) relacionada a cobertura dos oceanos por lençóis de gelo, no modelo *snowball Earth*; (iii) desestabilização de gases hidratados de metano no *permafrost* terrestre devido rápido aquecimento e transgressão pós-glacial (Kennedy *et al.* 2001); (iv) origem principalmente mantélica do C cujo valor é -5,5‰ (Jacobsen & Kaufman 1999).

O aumento dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no Ediacarano-Cambriano, particularmente no intervalo 600-535 Ma, tem sido atribuído as altas taxas de erosão e influxo de águas continentais para os oceanos associada com a orogenia Pan-Africana/Brasiliana e a quebra do supercontinente Rodínia (Derry *et al.* 1992, Kaufman *et al.* 1993, Jacobsen & Kaufman 1999, Halverson *et al.* 2007).

2.5 EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

O Neoproterozóico foi marcado por intensa atividade tectônica, caracterizada principalmente por processos de aglutinação e fragmentação continental (Figura 2.4). Durante esse período, as massas continentais estiveram reunidas por pelo menos duas vezes, uma no início (Supercontinente Rodínia) e outra no final, próxima ao limite com o Fanerozóico (Supercontinente Gondwana). A Orogênese Grenvilliana (~1200-1000 Ma) aglomerou blocos continentais formando o Rodínia que permaneceu estável até 700-600 Ma quando ocorreu a sua fragmentação (Hoffman 1991). Os processos de fragmentação do Rodínia, de acordo com Brito Neves *et al.* (1999), teriam aproveitado as principais zonas tectônicas formadas durante o ciclo Grenvilliano, resultando em inúmeras placas, subplacas, terrenos e microcontinentes

de diversos tamanhos (Blocos Amazônia, Oeste Africano-São Luís, São Francisco-Congo, Rio de La Plata, entre outros), separados em ciclos de rifteamento entre 1000-900 Ma, 750 Ma e 600 Ma, ou mais novos (Tohver *et al.* 2006, Trindade *et al.* 2006). A transição do Rodínia para o Gondwana oeste parece ter ocorrido entre 600 Ma, quando o bloco Amazônia-Oeste África ainda estava unido ao Laurentia, e a cerca de 520 Ma, quando a convergência com pólos paleomagnéticos dos outros crátons é observada (Tohver *et al.* 2006). Baseado nisso, Tohver *et al.* (2006) sugerem dois estágios de processos colisionais para a formação do Gondwana oeste, uma fase inicial marcada pela reunião dos blocos centrais do Gondwana (Kalahari, São Francisco-Congo e Rio de la Plata), anteriormente separados pelo oceano Clymene, seguida por uma colisão meso-cambriana com o cráton Amazônia-Oeste África ocidental.

A composição de esforços tectônicos distensivos associada a processos de subsidência mecânica que atuaram regionalmente entre 800 e 500 Ma (Eyles & Januszczak 2004, 2007) possibilitou a formação de inúmeras bacias sedimentares do tipo rifte caracterizadas inicialmente pela predominância de depósitos continentais (Bond *et al.* 1984, Hoffman 1999, Trompette 2000). A evolução dos processos distensivos, sucedida por expressiva subsidência térmica, culminou com o desenvolvimento de grande número de margens continentais passivas, nas quais se depositaram espessas sucessões carbonático-terrígenas marinhas (Eyles & Januszczak 2004), como por exemplo, os depósitos da Faixa Paraguai Norte objeto deste estudo.

As recentes reconstruções paleogeográficas propostas para o período compreendido entre 600 e 525 Ma, baseadas principalmente em dados paleomagnéticos, posicionam os crátons Amazônico e Rio Apa a leste dos crátons São Francisco, Oeste Africano e La Plata (Figura 2.4, Trindade *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2006, 2010), em posição oposta à sugerida por Trompette *et al.* (1998) e Alkmin *et al.* (2001). Esse modelo indica que a configuração atual dos referidos crátons passou por uma rotação de aproximadamente 180°, mais jovem que 484 Ma (Tohver *et al.* 2010). Nesse sentido, pode-se dizer que as reconstruções paleogeográficas para o Neoproterozóico encontram grandes divergências na literatura e não são um consenso entre os pesquisadores, necessitando ainda de estudos que se utilizem da integração de dados sedimentológicos, estratigráficos e geocronológicos, que corroborem os modelos calcados em dados paleomagnéticos.

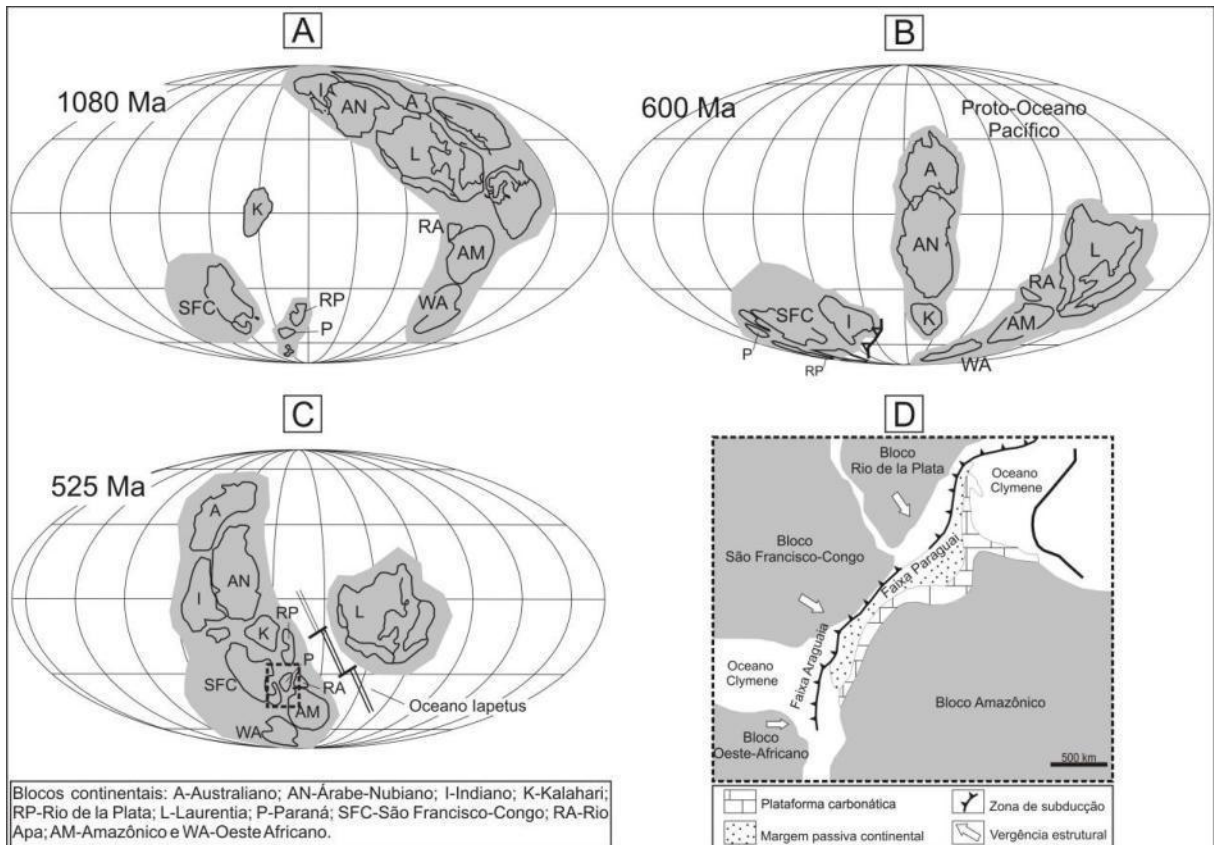


Figura 2.4 - Reconstruções paleogeográficas fundamentadas em dados paleomagnéticos (Tohver *et al.* 2006). (A) supercontinente Rodínia em 1080 Ma; (B) ruptura ao longo da margem ocidental do continente Laurentia a 600 Ma, com a abertura do proto-oceano Pacífico; (C) fragmentação final ao longo da margem leste do Laurentia e abertura do oceano Iapetus, no Cambriano a 525 Ma; (D) Modelo de formação da Faixa Paraguai durante o evento Brasiliano/Pan-Africano com o fechamento do oceano Clymene (Modificado de Alkmin *et al.* 2001).

3 A SEÇÃO-TIPO DA FORMAÇÃO SERRA DO QUILOMBO, GRUPO ARARAS, NEOPROTEROZÓICO DA FAIXA PARAGUAI NORTE (MT)*

João Marinho Milhomem Neto¹, Afonso César Rodrigues Nogueira², Moacir José Buenano Macambira²

Resumo Após a última glaciação criogeniana (*ca.* 635 Ma), extensas plataformas carbonáticas desenvolveram-se sobre diversas regiões cratônicas da Terra e, apesar da intensa dolomitização desses depósitos, muitas informações paleoambientais e paleoceanográficas estão preservadas. Um dos exemplos mais importantes deste período no Brasil são os dolomitos da Formação Serra do Quilombo, pertencente à porção superior do Grupo Araras, no segmento norte da Faixa Paraguai, sul do Cráton Amazônico. A reavaliação estratigráfica da seção-tipo da formação, e de uma seção de referência na região de Nobres, com base na análise de fácies e estratigráfica, permitiu ampliar as interpretações paleoambientais e elaborar um modelo deposicional. A sucessão estudada, de 140 m de espessura, inclui a Formação Serra do Quilombo em contato basal brusco com os calcários da Formação Guia, e a passagem gradual para os dolomitos arenosos da Formação Nobres, no topo. A Formação Serra do Quilombo é um megaciclo de raseamento ascendente, constituído por duas associações de fácies: 1) plataforma carbonática profunda a moderadamente rasa, composta por dolomito fino laminado rico em matéria orgânica e dolomito fino maciço a laminado; e 2) face litorânea influenciada por tempestades, constituída por dolomito arenoso com estratificação cruzada *hummocky/swaley* associada com estratificação plano-paralela, dolomito arenoso/oolítico com laminações produzidas por ondas e brecha dolomítica com matriz. A Formação Serra do Quilombo representa o registro progradante de um trato de sistema de mar alto, em um contexto de rampa carbonática homoclinal instalada no sul do Cráton Amazônico durante o Ediacarano.

Palavras-chave: Fácies carbonáticas, Formação Serra do Quilombo, Faixa Paraguai Norte, Ediacarano.

Abstract *THE TYPE-SECTION OF THE SERRA DO QUILOMBO FORMATION, NEOPROTEROZOIC ARARAS GROUP, NORTHERN PARAGUAY BELT, STATE OF MATO GROSSO.* After the last Criogenian glaciation (*ca.* 635 Ma), large carbonate platforms were developed in several cratonic regions of the Earth and, despite of the intense dolomitization of these deposits, paleoceanographic and paleoenvironmental informations are generally preserved. One of the most important examples of this period in Brazil is the dolostones of the Serra do Quilombo Formation, upper portion of the Araras Group, exposed in the northern Paraguay Belt, south of the Amazonian Craton. The stratigraphic and facies revaluation of this formation in its type-section and a reference section in the Nobres region, allowed to enlarge the paleoenvironmental interpretations and to propose a depositional model. The 140 m thick of the study succession include the Serra do Quilombo Formation in sharp basal contact with the limestones of the Guia Formation and the gradual contact, to the top, with the sandy dolostones of the Nobres Formation. The Serra do Quilombo Formation comprises a shallowing upward succession, which includes two facies associations: 1) deep to moderately shallow carbonate platform, composed of organic matter rich laminated dolostone and massive to laminated dolostone; and 2) storm influenced shoreface, consisting of hummocky/swaley to planar stratified sandy dolostone, sandy/oolitic dolostone with wave cross laminations and matrix supported dolomitic breccias. The Serra do Quilombo Formation represents the progradational record of a highstand system tract, in a homoclinal carbonate ramp, installed on the southern part of the Amazonian Craton during the Ediacaran.

Keywords: Carbonate facies, Serra do Quilombo Formation, Northern Paraguay Belt, Ediacaran.

* Artigo submetido à Revista Brasileira de Geociências.

3.1. INTRODUÇÃO

Extensas plataformas carbonáticas desenvolveram-se sobre diversas regiões cratônicas da Terra, recobrando depósitos glaciais correlatos à última glaciação global criogeniana (Ca. 635 Ma) e formando uma sequência sedimentar que sustenta as teorias de congelamento total ou parcial do Planeta naquele período (“*snowball/slushball Earth hypothesis*”, Hoffman & Schrag 2002, Allen & Hoffman 2005, Nogueira *et al.* 2007). Apesar da intensa dolomitização de parte desses depósitos carbonáticos, muitos dos processos sedimentares e paleoceanográficos podem ainda ser desvendados, contribuindo no entendimento paleoambiental durante o final do Neoproterozóico. No Brasil, um dos mais importantes exemplos deste período são os dolomitos e brechas da Formação Serra do Quilombo, incluída na sucessão carbonática do Grupo Araras (Nogueira *et al.* 2003, 2007), exposta no segmento norte da Faixa Paraguai, sul do Cráton Amazônico (Figura 3.1). O Grupo Araras é constituído, da base para o topo, pelas formações Mirassol d’Oeste (dolomitos e estromatólitos), Guia (calcários e folhelhos betuminosos), Serra do Quilombo (brechas dolomíticas e dolomitos) e Nobres (dolomitos e arenitos), todas relacionadas a depósitos de plataforma e costeiros (Nogueira *et al.* 2003, 2007).

A Formação Serra do Quilombo, descrita e individualizada formalmente por Nogueira (2003), é composta basicamente por dolomitos e brechas dolomíticas e tem sido interpretada, em sua seção-tipo na região de Cáceres, estado do Mato Grosso, como representante de depósitos de plataforma moderadamente rasa a profunda influenciada por sismos e tempestades (Nogueira & Riccomini 2006). Suas melhores exposições, na região de Cáceres, encontram-se na frente de lavra da empresa Emal-Camil (Figuras 3.1, 3.2 e 3.3), porção SE da Serra do Quilombo, considerada como holoeostratótipo da unidade (Nogueira & Riccomini 2006). Diversos outros afloramentos ocorrem ao longo de toda Faixa Paraguai Norte, como por exemplo, na região de Nobres (MT), indicando sua continuidade por centenas de quilômetros. Embora as interpretações paleoambientais para esta unidade estejam em grande parte definidas na sua seção-tipo (Mina dolomítica Emal-Camil, Figura 3.1), buscou-se, neste trabalho, a partir da análise de fácies e estratigráfica, reavaliar essas interpretações, bem como estendê-las para região de Nobres, ampliando assim o conhecimento sobre o contexto paleoambiental e paleogeográfico da Plataforma Araras.

3.2. MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo estratigráfico das rochas carbonáticas neoproterozóicas da Formação Serra do Quilombo foi baseado nas técnicas de modelamento e análises de fácies de Walker (1992) e Kerans & Tinker (1997). Para tanto foram selecionadas três seções expostas em cortes de lavra, nas regiões de Cáceres e Nobres, situados em flancos de dobras com mergulhos desde verticais a sub-horizontais, evitando-se repetições de camadas e zonas com forte deformação tectônica. Análises petrográficas foram realizadas com vistas à caracterização das microfácies e a obtenção de informações complementares para a interpretação paleoambiental e basearam-se nas classificações de Dunham (1962), Folk (1959, 1962) e Wright (1992). As brechas carbonáticas foram descritas segundo os trabalhos de Laznicka (1988) e Bouchette *et al.* (2001). As 35 amostras analisadas foram coletadas sistematicamente de acordo com a individualização de fácies e levando-se em consideração a espessura da sucessão estudada, de modo a contemplá-la de forma homogênea (Figura 3.2). Para auxiliar na diferenciação entre calcita e dolomita, todas as lâminas delgadas foram tingidas com Alizarina vermelha-S a uma concentração de 0,2g/100 ml de 1,5% de ácido hidrocloreídrico (Adams *et al.* 1984).

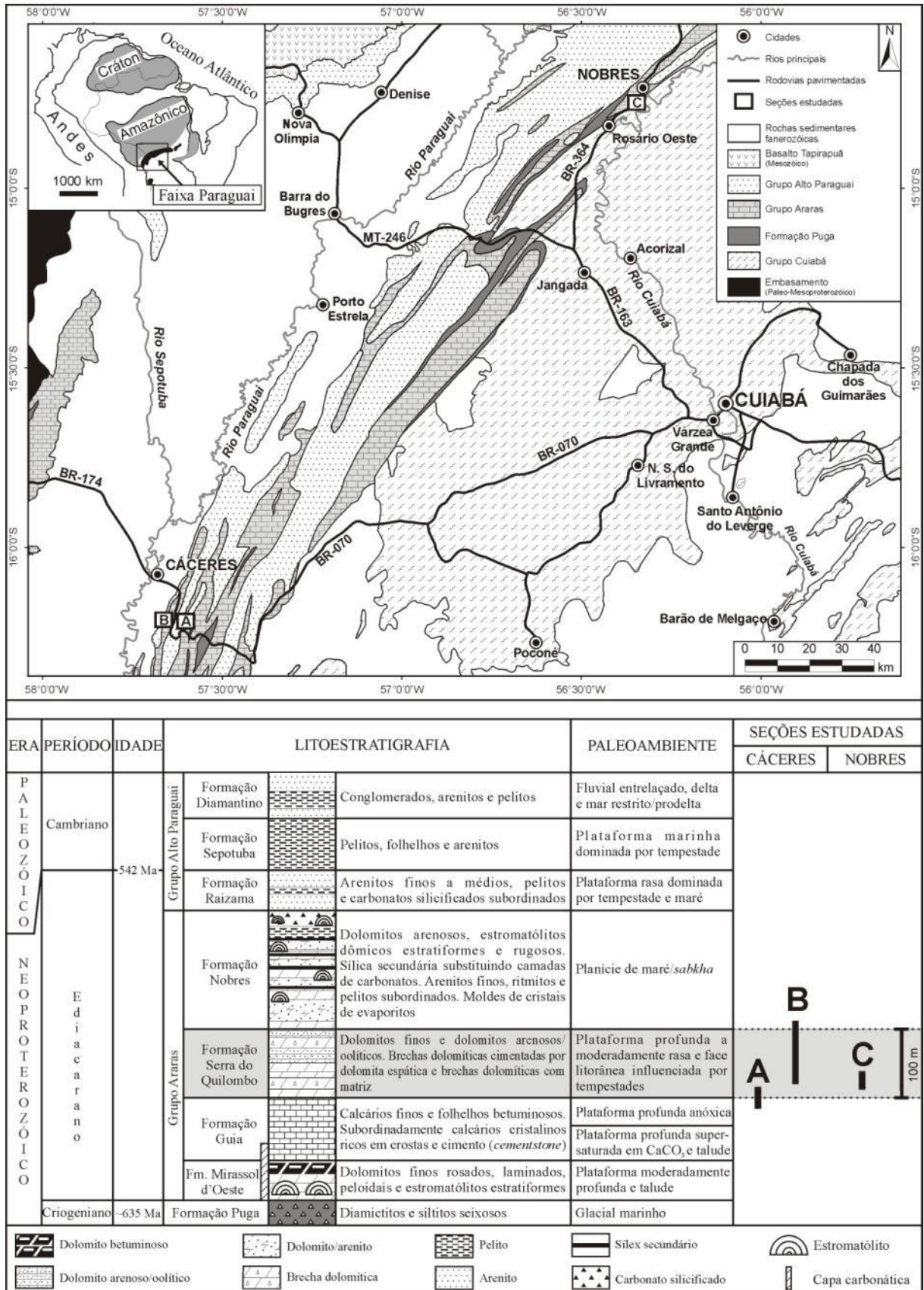


Figura 3.1: Litoestratigrafia e contexto tectônico da Faixa Paraguai Norte (sul do Cráton Amazônico), com a localização das seções alvos deste estudo (Modificado de Nogueira & Riccomini 2006). Localidades: A e B - Pedreiras Emal-Camil calcítica e dolomítica, respectivamente (km 707 da BR-

070) e C - mina inativa, 1 km a SW de Nobres. A escala ao lado dos perfis A, B e C é exclusiva para a espessura das seções estudadas.

3.3. O SEGMENTO NORTE DA FAIXA PARAGUAI

3.3.1. Aspectos estruturais e evolutivos

A Faixa de dobramento Paraguai constitui um extenso orógeno neoproterozóico, de aproximadamente 1.200 km de comprimento, que se estende, no Brasil, pelos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Sua evolução ocorreu às margens SSE do Cráton Amazônico e sua origem é resultante da convergência e colisão de três blocos continentais: Amazônia, São Francisco-Congo e Paraná ou Rio de La Plata, este último coberto por rochas fanerozóicas da Bacia do Paraná (Almeida 1984, Trompette *et al.* 1998; Alkmin *et al.* 2001, Tohver *et al.* 2010). Este evento de convergência foi atribuído à orogênese Brasileira/Pan-Africana (600-490 Ma; Almeida 1984, Trompette 1994). A Faixa Paraguai tem sido considerada como um mega-gráben deformado durante a separação dos continentes Laurentia e Gondwana (Dalziel 1992), e também como uma bacia *foreland* da Faixa Brasília (Trompette 1994, Trompette *et al.* 1998), que incluiria uma zona de deformação e cavalgamento e duas sub-bacias ante-fossa (*foredeep*) (Nogueira 2003). De acordo com Souza *et al.* (submetido), a ausência de estruturas de colisão no segmento norte da Faixa Paraguai não permitiria enquadrar a Bacia Paraguai em um modelo tipo *foreland*. Segundo este autor, as rochas que compõem esta bacia seriam uma cobertura neoproterozóica-cambriana afetada por um evento rúptil tardio, de caráter transpressivo, como resultado de reativação de estruturas do Grupo Cuiabá, embasamento da Bacia Paraguai, que representaria de fato a Faixa Paraguai, como resultado de um evento colisional ainda no Neoproterozóico. O último evento tectônico da orogênese Brasileira/Pan-Africana (Almeida 1984) seria de idade eocambriana a ordoviciana (540-490 Ma) e teria ocorrido durante a Orogênese Paraguai (Basei & Brito Neves 1992) ou Pampeana-Araguaia (Tohver *et al.* 2006) relacionado ao fechamento do Oceano Clymene (Tohver *et al.* 2010). Eventos distensivos resultaram em intrusões graníticas com idade U-Pb de 518 ± 4 Ma, fornecida pela datação do Granito São Vicente (McGee *et al.* 2011).

3.3.2. Litoestratigrafia, paleoambiente e idade

A litoestratigrafia da Faixa Paraguai Norte (Figura 3.1) compreende o Grupo Cuiabá que representa o embasamento da região, constituído por rochas pelíticas e camadas de quartzitos e calcários subordinados, metamorfasadas na fácies xisto-verde e intensamente dobradas (Almeida 1968). Sobre o embasamento estão os diamictitos glaciogênicos da Formação Puga (Maciel 1959), correlatos à glaciação global do final do Criogeniano de *ca.* 635 Ma (Nogueira *et al.* 2003; Alvarenga *et al.* 2004). Uma sucessão predominantemente carbonática, denominada de Grupo Araras, recobre os diamictitos da Formação Puga. O Grupo Araras está exposto na margem sul-sudeste do Cráton Amazônico, principalmente na zona de cavalgamento e dobramento da parte norte da Faixa Paraguai (Almeida 1984), e foi subdividido por Nogueira & Riccomini (2006) em quatro formações (da base para o topo): Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres (Figura 3.1).

A Formação Mirassol d'Oeste, de 20 m de espessura, consiste em dolomitos finos rosados, estromatólitos e dolomitos pelóidais, depositados em plataforma rasa e com base sobreposta diretamente ao diamictito da Formação Puga, através de um contato brusco e lateralmente irregular e ondulado, com deformações plásticas atribuídas à sismicidade induzida por *rebound* pós-glacial e que representam o registro de uma rápida mudança de condições glaciais para de “efeito estufa” (Nogueira *et al.* 2003, Nogueira & Riccomini 2006). Esta unidade é interpretada como uma capa dolomítica (Nogueira *et al.* 2003) depositada logo após a glaciação Puga, correlata a última glaciação do Criogeniano, tratando-se de um importante marco stratigráfico global por ser a base do período Ediacarano na região. A Formação Guia, com mais de 400 m de espessura, é constituída por calcários finos betuminosos, folhelhos betuminosos, pelitos vermelhos e *cementstones* com leques de cristais de calcita (pseudomorfos de aragonita) e laminação plana, interrompida localmente por brechas e estruturas de deformação. As camadas brechadas e deformadas podem ser relacionadas com o intumescimento do assoalho marinho causado pela concomitante cimentação e cristalização expansiva

sinsedimentar (Kennedy 1996). A base da Formação Guia é considerada como a porção calcária da capa carbonática Puga (Nogueira *et al.* 2007).

A Formação Serra do Quilombo, com 100 m de espessura, é composta predominantemente por dolomitos finos maciços a laminados, dolomitos arenosos com estratificação cruzada *hummocky*, dolomitos arenosos/oolíticos com laminações produzidas por ondas e brechas dolomíticas cimentadas e/ou com matriz. Esta unidade representa depósitos de plataforma moderadamente rasa a profunda influenciada por sismos e tempestades. Sua zona de contato com a Formação Guia é marcada por intenso fraturamento entre os dolomitos e calcários finos (Nogueira & Riccomini 2006). A Formação Nobres, de até 200 m de espessura, consiste em dolomitos finos, dolomitos oolíticos subordinados e estromatólitos, além de dolomitos arenosos, brechas, ritmitos arenito/pelito e arenitos que são interpretados como depósitos de planície de maré/*sabkha*. Os depósitos ocorrem por mais de 300 km de extensão na parte norte da Faixa Paraguai e estão organizados em ciclos métricos tabulares, lateralmente contínuos por centenas de metros, sendo que o seu contato com a Formação Serra do Quilombo é irregular e marcado pela ocorrência de brechas e arenitos com clastos tabulares de micrito e gretas de contração (Nogueira & Riccomini 2006).

O Grupo Araras é recoberto pela sucessão siliciclástica do Grupo Alto Paraguai, que consiste da base para o topo, de arenitos e pelitos (Formação Raizama), folhelhos e arenitos (Formação Sepotuba) e ritmitos vermelhos, arenitos finos e conglomerados (Formação Diamantino). Figueiredo *et al.* (2008) descreveram uma sucessão de diamictitos glaciais e siltitos, sobrepostos aos carbonatos pós-marinoanos do Grupo Araras, na porção norte da Faixa Paraguai, e a denominaram de Formação Serra Azul. Ainda segundo Figueiredo *et al.* (2008), esta unidade deveria ser incluída na base do Grupo Alto Paraguai e seria o primeiro registro glacial encontrado na América do Sul relacionado à glaciação gaskierana (582 Ma). Apesar de até o momento não terem sido encontrados tufos ou corpos vulcânicos que sirvam para definir uma idade precisa para o Grupo Araras, o método Pb-Pb em carbonatos forneceu importantes resultados geocronológicos, como a idade isocrônica Pb-Pb de 627 ± 32 Ma (Babinski *et al.* 2006), obtida para carbonatos da Formação Mirassol d'Oeste, base do Grupo Araras. Métodos de datação relativa, baseados principalmente no conteúdo microfossilífero (acritarcos e filamentos de cianobactérias), têm apontado idade ediacarana (620 a 580 Ma) para base do Grupo Araras (Hidalgo *et al.* 2008). A geocronologia U-Pb de zircão detrítico do topo da Formação Diamantino têm apontado a idade máxima de 541 ± 7 Ma para o final da sedimentação da Faixa Paraguai (Bandeira *et al.* 2011).

3.4. FORMAÇÃO SERRA DO QUILOMBO

3.4.1. Aspectos gerais

A sucessão estudada possui aproximadamente 140 m de espessura e inclui a Formação Serra do Quilombo e seus contatos com unidades adjacentes, Formação Guia na base e a Formação Nobres, no topo (Figuras 3.2 e 3.3). A zona de contato entre as formações Guia e Serra do Quilombo (Figura 3.4) é marcada pelo aparecimento de grande quantidade de cimento dolomítico associado a um intenso fraturamento dos carbonatos, representados por espessos pacotes (de até 5m) de brechas dolomíticas cimentadas. Tais pacotes se alojam no acamamento e truncam tanto os dolomitos finos da Formação Serra do Quilombo, quanto os calcários finos betuminosos da Formação Guia (Figuras 3.2, 3.3 e 3.4). Essas brechas cimentadas foram previamente interpretadas como sindeposicionais (Nogueira 2003, Nogueira & Riccomini 2006, Nogueira *et al.* 2007), entretanto, neste trabalho, admite-se uma origem tectônica/hidrotermal, não sendo portanto incluídas na interpretação de fácies. No entanto, dentre todas as unidades ocorrentes na Faixa Paraguai Norte, as brechas cimentadas são encontradas quase que exclusivamente na Formação Serra do Quilombo, sendo uma das características inerentes da unidade. A explicação para essa ocorrência particular pode estar relacionada à natureza reológica dos dolomitos finos, sendo um assunto ainda a ser melhor entendido. O contato com a Formação Nobres é gradacional, caracterizado pelo aparecimento dos primeiros níveis silicificados e por um pacote de brecha dolomítica maciça com matriz (Figura 3.4), de até 4m de espessura. O sílex, de coloração escura ou esbranquiçada, preenche cavidades, limites de camadas e substitui parcialmente os carbonatos, formando nódulos e “bolachas” métricas de sílica. A matriz da brecha consiste em dolomito cristalino fino que envolve clastos tabulares a subarredondados de dolomito cristalino

oolítico. Embora a passagem entre a brecha dolomítica com matriz e os dolomitos seja brusca, não há mudança de litotipo, o qual ainda permanece como dolomito, e a ciclicidade, que inclui depósitos de face litorânea passando para ciclos de perimare da Formação Nobres, indica uma transição de fácies sem interrupção na sedimentação (Rudnitzki 2011).

As rochas carbonáticas pertencentes à Formação Serra do Quilombo formam camadas tabulares de cor cinza claro e escuro (quando contém matéria orgânica), amareladas e esbranquiçadas quando intemperizadas, e são representadas por brechas dolomíticas com cimento e/ou com matriz intercaladas com dolomitos finos (*dolomudstones*), dolomitos arenosos e dolomitos oolíticos, podendo conter até 35% de terrígenos (quartzo, feldspatos e micas). Processos secundários de silicificação e neomorfismo/dolomitização são comuns e têm modificado a textura micrítica e espática original de algumas fácies. Processos de compactação e dissolução por pressão são indicados por grãos deformados (oóides e terrígenos) e planos de estilólitos. Outras feições secundárias observadas são os bolsões e *vugs* preenchidos por dolomita espática, minerais de óxidos e hidróxidos de ferro disseminados e formando textura dendrítica, ocorrência localizada de sulfetos, além de falhas sinsedimentares, fraturas e vênulas. As estruturas sedimentares dos carbonatos muitas vezes são de difícil visualização, principalmente devido aos processos de silicificação, neomorfismo e por causa de alterações geradas por processos pedogenéticos recentes.

Foram identificadas na Formação Serra do Quilombo cinco fácies deposicionais, a saber: dolomito fino laminado rico em matéria orgânica (D1), dolomito fino maciço a laminado (Dml), dolomito arenoso com estratificação cruzada *hummocky/swaley* associada com estratificação plano-paralela (DAh), dolomito arenoso/oolítico com laminações produzidas por ondas (DAI) e brecha dolomítica com matriz (BDm). As fácies sedimentares foram agrupadas em duas associações de fácies (AF) que indicam ambientes de plataforma carbonática profunda a moderadamente rasa (AF1: D1 e Dml) e face litorânea influenciada por tempestades (AF2: DAh, DAI e BDm) (Tabela 3.1 e figura 3.2), confirmando as interpretações prévias de Nogueira & Ricommini (2006).

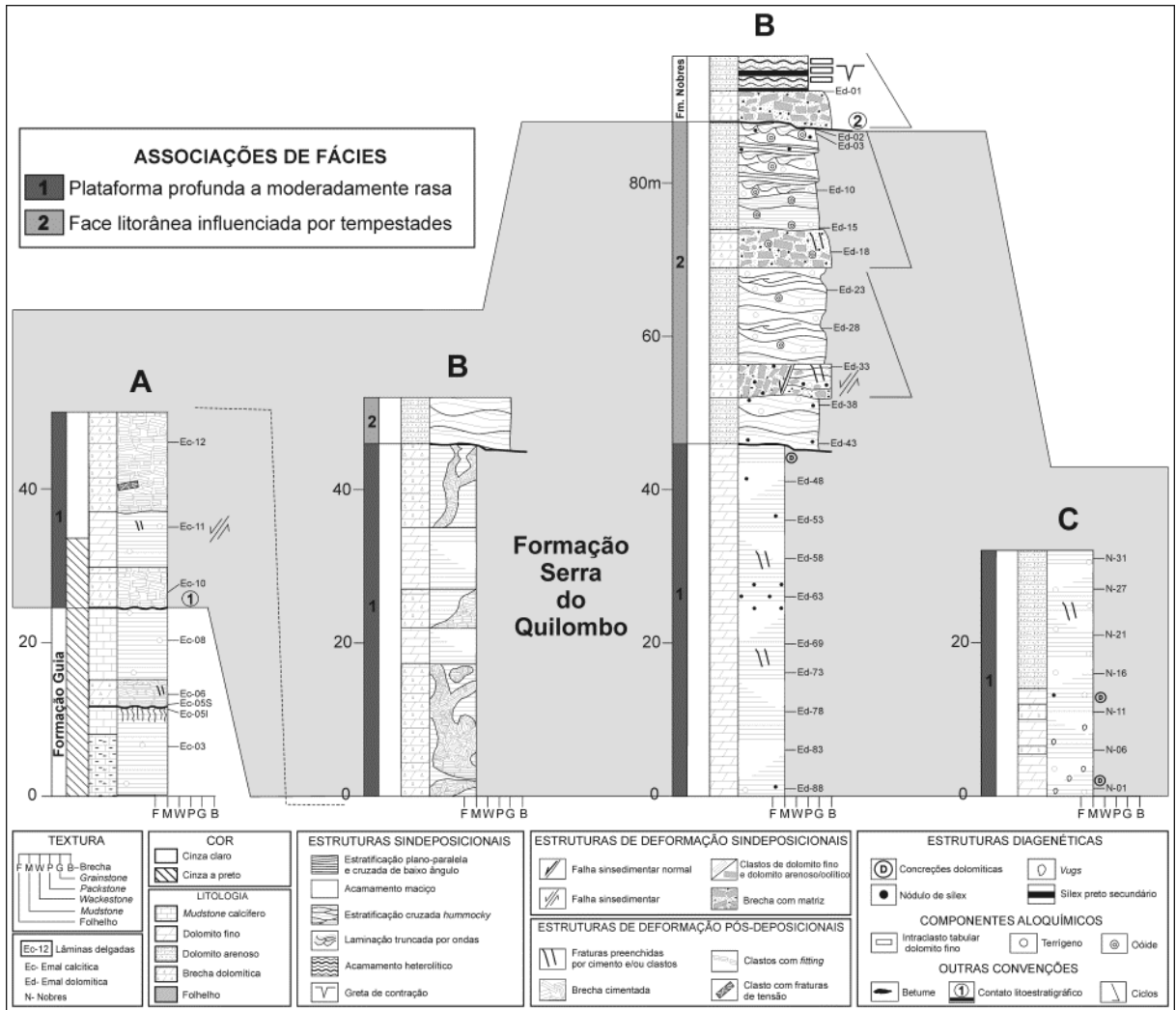


Figura 3.2: Perfis estratigráficos da Formação Serra do Quilombo. Seções: A e B - Pedreiras Emal/Camil calcítica e dolomítica, respectivamente (km 707 da rodovia BR-070) e C - mina inativa, 1 km ao sul de Nobres.

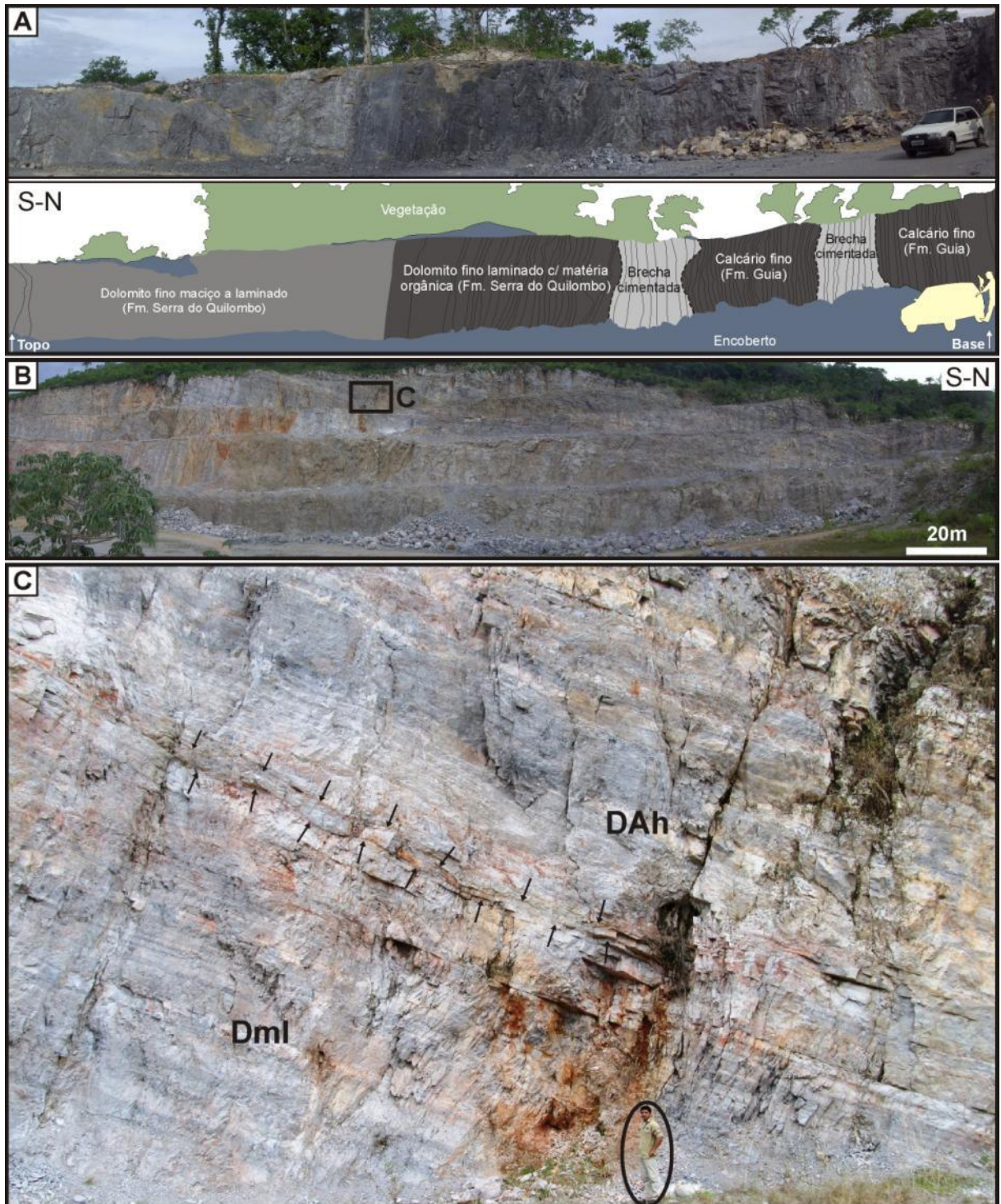


Figura 3.3: Seções panorâmicas das pedreiras estudadas. (A) Emal/Camil calcítica; (B) Emal/Camil dolomítica, e (C) detalhe de B destacando os dolomitos arenosos com acamamento de megamarças onduladas (setas) (DAh) da AF2 recobrendo os dolomitos finos maciços a laminados (Dml) da AF1.

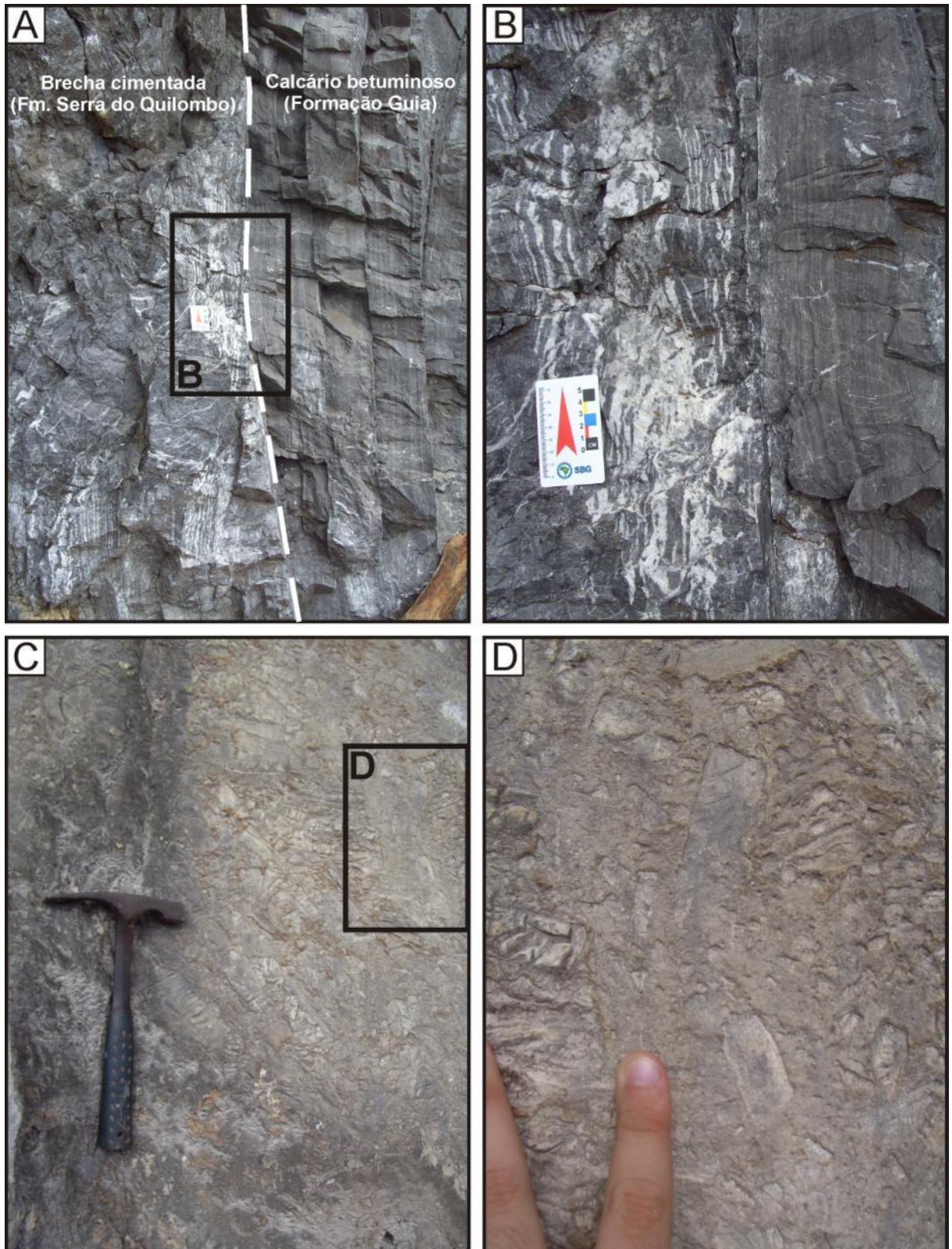


Figura 3.4: Contatos da Formação Serra do Quilombo: (A) e (B) zona de contato inferior com a Formação Guia; (C) e (D) brecha dolomítica com matriz da zona de contato superior com a Formação Nobres.

Tabela 3.1: Sumário das fácies e associações de fácies da Formação Serra do Quilombo

Associação de fácies	Fácies	Estruturas	Processo deposicional/diagenético
AF1 Plataforma profunda a moderadamente rasa	Dolomito fino maciço a laminado (Dml): <i>Dolomudstone</i> ou dolomito cristalino muito fino (<16 µm). Grãos de terrígenos (quartzo, feldspato e mica).	Laminação plano-paralela e acamamento maciço.	Precipitação química de lama carbonática com alta e/ou moderada segregação das partículas, em ambiente de baixa energia. Neomorfismo.
	Dolomito fino laminado com matéria orgânica (DI): <i>Dolomudstone</i> ou dolomito cristalino muito fino (<16 µm). Grãos de terrígenos (quartzo, feldspato e mica).	Laminação plano-paralela. Planos de dissolução com matéria orgânica.	Precipitação química de lama carbonática associada a decantação de matéria orgânica em ambiente de baixa energia anóxico.
AF2 Face litorânea influenciada por tempestades	Dolomito arenoso com estratificação cruzada hummocky/swaley (DAh): Dolomito cristalino fino (<62µm) com até 35% de grãos de terrígenos (quartzo, feldspato e mica) do tamanho silte a areia muito fina.	Estratificação cruzada <i>hummocky/swaley</i> , associada com estratificação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo (<15°). Laminação plano-paralela. Falhas e microfalhas sinsedimentares associadas a pacotes de brecha dolomítica com matriz (fácies BDm). Acamamento convoluto.	Deposição por fluxo combinado predominantemente oscilatório de ondas de tempestades. Deposição por fluxo em lençol (<i>flat bed</i>). Migração de marcas onduladas. Ajustamentos plásticos e rúpteis relacionado ao agitação do substrato por impacto de ondas de tempestades. Neomorfismo.
	Dolomito arenoso/oolítico com laminações produzidas por onda (DAI): Dolomito cristalino fino a médio (10-200 µm) com grãos de terrígenos (quartzo, feldspatos e micas). <i>Dolograinstone</i> oolítico, por vezes silicificado.	Laminação cruzada truncada por ondas, com arranjo em <i>chevron</i> , laminações cruzadas em direções opostas, feixes de laminação cruzada agradacionais, lâminas com padrão <i>pinch e swell</i> , laminação quasi-planar.	Migração de marcas onduladas por fluxo combinado resultante do declínio de tempestade. Neomorfismo.
	Brecha dolomítica com matriz (BDm): Clastos da fácies DAh e DAI. Matriz de dolomito cristalino fino a médio (10-200 µm), arenoso e oolítico.	Clastos de dolomito arenoso e oolítico imbricados em arcabouço fechado e/ou disseminados em arcabouço aberto. Matriz maciça, localmente com estruturas de liquefação.	Fratramento e desarticulação de camadas de carbonato parcialmente litificado por impacto das ondas de tempestades. Liquefação e fluidização. Neomorfismo.

3.4.2. Associação de fácies (AF)

3.4.2.1- Plataforma profunda a moderadamente rasa (AF1)

Essa associação de fácies é formada por camadas de dolomito fino maciço a laminado (Dml) e dolomito fino laminado com matéria orgânica (DI) que alcançam intervalos de até 45 m de espessura e constituem a porção inferior da Formação Serra do Quilombo (Figura 3.2). As fácies Dml e DI (Figura 3.5 e tabela 3.1) formam camadas tabulares contínuas e apresentam textura predominantemente micrítica (*dolomudstone*, < 20 µm segundo Dunham 1962). Localmente ocorrem dolomitos cristalinos (<62 µm) com textura não-planar (mosaico xenotópico). Grãos terrígenos (quartzo, feldspato e mica) do tamanho areia fina a muito fina, minerais opacos (pirita/magnetita?), matéria orgânica e resquícios de calcita são comuns, principalmente na fácies DI da zona de contato com a Formação Guia.

Os dolomitos finos (Dml/DI) representam deposição de baixa energia a partir de suspensão, abaixo da base de onda de tempestade em plataforma carbonática. A precipitação química de lama carbonática com alta e/ou moderada segregação das partículas favoreceu a formação, respectivamente, dos dolomitos laminados e maciços (Dml). A posterior obliteração da laminação por processos diagenéticos também contribui com a ocorrência de dolomitos maciços. A abundância de matéria orgânica (DI), preservada principalmente em planos de dissolução (*dissolution seams*), sugere

possivelmente um ambiente anóxico para o início da sedimentação da Formação Serra do Quilombo, sugerindo certa contiguidade com a fase final de deposição da plataforma profunda da Formação Guia.

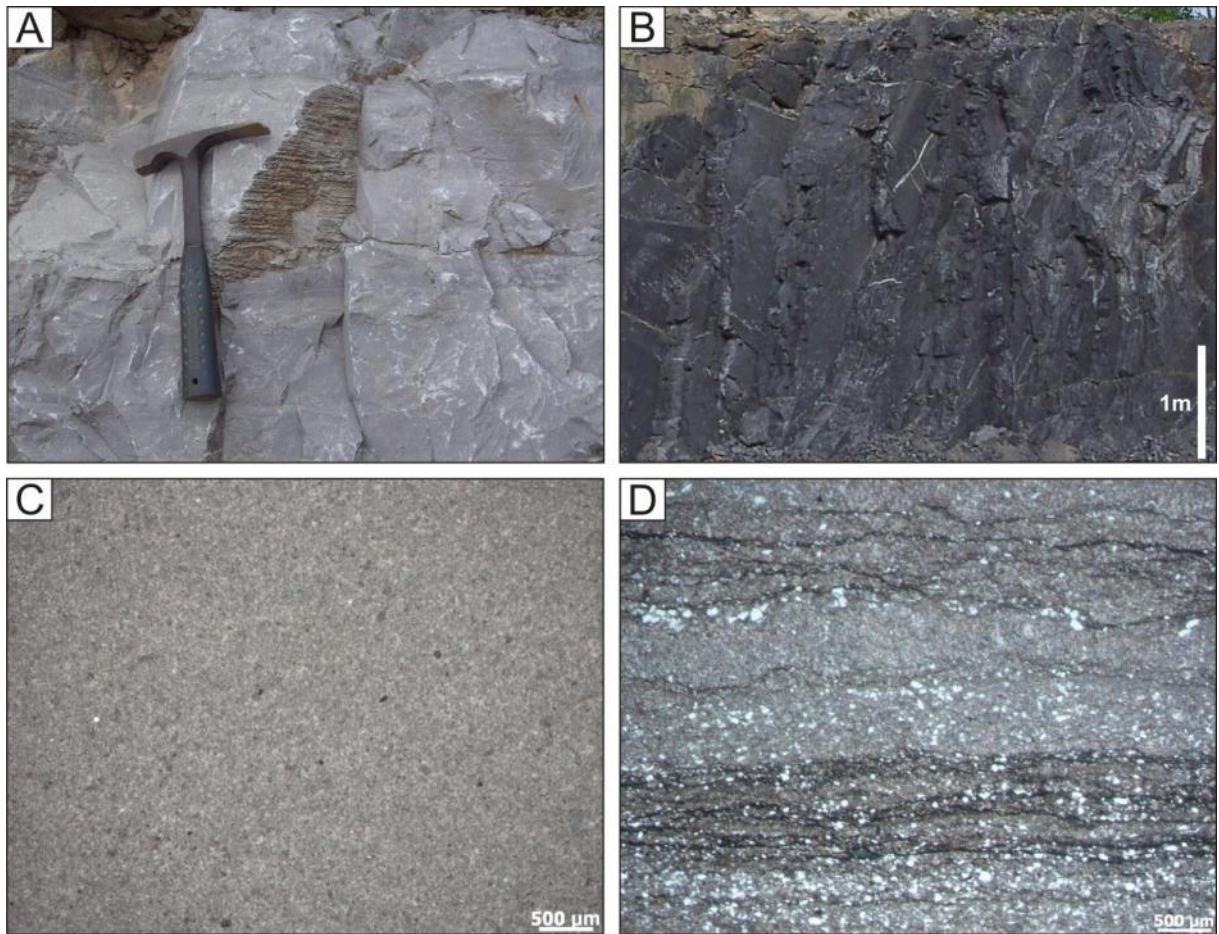


Figura 3.5: Dolomito fino maciço e laminado (Dml/Dl). (A) detalhe para laminação plano-paralela, (B) dolomito em camadas verticais impregnado com matéria orgânica, da zona de contato inferior com a Formação Guia, (C) fotomicrografia de dolomito fino maciço (Px-polarizador cruzado) e (D) dolomito fino com grãos terrígenos e partições de dissolução (dissolution seams) (P//polarizador paralelo).

3.4.2.2- Face litorânea influenciada por tempestades (AF2)

A AF2 é formada por depósitos de face litorânea (*shoreface*) que incluem tempestitos amalgamados, constituídos por camadas de dolomitos arenosos com estratificação cruzada *hummocky/swaley* (DAh) e pacotes de brecha dolomítica com matriz (BDm), sobrepostos por dolomitos arenosos e/ou oolíticos com laminações produzidas por onda (DAI) (Figuras 3.2 e 3.3, e tabela 3.1). Essa associação de fácies alcança aproximadamente 40 m de espessura e representa a porção superior da Formação Serra do Quilombo, até o presente, de ocorrência restrita a seção-tipo da unidade.

Os dolomitos arenosos da fácies DAh formam bancos amalgamados em sucessões de até 10 m de espessura (Figuras 3.2 e 3.3B) e mostram acamamento de megamarcas onduladas referidos como estratificação cruzada *hummocky* (ECH), que alcançam comprimentos de até 3m e amplitude de 0,5 m (Figura 3.3C). Esses estratos apresentam estratificação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo (entre 10 e 15°) associada com a estratificação cruzada *hummocky/swaley* (Dumas & Arnott 2006) (Figura 3.6 A, B e C), além de acamamento convoluto e falhas/microfalhas sinsedimentares. As camadas com ECH apresentam espessamentos e adelgaçamentos sistemáticos, os quais tornam sua espessura variável (0,1 a 2 m), onde cada camada está em contato erosional com a camada inferior. Essas camadas truncam pacotes ondulados e lateralmente contínuos, com estratificação interna plano-

paralela ou quasi-planar (ondulada e com estratos de baixo ângulo; *cf.* Dumas & Arnott 2006). A presença de falhas e microfalhas sinsedimentares, bem como de acamamento convoluto está associada aos pacotes de brecha dolomítica com matriz da fácies BDm.

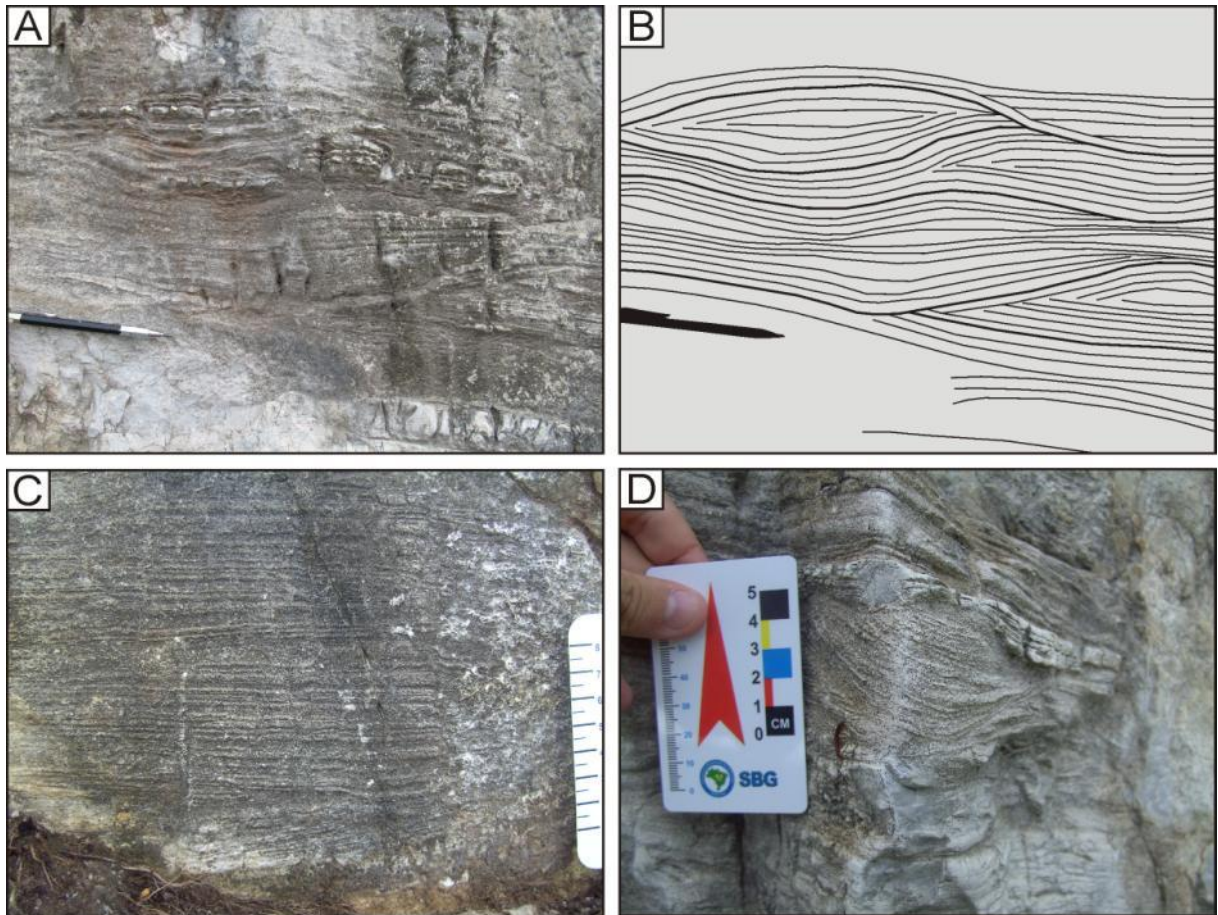


Figura 3.6: Estruturas sinsedimentares da AF2. (A) estratificação cruzada hummocky/swaley, (B) desenho esquemático de A destacando os truncamentos de baixo ângulo e a geometria ocelar da estrutura, (C) laminação plana com truncamentos de baixo ângulo (escala=10cm), (D) base erosiva produzida por ondas.

Os dolomitos arenosos/oolíticos da fácies DAI apresentam laminações cruzadas, plano-paralelas, marcas onduladas e bases erosivas de *sets* (Figura 3.6D). A Laminação cruzada pode apresentar-se truncada por ondas, com arranjo em *chevron*, em direções opostas, formando feixes agradacionais, com padrão *pinch e swell* e como laminação quasi-planar. As marcas onduladas simétricas ou assimétricas mostram internamente laminações bidirecionais com bases erosivas indicativas da influência de fluxo oscilatório.

Petrograficamente observa-se dolomita muito fina a média (10-200 μm), algumas vezes formando agregados, porções da rocha com até 35% de grãos terrígenos (quartzo, feldspato e mica), minerais opacos e oóides (Figura 3.7). Os grãos de quartzo (mono e policristalino) e feldspato (principalmente plagioclásio) são, em geral, do tamanho silte a areia fina (subangulosos a subarredondados), raramente areia média (bem arredondados). As micas formam palhetas incolores a luz natural e os minerais opacos, por vezes, são cúbicos e hexagonais. Os oóides, geralmente silicificados ou dolomitizados, variam em diâmetro de 2 a 0,2 mm, com média de 0,6 mm, e são abundantes em direção ao topo da unidade, onde formam dolomitos essencialmente oolíticos (oólitos), típicos da zona de contato superior (Figura 3.7D).

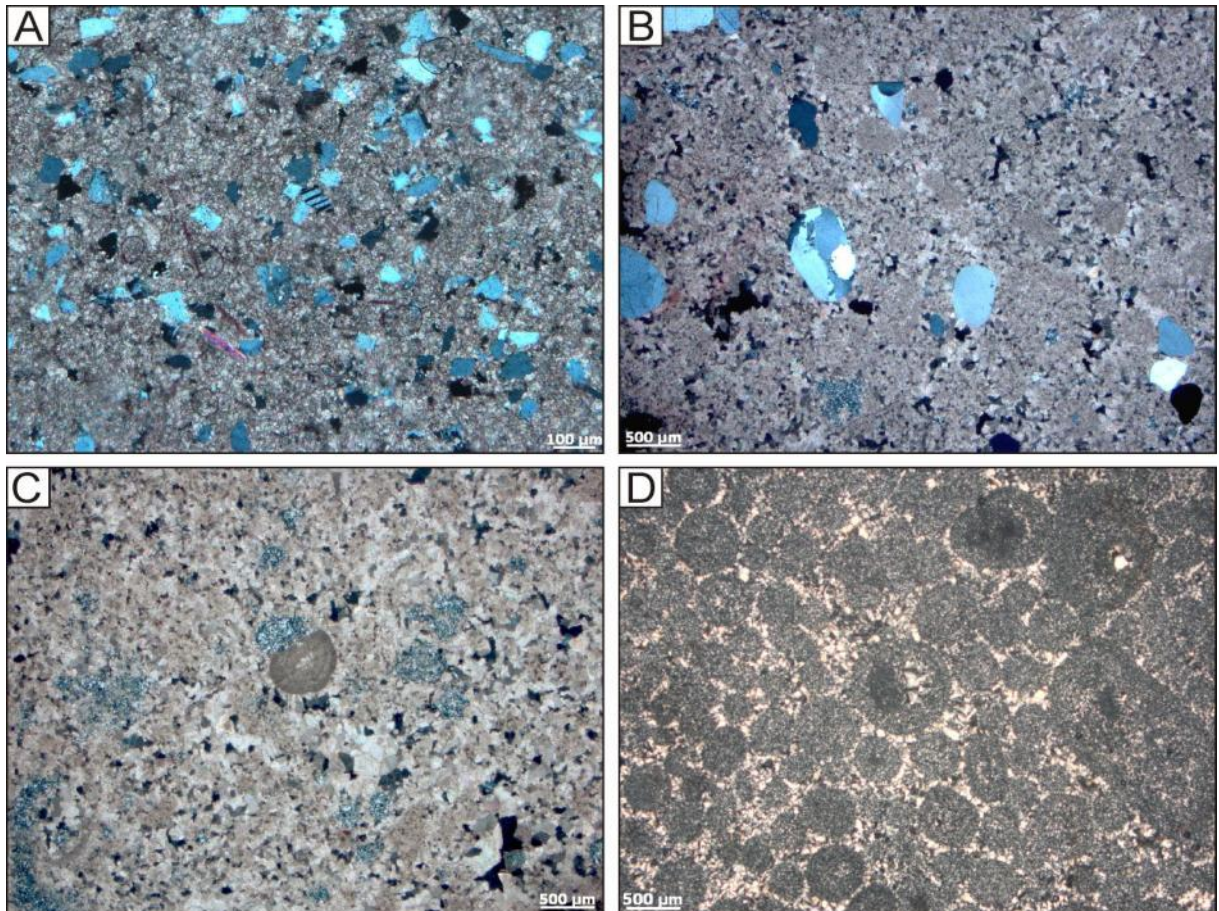


Figura 3.7: Aspectos petrográficos dos dolomitos arenosos/oolíticos da AF2. (A) dolomito arenoso (DAh) com até 35% de terrígenos (grãos de quartzo, feldspato e micas), (B) dolomito arenoso/oolítico (DAI) com oóides dolomitizados e silicificados, e grãos de quartzo mono e policristalinos, (C) dolomito oolítico (DAI) com agregados de dolomita espática e oóides dolomitizados e silicificados e (D) oólito silicificado (DAI) da zona de contato com a Formação Nobres.

As brechas dolomíticas com matriz (BDm) formam camadas lenticulares descontínuas de até 5 m de espessura, que se alojam tanto nos dolomitos arenosos da fácies DAh quanto nos dolomitos arenosos/oolíticos da fácies DAI, estes últimos na zona de transição para a Formação Nobres. O contato entre brechas e dolomitos é marcado, em geral, por fraturas e falhas que desarticulam as camadas de dolomitos, formando os pacotes de brecha (Figura 3.8A e B). As brechas da fácies BDm são constituídas por clastos de dolomito arenoso e oolítico (Figura 3.8C), com tamanhos que variam de seixo até matacão, e matriz de dolomito cristalino fino a médio (10-200 µm), por vezes com grãos terrígenos e oóides. A proporção textural entre clastos e matriz é variável, de tal forma que as brechas podem ser sustentadas por clastos ou pela matriz, seja com clastos imbricados em arcabouço fechado e/ou disseminados em arcabouço aberto (com alta ou baixa concentração de clastos).

De acordo com Nogueira (2003), estrutura de dissolução por pressão em clastos (contato côncavo-convexo) ocorre localmente nas porções de arcabouço fechado, bem como matriz maciça com estruturas de liquefação. Ainda segundo este autor, nas proximidades de falhas normais sinsedimentares os clastos encontram-se verticalizados e com eixos maiores dispostos paralelamente a estas, o que não ocorre nas porções mais afastadas, onde os clastos chegam a apresentar estruturas *in fitting*.

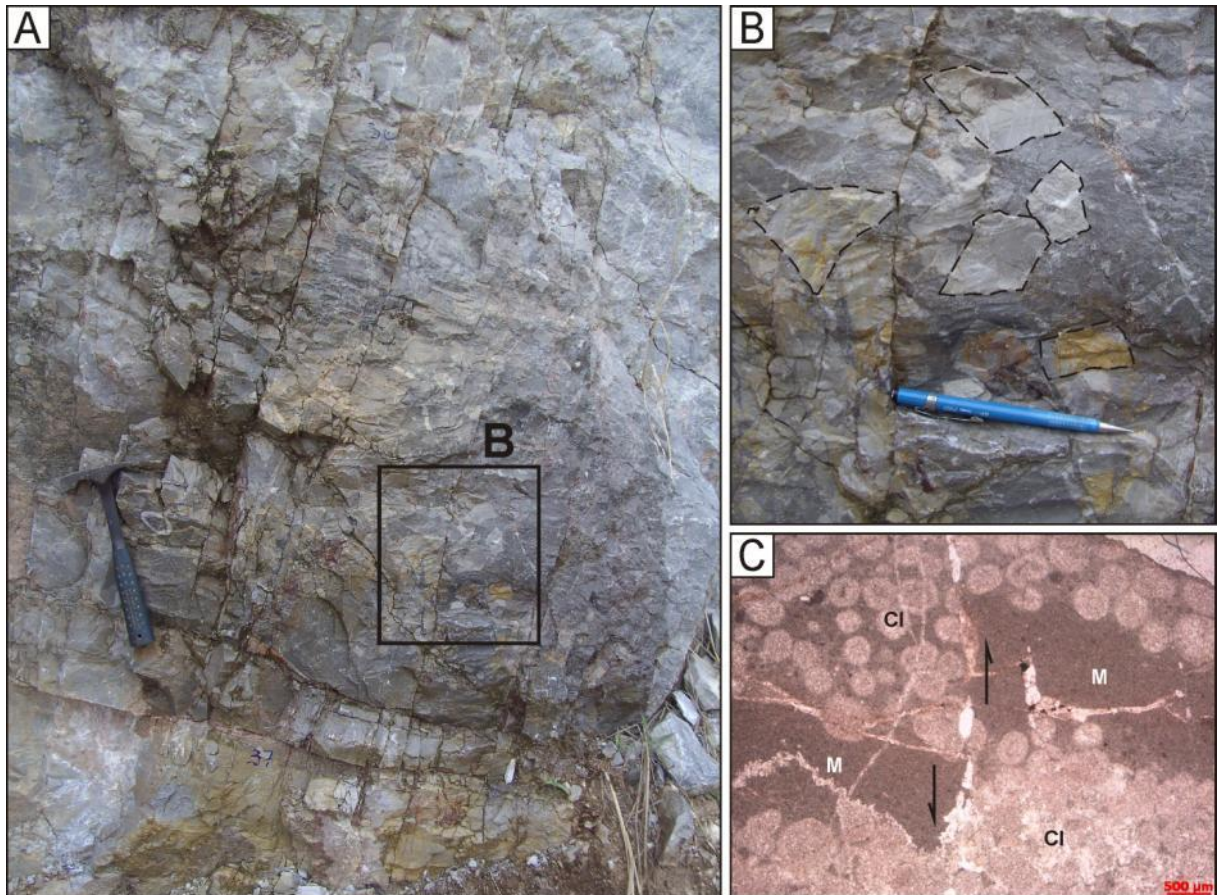


Figura 3.8: Brechas dolomíticas com matriz da Formação Serra do Quilombo. (A) Brecha dolomítica com matriz maciça associada com fraturas e falhas sinsedimentares, (B) detalhe de A, mostrando clastos, sem nenhum tipo de gradação, imersos em matriz maciça e (C) fotomicrografia mostrando os clastos (Cl) de dolomito oolítico e matriz (M) dolomítica fina (P//). Notar deslocamento da matriz e clastos por microfalha na figura C.

A presença de estratificação cruzada *hummocky/swaley* é característica da atuação de tempestades em depósitos de face litorânea superior e sua ocorrência tem sido atribuída à atuação de ondas de tempestades responsáveis pelo desenvolvimento de intensos fluxos combinados e/ou oscilatórios capazes de retrabalhar sedimentos depositados em profundidades de até 200 m, já na plataforma externa (*offshore*) (Harms *et al.* 1982, Cheel & Leckie 1993). Segundo Dumas & Arnott (2006), a estratificação cruzada *hummocky* se forma de maneira ideal acima da base de onda de tempestade, onde as taxas de agitação durante tempestades são elevadas o suficiente para preservar *hummocks* e a velocidade das correntes unidirecionais é suficientemente baixa para gerar estratificação cruzada isotrópica e de baixo ângulo. A estratificação cruzada *swaley* é também formada entre a base de onda produzida em tempo bom e a base de onda produzida sob tempestade, mas em águas mais rasas, onde as taxas de agitação são baixas o suficiente para causar a preservação preferencial de *swales*. Os corpos carbonáticos com estratificação cruzada *hummocky/swaley* exibem granulação de areia fina a média e formam camadas espessas e amalgamadas relacionadas a depósitos proximais representativos de sedimentação em plataforma rasa (*e.g.* Duke & Prave 1992, McCrory & Walker 1986, Cheel & Leckie 1993). As camadas planas (*flat beds*, segundo Duke *et al.* 1991) seriam geradas por fluxos oscilatórios de alta velocidade, em regime de fluxo superior, e/ou combinados com predominância da componente unidirecional.

A gradual transição entre as camadas de dolomitos arenosos e oolíticos para os pacotes de brecha contendo fragmentos da própria unidade (clastos de dolomitos arenosos e/ou oolíticos) demonstra claramente que a formação da brecha ocorreu como resultado de um processo de fragmentação *in situ* dos sedimentos parcialmente litificados, previamente depositados. Nesse sentido, a formação das brechas pode ser o resultado da liquefação parcial de um carbonato argiloso sob efeito

da carga induzida por ondas cíclicas durante tempestades tropicais, como descrito por Bouchette *et al.* (2001). A relação das brechas com as estruturas indicativas da atuação de tempestades sugere que o processo de brechação ocorreu, provavelmente, sob ação da carga de ondas cíclicas.

3.4.3. Modelo deposicional

A Formação Serra do Quilombo representa depósitos carbonáticos marinhos de plataforma profunda a moderadamente rasa e de face litorânea influenciada por tempestades. Estes depósitos representam a plataforma carbonática Araras no sudeste do Cráton Amazônico formada durante o Ediacarano. A deposição da parte inferior da Formação Serra do Quilombo (AF1) é marcada pela ocorrência de dolomitos finos maciços e laminados de plataforma carbonática marinha, que sobrepõem calcários finos betuminosos de plataforma profunda anóxica da Formação Guia e representam deposição de baixa energia abaixo da base de onda de tempestade. Esses dolomitos foram sendo gradualmente sobrepostos por dolomitos arenosos com estratificação cruzada *hummocky/swaley* (tempestitos amalgamados) e dolomitos arenosos/oolíticos com laminações produzidas por ondas, da porção superior da unidade (AF2), caracterizando uma sucessão de raseamento ascendente (*shallowing upward*). As brechas dolomíticas com matriz (sinsedimentares), intercaladas com os dolomitos da AF2, são consideradas como produto de retrabalhamento do assoalho marinho por eventos episódicos, relacionados à ação de ondas de tempestades em face litorânea inferior (AF2).

O crescente influxo de grãos terrígenos em direção ao topo da sucessão estudada, marcado pela ocorrência de barras arenosas/oolíticas retrabalhadas por ondas e tempestade, seguida pela implantação das planícies de maré/*sabkha* da Formação Nobres, caracteriza o início da transição de depósitos essencialmente carbonáticos para depósitos mistos (carbonáticos/siliciclásticos). Essa constatação, aliada ao fato de que a Formação Serra do Quilombo sobrepõe depósitos de plataforma profunda anóxica, da Formação Guia, indica uma progradação desses depósitos possivelmente em um trato de sistema de mar alto (TSMA).

A sucessão de fácies carbonáticas estudada apresenta uma série de características particulares importantes para a definição de seu sistema deposicional. Dentre essas características estão: i) ausência de depósitos produzidos por fluxos de detritos, turbiditos e brechas associadas; ii) fácies com intraclastos provenientes dos depósitos da própria plataforma/rampa e iii) caráter tabular das camadas e sua ampla continuidade lateral. Rampas carbonáticas são plataformas suavemente inclinadas (geralmente $< 1^\circ$) nas quais fácies de águas rasas dominadas por ondas da zona costeira passam talude abaixo (sem quebra marcada no talude) para depósitos de águas profundas de baixa energia (Ahr 1973 *in* Read 1982). Rampas homoclinais podem apresentar complexos de barras arenosas/oolíticas, que gradam sem quebra no talude para calcários de rampa profunda, e finalmente para fácies bacinais pelágicas/hemipelágicas. Além disso, não apresentam significantes depósitos de *slump* e de fluxo gravitacional nas fácies de água profunda (Read 1982). Baseado nessas informações e de acordo com a classificação de plataformas carbonáticas de Read (1982, 1985) atribui-se para os depósitos carbonáticos da Formação Serra do Quilombo um modelo deposicional em rampa carbonática homoclinal (Figura 3.9), confirmando o modelo de plataforma aproximadamente horizontal extensa por centenas de quilômetros, já anteriormente admitido para a deposição dos carbonatos do Grupo Araras, por diversos autores (Almeida 1964a, Boggiani 1997, Nogueira 2003, entre outros).

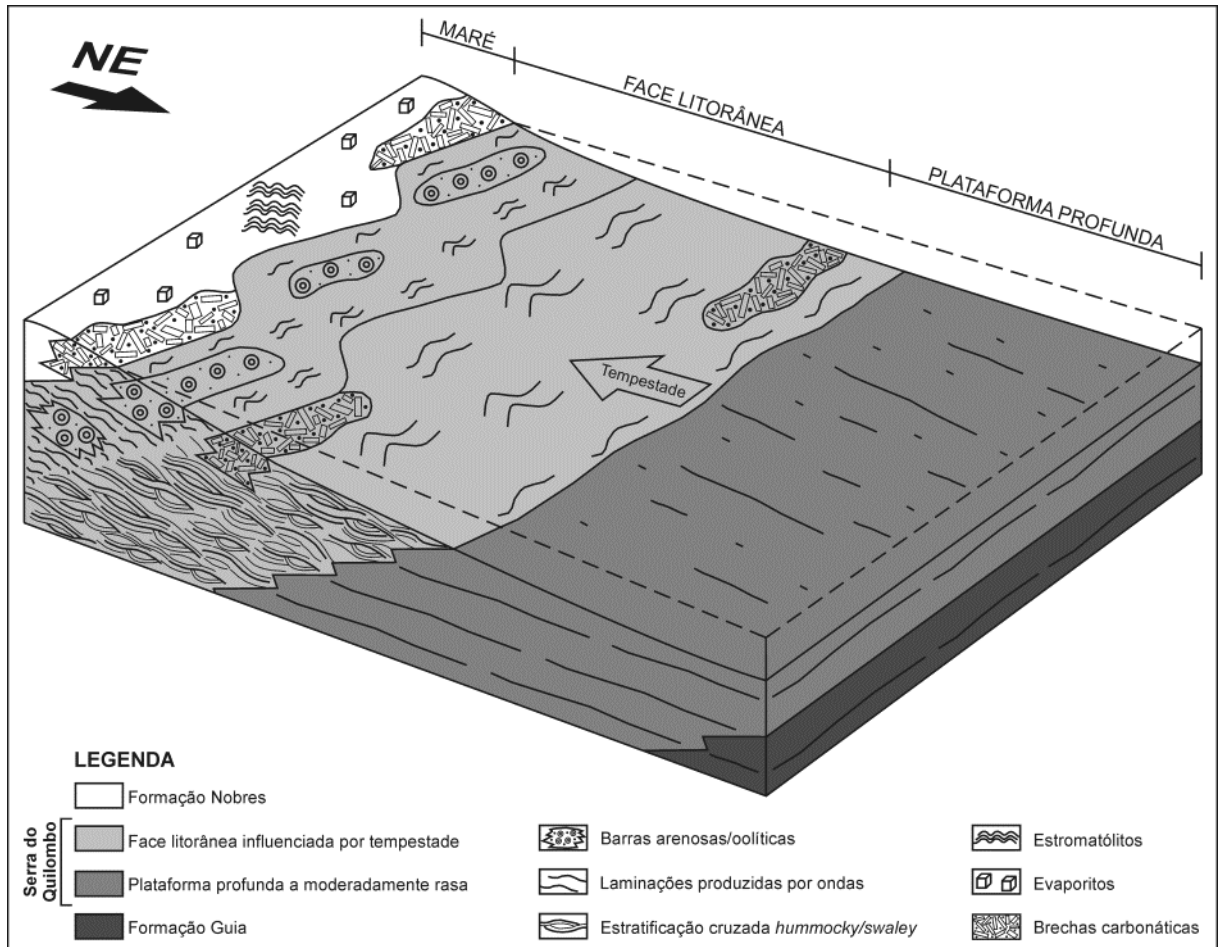


Figura 3.9: Sistema deposicional da Formação Serra do Quilombo.

3.5. CONCLUSÕES

O estudo faciológico da Formação Serra do Quilombo nas regiões de Cáceres e Nobres permitiu o reconhecimento de 5 fácies deposicionais que correspondem a dolomito fino laminado rico em matéria orgânica (DI), dolomito fino maciço a laminado (Dml), dolomito arenoso com estratificação cruzada *hummocky/swaley* associada com estratificação plano-paralela (DAh), dolomito arenoso/oolítico com laminações produzidas por ondas (DAI) e brecha dolomítica com matriz (BDm). As fácies sedimentares foram agrupadas em duas associações de fácies (AF) que indicam ambientes de plataforma carbonática profunda a moderadamente rasa (AF1: DI e Dml) e face litorânea influenciada por tempestades (AF2: DAh, DAI e BDm), compondo uma sucessão de raseamento ascendente (*shallowing upward*), progradante, relacionada a um trato de sistema de mar alto, em um contexto de rampa carbonática homoclinal.

Depósitos de plataforma profunda a moderadamente rasa (AF1) da Formação Serra do Quilombo, anteriormente considerados como pertencentes à Formação Nobres (Alvarenga *et al.*, 2009), ocorrem em vários afloramentos na região de Nobres (MT), indicando a extensão e continuidade da unidade por toda Faixa Paraguaí Norte.

Referências

- Adams A.E., Mackenzie W.S., Guilford C. 1984. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Longman, Harlow, 140 pp.
- Allen P.A. & Hoffman P.F. 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature*, **433**:123-127.
- Alkmim F.F., Marshak S., Fonseca M.A. 2001. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco Craton region, Brazil: *Geology*, **29**:319-322.
- Almeida F.F.M. de. 1964a. *Geologia do Centro-Oeste Matogrossense*. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim 215, 1-53 p.
- Almeida F.F.M. de. 1968. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **40**:285-293.
- Almeida F.F.M. de. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: F.F.M. Almeida & Y. Hasui (Coords). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Blücher Ltda, p. 265-281.
- 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., 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*. Developments in Precambrian Geology, 16, Elsevier, p.15-28.
- Babinski M., Trindade R.I.F., Alvarenga J.C., Boggiani P.C., Liu D., Santos R.V. 2006. Geochronological constraints on the Neoproterozoic glaciations in Brazil. In: Snowball Earth 2006, Ascona. Proceedings. v. 1. p. 19-20.
- Bandeira J., McGee B., Nogueira A.C.R., Collins A.S., Trindade R. 2011. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*, **21**:323-340.
- Basei M.A.S. & Brito Neves B.B. 1992. Características geológicas da transição Proterozóico-Faneozóico no Brasil. In: J.G. Gutierrez Marco & I. Rábano (Eds.) *Paleozóico Inferior de Iberoamérica*. Mérida, Universidad de Extremadura. p. 331-342.
- Boggiani P.C. 1997. Análise estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 181 p.
- Bouchette F., Seguret M., Moussine-Pouchkine A. 2001. Coarse carbonate breccia as a result of waterwave cyclic loading (Uppermost Jurassic and South-East Basin, France). *Sedimentology*, **48**:767-789.
- Cheel R.J. & Leckie D.A. 1993. Hummocky cross-stratification. *Sedimentology Review*, 103-122 p.
- Dalziel I.W.D. 1992. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia: *GSA Today*, **2**:240-241.
- Duke W.L.; Arnott R.W.C.; Cheel R.J. 1991. Shelf sandstones and hummocky cross- stratification: new insights on a stormy debate. *Geology*, **19**(6):625-628.

- Duke W.L. & Prave A.R. 1992. Storm-and tide-influenced prograding shoreline sequences in the Middle Devonian Mahantango Formation, Pennsylvania. *In: Smith D.G.; Reison G.E.; Zaitlin B.A.; Rahmani R.A. (Eds.). Clastic Tidal Sedimentology*. Canadian Soc. Petrol. Geol., p.49-370 (Memoir 16).
- 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: Ham W.E. (ed). Classification of carbonate rocks*. Tulsa: AAPG, p. 108-121. (Memoir, 1).
- Figueiredo M.F., Babinski M., Alvarenga C.J.S., Pinho F.E.C. 2008. Nova Unidade Litoestratigráfica Registra Glaciação Ediacarana em Mato Grosso: Formação Serra Azul. *Geologia-USP*, **8**:65-75.
- Folk R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones: AAPG Bulletin, **43**:1-38.
- Folk R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. *In: Ham W. E. (ed). Classification of Carbonate Rocks*. Tulsa: AAPG, p. 62-84. (Memoir, 1).
- Harms J.C.; Southard J.B.; Walker R.G. 1982. Structures and sequences in clastic rocks. *Soc. Econ. Paleont. Miner.* 249p. (Short course, 9).
- 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, Bochum*.
- Hoffman, P.F. & Schrag, D.P. 2002. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, **14(3)**:129-155.
- Kennedy M.J. 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation, $\delta^{13}\text{C}$ excursions, and carbonate precipitation. *J. Sediment. Res.*, **66**:1050-1064.
- Kerans C. & Tinker S.W. 1997. *Sequence Stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs*. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, 40, SEPM Special Publication, 130p.
- Laznicka P. 1988. Breccias and coarse fragmentites: Petrology, Environments, Associations, Ores. *Developments in Economic Geology*, **25**:842 p.
- Maciel P. 1959. Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, **8**:31-9.
- McCrary V.L.C. & Walker R.G. 1986. A storm- and tidally influenced prograding shoreline - Upper Cretaceous Milk River Formation southern Alberta, Canada. *Sedimentology*, **33**:47-60.
- McGee B., Collins A.S., Trindade R.I.F. 2011. 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**:316-322
- Nogueira A.C.R. 2003. A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 173 p.
- 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. *Rev. Bras. Geoc.*, **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 carbonate platform, southern Amazon Craton, Brazil. *Chemical Geology*, **237**:168-190.
- Read J.F. 1982. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, **81**:195-212.
- Read J.F. 1985. Carbonate platform facies models Bull. *Am. Assoc. Pet. Geol.*, **69**:1-21.
- Rudnitzki I.D. 2011. Fácies e isótopos de carbono e oxigênio da Formação Nobres, Neoproterozóico da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. 54 p
- Souza E.J.; Pinheiro R.V.L.; Domingos F.H.G.; Nogueira A.C.R.; Silva Júnior J.B.C. (submetido). A deformação transpressiva particionada tardia da cobertura neoproterozóica-cambriana da Faixa Paraguai Norte (MT). *Rev. Bras. Geoc.*
- Tohver E., D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I. 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500Ma 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 cráton. *Geology*, **38**:267-270.
- Trompette R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000–500Ma). Pan-African - Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Rotterdam, Balkema, 350p.
- Trompette R., Alvarenga C.J.S., Walde D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**:587-597.
- 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.
- Wright V.P. 1992. A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology*, **76**:177-185.

4 QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA (C, O e Sr)

4.1 AMOSTRAGEM

As amostras para as análises isotópicas foram coletadas em três seções estratigráficas, duas delas organizadas em um perfil estratigráfico composto representativo do empilhamento proposto para a seção-tipo da Formação Serra do Quilombo na região de Cáceres e uma como seção de referência na região de Nobres (Figura 4.1). As análises de C e O foram realizadas em 141 amostras (Dentre dolomitos finos, dolomitos arenosos e/ou oolíticos, além de clasto, cimento e matriz de brechas dolomíticas), das quais 6 foram também usadas para análises de Sr (Tabela 4.1). Essas amostras foram coletadas em sucessões de aproximadamente 140m de espessura, na região de Cáceres, e 32m, em Nobres, e são representativas de associações de fácies das formações Guia (amostra Ec-01 a Ec-09), Serra do Quilombo (Ec-10 a Ec-12; Ed-02 a Ed-89 e N-0 a N-32) e Nobres (Ed-01) (Tabela 4.1).

As amostras analisadas são frescas e não apresentam qualquer vestígio de metamorfismo ou neomorfismo intenso com obliteração de estruturas primárias. Em seção delgada, a textura original é geralmente preservada, embora localmente ocorram modificações neomórficas. A ocorrência de dolomita espática e sílica diagenética, preenchendo fraturas ou como nódulos e bolsões, são as feições neomórficas mais proeminentes. Amostras homogêneas com pouca alteração diagenética foram priorizadas, embora as amostras de dolomitos cristalinos (muito fino a médio) tenham sido também analisadas. Zonas fraturadas e intemperizadas, com vênulas preenchidas por minerais secundários, foram evitadas. As micro-amostras foram extraídas com o auxílio de uma micro-broca diamantada de 1 mm de diâmetro, que possibilitou a obtenção de amostras pontuais precisas, essencial para o estudo das brechas, que tiveram seus clastos, cimento e matriz coletados individualmente.

As brechas dolomíticas cimentadas por dolomita espática (BDc) pertencentes a porção inferior da Formação Serra do Quilombo (AF1) foram amostradas sistematicamente nas regiões de Cáceres e Nobres (Figura 4.1) e, apesar de não terem sido incluídas na análise de fácies apresentada no capítulo 3, foram avaliadas do ponto de vista isotópico no intuito de se obter dados consistentes que auxiliassem na compreensão de como essas brechas foram formadas.

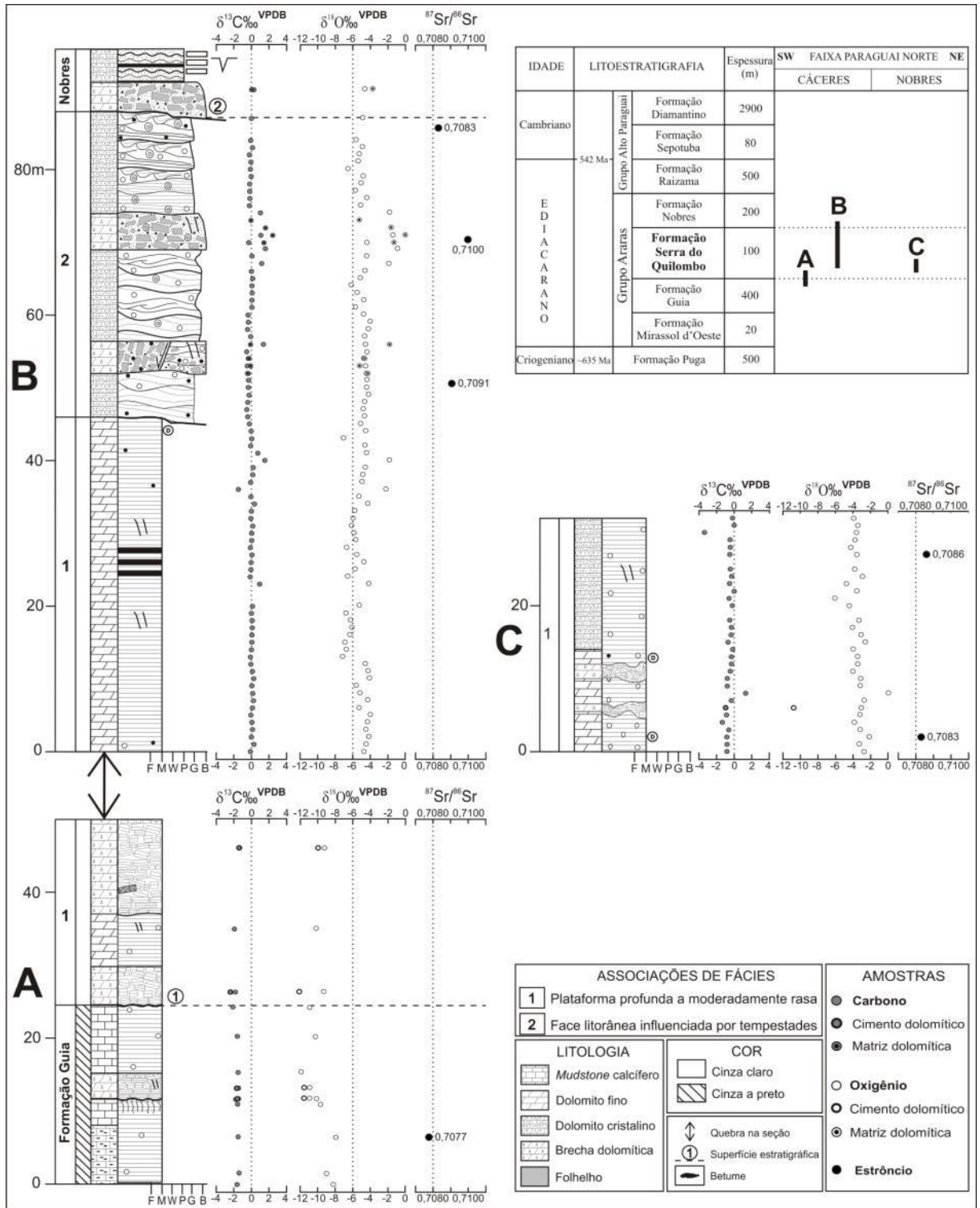


Figura 4.1 - Perfis estratigráfico-isotópicos representativos do empilhamento proposto para a Formação Serra do Quilombo nas regiões de Cáceres (A e B) e Nobres (C).

Tabela 4.1 - Valores isotópicos de C, O e Sr de carbonatos da Formação Serra do Quilombo e unidades adjacentes.

Amostra	Fácies/Unidade	Altura (m)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (1\sigma)$	Amostra	Fácies/Unidade	Altura (m)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (1\sigma)$
<i>Pedreira Emal-Camil calcítica</i>						Ed-18cl	BDm	71	1,09	-1,42	0,709962 (60)
Ec-01	Guia	0	-1,66	-8,23	0,707719 (52)	Ed-18m	BDm	71	2,43	-0,06	
Ec-02	Guia	1,4	-1,44	-8,99		Ed-19cl	BDm	70	-0,27	-4,34	
Ec-03	Guia	6,4	-1,53	-7,96		Ed-19m	BDm	70	1,45	-1,31	
Ec-04	Guia	10,9	-1,59	-9,67		Ed-20	DAh	69	1,6	-0,91	
Ec-05I	Guia	11,7	-1,78	-10,10		Ed-21	DAh	68	0,04	-4,41	
Ec-05Scl	BDc	11,8	-1,46	-10,88		Ed-22	DAh	67	1,19	-1,88	
Ec-05Sci	BDc	11,8	-1,61	-11,54		Ed-23	DAh	66	0,01	-4,62	
Ec-06cl	BDc	13,2	-1,47	-10,88		Ed-24	DAh	65	0,15	-5,13	
Ec-06ci	BDc	13,2	-1,67	-11,51		Ed-25	DAh	64	0,06	-6,18	
Ec-07	Guia	15,3	-1,55	-11,84		Ed-26	DAh	63	0,10	-5,48	
Ec-08	Guia	20,2	-1,63	-10,22		Ed-27	DAh	62	0,07	-4,73	
Ec-09	Guia	24,2	-2,11	-10,88		Ed-28	DAh	61	0,07	-5,68	
Ec-10cl	BDc	26,3	-2,40	-9,25	Ed-29	DAh	60	-0,37	-4,76		
Ec-10ci	BDc	26,3	-1,82	-12,08	Ed-30	DAh	59	-0,36	-4,03		
Ec-11	Dml	35	-1,96	-10,16	Ed-31	DAh	58	-0,45	-4,23		
Ec-12cl	BDc	46	-1,34	-9,17	Ed-32	DAh	57	-0,10	-4,67		
Ec-12ci	BDc	46	-1,42	-9,91	Ed-33cl	BDm	56	1,39	-1,81		
<i>Pedreira Emal-Camil dolomítica</i>						Ed-33m	BDm	56	-0,07	-4,52	
Ed-01cl	Nobres	91	0,31	-4,62	0,708320 (40)	Ed-34cl	BDm	55	-0,5	-4,37	
Ed-01m	Nobres	91	0,06	-3,71		Ed-35cl	BDm	54	-0,29	-4,69	
Ed-02	Do	87	0,00	-4,84		Ed-35m	BDm	54	-0,23	-4,66	
Ed-05	Do	84	-0,09	-5,61		Ed-36cl	BDm	53	-0,44	-4,51	
Ed-06	Do	83	0,11	-4,91		Ed-36m	BDm	53	-0,06	-5,17	
Ed-07	Do	82	-0,23	-5,24		Ed-37cl	BDm	52	-0,38	-4,36	
Ed-08	Do	81	-0,07	-5,36		Ed-37m	BDm	52	-0,41	-4,29	
Ed-09	Do	80	-0,13	-6,53		Ed-38	DAh	51	-0,31	-4,37	0,709057 (27)
Ed-10	Do	79	-0,03	-4,82		Ed-39	DAh	50	-0,35	-4,42	
Ed-11	Do	78	-0,21	-5,07		Ed-40	DAh	49	-0,27	-4,22	
Ed-12	Do	77	-0,21	-5,71		Ed-41	DAh	48	-0,42	-4,66	
Ed-13	Do	76	-0,19	-4,37		Ed-42	DAh	47	-0,52	-4,83	
Ed-14	Do	75	-0,25	-5,11	Ed-43	DAh	46	-0,40	-4,64		
Ed-15	Do	74	1,03	-1,81	Ed-44	Dml	45	-0,25	-5,11		
Ed-16m	BDm	73	-0,02	-5,23	Ed-45	Dml	44	-0,02	-4,53		
Ed-17m	BDm	72	1,64	-1,64	Ed-46	Dml	43	0,02	-7,06		
					Ed-47	Dml	42	-0,09	-4,63		
					Ed-48	Dml	41	0,73	-4,40		

4.2 AVALIAÇÃO DOS DADOS ISOTÓPICOS

4.2.1 Isótopos de C e O

Para a utilização de isótopos de C e O em quimioestratigrafia é necessário se determinar em que medida os processos secundários de alteração tem influenciado a composição original de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das rochas carbonáticas. Processos diagenéticos de dolomitização, silicificação e recristalização são comuns em carbonatos neoproterozóicos e geralmente são atribuídos à percolação de fluidos tardios meteóricos e/ou hidrotermais que podem levar à alteração dos valores isotópicos primários (Tucker & Wright 1990, Kaufman & Knoll 1995, Jacobsen & Kaufman 1999). A maioria das amostras analisadas, com exceção das brechas dolomíticas, mantém texturas primárias preservadas, indicando que elas não foram afetadas por diagênese intensa ou metamorfismo que poderia ter alterado o registro isotópico. Mesmo os dolomitos grossos (cristalinos) apresentam valores isotópicos similares aos dolomitos finos (*Dolomudstones*) e essa consistência dos valores isotópicos em amostras pouco espaçadas (1m) ao longo de toda sucessão sedimentar foi, além dos critérios geoquímicos, o parâmetro utilizado neste trabalho para avaliar os dados isotópicos (Kaufman & Knoll 1995, Jacobsen & Kaufman 1999, Nogueira *et al.*, 2007).

Vários estudos têm mostrado que enquanto isótopos de O podem ser facilmente alterados pela diagênese, isótopos de C são tipicamente detentores do valor isotópico original da água do mar (Kaufman & Knoll 1995, Jacobsen & Kaufman 1999). Dessa forma, amostras que passaram por significantes trocas isotópicas de O podem ainda reter valores isotópicos primários de C. Um limite empírico para carbonatos proterozóicos alterados foi estabelecido para valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ mais negativos que -10‰. Dessa forma, se uma amostra apresenta $\delta^{18}\text{O} > -10\text{‰}$, seu sinal isotópico de C é considerado um registro do valor marinho primário (Jacobsen & Kaufman 1999). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para os carbonatos estudados variam de -12,08 a 0,03‰, ficando abaixo de -10‰ apenas os valores obtidos para algumas brechas cimentadas e outras 5 amostras da zona de contato inferior, 4 calcários da Formação Guia (amostras Ec-05I, Ec-07, Ec-08 e Ec-09) e 1 dolomito da Formação Serra do Quilombo (amostra Ec-11). Apesar de essas poucas amostras apresentarem valores de $\delta^{18}\text{O} < -10\text{‰}$, seus valores de $\delta^{13}\text{C}$ são similares aos de amostras vizinhas e caem dentro do intervalo encontrado para os carbonatos estudados, que foi de -3,38 a 2,43‰.

No intuito de avaliar a natureza primária do sinal isotópico dos carbonatos estudados, observando-se a relação de covariância entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ que indicaria modificação diagenética do registro isotópico (Jacobsen & Kaufman 1999), todos os resultados obtidos

foram plotados em diagramas $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 4.2). Os dados foram agrupados de acordo com as fácies sedimentares e litotipos estudados (Figura 4.2A) e de acordo com as seções estudadas (Figura 4.2B). Além disso, diagramas $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}$ foram construídos individualmente para os dolomitos (Figura 4.3) e brechas dolomíticas (Figura 4.4), segundo suas respectivas associações de fácies (AF).

Dois padrões isotópicos distintos são perfeitamente observados na figura 4.2A e referem-se a amostras das formações Guia e Serra do Quilombo. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para amostras de calcário são notadamente mais negativos em relação aos dolomitos. A exceção fica em uma amostra de dolomito fino laminado da zona de contato inferior (fácies D1) que apresenta sinal isotópico semelhante aos calcários da Formação Guia. As brechas dolomíticas cimentadas (BDc) acompanham em geral o padrão isotópico dos calcários, com intervalo de valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -9 e -12‰, bem diferente do valor de 3,05‰ encontrado para a única amostra de BDc que foge ao padrão. Os dolomitos (Dml, DAh e DA1) e brechas dolomíticas com matriz (BDm) da Formação Serra do Quilombo, incluindo uma amostra de BDm da Formação Nobres, apresentam praticamente o mesmo comportamento isotópico, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ em geral entre -1 e 1‰ e de $\delta^{18}\text{O}$ entre -2 e -7‰. Amostras que destoam desses dois padrões gerais, como aquelas encontradas no canto superior direito da figura 4.2A, são consideradas como isotopicamente alteradas. Na figura 4.2B são apresentados os valores para os calcários e dolomitos (excetuando-se as brechas), de acordo com cada seção estudada. Observa-se claramente uma sutil diferença no padrão isotópico entre os dolomitos da região de Cáceres (Emal dolomítica) e os dolomitos da região de Nobres, detentores de valores de $\delta^{13}\text{C}$ um pouco mais negativos e menos empobrecidos em $\delta^{18}\text{O}$. Além disso, reafirma-se nesse diagrama o contraste isotópico entre os carbonatos das seções calcítica e dolomítica, em Cáceres.

As diferenças entre os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ descritos acima, principalmente entre os calcários e dolomitos das seções A e B e mais sutilmente entre os dolomitos das seções B e C (Figura 4.1), estão diretamente relacionadas com o paleoambiente deposicional e sua atividade biológica, a exemplo do modelo da bomba biológica de Kump (1991). De acordo com esse modelo, carbonatos marinhos de águas rasas são enriquecidos em ^{13}C por causa da incorporação preferencial de ^{12}C por organismos pelágicos. Quando esses organismos morrem, seus corpos afundam para o fundo do oceano onde uma fração relativamente pequena dessa biomassa é soterrada. Grande parte da matéria orgânica que afunda através dos oceanos é oxidada para CO_2 , tornando o C inorgânico dissolvido (CID) nas águas do fundo oceânico empobrecido em ^{13}C (i.e., enriquecido em ^{12}C). Portanto, a composição isotópica do

CID nas águas oceânicas superficiais é enriquecida em ^{13}C , enquanto que a das águas profundas é empobrecida em ^{13}C e pode ter valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB).

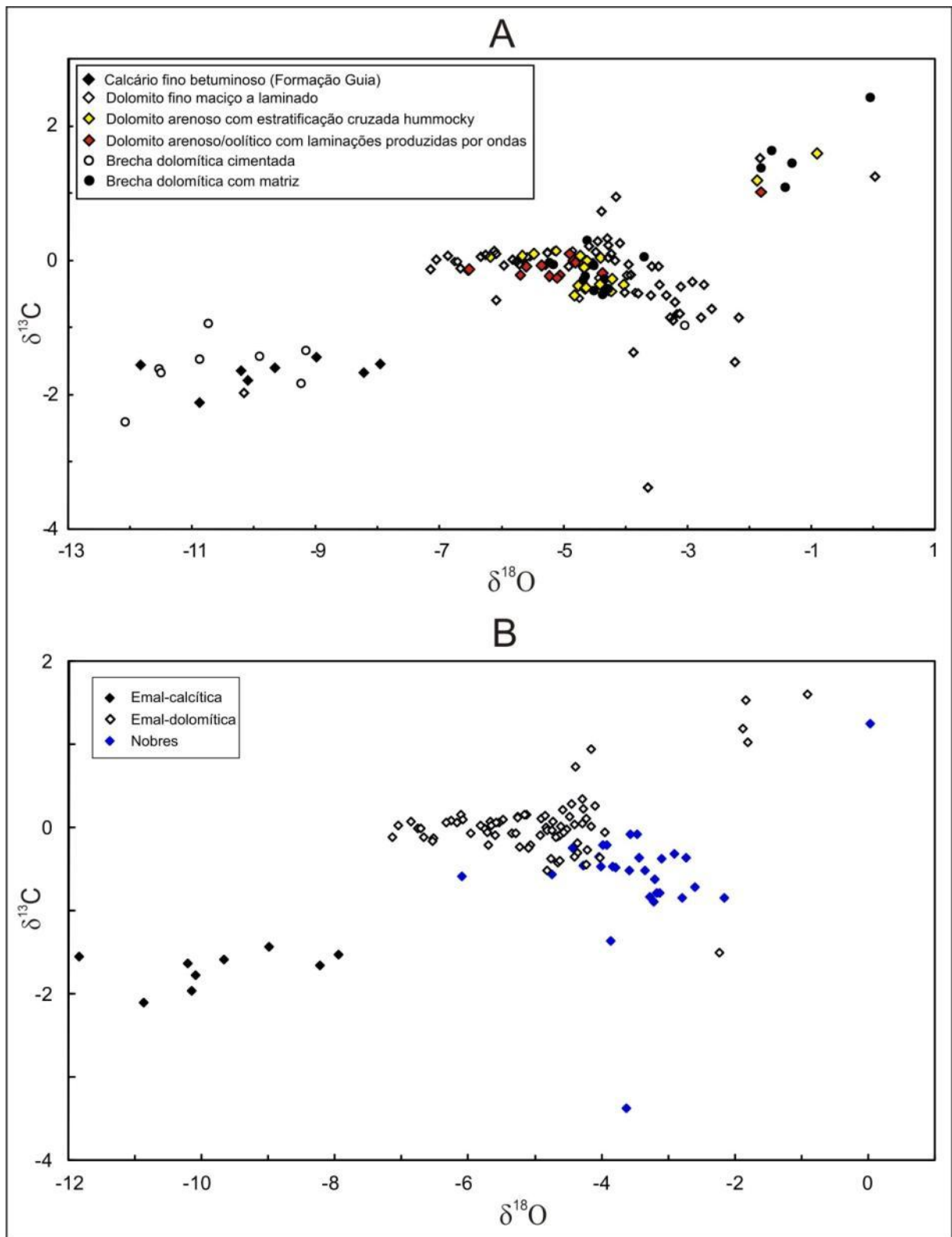


Figura 4.2 - Diagramas $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}$ com todos os dados obtidos. (A) Dados agrupados de acordo com as fácies sedimentares e litotipos estudados e (B) de acordo com as seções estudadas (excetuando-se as amostras de brechas).

Os diagramas $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}$ da Figura 4.3 mostram que os dolomitos de plataforma profunda a moderadamente rasa (AF1) e os dolomitos de face litorânea influenciada por tempestades (AF2), possuem assinaturas isotópicas muito similares, confirmando que mesmo os dolomitos depositados em ambientes mais rasos preservaram o sinal isotópico original.

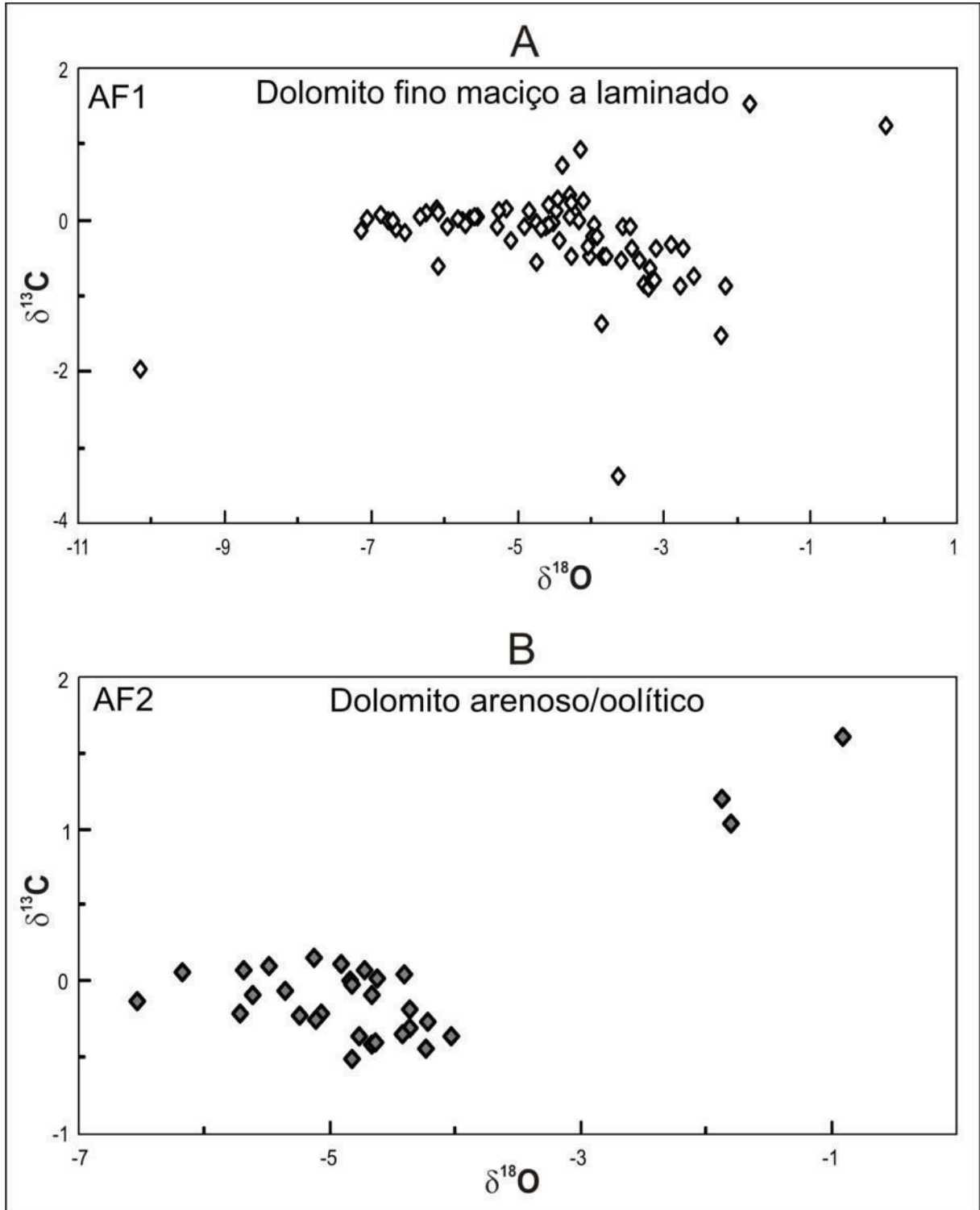


Figura 4.3 - Diagramas $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}$ com os dados obtidos para os dolomitos da Formação Serra do Quilombo, agrupados de acordo com suas respectivas associações de fácies. (A) fácies D1 e Dml e (B) fácies DAh e DA1.

Os diagramas $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}$ para as brechas dolomíticas (Figura 4.4) mostram grandes diferenças entre os dois litotipos (BDc e BDm). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ para as BDc (Figura 4.4A) são bem mais negativos ($< -9\%$) em comparação com as BDm (Figura 4.4B), as quais apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ acima de -6% . O mesmo ocorre para os valores de $\delta^{13}\text{C}$, que são negativos para as BDc e próximos de 0% até positivos para as BDm. Os dados isotópicos para as BDm, principalmente de $\delta^{13}\text{C}$, indicam, em geral, uma similaridade entre o sinal isotópico tanto da matriz quanto dos clastos sugerindo sua natureza primária e sindeposicional. As exceções são relativas as amostras do pacote de BDm mais próximo ao topo da unidade (Figura 4.1), formado em ambientes mais rasos, passíveis a interação com fluidos meteóricos e a modificação da composição isotópica durante ou logo após a formação das brechas, ou ainda durante a diagênese por processo de silicificação. Os valores obtidos para os cimentos de dolomita espática apontam para um empobrecimento de $\delta^{13}\text{C}$ e, notadamente, de $\delta^{18}\text{O}$ em relação aos clastos, sugerindo que sua origem é secundária, provavelmente resultante da interação com águas meteóricas ou fluidos hidrotermais durante o processo de formação das BDc.

De um modo geral, todos os dados isotópicos apresentados nos diagramas $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}$ mostram grande dispersão (sem covariância), sugerindo que mesmo a possível circulação de fluidos diagenéticos através das rochas estudadas ou o processo de dolomitização que afetou toda a unidade não foi capaz de modificar suas composições originais de $\delta^{13}\text{C}$. Nossas análises sugerem que os valores isotópicos, particularmente de $\delta^{13}\text{C}$, observados em quase todas as amostras analisadas foram pouco alterados e, portanto representam a composição isotópica da água do mar do Neoproterozóico. Algumas evidências sustentam essa afirmativa: i) a textura micrítica original está preservada em quase todas as amostras, e mesmo os dolomitos cristalinos apresentaram valores isotópicos similares; ii) a maioria das amostras apresentam valores de $\delta^{18}\text{O} > -10\%$; iii) a relação entre as composições de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ não é covariante; e iv) a variação isotópica em amostras pouco espaçadas (1m) ao longo de toda sucessão sedimentar é razoavelmente suave, com as principais anomalias usualmente relacionadas as brechas dolomíticas.

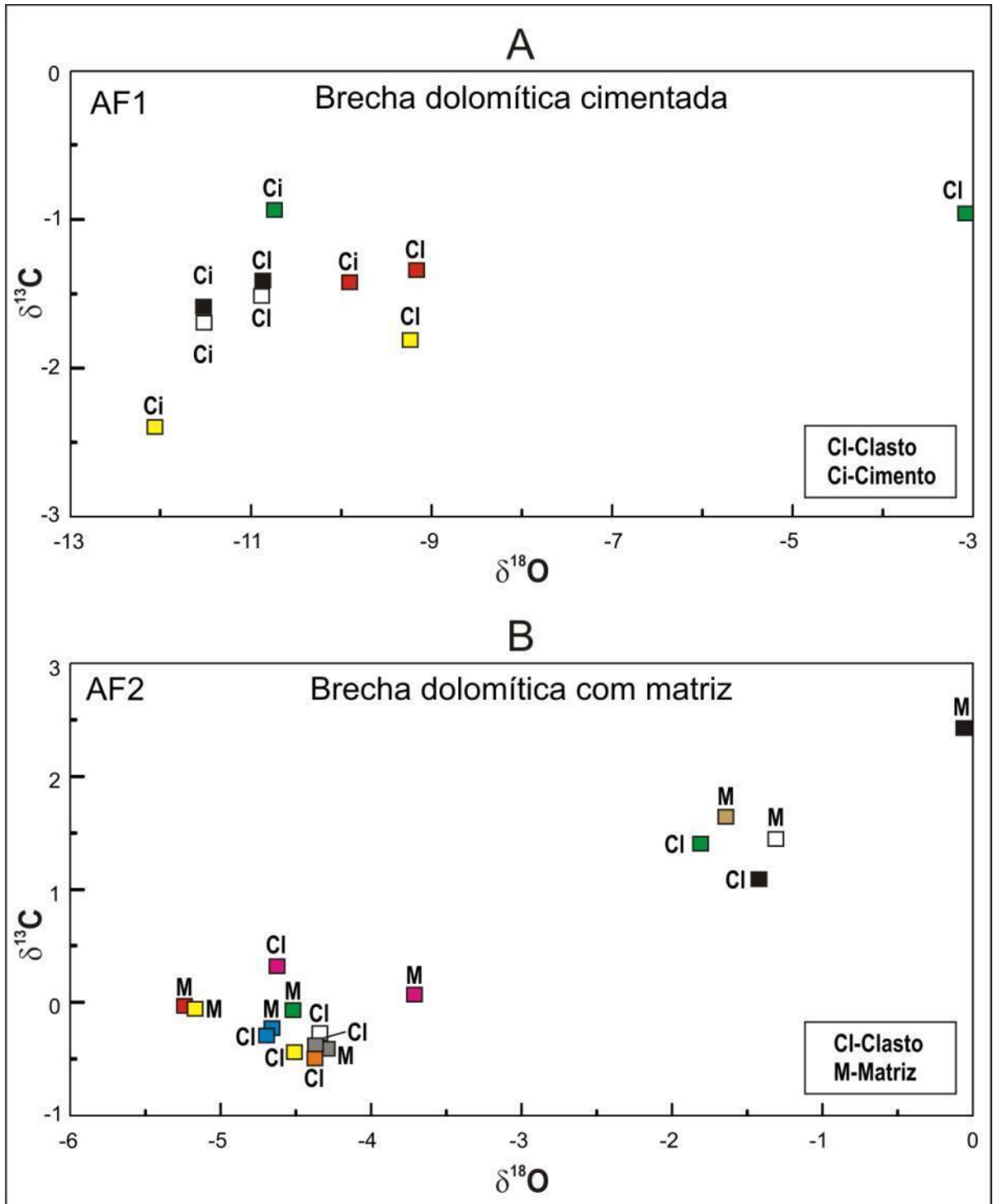


Figura 4.4 - Diagramas $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}$ com os valores obtidos para as brechas dolomíticas cimentadas (A) e brechas dolomíticas com matriz (B), agrupados de acordo com suas respectivas associações de fácies. As BDC não foram consideradas como uma fácies sedimentar, entretanto são observadas exclusivamente na porção referente a AF1. Amostras correspondentes possuem a mesma cor.

Os dados isotópicos (C e O) obtidos para os clastos, cimento e matriz das brechas dolomíticas (BDC e BDM) em conjunto com as observações de campo e as interpretações paleoambientais prévias (capítulo 3) permitiram fazer algumas considerações a respeito de

suas origens. As BDm são sindeposicionais, resultantes da liquefação parcial de um carbonato argiloso sob efeito da carga induzida por ondas cíclicas durante tempestades tropicais, onde clastos e matriz são co-genéticos. Os valores isotópicos, principalmente de $\delta^{13}\text{C}$ e secundariamente de $\delta^{18}\text{O}$, tanto do clasto como da matriz corroboram esta interpretação sugerindo uma mesma origem do fluido durante a deposição e uma temperatura mais baixa de formação (Figura 4.5). Por outro lado, as BDC apresentam um conjunto de características, listadas a seguir, que as distinguem daquelas depositadas por processos sedimentares e indicam uma origem tectônica/hidrotermal para as mesmas. As composições isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ do cimento sugerem altas temperaturas de formação, provavelmente ligadas a fluídos hidrotermais (Figura 4.5), que afetaram visivelmente os clastos. Os valores isotópicos de oxigênio extremamente empobrecidos são característicos de dolomitas hidrotermais e atestam para temperaturas elevadas acima de 150 graus (Allan & Wiggins 1993).

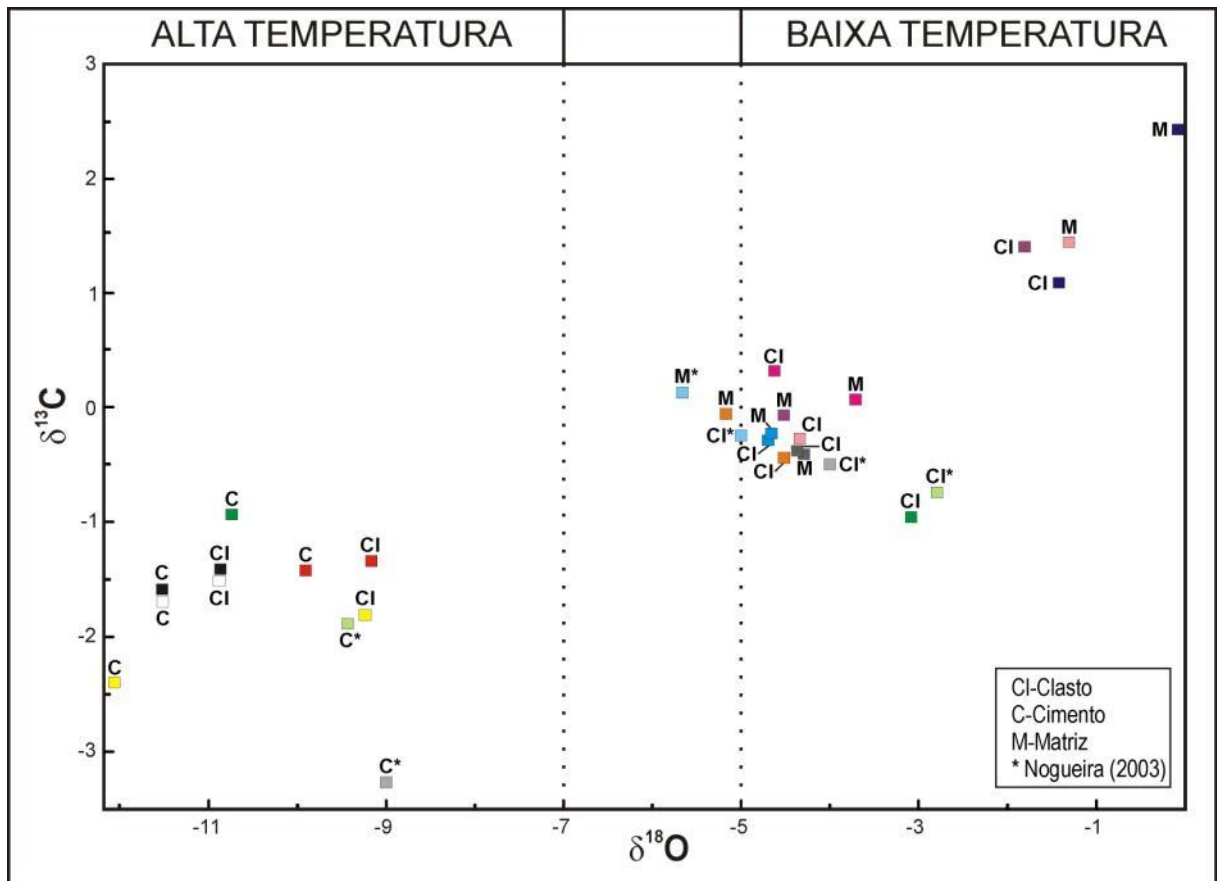


Figura 4.5 - Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}$ para as brechas da Formação Serra do Quilombo. Amostras correspondentes possuem a mesma cor. Observar que os valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ dos cimentos de dolomita espática indicam um fluido de alta temperatura, diferentemente dos valores para matriz que sugerem baixa temperatura, raramente no campo da transição. Estes campos de temperatura foram definidos para muitas dolomitas antigas por Allan & Wiggins (1993).

As brechas dolomíticas cimentadas não apresentam e nem estão associadas com feições de *slumping* ou de deslizamento, comuns em carbonatos marinhos de plataforma

profunda. Processos de fluxo de detritos (Nemec & Steel 1984, Reading 1986) são descartados, devido: *i*) presença de brechas e não de conglomerados (comumente encontrado em fluxo de detritos); *ii*) arcabouço aberto totalmente preenchido por cimento (sem matriz); *iii*) organização caótica dos clastos, que não parecem desenvolver qualquer tipo de gradação e *iv*) clastos em geral sem imbricação, atestando fraturamento *in situ* indicado muitas vezes pelo ajuste perfeito dos clastos (*fitting*). Vários fatores indicam um alto grau de litificação dos dolomitos e sugerem um evento de fraturamento posterior à fase diagenética, tais como: *i*) clastos em geral angulosos e tabulares, que sugerem *stress* cisalhante predominantemente rúptil em sedimentos litificados; *ii*) brechas muito pouco transportadas, possibilitando ainda, em muitos locais, a reconstituição das camadas originais; *iii*) o arcabouço aberto sem matriz, totalmente preenchido por esparito dolomítico grosso. Brechas tectônicas são formadas por extenso fraturamento de carbonatos durante períodos de deformação e são reconhecidas por sua proximidade com falhas, sua continuidade restrita ao longo da direção do acamamento, seu cimento cristalino grosso e seus clastos oligomíticos com *fitting*. Numerosas vênulas de calcita/dolomita espática nas rochas adjacentes à brechas também são indicativas de uma origem tectônica (Blount & Moore 1969). As BDC apresentam todas essas características e, portanto, são provavelmente de origem tectônica relacionadas aos eventos de deformação da Tectônica Brasileira/Pan-Africana.

4.2.2 Isótopos de Sr

A composição isotópica de Sr em carbonatos pré-cambrianos não é ainda muito bem conhecida. Uma das razões pela qual isso ocorre é que estas rochas são menos comuns do que aquelas de idade fanerozóica e também pelo fato de as composições químicas, mineralógicas e isotópicas de muitas rochas carbonáticas pré-cambrianas já terem sido alteradas. Além disso, carbonatos pré-cambrianos são difíceis de serem datados paleontologicamente por causa da escassez de fósseis guias (*index*) e por que os métodos isotópicos de datação geralmente não são aplicáveis a essas rochas ou são imprecisos (Faure & Mensing 2005). Composições isotópicas de Sr em rochas carbonáticas são mais susceptíveis a alteração diagenética do que valores isotópicos de C, com a diagênese tendendo a aumentar os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Knoll, 2000). A alteração pode ocorrer inicialmente durante a diagênese ou subsequentemente como resultado de fraturamento durante deformação estrutural, que permite a deposição de calcita secundária contendo Sr de composição isotópica diferente daquela dos carbonatos originais. Além disso, a dolomitização causa grandes decréscimos na concentração de Sr e menores decréscimos de Rb, o que aumenta a razão Rb/Sr dos

carbonatos. Mesmo sabendo que a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos minerais carbonáticos é rotineiramente corrigida para o decaimento *in situ* do ^{87}Rb , a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial dos dolomitos e calcários que tem elevada razão Rb/Sr, em muitos casos, excedem as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais de amostras tendo baixas razões Rb/Sr (Faure & Mensing 2005). Sistemáticos incrementos das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ podem também resultar da liberação de Sr de silicatos e óxidos durante a dissolução ácida das fases carbonáticas. O problema pode ser minimizado pela exclusão de amostras contendo mais de 10% de resíduo insolúvel ao ácido e pelo uso de ácidos fracos diluídos, por exemplo, ácido acético 20% (Método de lixiviação de Bailey 2000).

Dolomitos e calcários alterados são também enriquecidos em Mn e Fe durante a interação fluido-rocha e apresentam altas razões Mn/Sr e Fe/Sr. Sob condições de intemperismo por ação de fluidos meteóricos o Sr é, em geral, expelido de carbonatos marinhos enquanto o Fe e o Mn são incorporados. Dessa forma, as razões Mn/Sr e Fe/Sr são um critério útil para a identificação de carbonatos os quais tiveram suas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ alteradas após a deposição. Segundo Kaufman & Knoll (1995) e Jacobsen & Kaufman (1999), razões Mn/Sr < 2 e Fe/Sr < 20, seriam indicativos de amostras não alteradas. Neste trabalho, o sinal isotópico de Sr foi avaliado usando o diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 4.6) em adição a análise de fácies e microfácies e a triagem segundo critérios geoquímicos (Tabela 4.2). Amostras com $\delta^{18}\text{O} < -10$ não foram consideradas para realização das análises, visto que amostras alteradas mostram sistematicamente valores muito negativos de $\delta^{18}\text{O}$.

Analisando-se o diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ é possível observar um *trend* de elevação na razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com o aumento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, refletindo o raseamento dos ambientes para a parte superior do diagrama. As amostras com valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ abaixo de 0,7084 representam composições isotópicas primárias, enquanto os valores acima provavelmente refletem alteração secundária. Para as amostras menos alteradas, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7077 e 0,7083 não apresenta nenhuma correlação óbvia com as composições de $\delta^{13}\text{C}$ sugerindo que os valores de Sr são provavelmente primários. Baixas razões Mn/Sr e Fe/Sr identificadas nessas amostras reforçam essa interpretação.

Os valores mais baixos da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (< 0,7084) predominam nas associações de águas profundas (Formação Guia e AF1), enquanto valores entre 0,7085 e 0,7100 são frequentemente observados em direção ao topo da sucessão nas fácies de águas mais rasas (AF2). Essa variação de Sr ao longo da sucessão estudada pode ser interpretada como uma mudança secular sistemática (Jacobsen & Kaufman 1999), ou uma contribuição de Sr radiogênico de fonte continental. Adicionalmente, os maiores valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ registrados na porção superior da sucessão estudada pode também refletir, em parte, a resposta aos

fluidos diagenéticos responsáveis pela intensa dolomitização e silicificação do topo da Formação Serra do Quilombo.

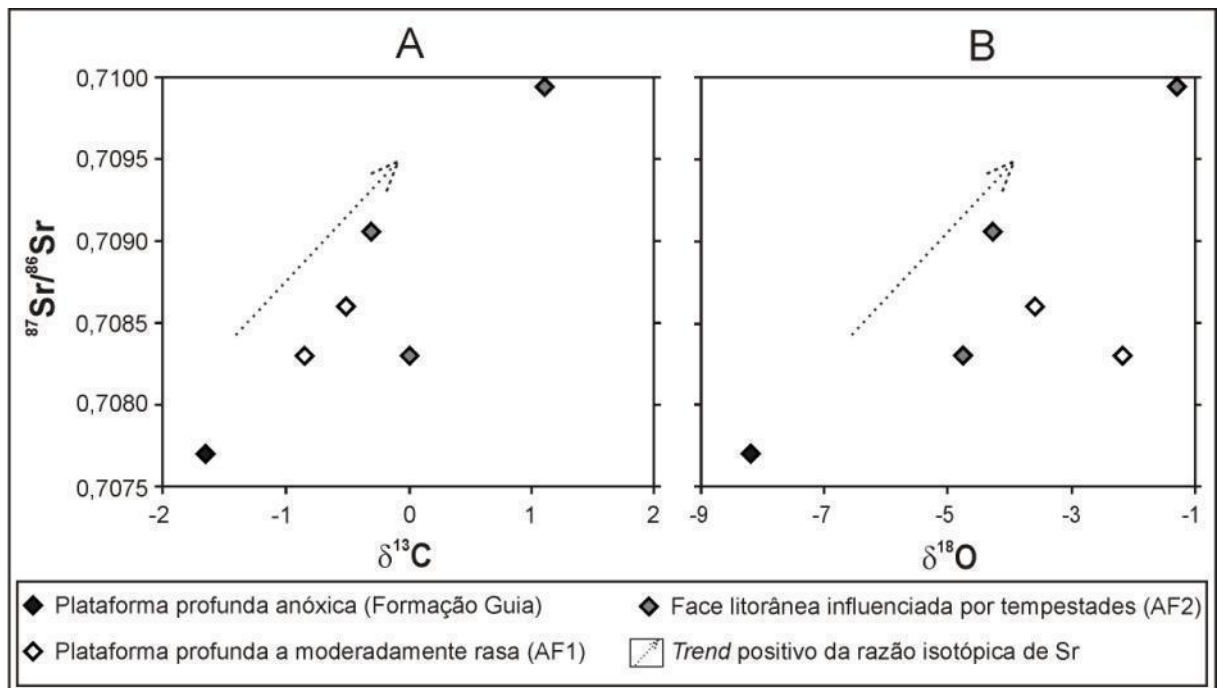


Figura 4.6 - Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. Dados plotados de acordo com suas respectivas associações de fácies.

Tabela 4.2 - Elementos maiores e traços dos carbonatos da sucessão estudada.

Nº	Amostra	CaO (%)	MgO (%)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Mn/Sr	Fe/Sr
<i>Pedreira Emal-Camil calcítica</i>									
01	Ec-03	47,23	2,57	5.452,20	66	11	277	0,24	19,68
02	Ec-05I	53,92	1,55	699,00	64	4	89	0,72	7,85
03	Ec-05Scl	33,3	18,23	3.495,00	209	10	69	3,03	50,65
04	Ec-06cl	30,08	19,81	3.425,10	402	6	73	5,51	46,92
05	Ec-06ci	31,35	21,4	2.446,50	358	4	61	5,87	40,11
06	Ec-08	48,09	2,58	2.516,40	69	8	192	0,36	13,11
07	Ec-10cl	29,83	19,38	4.753,20	223	13	101	2,21	47,06
08	Ec-10ci	31,07	20,15	3.634,80	285	7	98	2,91	37,09
09	Ec-11	24,27	16,51	9.506,40	211	25	84	2,51	113,17
10	Ec-12cl	29,27	17,38	7.549,20	98	12	87	1,13	86,77
<i>Pedreira Emal-Camil dolomítica</i>									
11	Ed-01cl	30,22	22,51	-	57	<10	29	1,97	-
12	Ed-02	29,84	21,88	559,20	48	<10	33	1,45	16,95
13	Ed-10	28,86	21,73	-	47	<10	29	1,62	-
14	Ed-15	30,51	22,73	629,10	71	<10	28	2,54	22,47
15	Ed-18cl	30,02	22,51	-	44	<10	30	1,47	-
16	Ed-18M	27,51	19,66	489,30	57	<10	19	3,00	25,75
17	Ed-23	28,63	21,18	-	56	<10	25	2,24	-
18	Ed-28	24,25	18,18	838,80	55	<10	19	2,89	44,15
19	Ed-33cl	28,49	20,8	838,80	68	<10	16	4,25	52,43
20	Ed-38	28,29	20,61	559,20	51	<10	26	1,96	21,51

Fácies/Unidade e altura, ver tabela 1. Amostras marcadas em cinza foram selecionadas para análise de Sr, além de outras duas amostras da seção C, em Nobres.

4.3 ESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA DE C e Sr

Os resultados isotópicos que passaram pelos procedimentos de seleção, considerados como inalterados, foram integrados com a estratigrafia para cada perfil amostrado, criando a curva de variação secular de $\delta^{13}\text{C}$ para a Formação Serra do Quilombo e seus contatos adjacentes (Figura 4.7). Amostras de brechas cimentadas não foram incluídas na curva final, bem como algumas amostras de brechas com matriz, principalmente aquelas mais próximas do topo, e as amostras que destoavam consideravelmente do padrão isotópico geral, que foram consideradas como diageneticamente modificadas. O perfil composto para a sucessão carbonática estudada (Figura 4.7) foi construído a partir dos dados estratigráficos e isotópicos das seções A e B, na região de Cáceres. Uma quebra ao longo do perfil, na transição entre as seções A e B (Figura 4.1), foi tentativamente reconstruída. A base da sucessão, correspondente aos depósitos da Formação Guia, tem uma espessura de um pouco mais de 20 m e é seguida pelos depósitos da Formação Serra do Quilombo e início da Formação Nobres, que atingem aproximadamente 120 m de espessura, totalizando 140 m.

A curva de $\delta^{13}\text{C}$ para a sucessão estudada é interpretada como representativa da água do mar original e apresenta uma tendência que varia desde negativa, em torno de -2‰, na base da sucessão (Formação Guia), até composições enriquecidas de $\delta^{13}\text{C}$ em direção ao topo da sucessão estudada, atingindo valores médios de 0‰ (Figura 4.7). A implantação de uma plataforma carbonática moderadamente profunda a rasa com padrões isotópicos de C tendendo a valores positivos, distinguem-se dos depósitos pós-glaciais da base do Grupo Araras, com valores de C fortemente negativos (-5‰), e podem representar o restabelecimento das condições normais de sedimentação.

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ seguem a tendência geral dos isótopos de C, com valores crescentes em direção ao topo da sucessão, variando de 0,7077 até 0,7083, diretamente relacionados com o raseamento dos ambientes e o consequente influxo de grãos siliciclásticos registrado na porção superior da unidade (AF2). A tendência crescente da razão isotópica de Sr indica o aumento do influxo continental num cenário já completamente desprovido da influência glacial (*Snowball/slushball Earth hypothesis*).

4.4 CORRELAÇÃO E IDADE

A seção-tipo da Formação Serra do Quilombo apresenta uma assinatura isotópica de C homogênea, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de 0‰, o que permite sua perfeita correlação com outras sucessões como, por exemplo, sua seção de referência em Nobres, distante cerca de 200 km (Figura 4.8A). Além disso, a curva de $\delta^{13}\text{C}$ composta do Grupo Araras, com valores

negativos tendendo a 0 ‰, por mais de 600 m, tem sido comparada com outras curvas construídas para unidades pós-marinoanas (< 635 Ma), encontradas nos crátons Kalahari e Congo, oeste do Canadá e Faixa Paraguai Sul (Nogueira *et al.* 2007). A semelhança nas associações de fácies, também concordam com a correlação entre os depósitos do Grupo Araras com o intervalo pós-marinoano, destacando-se o perfeito ajuste entre a estratigrafia e o perfil isotópico de carbono dos grupos Araras e Tsumeb na Namíbia (Nogueira *et al.* 2007).

A tendência positiva dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em direção ao topo da sucessão estudada, variando de 0,7077 a 0,7083, é globalmente relacionada com a proximidade do limite Proterozóico-Cambriano em outras sucessões. Neste trabalho, os dados isotópicos de Sr considerados primários, foram comparados com a curva de variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ durante o Neoproterozóico-Cambriano e apontaram idade ediacarana, entre 560 e 580 Ma, para a deposição da Formação Serra do Quilombo (Figura 4.8B).

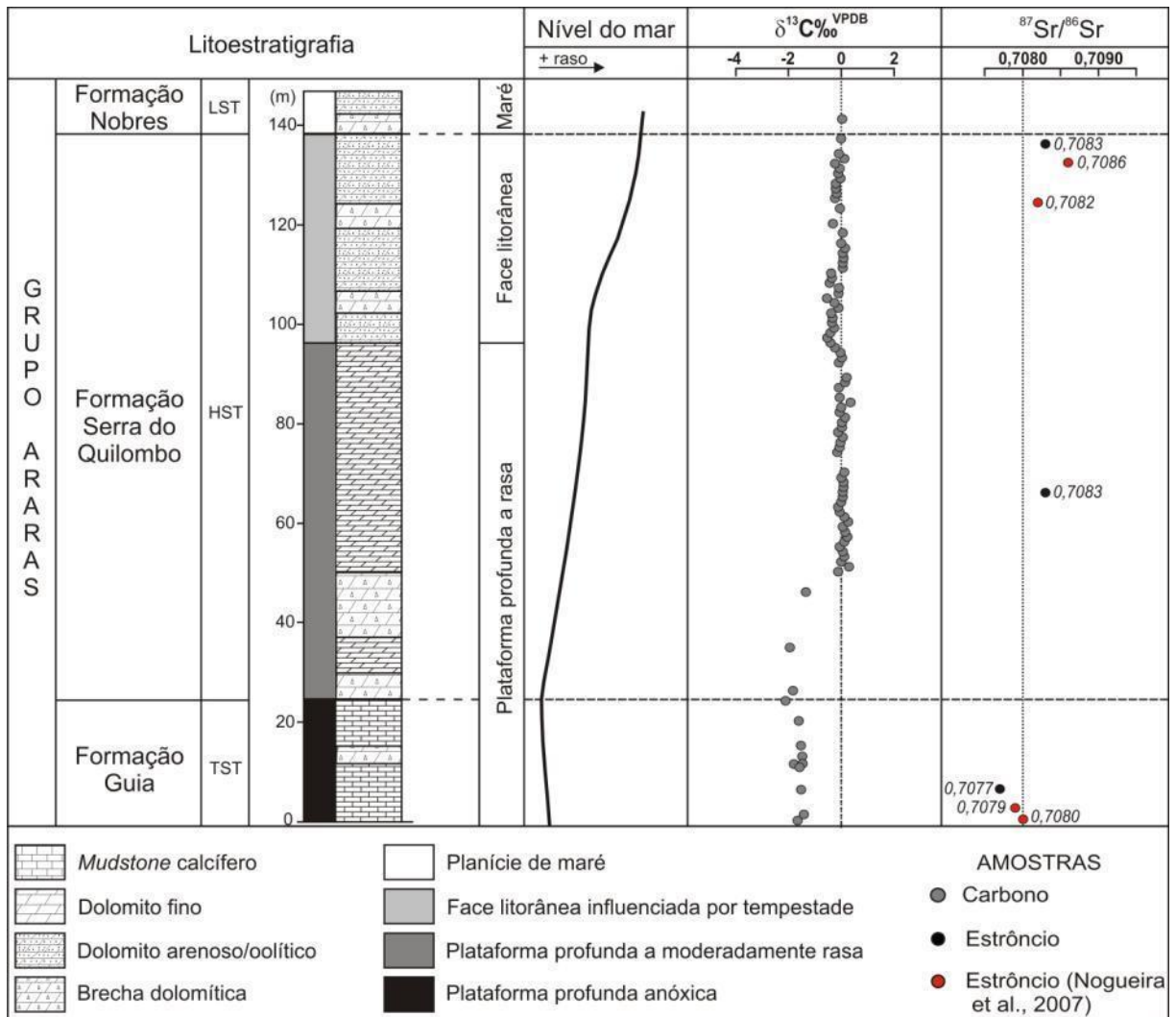


Figura 4.7 - Coluna estratigráfica para a sucessão carbonática estudada, mostrando a curva do nível do mar e os valores primários de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinados neste estudo. Abreviaturas LST, TST e HST para tratos de sistemas de mar baixo, transgressivo e de mar alto, respectivamente.

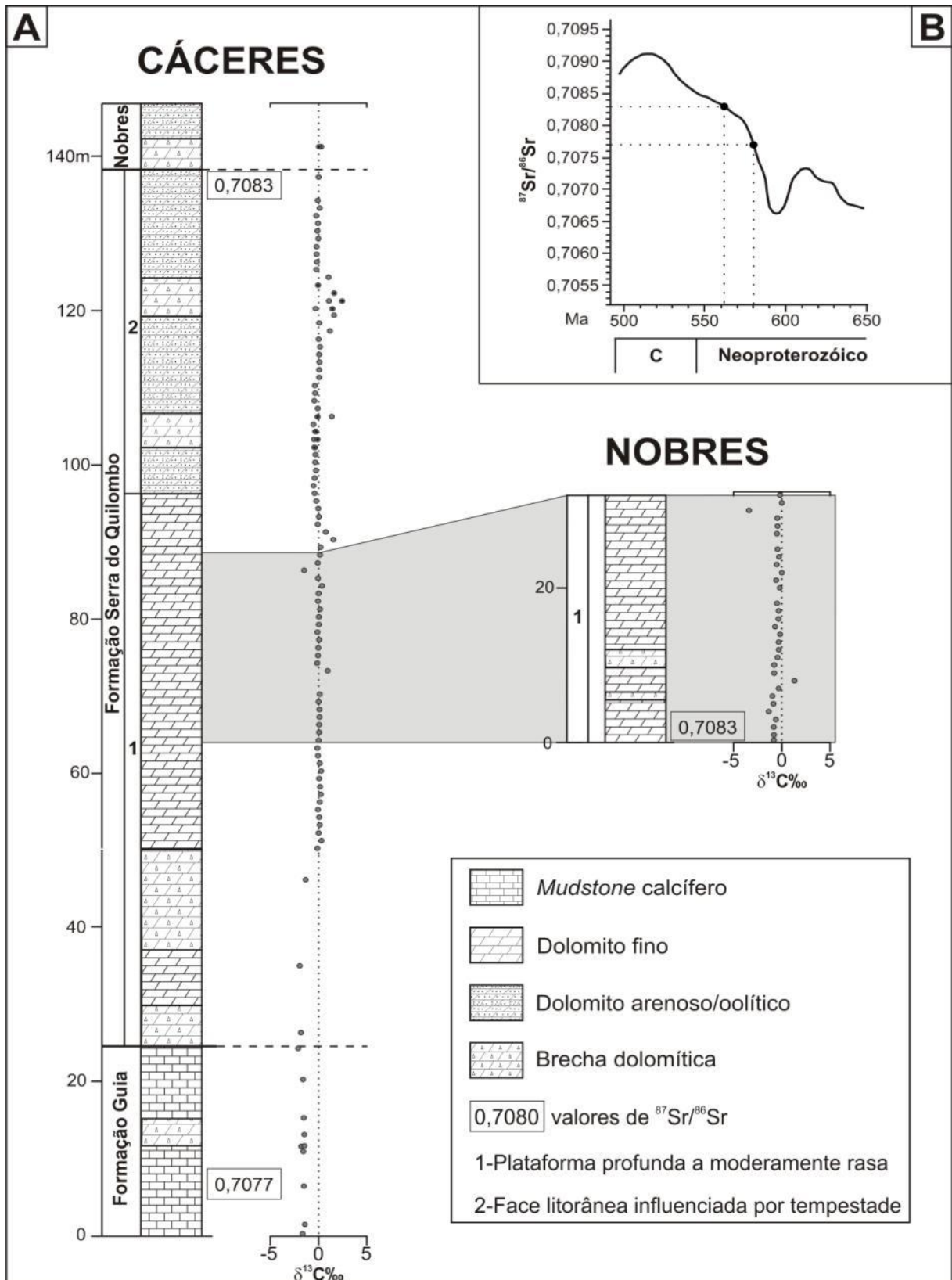


Figura 4.8 - Correlação e idade. (A) Seções estratigráficas mostrando excursões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ (‰), valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ considerados primários e suas correlações. (B) Curva de variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ durante o Neoproterozóico-Cambriano (Modificada de Melezhik et al., 2001, com compilações de Burns et al., 1994; Denison et al., 1998; Derry et al., 1989, 1992; Jacobsen e Kaufman, 1999; Kaufman et al., 1993; Kuznetsov, 1998; Walter et al., 2000), pontuando os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos para a sucessão estudada e posicionando-a entre 560 e 580 Ma.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise de fácies da Formação Serra do Quilombo nas regiões de Cáceres e Nobres permitiu o reconhecimento de 5 fácies deposicionais que correspondem a dolomito fino laminado rico em matéria orgânica (DI), dolomito fino maciço a laminado (Dml), dolomito arenoso com estratificação cruzada *hummocky/swaley* associada com estratificação plano-paralela (DAh), dolomito arenoso/oolítico com laminações produzidas por ondas (DAI) e brecha dolomítica com matriz (BDm). As fácies sedimentares foram agrupadas em duas associações de fácies (AF) que indicam ambientes de plataforma carbonática profunda a moderadamente rasa (AF1: DI e Dml) e face litorânea influenciada por tempestades (AF2: DAh, DAI e BDm), compondo uma sucessão de raseamento ascendente (*shallowing upward*), progradante, relacionada a um trato de sistema de mar alto, em um contexto de rampa carbonática homoclinal instalada no sul do Cráton Amazônico durante o Ediacarano

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$, interpretados como representativos da água do mar original, apresentam uma tendência que varia desde negativa, em torno de -2‰, na base da sucessão (Formação Guia), até composições enriquecidas de $\delta^{13}\text{C}$ em direção ao topo da sucessão estudada, atingindo valores acima de 0‰. Os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para as brechas dolomíticas com matriz (BDm) indicam, em geral, uma similaridade entre o sinal isotópico, tanto da matriz quanto dos clastos, sugerindo sua natureza primária e sindeposicional. Já os valores obtidos para os cimentos de dolomita espática indicam um empobrecimento de $\delta^{13}\text{C}$ e, notadamente, de $\delta^{18}\text{O}$ em relação aos clastos, sugerindo que sua origem é secundária, provavelmente resultante da interação com águas meteóricas ou fluidos hidrotermais durante o processo de formação das brechas dolomíticas cimentadas (BDc).

A seção-tipo da Formação Serra do Quilombo apresenta uma assinatura isotópica de C homogênea, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de 0‰, o que permite sua perfeita correlação com outras sucessões como, por exemplo, sua seção de referência em Nobres, distante cerca de 200 km. A implantação de uma plataforma carbonática moderadamente profunda a rasa com padrões isotópicos de C tendendo a valores positivos, distinguem-se dos depósitos pós-glaciais da base do Grupo Araras, com valores de C fortemente negativos (-5‰), e podem representar o restabelecimento das condições normais de sedimentação.

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ seguem a tendência geral dos isótopos de C, com valores crescentes em direção ao topo da sucessão, variando de 0,7077 até 0,7083, diretamente relacionados com o raseamento dos ambientes e o consequente influxo de grãos siliciclásticos registrado na porção superior da unidade (AF2). A tendência crescente da razão isotópica de

Sr indica o aumento do influxo continental num cenário já completamente desprovido da influência glacial (*Snowball/slushball Earth hypothesis*). Os valores de Sr apontam idade ediacarana, entre 560 e 580 Ma, para a deposição da Formação Serra do Quilombo.

REFERÊNCIAS

- Adams A.E., Mackenzie W.S., Guilford C. 1984. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Longman, Harlow, 140p.
- Alkmin F.F., Marshak S., Fonseca M.A. 2001. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco craton region, Brazil: *Geology*, **29**: 319-322.
- Allan J.R. & Wiggins W.D. 1993. Dolomite reservoirs: Geochemical techniques for evaluating origin and distribution. American Association of Petroleum Geologists (Tulsa, Okla.). *Education course note series* 36, 129 p.
- Allen P.A. & Hoffman P.F. 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature*, **433**:123-127.
- Almeida F.F.M. 1968. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. Academia Brasileira de Ciências, *Anais*, **40**:285-293.
- Almeida F.F.M. 1974. Antefossa do alto Paraguai. Anais 28º Congresso Brasileiro Geologia, Sociedade Brasileira Geologia, Porto Alegre, vol. 4, p. 3–6.
- Almeida F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: F.F.M. Almeida & Y. Hasui (Coords). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Blücher Ltda, p. 265–281.
- Alvarenga C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*, 31st International Geologic Congress, Rio de Janeiro, p. 183-193.
- 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.
- Arnot M.J., Good T.R., Lewis J.J.M. 1997. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *J. Sediment. Res.*, **67**(5): 984-987.
- Babinski M., Trindade R.I.F., Alvarenga J.C., Boggiani P.C., Liu D., Santos R.V. 2006. Geochronological constraints on the Neoproterozoic glaciations in Brazil. In: Snowball Earth 2006, Ascona. *Proceedings*, **1**: 19-20.
- Bailey T.R., McArthur J.M., Prince H., Thirlwall M.F. 2000. Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: whole rock analysis. *Chemical Geology*, **167**: 313-319.
- Baker P.A. & Kastner M. 1981. Constraints on the formation of sedimentary dolomite; *Science* **213**: 214-216.
- Bandeira J., McGee B., Nogueira A.C.R., Collins A.S., Trindade R. 2011. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*, **21**:323-340.

- 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, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. In: BRASIL. Projeto RADAM. *Geologia da folha SD.21 Cuiabá*. Rio de Janeiro, DNPM. cap. 1, p.25-192. (Levantamento de Recursos Naturais, 26).
- Basei M.A.S. & Brito Neves B.B. 1992. Características geológicas da transição Proterozóico-Faneozóico no Brasil. In: J.G. Gutierrez Marco & I. Rábano (Eds.). *Paleozóico Inferior de Iberoamérica*. Mérida, Universidad de Extremadura. p. 331-342.
- Blount D.N. & Moore C.H. 1969. Depositional and Non-Depositional Carbonate Breccias, Chiantla Quadrangle, Guatemala. *Geological Society of America Bulletin*, **80**:429-442.
- Boggiani P.C. 1997. Análise estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul. 181 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Bond G.C., Nickeson P.A., Kominz M.A. 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 595 Ma: New evidence and implications for continental histories. *Earth Planetary Sciences Letters*, **70**:325-345.
- 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.
- Brito Neves B.B., Campos Neto M.C., Cordani U.G. 1985. Ancient “Massifs” in the Proterozoic Belts of Brazil. In: Symposium on early to middle Proterozoic fold Belts, extended abstract..., Darwin, Australia, p. 70-72.
- Bouchette F., Seguret M., Moussine-Pouchkine A. 2001. Coarse carbonate breccia as a result of waterwave cyclic loading (Uppermost Jurassic and South-East Basin, France). *Sedimentology*, **48**: 767-789.
- Brito Neves B.B & Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53** (1/2): 23-40.
- Brito Neves B.B., Campos Neto M.C., Fuck A.F. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**(3):155-166.
- Budd D.A. 1997. Cenozoic dolomites of carbonate islands: their attributes and origin. *Earth Science Reviews*, **42**(1/2):1-47.
- Burns S.J., Haudenschild U. & Matter A. 1994. The strontium isotopic composition of carbonates from the late Precambrian (560±540 Ma) Huqf Group of Oman. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, **111**: 269-282.
- Condon D., Zhu M., Bowring S.A., Wang W., Yang A. & Jin Y. 2005. U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China: *Science*, **308**: 95-98.
- Cordani U.G., Kawashita K., Thomaz Filho A. 1978. Applicability of the rubidium-strontium methods to shales and related rocks. In: B.V. COHEE et al. Eds. Contributions to the geologic time scale. *Am. Ass. Petrol. Geol., Studies in Geol.*, **6**: 93-117.

- Cordani U.G., Thomaz Filho A., Brito Neves B.B., Kawashita K. 1985. On the applicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil. *Giornale Geol.*, Bologna, **471**: 253-280.
- Cowen R. 2001. Planktonic Paradise on Slushball Earth: a scenario for the metazoan radiation. Disponível em: <https://www.geology.ucdavis.edu/~cowen/historyoflife/slushball.html>. Acessado em 28/novembro 2010.
- Dalziel I.W.D. 1992. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia: *GSA Today*, **2**: 240–241.
- Dalziel I.W.D. 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation: *Geological Society America Bulletin*, **109**: 16-42.
- Denison R.E., Koepnick R.B., Burke W.H. & Hetherington E.A. 1998. Construction of the Cambrian and Ordovician seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, **152**: 325-340.
- Derry L.A., Keto L.S., Jacobsen S.B., Knoll A.H & Swett K. 1989. Sr isotope variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**: 2331-2339.
- Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B. 1992. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**:1317-1329.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (ed). *Classification of carbonate rocks*. Tulsa: AAPG. p. 108-121. (Memoir, 1).
- Erwin D.H. 2006. Dates and rates: temporal resolution in the Deep Time Stratigraphic record. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **34**: 569-590.
- Eyles N. & Januszczak N. 2004. ‘Zipper-rift’ : a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. *Earth-Science Reviews*, **65**: 1-73.
- Eyles N. & Januszczak N. 2007. Syntectonic subaqueous mass flows of the Neoproterozoic Otavi Group, Namibia: where is the evidence of global glaciations? *Basin Research*, **19**:179-198.
- Fairchild I.J. 1993. Balmy shores and icy wastes: the paradox of carbonates associated with glacial deposits in Neoproterozoic times. In Wright V.P., ed., *Sedimentology review/1*, Oxford, Blackwell, 1-16.
- Fairchild I.J. & Hambrey M.J. 1984. The Vendian of NE Spitzbergen: petrogenesis of a dolomite tillite association. *Precambrian Research*, **26**: 111–167.
- Faure G. & Mensing T.M. 2005. *Isotopes – Principles and Applications*. Third Edition. J. Wiley and Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, 897p.

- Figueiredo M.F., Babinski M., Alvarenga C.J.S., Pinho F.E.C. 2008. Nova Unidade Litoestratigráfica Registra Glaciação Ediacarana em Mato Grosso: Formação Serra Azul. *Geologia-USP*, **8**: 65-75.
- Figueiredo M.F. 2010. 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. 200 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Folk R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones: *AAPG Bulletin*, **43**:1-38.
- Folk R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: Ham W. E. (ed). *Classification of Carbonate Rocks*. Tulsa: AAPG. p. 62-84. (Memoir, 1).
- Gaucher C., Sial A.N., Halverson G.P., Frimmel H.E. 2009. The Neoproterozoic and Cambrian: a time of upheavals, extremes, and innovations. 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. Developments in Precambrian Geology*, 16, Elsevier, pp. 3211.
- Grotzinger J.P. & Knoll A. H. 1995. Anomalous carbonate precipitates: is the Precambrian the key to the Permian?. *Palaios*, **10**: 578–596.
- Grotzinger J.P. & Knoll A.H. 1999. Stromatolites in Precambrian carbonates: Evolutionary Mileposts or Environmental Dipsticks? *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, **27**: 13-58.
- Grotzinger J.P., Schroder S., Bowring S.A., Ramezani J., Martin M.W., Matter A. 2003. Extinction of Cloudina and Namacalathus at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman. *Geology*, **31** (5): 431.
- Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof A.C., Rice A.H. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon–isotope record. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **117**: 1181–1207.
- Halverson G.P., Dudas F.Q., Maloof A.C., Bowring S.A. 2007. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **256**:103-129.
- 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, 2008, Bochum. 26th IAS Meeting of Sedimentology*.
- Hoffman P.F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out?: *Science*, **252**:1409–1412.
- Hoffman P.F. 1999. The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball Earth. *Journal of African Earth Sciences*, **28**:17-33.
- Hoffman, P.F. & Schrag, D.P. 2002. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, **14**(3):129-155.

- Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P. 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth: *Science*, **281**: 1342-1346.
- Hoffman K.H., Condon D.J., Bowring S.A., & Crowley J.L. 2004. A U-Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: Constraints on Marinoan glaciations: *Geology*, **32**: 817-820.
- Hoffman P.F., Condon D.J., Bowring S.A., Crowley J.L. 2005. U-Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: Constraints on Marinoan glaciations. *Geology*, **32** (9): 817-820.
- 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: *Chemical Geology*, **161**: 37–57.
- James N.P., Narbonne G.M., Kyser T.K. 2001. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown. *Can. J. Earth Sci.*, **38**:1229-1262.
- Kahle C.F. 2002. Seismogenic deformation structures in microbialites and mudstones, Silurian Lockport Dolomite, northwestern Ohio, U.S.A. *J. Sediment. Res.*, **72**:201-216.
- Kaufman A.J., Hayes J.M., Knoll A.H., Germs G.J.B. 1991. Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Res.*, **49**: 301-327.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. 1993. The Vendian record of Sr- and C-isotopic variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**: 409-430.
- Kaufman A.J. & Knoll A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, **73** (1): 27-49.
- Kaufman A.J., Knoll A.H., Narbonne A.H. 1997. Isotopes, ice ages and terminal Proterozoic stratigraphy—an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia. *Precambrian Research*, **73**: 251–270.
- Kennedy M.J. 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation, $\delta^{13}\text{C}$ excursions, and carbonate precipitation. *J. Sediment. Res.*, **66**:1050-1064.
- Kennedy M.J., Christie-Blick N., 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. 1997. *Sequence Stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs*. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, 40, SEPM Special Publication, 130p.

- Kirschvink J.L. 1992. Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: the Snowball Earth. In: Schopf J.W. & Klein C. (eds.). *The Proterozoic Biosphere – A Multidisciplinary Study*. Cambridge, p. 51-52.
- Klein C. & Beukes N.J. 1993. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic Late Proterozoic Rapitan iron-formation in Canada. *Economic Geology* **88**: 542-565.
- 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.
- Knoll A.H. 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precambrian research*, **100**: 3 – 20.
- Knoll A. H., Walter M.R., Narbonne G.M., Christie-Blick N. 2004. A New Period for the Geologic Time Scale. *Geology*, **305**: 621-622.
- Kump L.R. 1991. Interpreting carbon-isotope excursions: strangelove oceans. *Geology*, **19**: 299-302.
- Kuznetsov, A.B., 1998. Evolution of Sr isotopic composition in late Riphean seawater: the Karatau Group carbonates, Southern Urals. Unpubl. doctoral dissertation, St.-Petersburg, Inst. *Precamb. Geol. Geochronol.*, Russian Acad. Sci., Russia. (in Russian).
- Laznicka P. 1988. Breccias and coarse fragmentites: Petrology, Environments, Associations, Ores. *Developments in Economic Geology*, **25**: 842 p.
- Litherland M., Annells R.N., Appleton J.D., Berrangé J.P., Bloomfield K., Burton C.C.J., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Klinck B.A., Llanos A., Mithcell W.I., O Connor E.A., Pitfield P.E.J. 1986. The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield. British Geological Survey. *Overseas Memoir* 9. London, Her Majesty's Stationery Office. 140 p.
- Maciel P. 1959. Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, **8**:31-9.
- Maruyama S. & Santosh M. 2008. Models on Snowball Earth and Cambrian explosion: A synopsis. *Gondwana Research*, **14**:22-32.
- McGee B., Collins A.S., Trindade R.I.F. 2011. 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**:316-322
- Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Fallick A.E. 2001. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for “blind dating”. *Terra Nova*, **13**: 1- 11.
- Micheels A. & Monterani M. 2008. A snowball Earth versus a Slushball Earth: Results from a Neoproterozoic climate modeling sensitivity experiments. *Geosphere*, **4**(2):784-793.
- Narbonne G.M. 1998. The Ediacara biota: a terminal Neoproterozoic experiment in the evolution of life; *GSA Today* **8**(2): 1-6.

- 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. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **106**: 1281–1292.
- Nemec W. & Steel R.J. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly massflow deposits. *In*: E.H. Koster & R.J. Steel (Eds.) *sedimentology of gravels and Conglomerates*. Canadian Soc. Petrol. Geol., p.1-31 (Memoir 10).
- Nogueira A.C.R. 2003. A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. 173 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo.
- 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. *Rev. Bras. Geoc.*, **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 carbonate platform, southern Amazon Craton, Brazil. *Chemical Geology*, **237**: 168-190.
- Obermeier S.F., Gohn G.S., Weems R.E., Gelinás R.L., Rubin M. 1985. Geologic evidence for recurrent moderate to large earthquakes near Charleston, South Carolina. *Science*, **227**:408-411.
- Park J.K. 1997. Paleomagnetic evidence for low-latitude glaciation during deposition of the Neoproterozoic Rapitan Group, Mackenzie Mountains, N.W.T., Canada; *Canadian Journal of Earth Sciences* **34**: 34-49.
- Reading H.G. 1986. *Sedimentary environments and facies*. Oxford, UK, Blackwell Scientific Public. 615p.
- 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
- Semikhatov M.A. & Raaben M.E. 1996. Dynamics of the global diversity of Proterozoic stromatolites. *Stratigraphy and Geological Correlation*, **4**: 24-50.
- Schmidt P.W. & Williams G.E. 1995. The Neoproterozoic climatic paradox: equatorial paleolatitude for Marinoan glaciation near sea level in South Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, **134**: 107-124.

- Schrag D.P., Hoffman P.F., Halverson G.P., Bowring S.A., Abbasi K. 1999. The aftermath of a Neoproterozoic snowball Earth: implications of sea-ice meltwater for post-glacial cap carbonates; *Geological Society of America Abstracts with Programs* **31**, (NE Section Annual Meeting, Providence, RI, in press).
- Souza E.J.; Pinheiro R.V.L.; Domingos F.H.G.; Nogueira A.C.R.; Silva Júnior J.B.C. (submetido). A deformação transpressiva particionada tardia da cobertura neoproterozóica-cambriana da Faixa Paraguai Norte (MT). *Rev. Bras. Geoc.*
- Taylor A. & Blum J.D. 1995. Relation between soil age and silicate weathering rates determined from the chemical evolution of a glacial chronosequence. *Geology* **23**: 979-982.
- Tohver E., D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I. 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500Ma 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 cráton. *Geology* **38**: 267-270.
- Trindade R.I.F., D'Agrella-Filho M.S., Epof I., Brito-Neves B.B. 2006. Paleomagnetism of the early Cambrian Itabaiana mafic dikes, NE Brazil, and implications for the final assembly of Gondwana and its proximity to Laurentia. *Earth Planetary Science Letters.*, **244**:361-377.
- Trompette R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000–500Ma). Pan-African - Brasiliano aggregation of South America and Africa. Balkema, 350.
- Trompette, R., 2000. Gondwana evolution, its assembly at around 600 Ma. *Comptes Rendus de l'Academie des Ciencias Serie II. Fascicule A—Sciences de la Terre et des Planetes*, 330, pp. 305–315.
- Trompette R., Alvarenga C.J.S., Walde D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**:587-597.
- Tucker M. & Wright V.P. 1990. Carbonate sedimentology. *Blackwell Scientific Publications*, Oxford, 479p.
- Vasconcelos C., McKenzie J., Benaskoni S., Grujic D., Tien A.J. 1995. Microbial mediation as a possible mechanism for a natural dolomite formation at low temperatures. *Nature*, **377**:220-222.
- 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.
- Walker R.G. & James N.P. 1992. Facies Models: response to sea level change. *Geol. Assoc. Canada*, p. 1-13.

- Walter M.R., Veevers J.J., Calver C.R., Gorjan P & Hill A.C. 2000. Dating the 840±544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpret- ative models. *Precambr. Res.*, **100**: 371-433.
- Warren J. 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Review*, **52**:1-81.
- Warren L. V. 2011. Tectônica e sedimentação do Grupo Itapucumi (Neoproterozóico, Paraguai Setentrional). 215 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Weska R.K. 1996. Geologia da região diamantífera de Poxoréu e áreas adjacentes, Mato Grosso. 219 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Wizevich M.C. 1991. Photomosaics of outcrops: Useful photographic techniques. *In*: Miall, A.D. & Tyler, N. (eds). The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and it's implications for hydrocarbon discovery and recovery: Concepts. *Sedimentology and Paleontology*, *SEPM spec. pub.*, **3**:22-24.
- Wright V.P. 1992. A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology*, **76**: 177-185.
- Wright V.P. 1997. An organogenic origin for widespread dolomite in the Cambrian Eilean Dubh Formation, Northwestern Scotland. *Journal of Sedimentary Research*, **67**(1):54-64.