



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**FÁCIES E ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO DA
FORMAÇÃO NOBRES, NEOPROTEROZÓICO DA FAIXA
PARAGUAI NORTE, MATO GROSSO**

Dissertação apresentada por:

ISAAC DANIEL RUDNITZKI

Orientador: Prof. Dr. AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA

**BELÉM
2011**

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

R916f Rudnitzki, Isaac Daniel
Fácies e isótopos de carbono e oxigênio da Formação Nobres,
Neoproterozóico da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso / Isaac Daniel
Rudnitzki; Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira – 2011
xvii, 54 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-
Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Pará, Belém, 2011.

1. Geologia estratigráfica. 2. Análise de fácies. 3. Isótopos de
carbono e oxigênio. 4. Neoproterozóico. 5. Faixa Paraguai. 6.
Formação Nobres. 7. Grupo Araras. I. Nogueira, Afonso César
Rodrigues, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22. ed.: 551.715098172



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

**FÁCIES E ISOTÓPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO DA FORMAÇÃO
NOBRES, NEOPROTEROZÓICO DA FAIXA PARAGUAI NORTE,
MATO GROSSO**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

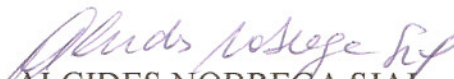
ISAAC DANIEL RUDNITZKI

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

Data de Aprovação: 16 / 06 / 2011

Banca Examinadora:


Prof. Dr. AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA
(Orientador-UFPA)


Prof. Dr. ALCIDES NOBREGA SIAL
(Membro-UFPE)


Prof. Dr. WERNER TRUCKENBRODT
(Membro-UFPA)

Dedico este trabalho aos meus pais
Maria do S. e Benzion D. Rudnitzki
fontes inesgotáveis de inspiração e
força

AGRADECIMENTOS

- Em primeiro lugar agradeço aos meus pais Maria do Socorro e Benzion David Rudnitzki, pilares da minha vida, guias do meu caminho e razão dos meus sonhos;
- Ao Prof. Dr. Afonso C. R. Nogueira, meu orientador que me deu a oportunidade de ingressar no mestrado e dividiu seu conhecimento sem nunca se negar. Além ser um grande amigo que me acolheu em Belém como um filho;
- Ao Prof. Dr. Werner H. W. Truckenbrodt, cujos sábios conselhos e críticas foram fundamentais para realização deste trabalho. E também pelas longas, agradáveis e nostálgicas conversas sobre a Europa e as terras do sul;
- Ao INCT-GEOCIAM (CNPq/MCT/FAPESPA Proc. 573733/2008-2), Capes e FAPESP pelos recursos financeiros que permitiram o desenvolvimento do projeto.
- A Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências e Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica pelo apoio técnico e logístico;
- As “Gurias”, Katucha, Kamilla e Joseanna cuja amizade incomparável e única nunca vou esquecer, sendo fundamentais durante essa jornada da minha vida;
- Aos meus primeiros amigos da UFPA Rick (Rocco), Anderson (Gordinho), Igor (Play), Pedro (Formiga) e Gustavo (Guga), que me aceitaram no seu círculo de amizade que me ajudou a adaptar-me rapidamente aos novos ares do Pará;
- A “Galera de Manaus”, JB, Joelson, Humberto, Cesar, Hozerlan e John forasteiros como eu que me apoiaram no desenvolvimento deste trabalho e sua amizade;
- Aos companheiros e amigos da USP Prof. Dr. Thomas R. Fairchild e Guilherme Graffiele os quais colaboraram nos trabalhos de campo e os tornaram divertidos, além ajudar a salvar parte da minha carreira acadêmica;
- Ao Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial do Laboratório de Isótopos Estáveis da UFPE, por realizar as análises de isótopos de C e O. E ao amigo Pierre Sansjofre que foi de grande ajuda na interpretação dos dados isotópicos;

- A matriarca e querida *Bubbeh* Moysélia Rudnitzki, cuja determinação e força inabalável me servem de inspiração para nunca desistir não importando quanto o desafio a nossa frente seja difícil;
- Aos meus tios Manachem e Ambraão Rudnitzki, David Baron, Mayer Silverstone, Moisés Silverston (*in memorian*), David Kaleka, e tias Isa Baron, Bela Silverston (*in memorian*), Rosa Kaleka (*in memorian*), e todos da minha família do Rio Grande do Sul, São Paulo e Manaus que me apoiaram para chegar até aqui sem nunca questionar os meus desejos;
- Aos velhos amigos de Manaus Lucas (P. Garou), Rodrigo, Sérgio, Germano, Alberto, Estefeson, Eduardo, Guilherme (Japonês), Neto (Kurilin), Thiago (Kaskaroto), Prof. Carlos, Renato, Noelia e Lilian, e gaúchos Antônio, Luis Felipe e Leonardo, cujo tempo e a distância nunca será capaz de diluir nossas amizades, a qual me ajuda a me exilar dos problemas alheios;
- A todos que compõem o Grupo GSED, que não vejo apenas como um grupo de pesquisa, mas como uma grande família que sempre apóia seus integrantes com discussões técnicas, científicas e também companheirismo;
- Aos alunos da graduação que tive a oportunidade de lecionar algumas aulas e compartilhar o meu humilde conhecimento, que me obrigou a estudar e evoluir na carreira acadêmica;
- A todos que não foram citados aqui, devido a limitada memória deste pobre mortal, mas merecem meus agradecimentos;

*“A quem deve se chamar de sábio? Àquele
que aprende com todos os homens,
conforme diz: de todos os meus mestres
recebi ensinamentos e os seus testemunhos
são minhas meditações”*

Rebe Ben Zoma, Pirkê Avot (Ética dos Pais)

RESUMO

Os últimos estágios da evolução orogênica da Faixa Paraguai Norte, sul do Cráton Amazônico, mostram um fechamento de uma margem passiva na transição Neoproterozóico-Cambriano, com a sedimentação predominantemente carbonática do Grupo Araras sucedida por depósitos siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai. Os eventos que levaram à inibição da sedimentação carbonática estão, em parte, registrados na Formação Nobres, unidade de topo do Grupo Araras. Na porção sudeste da Faixa Paraguai Norte, região de Cáceres (MT), a Formação Nobres é limitada na base por uma superfície brusca, sobrepondo os dolomitos da Formação Serra do Quilombo, e no topo, é sobreposta discordantemente pelos depósitos costeiros siliciclásticos da Formação Raizama do Grupo Alto Paraguai. A Formação Nobres é constituída de ciclos de raseamento/salinidade crescente ascendente (*shallowing/brining upward*) de perimaré relacionados a um clima árido e foi subdividida em dois membros: i) membro inferior, composto de dolomitos fino maciços, *dolopackstones* intraclásticos com acamamentos enterolítico e de *megaripple*, laminação ondulada com *mud drapes*, dolomito com moldes evaporíticos silicificados e estromatólitos estratiformes a dômicos, interpretados como depósitos de planície de maré/*sabkha*; e ii) membro superior, composto de dolomitos fino com acamamento maciço, arenitos dolomíticos com acamamento de *megaripples*, laminação ondulada com *mud drapes*, estromatólitos estratiformes a dômicos e rugosos, dolomitos com moldes de evaporitos silicificados, arenitos com laminações cruzada cavalgante e de baixo ângulo, e pelitos com laminações plano-paralela e ondulada, interpretados como depósitos de planície de maré mista. O arcabouço quimioestratigráfico da Formação Nobres inclui valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ entre -2,19 a 0,27‰ e -7,42 a -4,25‰_{VPDB}, respectivamente. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são considerados como primários e representativos da composição original da água do mar neoproterozóica. A análise da curva de estratigrafia de $\delta^{13}\text{C}$ em conjunto com a interpretação faciológica e seguindo o modelo de estratificação de águas oceânicas durante o Ediacarano, permitiu a identificação de quatro padrões isotópicos para a sucessão estudada: tipo I, relacionado à plataforma rasa influenciada por ondas e tempestades da Formação Serra do Quilombo, com valores a $\delta^{13}\text{C}$ próximos de zero variando de -0,27 a 0,4‰_{VPDB} relacionado à mistura de águas estratificadas do oceano; tipo II, referente à transição entre as formações Serra do Quilombo e Nobres, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de -0,12 a 0,41‰_{VPDB} com *trend* positivo atribuído a fixação de ^{12}C por atividade biológica; tipo

III, definido como o sinal isotópico típico da Formação Nobres, com *trend* uniforme e oscilando entre valores $\delta^{13}\text{C}$ de -1,80 a -0,13‰_{VPDB} relacionado a variação do nível do mar; e tipo IV, com *trend* serrilhado e valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -2,19 a -0,73‰_{VPDB} indicativos de períodos de reequilíbrio isotópico das águas de perimará. O empilhamento de até 200m dos ciclos de perimará sugere geração contínua e recorrente de espaço de acomodação provavelmente ligado à subsidência tectônica. O influxo siliciclástico no final da deposição da Formação Nobres, inibindo a sedimentação carbonática, é atribuída ao soerguimento de áreas-fontes ligada ao início do fechamento do Oceano Clymene, durante a colisão Pampeana-Araguaia no limite Neoproterozoico-Cambriano.

Palavras chaves: Análise de fácies. Isótopos de carbono e oxigênio. Neoproterozóico. Faixa Paraguai. Formação Nobres. Grupo Araras.

ABSTRACT

The latest stages of orogenic evolution of the Northern Paraguay Belt, south of the Amazon Craton, are related to a closure of a passive margin in the Neoproterozoic-Cambrian transition. In this basin, the predominant carbonate sedimentation of the Araras Group was succeeded by siliciclastic deposits of the Alto Paraguay Group. Events that led to the inhibition of carbonate sedimentation were partially recorded in the Nobres Formation, uppermost unit of the Araras Group. In the southern part of the Northern Paraguay Belt, in the Cáceres region, state of Mato Grosso, Central Brazil, the Nobres Formation overlies in unconformity the dolostones of the Serra do Quilombo Formation, and is overlain unconformably by coastal siliciclastic deposits of the Raizama Formation of the Alto Paraguai Group. The Nobres Formation consists of shallowing / brining upward small-scale arid peritidal cycles subdivided into two members: (i) lower member, composed of massive dolostone, intraclastic dolopackstones with enterolithic and megaripple bedding, wavy lamination with mud drapes, dolostone with silicified evaporite molds and domical to stratiform stromatolites, interpreted as tidal flat/sabkha deposits; and (ii) upper member, consisting of massive dolostone, dolomitic sandstone with megaripple bedding, wavy lamination with mud drapes, domical to stratiform and wrinkled stromatolites, dolostones with silicified evaporite molds, sandstones with low angle and climbing ripple cross lamination and mudstones with even parallel and wavy lamination, interpreted as mixed tidal flat deposits. The chemostratigraphic framework of Nobre Formation includes values of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ between -2.19 and 0, 27‰_{VPDB} and -7.42 and -4.25‰_{VPDB}, respectively. The $\delta^{13}\text{C}$ values are primary and representative of the original composition of Neoproterozoic seawater. The analysis of the $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphic curve in combination with the facies interpretation and following the Ediacaran stratified ocean model, allowed the identification of four isotopic patterns of the studied succession: type I, related to the storm wave to storm influenced shallow platform of Serra do Quilombo, with $\delta^{13}\text{C}$ values near zero ranging from -0.27 to 0.4 ‰_{VPDB} interpreted as a mixing of stratified waters of the ocean; type II, which refers to the transition between Serra do Quilombo and Nobres formations, with $\delta^{13}\text{C}$ values ranging from -0.12 to 0.41 ‰_{VPDB}, whose positive trend is interpreted as the fixation of ^{12}C by biological activity; type III, defined as the typical isotopic signal of the Nobres Formation, trending and ranging from uniform values $\delta^{13}\text{C}$ from -1.80 to -0.13‰_{VPDB} related to changes in sea level; and type IV,

that consist of crinkled pattern with $\delta^{13}\text{C}$ values from -2.19 to -0.73‰_{VPDB} indicative of isotopic reequilibrium of peritidal waters. The stacking of peritidal cycles, up to 200 m thick, suggests continuous and recurrent generation of accommodation with probably linked to tectonic subsidence. The siliciclastic inflow in the end of the deposition of the Nobres Formation, hindered the carbonate sedimentation, and it is attributed to uplift of source areas linked to the initial phase of the closure of Clymente Ocean, during the Pampean-Araguaia orogeny at the Neoproterozoic-Cambrian limit.

Keywords: Facies analysis. Carbon and oxygen isotopes. Neoproterozoic. Paraguay Belt, Nobres Formation. Araras Group.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo. (1) Pedreira Emal/Camil; (2) Km 678 da BR-070; (3) Km 693 da BR-070 _____ 2
- Figura 2 – Reconstrução paleogeográfica baseada em dados paleomagnéticos. A) Ruptura da margem oeste do continente Laurentia e migração do Bloco Amazônico para o oeste em 600Ma (abertura do proto oceano Pacífico); B) Arranjo paleogeográfico dos blocos continentais no final do Ediacarano; C) Modelo de convergência entre os três blocos continentais durante o evento Brasileiro/Pan-Africano entre 600 a 540Ma e fechamento do oceano Clymene. A sul do Bloco Amazônico, área de estudo, está destacada em (B) e ampliado em (C). Abreviações dos blocos continentais: Australiano (A), Amazônico (AM), Árabe-Nubiano (AN), Indiano (I), Kalahari (K), Laurentia (L), Paraná (P), Rio Apa (RA), Rio de la Plata (RP), São Francisco-Congo (SFC) e Oeste Africano (WA) _____ 8
- Figura 3 – Propostas de divisão tectônica da Faixa Paraguai. A) Divisão tectônica segundo Almeida (1964) com a área de trabalho localizada na Província Serrana; B) Divisão tectônica, com a localização da área de trabalho (quadrado) na zona de dobramento e cavalgamento _____ 9
- Figura 4 – Proposta da coluna estratigráfica do Grupo Araras _____ 11
- Figura 5 - Análise estratigráfica dos ciclos de perimaré da Formação Nobres. A análise compara a frequência de estromatólitos, o influxo de terrígenos e evaporitos, o padrão de empilhamento dos ciclos e a espessura das fácies de inframaré, além da composição da curva de nível do mar relativo. O diagrama na parte superior à direita ilustra a relação entre a flutuação do nível do mar e os ciclos de arrasamento ascendente de perimaré. O arranjo dos ciclos estão agrupados em duas seqüências de alta frequência limitadas pelo limite de seqüência do tipo 2 _____ 14
- Figura 6 – Mapa de localização da área de estudo e perfis estudados. A) Divisão tectônica segundo Nogueira *et al.* (2007); B) Mapa geológico da região de Cáceres - Mato Grosso, (1) Pedreira Emal/Camil; (2) Km 678 da BR-070; (3) Km 693 da BR-070 _____ 18
- Figura 7 – Proposta da coluna estratigráfica do Grupo Araras _____ 19
- Figura 8 – Perfis estratigráficos da Formação Nobres. Seção 1) Pedreira Emal-Camil; Seção 3) Km 693 da rodovia BR – 070 _____ 22
- Figura 9 – Perfil estratigráfico da Formação Nobres. Seção 2) Km 678 da rodovia BR – 070. Ver legenda na Figura 8 _____ 23

Figura 10 – Feições sedimentares dos limites estratigráficos da Formação Nobres. A) Brecha carbonática com matriz do contato inferior da Formação Nobres (clastos de dolomito destacados); B) Micrografia do *dolopackstone* oolítico da Formação Serra do Quilombo; C) Conglomerado do limite erosivo entre as formações Nobres e Raizama; D) Arenito com estratificação cruzada sigmoidal com *mud drapes* da Formação Raizama _____ 24

Figura 11 – A) Seção geológica panorâmica da pedreira Emal-Camil. Ciclos compostos de dolomito fino maciço (Dm), *dolopackstone* com acamamento de *megaripples* (Dmr) e dolomito fino com acamamento enterolítico (De) indicando raseamento e salinidade crescente ascendentes; B) Aspecto textural pretográfico do dolomito fino maciço (Dm); C) *Dolopackstone* com intraclasto de dolomito fino (Dmr); D) Dolomito fino com acamamento enterolítico; E) Estromatólito estratiforme com raros domos _____ 28

Figura 12 – A) Fácies da associação AF2, afloramento da rodovia BR-070 km 678, ciclos de raseamento ascendente compostos por dolomito fino maciço (Dm), *dolograinstone* oolítico maciço (Doo), *doloboundstone* microbiano (Det), arenito dolomítico com acamamento de *megaripples* (Amr), e arenito com laminação cruzada de baixo ângulo (Al); B) Grãos de oóides parcialmente deformados da fácies Doo; C) Fácies Amr com finas intercalações de lamito carbonático recobrem a laminação ondulada (seta); D) Marcas onduladas de interferência com gretas de dissecação no topo da fácies Amr; E) Fotomicrografia de arenito dolomítico, com intraclastos de dolomito fino, além de grãos siliciclásticos, fácies Amr (polarizadores cruzados) _____ 31

Figura 13 – Fácies sedimentares da associação AF2. A) Estromatólito estratiforme a dômico com laminações microbianas substituída por sílica diagenética. B) Estromatólito rugoso tipo “cérebro”. C) Laminações microbianas do estromatólito rugoso (1) recobrimdo horizonte de brecha com clastos tabulares (2). D) Moldes evaporíticos na forma de *popcorn*. E) Fotomicrografia da textura interna de moldes evaporíticos constituídos de microquartzo, quartzina na borda e mega quartzo no centro (polarizadores cruzados) _____ 33

Figura 14 - Sistema de sedimentação da Formação Nobres. A) Membro inferior, planície de maré/*sabkha*; B) Membro superior planície de maré mist _____ 35

Figura 15 – Relação entre isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da Formação Nobres como indicador empírico de sinais isotópicos secundário, onde amostras circuladas indicam sinal isotópico secundário. A) Perfil 1 local da pedreira Emal-Camil; B) Perfil 2, local da rodovia BR-070 Km 678. Valores isotópicos em ‰_{VPDB} _____ 39

Figura 16 – Relação entre isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos subambientes da Formação Nobres. A e B) Planícies de maré/ *Sabkha*; C e D) Planícies de maré mista. Valores isotópicos em ‰_{VPDB}_____41

Figura 17 – Arcabouço quimiestratigráfico da Formação Nobres obtido por meio de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, com os intervalos isotópicos determinados (I, II, III e IV). A) Perfil da pedreira Emal-Camil; e B) Perfil do Km 678 da rodovia BR-070. Amostras destacadas são consideradas alteradas isotopicamente_____43

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Quadro de fácies sedimentares da Formação Nobres	25
Tabela 2 – Quadro das associações de fácies da Formação Nobres	26
Tabela 3 - Valores de isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos da Formação Nobres. Amostras alteradas ($\delta^{18}\text{O} > -8\text{‰}_{\text{PDB}}$) estão destacadas em cinza. EC = Pedreiras Emal-Camil; BR-1 = km678 da BR-070; Dol = Dolomito; ADol = Arenito dolomítico S.Q = Formação Serra do Quilombo	38

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPIGRAFE	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
LISTA DE TABELAS	xv
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
CAPÍTULO 1	1
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS	2
1.3 OBJETIVOS	2
1.4 ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO	3
CAPÍTULO 2	4
2. MÉTODOS	4
2.1 ANÁLISES DE FÁCIES	4
2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	4
2.3 ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO	5
CAPÍTULO 3	7
3. FAIXA PARAGUAI NORTE	7
3.1 ASPECTOS TECTÔNICOS E ESTRUTURAIIS.....	7
3.2 LITOESTRATIGRAFIA	9
3.3 FORMAÇÃO NOBRES – ESTADO DA ARTE.....	11
CAPÍTULO 4 – Artigo submetido à revista <i>Revista Brasileira de Geociências</i>	15
4. REAVALIAÇÃO PALEOAMBIENTAL E ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO NOBRES DO GRUPO ARARAS, NEOPROTEROZÓICO DA FAIXA PARAGUAI, REGIÃO DE CÁCERES (MT)	15
4.1 RESUMO	15
4.2 ABSTRACT	15
4.3 INTRODUÇÃO	16
4.4 ASPECTOS GEOLÓGICOS	17
4.5 MÉTODOS	20
4.6 FORMAÇÃO NOBRES	20

4.6.1 Aspectos Gerais e Base de Dados	20
4.6.2 Análise de Fácies Sedimentar	24
4.6.1.1 Planície de maré/Sabkha (AF1).....	26
4.6.1.2 Planície de maré árida mista (AF2).....	29
4.7 MODELO DEPOSICIONAL.....	34
4.8 CONCLUSÕES.....	36
CAPÍTULO 5.....	37
5. ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO.....	37
5.1 AVALIAÇÃO DO SINAL ISOTÓPICO.....	37
5.2 ARCABOUÇO QUIMIOESTRATIGRÁFICO.....	41
CAPÍTULO 6.....	46
6. CONCLUSÕES FINAIS.....	46
REFERÊNCIAS	48

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A evolução orogênica da Faixa Paraguai Norte, sul do Cráton Amazônico, sugere o fechamento da margem passiva a sul do Cráton Amazonico na transição Neoproterozóico-Cambriano, onde a sedimentação predominantemente carbonática foi sucedida por depósitos siliciclásticos (Tohver *et al* 2006). As rochas carbonáticas pertencem ao Grupo Araras, que registra importantes mudanças paleoambientais e paleoclimáticas relacionada à última glaciação global do Cryogeniano (Hoffman & Schrag 2002, Nogueira 2003, Allen & Hoffman 2005, Nogueira & Riccomini. 2006). Destaca-se a ocorrência da capa carbonática neoproterozóica, na base do Grupo Araras, a primeira documentada na América do Sul e relacionada à hipótese *Snowball/ Slushball Earth* (Nogueira 2003, Nogueira & Riccomini 2006, Hyde *et al.* 2000, Allen & Hoffman 2005). Embora haja uma maior concentração de estudos visando entender a formação da capa carbonática, ainda são pouco conhecidos os eventos que impediram a sedimentação carbonática e a conseqüente deposição siliciclástica do Grupo Alto Paraguai (Silva Jr *et al.* 2007), que recobre os carbonatos do Grupo Araras (Figura 1). O Grupo Araras (Almeida 1964, Nogueira & Riccomini 2006) é constituído pelas formações Mirassol d' Oeste (dolomitos e estromatólitos), Guia (calcários e folhelhos subordinados, Serra do Quilombo (brechas e dolomitos arenosos) e Nobres (dolomitos, estromatólitos, arenitos e pelitos), que recobre diamictitos glaciais da Formação Puga e metassedimentos do Grupo Cuiabá (Figura 1).

Os últimos estágios de sedimentação carbonática na Faixa Paraguai Norte estão registrados na Formação Nobres, objeto de estudo deste trabalho, que visa à reconstituição paleoambiental, paleoceanográfica e subdivisão estratigráfica desta unidade, mediante das análises de fácies e microfácies carbonáticas, bem como estudo de isótopos de carbono e oxigênio. Além disso, o trabalho contribui para entender a transição da sedimentação predominantemente carbonática para siliciclástica no sudoeste do Cráton Amazônico.

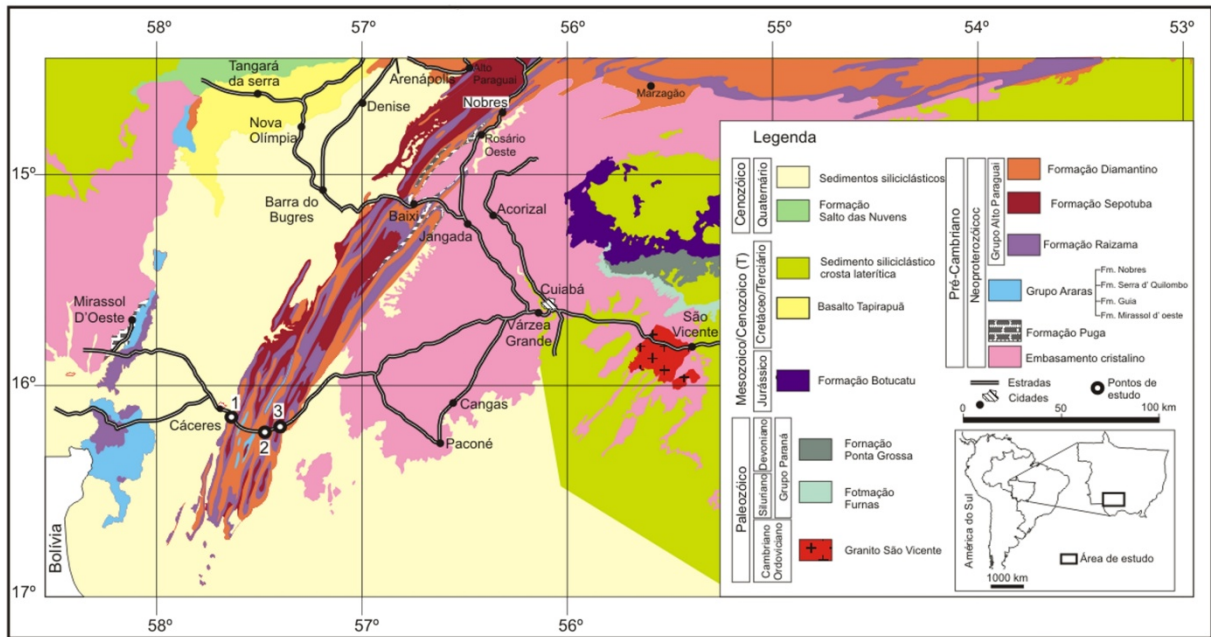


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo. (1) Pedreira Emal/Camil; (2) Km 678 da BR-070; (3) Km 693 da BR-070 (modificado de Barros *et al.* 1982).

1.2 ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS

O presente trabalho foi realizado na região sudoeste do estado de Mato Grosso (MT), nas proximidades região da cidade de Cáceres, onde ocorrem excelentes exposições da Formação Nobres. Os afloramentos desta formação foram estudados na frente de lavra da pedreira calcário Emal/Camil e ao longo do corte de estrada da rodovia BR-070, nos quilômetros 678 e 693. O acesso a estes locais de trabalho é feito por meio da rodovia interestadual BR-070. As exposições da pedreira Emal/Camil e rodovia BR-070 são dispostas em flancos de dobras antiformes o que permitiu a observação de mais de 100m de espessura da unidade, embora a visualização da continuidade lateral das camadas, em parte, foi prejudicada.

1.3 OBJETIVOS

Este trabalho sobre a Formação Nobres visa o entendimento das condições paleoambientais, paleogeográficas e a subdivisão estratigráfica desta unidade na região sul do Cráton Amazônico. Para isso, foram estudadas: a análise de fácies e microfácies carbonática e o arcabouço quimioestratigráfico da Formação Nobres com base em isótopos de C e O.

1.4 ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

A dissertação está organizada em oito capítulos. O Capítulo 1 é referente à Introdução, onde a geologia da área estudada, motivação e objetivos são apresentados. O Capítulo 2 descreve os métodos empregados para o desenvolvimento do trabalho, e Capítulo 3 trata da geologia regional. O Capítulo 4 apresenta o artigo submetido à Revista Brasileira de Geociências (RBG) que inclui principalmente interpretação paleoambiental da Formação Nobres. O Capítulo 5 da dissertação refere-se aos resultados obtidos na análise isotópica de carbono e oxigênio. E o Capítulo 6 apresenta as conclusões finais e as referências bibliográficas utilizadas para o desenvolvimento desta dissertação.

CAPÍTULO 2

2. MÉTODOS

2.1 ANÁLISES DE FÁCIES

O método de análise de fácies sedimentares segue as propostas de Walker (1992) e inclui: 1) individualização e descrição de fácies procurando caracterizar a composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrente dos corpos sedimentares; 2) compreensão dos processos sedimentares responsáveis pela geração de fácies; e 3) associação de fácies que procura reunir fácies sedimentares contemporâneas e cogenéticas viabilizando o reconhecimento dos ambientes e sistemas deposicionais. Kerans & Tinker (1997) propõem o termo litofácies carbonática para designar os elementos descritivos básicos tridimensionais, definidos pelas estruturas sedimentares, componentes, fábricas e, quando presente, tipo e morfologia de estromatólitos. Portanto neste trabalho o termo fácies sedimentar é empregado no mesmo sentido que litofácies carbonática, com intuito de integrar e complementar ambos os métodos de análise de fácies sedimentares.

O mapeamento da distribuição vertical e lateral destas fácies é auxiliado por perfis verticais, bem como seções esquemáticas e panorâmicas obtidas a partir de fotomosaicos de afloramentos, seguindo o procedimento de Wizevic (1991) e Arnot *et al.* (1997). Dentro desses procedimentos são identificadas as superfícies chaves com significado estratigráfico para a correlação das seções e individualização dos ciclos deposicionais.

2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA

A análise petrográfica de lâminas delgadas sob microscópio óptico visa caracterizar os constituintes primários e diagenéticos dos carbonatos da Formação Nobres, além de auxiliar na análise de fácies sedimentares. As lâminas foram confeccionadas de amostras sistematicamente coletadas em função da variação das fácies ao longo dos ciclos deposicionais definidos em perfis estratigráficos. Para identificação do tipo de carbonato seguiu-se a técnica proposta por Adams *et al.* (1984) que utiliza o tingimento das lâminas petrográficas com alizarina vermelha-s e ferrocianeto de potássio. A quantificação composicional e textural dos carbonatos foi feita por meio de contagem de no mínimo 300

pontos sob microscópio óptico. Para classificação petrográfica foi adotado o esquema de Dunham (1962) proporção entre lama carbonática e componentes aloquímicos.

2.3 ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO

As variações isotópicas das águas do mar têm sido utilizada como marcador paleoambiental (temperatura, condições de anoxia e variação do nível eustático) e base para elaboração de arcabouços quimioestratigráficos para correlação global de sucessões neoproterozóicas (Knoll *et al.* 1986, Derry *et al.* 1992, Narbonne *et al.* 1994, Kaufman & Knoll 1995, Kaufman *et al.* 1997, Saylor *et al.* 1998, Jacobsen & Kaufman 1999, Knoll 2000), melhorando a resolução estratigráfica destes depósitos, geralmente desprovidos de fósseis.

O método de isótopos se faz por meio de três fases: 1) coleta sistemática de amostras; 2) preparação de amostras; 3) análise de razões isotópicas. A fase de amostragem em campo foi realizada ao longo de dois perfis mais representativos da Formação Nobres. As amostras foram posicionadas nos perfis estratigráficos e coletadas em intervalos pré-determinados de aproximadamente 1m (quando possível). Pelo fato de que o sinal isotópico primário da rocha pode ser alterado por fatores pós-deposicionais, utilizou-se amostras homogêneas evitando-se fraturas, zonas com preenchimento de minerais diagenéticos, horizontes intemperizados e recristalizados, reconhecidos por análise petrográfica. A pulverização das rochas foi feita em gral de ágata ou por meio de broca milimétrica evitando-se variações composicionais secundárias.

As análises de razões isotópicas de carbono e oxigênio foram conduzidas no Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco. A análise é feita a partir de CO₂ (gás) extraído de carbonatos pulverizados, em linha de alto vácuo, após reação com ácido ortofosfórico a 100% a 25°C por um dia (três dias no caso da presença de dolomita). O CO₂ liberado é submetido a uma limpeza criogênica e analisado em espectrômetro de massa triplo coletor e dupla admissão SIRA II. Os resultados são apresentados na notação convencional de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{13}\text{O}$ em permil (‰) relativo ao padrão VPDB (*Viena Pee Dee Belemnite*). O padrão para o $\delta^{13}\text{O}$ é dado em SMOW (*standard mean ocean water*) e geralmente os resultados são apresentados também em VPDB. As incertezas das medidas de isótopos foram 0,1‰ para o carbono e 0,2‰ para o

oxigênio, baseado em múltipla análise de um padrão interno do laboratório (BSC = *Borborema Skarn Calcite*).

CAPÍTULO 3

3. FAIXA PARAGUAI NORTE

3.1 ASPECTOS TECTÔNICOS E ESTRUTURAIS

A Faixa Paraguai é um segmento tectônico de idade neoproterozóica, inserida na Província Tocantins, sul do Cráton Amazônico, que possui cerca de 1.500km de extensão e 300km de largura. Apresenta-se na forma de um arco com orientação NE-SW na porção norte e N-S no segmento sul e concavidade para SE. A Faixa Paraguai foi formada durante a colisão cambriana entre o Bloco Amazônico e a porção central e oeste do continente neoproterozóico Gondwana (Tohver *et al.* 2006; Tohver *et al.* 2010; Cordani *et al.* 2010). Dados paleomagnéticos e geológicos sugerem que, no final do Ediacarano (Figura 2A e B), o Bloco Amazônico encontrava-se junto ao Continente Laurentia, remanescente do fragmentado Supercontinente Rodinia, enquanto os blocos São Francisco-Congo, Kalahari e Rio de la Plata eram separados pelo Oceano Clymene (Tohver *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2010). O fechamento do oceano completa a assembléia do Gondwana oeste, tendo como o evento responsável pela configuração da Faixa Paraguai a Orogênese Brasileira/ Pan-Africana (Figura 3C) que ocorreu entre 600 e 540 Ma (Almeida 1984; Trompette 1997).

Almeida (1964) caracterizou a Faixa Paraguai como um geossinclinio linear, individualizando três faixas tectônicas (Figura 3A): Baixada Alto, Província Serrana e Baixada Cuiabana. A área de trabalho encontra-se na Província Serrana, caracterizada por dobras simétricas com planos axiais verticais ou dobras com flancos inclinados para SE ou ESSE.

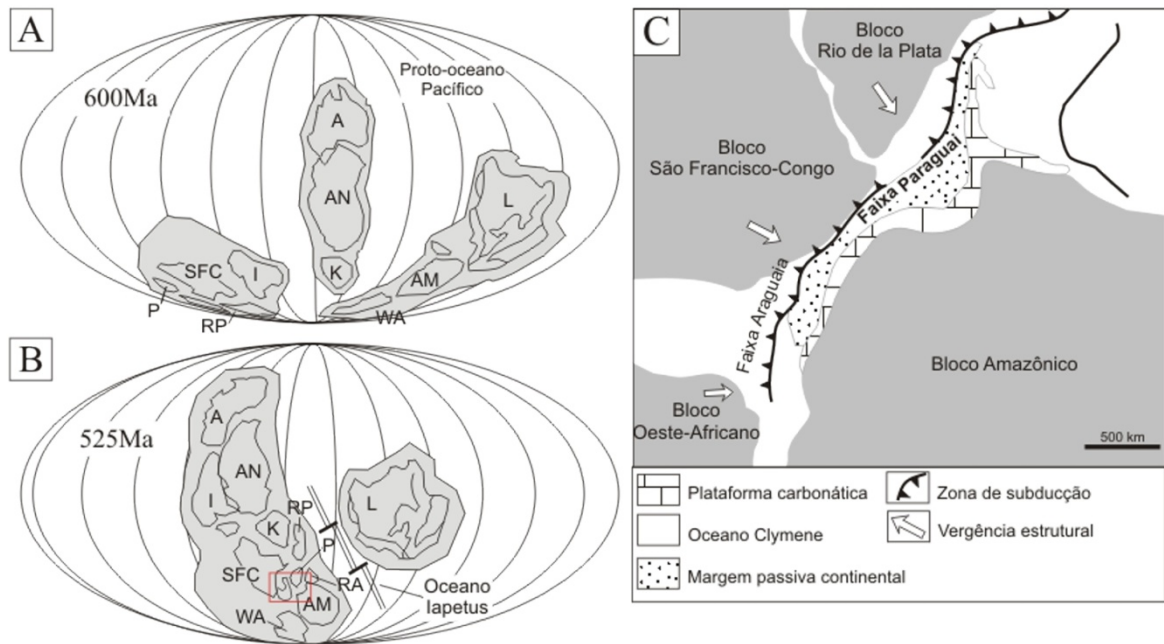


Figura 2 – Reconstrução paleogeográfica baseada em dados paleomagnéticos (modificado de Tohver *et al.* 2006). A) Ruptura da margem oeste do continente Laurentia e migração do Bloco Amazônico para o oeste em 600Ma (abertura do proto oceano Pacífico); B) Arranjo paleogeográfico dos blocos continentais no final do Ediacarano; C) Modelo de convergência entre os três blocos continentais durante o evento Brasiliano/Pan-Africano entre 600 a 540Ma e fechamento do oceano Clymene (modificado de Alkmin 2001). A sul do Bloco Amazônico, área de estudo, está destacada em (B) e ampliado em (C). Abreviações dos blocos continentais: Australiano (A), Amazônico (AM), Árabe-Nubiano (AN), Indiano (I), Kalahari (K), Laurentia (L), Paraná (P), Rio Apa (RA), Rio de la Plata (RP), São Francisco-Congo (SFC) e Oeste Africano (WA).

Posteriormente, Almeida (1984) subdividiu a Faixa Paraguai em duas zonas uma externa composta pelas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, e uma porção interna composta pelas rochas metassedimentares de baixo grau, glaciogênicas e grupos Araras e Alto Paraguai. Alvarenga & Trompette (1993) individualizaram as faixas de deformação da Faixa Paraguai em quatro episódios sucessivos de deformação caracterizados pelos índices de cristalinidade de illita. Recentemente, estes domínios foram reconsiderados por Nogueira *et al.* (2007) que divide a porção norte da Faixa Paraguai em dois domínios (Figura 3B): 1) um domínio externo não deformado a pouco deformado, onde estratos duas sub-bacias *foredeep* na margem do cráton; e 2) um domínio interno, com dobras e falhas cavalgantes deformando rochas carbonáticas e siliciclásticas dos grupos Araras e Alto Paraguai, onde a área de estudo se encontra.

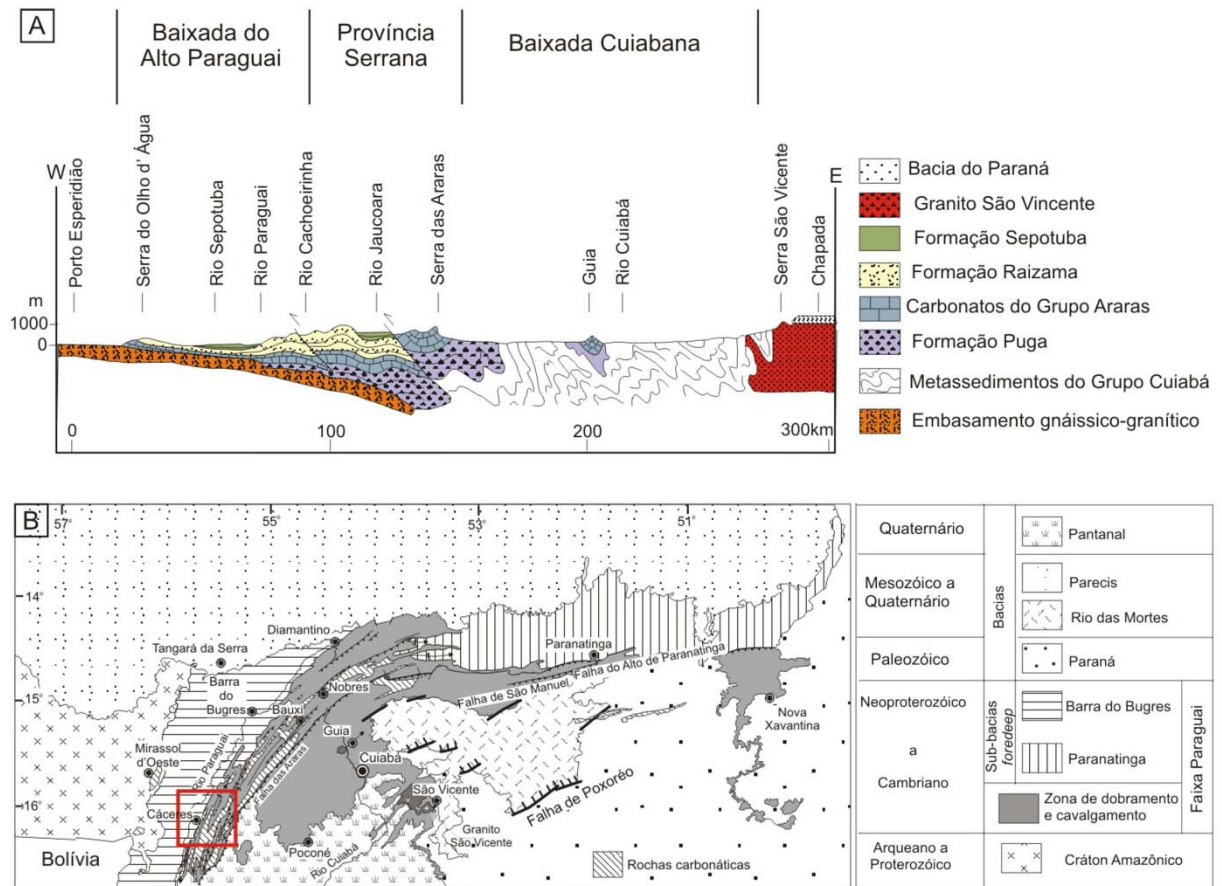


Figura 3 – Propostas de divisão tectônica da Faixa Paraguai. A) Divisão tectônica segundo Almeida (1964) com a área de trabalho localizada na Província Serrana; B) Divisão tectônica segundo Nogueira *et al.* (2007), com a localização da área de trabalho (quadrado) na zona de dobramento e cavalgamento.

3.2 LITOESTRATIGRAFIA

As rochas mais antigas da Faixa Paraguai são as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá que abrange grande parte da região sul e leste deste cinturão orogênico (Figura 1). Atividades tectônicas no final da tectônica Pan-Africana/Brasiliana proporcionaram a intrusão do Granito São Vicente, datado em ~500 Ma (Almeida & Montovani 1975), no Grupo Cuiabá o que infere idade a mínima para sucessão sedimentar da Faixa Paraguai (Figura 1). O Grupo Cuiabá é recoberto, ou lateralmente equivalente, pelos diamictitos glaciogênicos da Formação Puga. A Formação Puga tem sido relacionada ao último evento global de glaciação Criogeniana (Marinoan) a cerca de ~635Ma e é contemporânea às formações Ghaub na Namíbia, Elatina na Austrália, e ao Grupo Nafun em Oman entre outras (Alvarenga &

Trompette 1993; Hoffman *et al.* 1998, Kennedy *et al.* 2001; Hoffman & Schrag 2002; Nogueira *et al.* 2003; Allen & Hoffman 2005; Halverson *et al.* 2005).

O Grupo Araras que recobre os diamictitos da Formação Puga, é dividido em quatro unidades litoestratigráficas (Figura 4): 1) Formação Mirassol d'Oeste, base da sucessão carbonática, composta por dolomito e microbialito róseos interpretados como depósitos de plataforma rasa a moderadamente profunda; 2) Formação Guia, constituída por calcário cinza a cinza escuro com leques de cristas (pseudomorfos de aragonita) e folhelho betuminoso de plataforma mista, moderadamente profunda e dominada por ondas; 3) Formação Serra do Quilombo, com dolomito arenoso e brecha carbonática de coloração cinza a cinza claro de plataforma moderadamente profunda influenciada por tempestades; e 4) Formação Nobres, topo do Grupo Araras, constituída de dolomitos finos e arenosos, microbialitos, arenitos brancos e pelitos avermelhados interpretados como depósitos de planície de maré associada a *sabkha*. A capa carbonática neoproterozóica é representada pela Formação Mirassol d'Oeste e pela base da Formação Guia (Figura 4). Idades radiométricas Pb/Pb de $670\text{Ma} \pm 30\text{Ma}$ foram obtidas na base do Grupo Araras (Babinsky *et al.* 2006), que suporta a correlação quimioestratigráfica pós-glaciação Marinoana a 630Ma (Nogueira 2003, Alvarenga *et al.* 2004, Nogueira *et al.* 2007) encontrada em sucessões neoproterozóicas de várias partes do mundo (Knoll *et al.* 1986, Kaufman *et al.* 1995, Hoffman *et al.* 1998, Kennedy *et al.* 2001, Hoffman & Schrag 2002) interpretada como um evento de precipitação sincrônico após uma glaciação global.

O Grupo Alto Paraguai, que recobre o Grupo Araras, é predominantemente composto por rochas siliciclásticas representantes do período de sedimentação do final do Neoproterozóico e início do Cambriano. É constituído de três unidades distintas (Figura 4) sendo da base para o topo: 1) Formação Raizama, composta de arenito e pelito, depositados na zona de *shorface*, com influência de tempestades, e associada a planície de maré; 2) Formação Sepotuba, constituída de folhelhos, pelitos e arenitos representantes de um sistema de *offshore* transicional; e 3) Formação Diamantino, formada por ritmitos de arenitos e conglomerados depositados em um sistema lacustre e/ou mar restrito ligado a um fluvial entrelaçado (Almeida 1964; Nogueira 2003, Nogueira & Riccomini 2006, Silva Jr. 2006, Silva Jr. *et al.* 2007). Recentemente Alvarenga *et al.* (2007) propuseram a inclusão da Formação Serra Azul entre o Grupo Araras e o Grupo Alto Paraguai. Esta formação seria constituída de diamictitos polimíticos e pelitos que representam depósitos glaciais associados

a deltas e vinculados à glaciação ediacarana *Gaskier* a 580Ma. Porém tal unidade permanece com conceito dúbio devido ao fato do pouco detalhamento faciológico e estratigráfico.

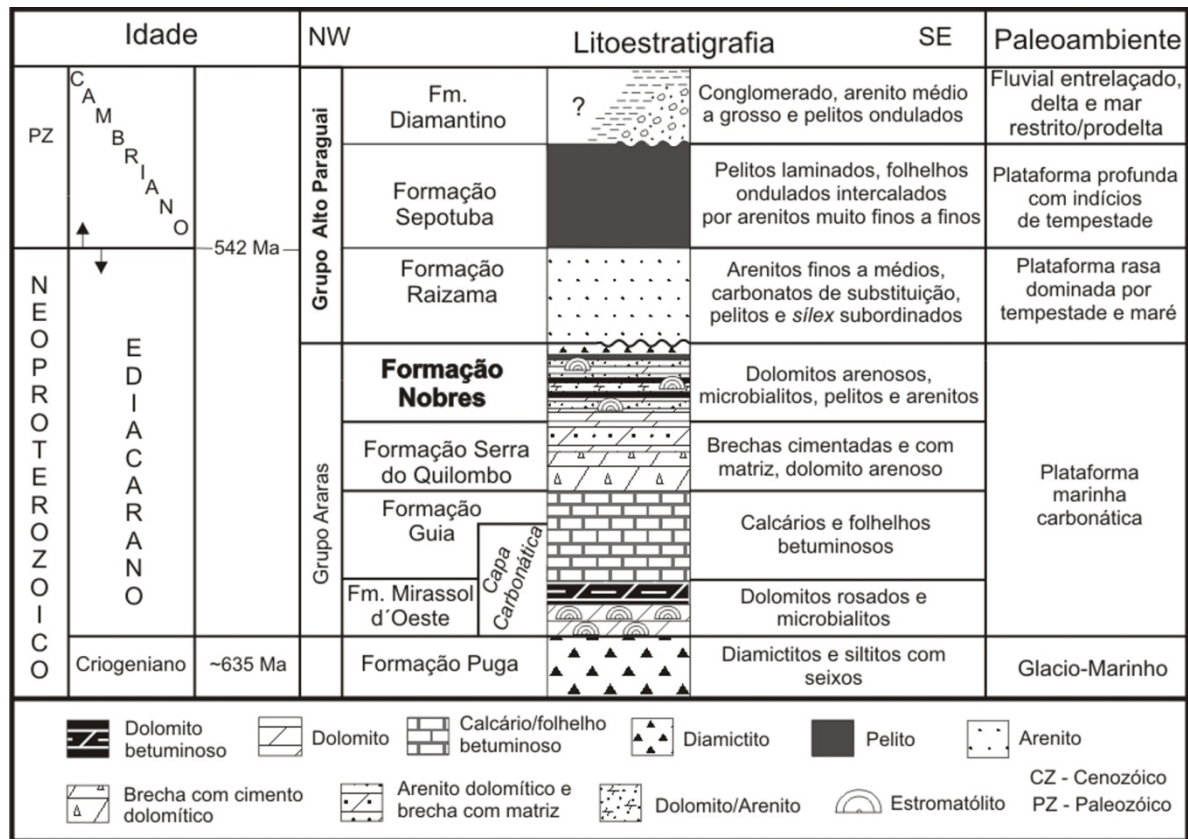


Figura 4 – Proposta da coluna estratigráfica do Grupo Araras (modificado de Nogueira *et al* 2007).

3.3 FORMAÇÃO NOBRES – ESTADO DA ARTE

Evans (1894) identificou na Província Serrana três conjuntos de rochas denominando as de “Araras *limestone*”, “Raizama *sandstone*” e “Matto *shale*”. A partir deste trabalho, a sucessão sedimentar pré-cambriana foi submetida a varias tentativas de organização estratigráfica. A primeira foi de Almeida (1964) que propôs dois grupos de rochas: o Grupo Araras para os carbonatos e o Grupo Alto Paraguai para os siliclásticos. Hennies (1966) manteve a definição de grupo, proposta por Almeida (1964), no entanto criou a Formação Guia para os calcários da porção inferior e a Formação Nobre para os carbonatos dolomíticos da porção superior, sendo o primeiro usar o termo “Nobres” para os dolomitos da parte superior do Grupo Araras. Após essa denominação os carbonatos Araras têm sido incluídos em outras propostas, nas quais o termo “Nobres” foi abolido (Viera 1965; Figueiredo *et al.*

1974; Olivatti 1976; Oliva *et al.* 1979; Barros *et al.* 1982; Boggiani 1997). No entanto, em trabalhos posteriores a unidade Araras ainda é citada como uma sucessão de calcários recobertos por dolomitos.

Nogueira & Riccomini (2006) subdividiram os dolomitos da parte superior do Grupo Araras com base em análise de fácies e estratigráfica, nas formações Serra do Quilombo e Nobres (Figura 4). A Formação Serra do Quilombo encontra-se na base da porção dolomítica caracterizada por brechas carbonáticas, associadas a falhas sin-sedimentares, sucedida por dolomitos arenosos, apresentando estratificação cruzada *hummocky* e acamamento plano-paralelo, e laminação truncada por onda. Estes depósitos representam segundo os autores acima citados em um sistema de plataforma moderadamente profunda influenciada por tempestades e sismos. A passagem da Formação Serra do Quilombo para a Formação Nobres é marcado por uma superfície erosiva com indícios de exposição da plataforma carbonática (Nogueira & Riccomini 2006, Nogueira *et al.* 2007). A Formação Nobres é constituída por dolomitos finos, dolomitos finos com moldes evaporítico, dolomitos arenosos, arenitos finos a médios, pelitos e estramatólitos dômicos e estratiformes. Estas rochas compõem ciclos métricos de raseamento e salinidade ascendentes, representados, da base para o topo por dolomito finos maciços, dolomito arenosos com *mega ripples* e dolomito finos com acamamento enterolítico e moldes evaporíticos. O paleoambiente da Formação Nobres é caracterizado como planície de maré, de clima árido associada a planície de *sabkha* recobrindo a plataforma carbonática em período de raseamento da bacia (Nogueira 2003, Nogueira & Riccomini 2006; Nogueira *et al.* 2007).

Os dados das formações Serra do Quilombo e Nobres de isótopos de carbono e oxigênio foram apresentados por Nogueira *et al.* (2007). Na Formação Serra do Quilombo, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ -0,51 a 0,26‰, e $\delta^{18}\text{O}$ -5,06 a -4,04‰, já na Formação Nobres os valores de $\delta^{13}\text{C}$ -2,19 a 0,14‰ e de $\delta^{18}\text{O}$ -6,73 a -3,06‰. Este padrão é mantido nas sucessões dolomíticas de plataforma (parte intermediária da Formação Serra do Quilombo), alcançando localmente valores positivos nos depósitos de plataforma rasa a face litorânea (topo da Formação Serra do Quilombo) e voltando para valores negativos próximos de 0‰ nas litofácies de perimará (Formação Nobres).

Nogueira *et al.* (2007) propôs uma sucessão composta da Formação Nobres (Figura 5), com base na análise de sequência de alta frequência utilizando padrões de empilhamento de

ciclos de perimará (variação de espessura do ciclo raseamento ascendente, proporção de inframaré, e presença de grãos terrígenos, estromatólitos e moldes evaporíticos). Os dados obtidos levaram ao reconhecimento de duas sequência deposicionais de alta frequência limitadas por um limite de sequência do tipo 2, além de definir três tratos de sistemas para Formação Nobres, sendo: 1) trato de sistema de mar baixo, que ocorrem em condições de clima árido com espessos depósitos supramaré associados a *sabkha*; 2) trato de sistema transgressivo, definido por aumento da espessura dos depósitos de inframaré e aumento da frequência de estromatólitos; 3) trato de sistema de mar alto, com ciclos de inframaré espessos e maior influxo de sedimentos terrígenos. Esses dados também permitiram a construção da curva de variação do nível do mar, que revelou que o aumento da espessura das fácies de inframaré na Formação Nobres foi consequência da elevação do nível do mar. Posteriormente, depósitos siliciclásticos transgressivos da base do Grupo Alto Paraguai recobrem a Formação Nobres.

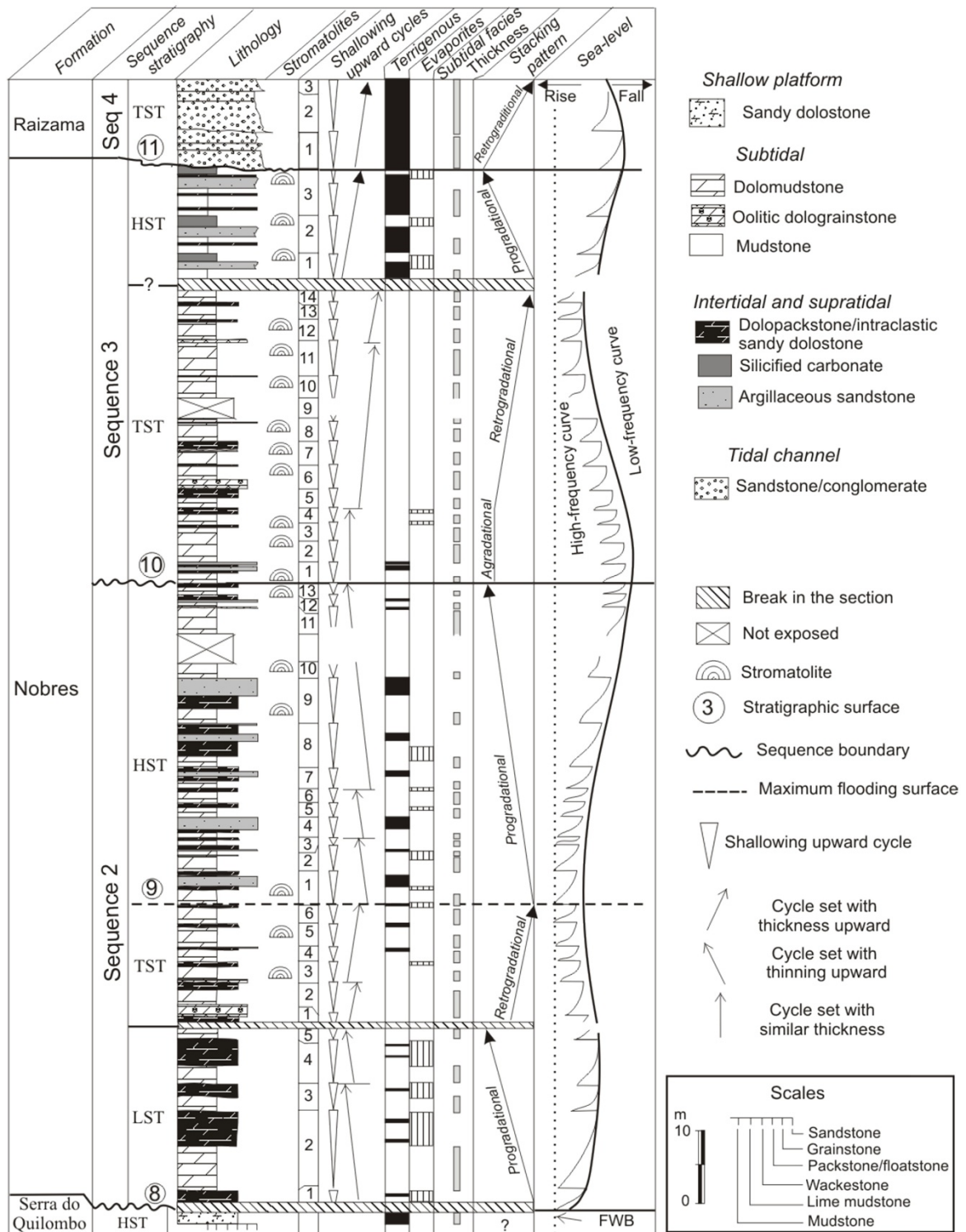


Figura 5 - Análise estratigráfica dos ciclos de primarê da Formação Nobres. A análise compara a frequência de estromatólitos, o influxo de terrígenos e evaporitos, o padrão de empilhamento dos ciclos e a espessura das fácies de inframarê, além da composição da curva de nível do mar relativo. O diagrama na parte superior à direita ilustra a relação entre a flutuação do nível do mar e os ciclos de arrasamento ascendente de primarê. O arranjo dos ciclos estão agrupados em duas seqüências de alta frequência limitadas pelo limite de seqüência do tipo 2 (Nogueira *et al.* 2007).

CAPÍTULO 4 – Artigo submetido à revista *Revista Brasileira de Geociências*

4. REAVALIAÇÃO PALEOAMBIENTAL E ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO NOBRES DO GRUPO ARARAS, NEOPROTEROZÓICO DA FAIXA PARAGUAI, REGIÃO DE CÁCERES (MT)

4.1 RESUMO

A Formação Nobres representa a última deposição carbonática neoproterozóica do Grupo Araras, na porção sudoeste da Faixa Paraguai Norte. Estudos faciológicos e estratigráficos em afloramentos na região de Cáceres, Estado do Mato Grosso, subdividiram a Formação Nobres em: i) Membro inferior, composto de dolomitos fino, *dolopackstones* intraclásticos, dolomitos arenosos, estromatólitos estratiformes e moldes evaporíticos, interpretados como depósitos de planície de maré/*sabkha*; e ii) Membro superior, composto de dolomitos fino, arenitos dolomíticos, estromatólitos estratiformes a dômicos e rugosos, moldes evaporíticos, além de arenitos e pelitos interpretados como depósitos de planície de maré mista. O empilhamento destes depósitos de até 200m de espessura é composto por ciclos métricos de raseamento/salinidade ascendente relacionado a um clima árido. Os ciclos de perminaré também sugerem geração contínua e recorrente de espaço de acomodação provavelmente ligado à subsidência tectônica. O influxo de sedimentos siliciclásticos no final da deposição da Formação Nobres inibiu a sedimentação carbonática e é atribuída ao soergimento de áreas-fontes ligado ao início do fechamento do Oceano Clymene, durante a colisão Pampeana-Araguaia, no limite Neoproterozóico-Cambriano.

Palavras chaves: Análise de fácies, Neoproterozóico, Formação Nobres, Grupo Araras

4.2 ABSTRACT

The Nobres Formation represents the latest Neoproterozoic carbonate deposition of the Araras Group in the southwestern part of the Northern Paraguay Belt. Outcrop-based facies and stratigraphic analysis at the region of Cáceres, State of Mato Grosso, subdivided the Nobres Formation into: (i) Lower member, composed of dolostone, intraclastic dolopackstones, sandy dolostones, stratiform stromatolites and evaporitic molds, interpreted as tidal flat/*sabkha* deposits; and (ii) Upper member, constituted of dolostone, dolomitic sandstone, stratiform to domal and wrinkled stromatolites, evaporites molds, sandstones and

mudstones, interpreted as mixed tidal flat deposits. The stacking of these deposits up to 200 m thick, reveals meter-thick shallowing/brining upward cycles related to a hot arid climate. The peritidal cycles also suggests continuous and recurrent generation of accommodation probably linked to tectonic subsidence. The siliciclastic inflow at the end of the deposition of the Nobres Formation that hindered the carbonate sedimentation. It is attributed to uplift of source areas linked to the initial phase of closure of the Clymene Ocean, during the Pampean-Araguaia Orogeny at the limit Neoproterozoic-Cambrian.

Keywords: Facies analysis, Neoproterozoic, Nobres Formation, Araras Group

4.3 INTRODUÇÃO

A sucessão carbonática do Grupo Araras, aflorante na Faixa Paraguai Norte, região central do Brasil, guarda importantes registros de episódios decorrentes no final do Neoproterozóico como a capa carbonática depositada após o último evento de glaciação global Criogeniana relacionada à hipótese do *snowball/slushball Earth* (Hoffman & Schrag 2002, Nogueira & Riccomini 2006, Nogueira *et al* 2007, Soares e Nogueira 2008). A Faixa Paraguai foi formada durante o evento orogénico Brasileiro/Pan Africano finalizado na transição do Neoproterozóico-Cambriano (Almeida 1984; Trompette 1997). Neste período ocorreu o fechamento do Oceano Clymene, cuja margem passiva é caracterizada principalmente pela sedimentação carbonática plataformar do Grupo Araras (Tohver *et al.* 2010), sucedida pelos depósitos siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai (Figura 6). Na transição dos depósitos carbonáticos para os siliciclásticos ocorrem depósitos mistos da Formação Nobres, que representam a última sedimentação carbonática do Grupo Araras. A Formação Nobres, na região de Cáceres (MT), objeto deste estudo, faz parte da porção norte da Faixa Paraguai e esta exposta em flancos de dobras observadas na pedreira Emal-Camil e cortes de estrada da BR-070, nos quilômetros 678 e 693 (Figura 6B). Este trabalho apresenta os resultados de estudos faciológicos e estratigráficos que permitiram detalhar as exposições descritas por Nogueira & Riccomini (2006), no âmbito paleoambiental e estratigráfico da Formação Nobres.

4.4 ASPECTOS GEOLÓGICOS

A Faixa Paraguai, entidade tectônica neoproterozóica inserida na Província Tocantins, foi estruturada durante o evento orogenético Brasileiro/ Pan-Africano, entre 600 e 540 Ma (Almeida 1984; Trompette 1997). É resultante da convergência e colisão de três blocos continentais: a oeste o Amazônico, a leste o São Francisco-Congo e a sul o Paraná ou Rio de la Plata, este último recoberto pelos depósitos fanerozóicos da Bacia do Paraná. A Faixa Paraguai possui diferentes propostas de subdivisão tectônica (Almeida 1964, Almeida 1984, Alvarenga & Trompette 1993, Nogueira *et al.* 2007). Em geral dois domínios estruturais podem ser discriminados de oeste para leste: 1) um domínio interno não deformado a pouco deformado, onde estratos preenchem duas sub-bacias *foredeep* na margem; e 2) um domínio externo, onde dobras e falhas cavalgantes afetam rochas carbonáticas e siliciclásticas dos grupos Araras e Alto Paraguai. A área estudada encontra-se na porção SW do domínio externo (Figura 6A). A Faixa Paraguai é limitada ao N e NW pelas rochas do embasamento cristalino e sedimentos da Bacia do Parecis, e ao S e SW pelos depósitos quaternários (Figura 6B). As rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, aflorantes na porção SE e E da faixa representam seus depósitos mais antigos, sendo intrudidos pelo Granito São Vicente de ~500Ma (Almeida & Montovani 1975), o que sugere a idade mínima para a sucessão sedimentar da Faixa Paraguai.

As rochas carbonáticas da Faixa Paraguai foram reportadas por trabalhos anteriores antes de ser elevadas a categoria de grupo (Castelnau 1850, Evans 1894). A definição do Grupo Araras foi feita por Almeida (1964), que individualizou uma unidade inferior calcários argilosos e uma unidade superior dolomitos. Baseado nesta proposta, Hennies (1966) denominou a unidade inferior como Formação Guia e superior como Formação Nobres. Trabalhos posteriores propuseram outras categorias estratigráficas para sucessão de rochas carbonáticas (Figueiredo & Olivatti *et al.* 1974 e Barros *et al.* 1982, Boggiani 1997), no entanto não foi feita uma formalização adequada e consensual dos termos litoestratigráficos. Com base em análise de fácies e estratigráfica Nogueira & Riccomini (2006) e Nogueira *et al.* (2007) subdividiram o Grupo Araras nas formações Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres (Figura 7). Este grupo de rochas recobre os diamictitos glaciais da Formação Puga e, por sua vez, está recoberto pelas rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai, ou segundo Alvarenga *et al.* (2007) pelos siltitos e diamictitos glaciogênicos da

Formação Serra Azul (Figura 7). Idades radiométricas obtidas por meio de Pb-Pb na base do Grupo Araras revelam idades de $627\text{Ma} \pm 30\text{Ma}$ (Babinsky *et al.* 2006) que suporta a correlação quimioestratigráfica de isótopos de carbono após a última glaciação Cryogeniana (Marinoana) de 635Ma (Alvarenga *et al.* 2004, Halverson *et al.* 2005, Nogueira *et al.* 2007), encontrada em sucessões neoproterozóicas de várias partes do mundo.

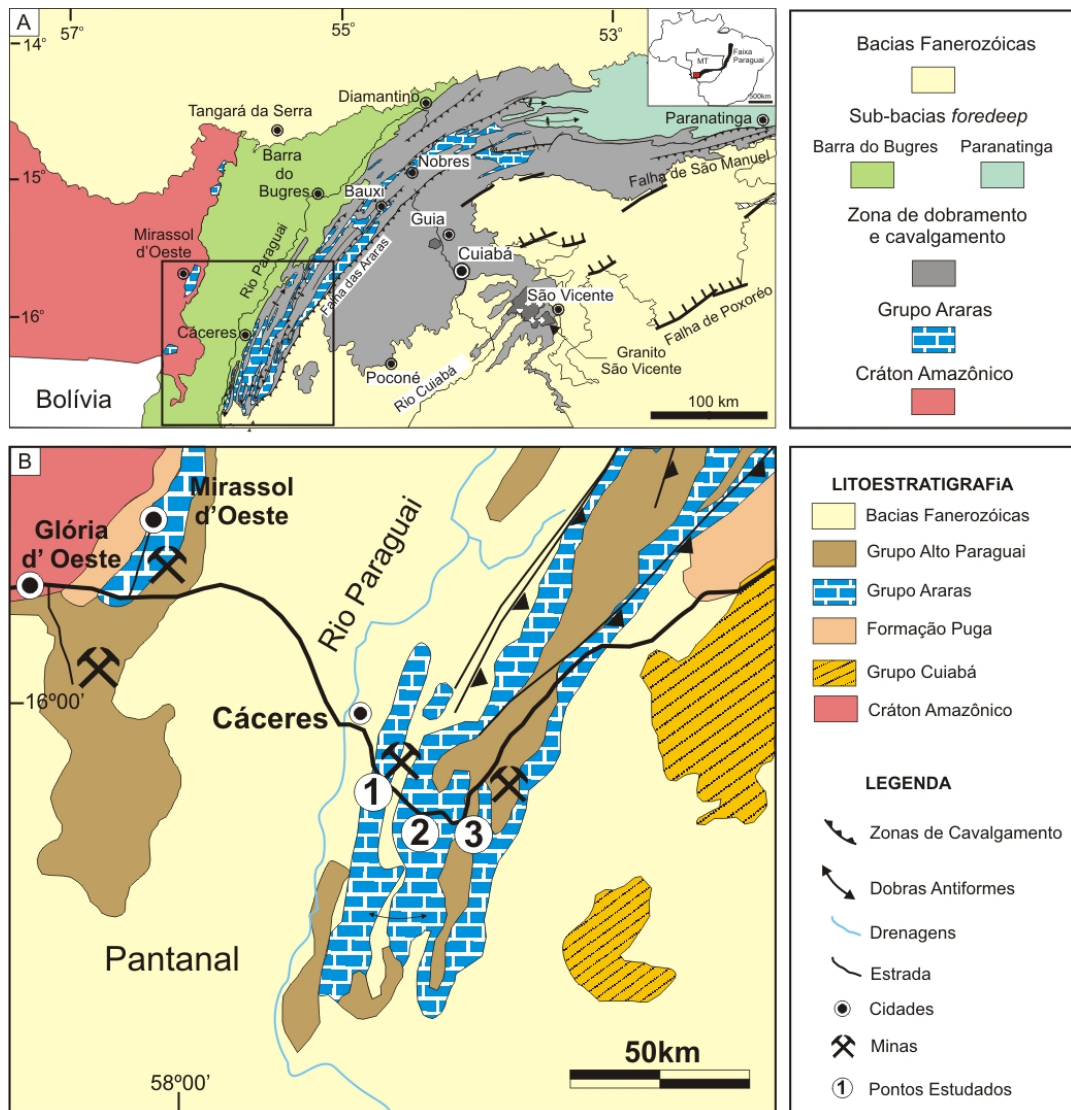


Figura 6 – Mapa de localização da área de estudo e perfis estudados. A) Divisão tectônica segundo Nogueira *et al.* (2007); B) Mapa geológico da região de Cáceres - Mato Grosso, (1) Pedreira Emal/Camil; (2) Km 678 da BR-070; (3) Km 693 da BR-070.

A Formação Nobres, foi primeiramente formalizada por Hennies (1966) ao nomear os carbonatos dolomíticos da parte superior do Grupo Araras. Nogueira & Riccomini (2006) reconheceram que a unidade ocorre por cerca de 300km de extensão na parte norte da Faixa

Paraguai, e forma ciclos métricos tabulares, lateralmente contínuos por centenas de metros. O limite inferior da Formação Nobres é com os dolomitos da Formação Serra do Quilombo na forma de contato irregular, e o limite superior com as rochas siliciclásticas da Formação Raizama do Grupo Alto Paraguai representa um contato erosivo. A Formação Nobres é interpretada como sucessão de arrasamento e salinização ascendentes. Na base os ciclos são relacionados a ambiente de inframaré (dolomito fino maciço a laminado) e intermaré/supramaré/*sabkha* (ritmito dolomito/dolomito arenoso) enquanto os ciclos do topo são atribuídos a planície de maré e intermaré de clima árido (dolomito fino, dolomito arenoso, arenito dolomítico e pelitos).

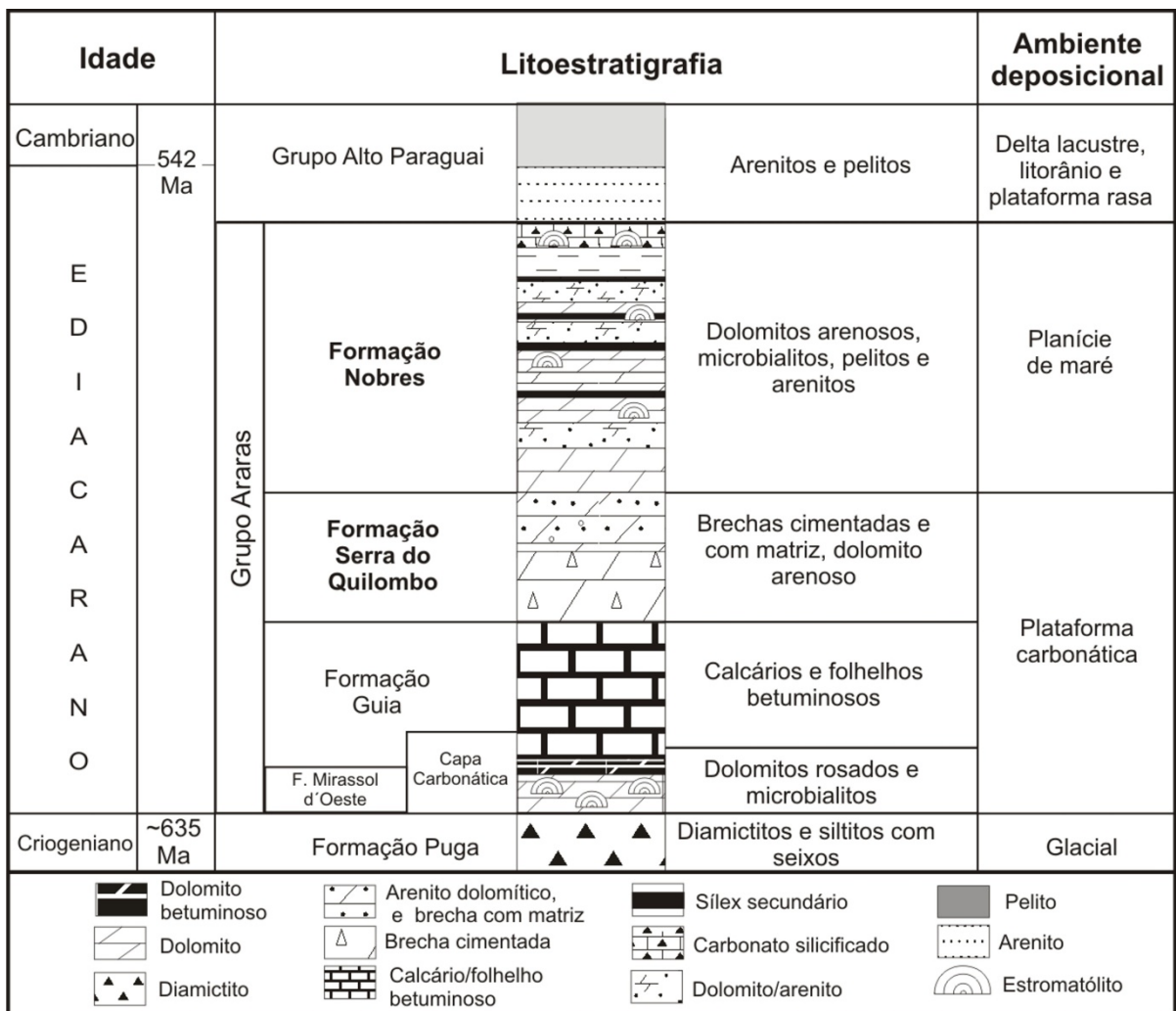


Figura 7 – Proposta da coluna estratigráfica do Grupo Araras (modificado de Nogueira & Riccomini 2006).

4.5 MÉTODOS

O método de estudo das fácies sedimentares segue as propostas de Walker (1992) e Kerans & Tinker (1997) com intuito de integrar e complementar ambos os métodos de individualização e interpretação de fácies sedimentares. Análise petrográfica foi empregada com objetivo classificar as rochas segundo Dunham (1969), além de auxiliar a interpretação paleambiental e verificar o grau de influencia dos processos diagenéticos segundo. As lâminas foram confeccionadas de amostras sistematicamente coletadas em função das variações faciológicas e tingidas com alizarina vermelha-s para discriminação entre calcita e dolomita (Adams *et al.* 1984).

4.6 FORMAÇÃO NOBRES

4.6.1 Aspectos Gerais e Base de Dados

A Formação Nobres ocorre geralmente em flancos de dobras com mergulho de até 45° para NW ou SW. É composta por dolomitos microcristalinos, rochas mistas (composição carbonática e siliciclástica), arenitos finos a médios e pelitos. As rochas apresentam camadas tabulares e coloração cinza escuro e quando intemperizadas exibem tons amarelados e esbranquiçados. São comuns feições diagenéticas de dolomitização (dolomito grosso), estilólitos e silicificação. Zonas silicificadas, geralmente de coloração cinza escura, marcam limites de camada e substituem total ou parcialmente os carbonatos, tendo a maior preferência em níveis de estromatólitos, destacando localmente a laminação microbiana. Processos de tripolitização são indicados pelo aspecto pulverulento dos níveis silicificados.

Os estudos dos afloramentos da Formação Nobres na região de Cáceres (MT) permitiram a confecção de três perfis estratigráficos cuja composição resultou na espessura 200m da unidade (Figuras 8 e 9). O limite inferior da Formação Nobres se faz com a Formação Serra do Quilombo. As fácies no topo da Formação Serra do Quilombo compõem ciclos de raseamento ascendente com até 10m de espessura, formados por dolomitos fino laminados que são recobertos por *dolograinstone* oolíticos com acamamento maciço, estratificações cruzadas *swaley* e de baixo ângulo, bem como laminação truncada por ondas, interpretados como depósitos de *shoreface* influenciada por ondas e tempestades (Nogueira & Riccomini 2006) (Figuras 8 e 10B). A base da Formação Nobres é composta por ciclos de raseamento ascendente de até 6m de espessura, formadas por dolomito fino maciço recoberto

por *dolopackstone* intraclástico interpretados como ciclos de perimará. O limite entre as formações é brusco sendo caracterizado por um nível de brecha carbonática maciça, com matriz de até 2,5m de espessura. A matriz consiste em dolomito fino que envolve clastos tabulares a subarredondados de dolomito fino (Figuras 8 e 10A). Embora a passagem seja brusca (brecha dolomítica x dolomito fino), a litologia ainda permanece como carbonática e a ciclicidade, que inclui depósitos de *shoreface* (Serra do Quilombo) passando para ciclos de perimará (Nobres) uma transição de fácies sem interrupção na sedimentação (Figura 8). O limite superior da Formação Nobres é feito com as rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai, mais especificamente com a Formação Raizama sendo caracterizado por uma discordância erosiva marcada por conglomerados com clastos de arenito fino e carbonatos (Figuras 8 e 10C). A Formação Raizama é composta por arenito médio a grosso e pelito, com estratificações cruzadas acanalada e com *mud drapes* (Figura 10D), e estratificação plano-paralela que constituem ciclos granodecrescentes ascendentes e interpretadas como sistema de estuarino siliciclástico (Nogueira & Riccomini 2006, Silva Jr *et al* 2007).

A partir dos dados obtidos a Formação Nobres foi subdividida em dois membros: 1) Membro Inferior, constituído por dolomito fino, *dolopackstone/wackestone* intraclástico, dolomito arenoso e pseudomorfos evaporíticos; e 2) Membro Superior, composto por dolomito fino, *dolograinstone* oolítico, *chert*, arenito dolomítico, arenito fino a médio e pelitos. O limite entre os membros é caracterizado como transicional, destacado pela gradativa contribuição de material siliciclástico nos depósitos do membro superior.

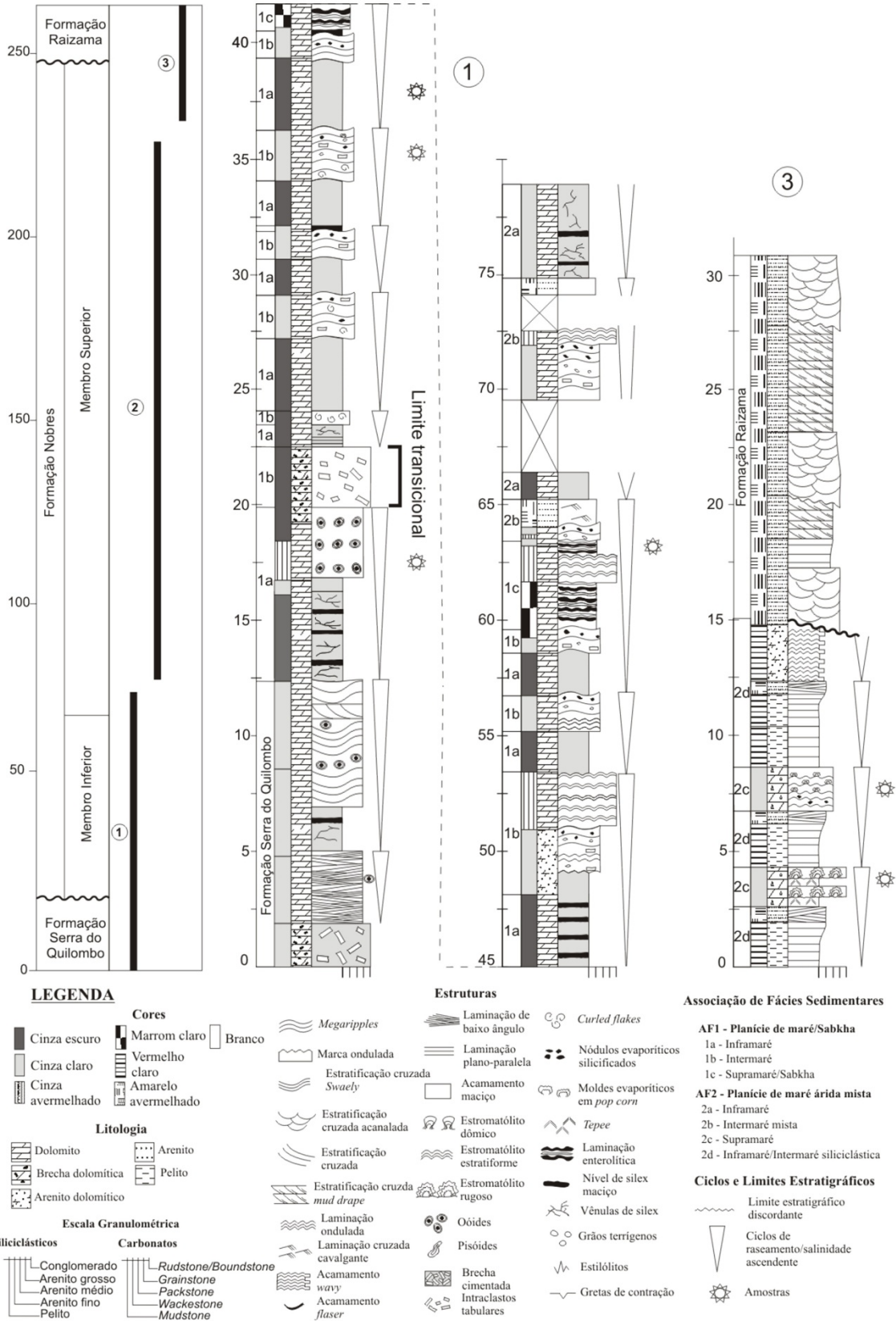


Figura 8 – Perfis estratigráficos da Formação Nobres. Seção 1) Pedreira Emal-Camil; Seção 3) Km 693 da rodovia BR – 070.

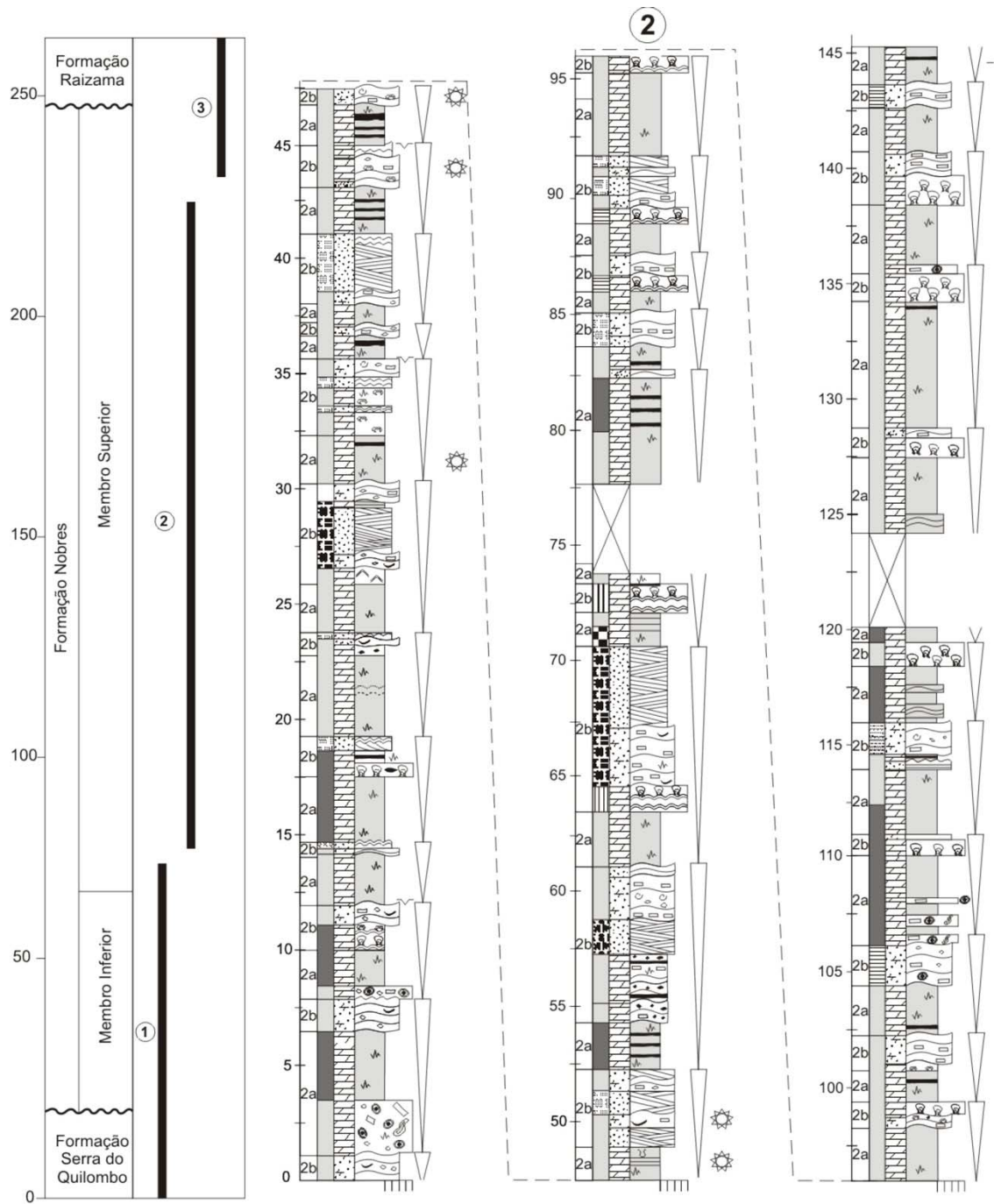


Figura 9 – Perfil estratigráfico da Formação Nobres. Seção 2) Km 678 da rodovia BR – 070. Ver legenda na Figura 8.

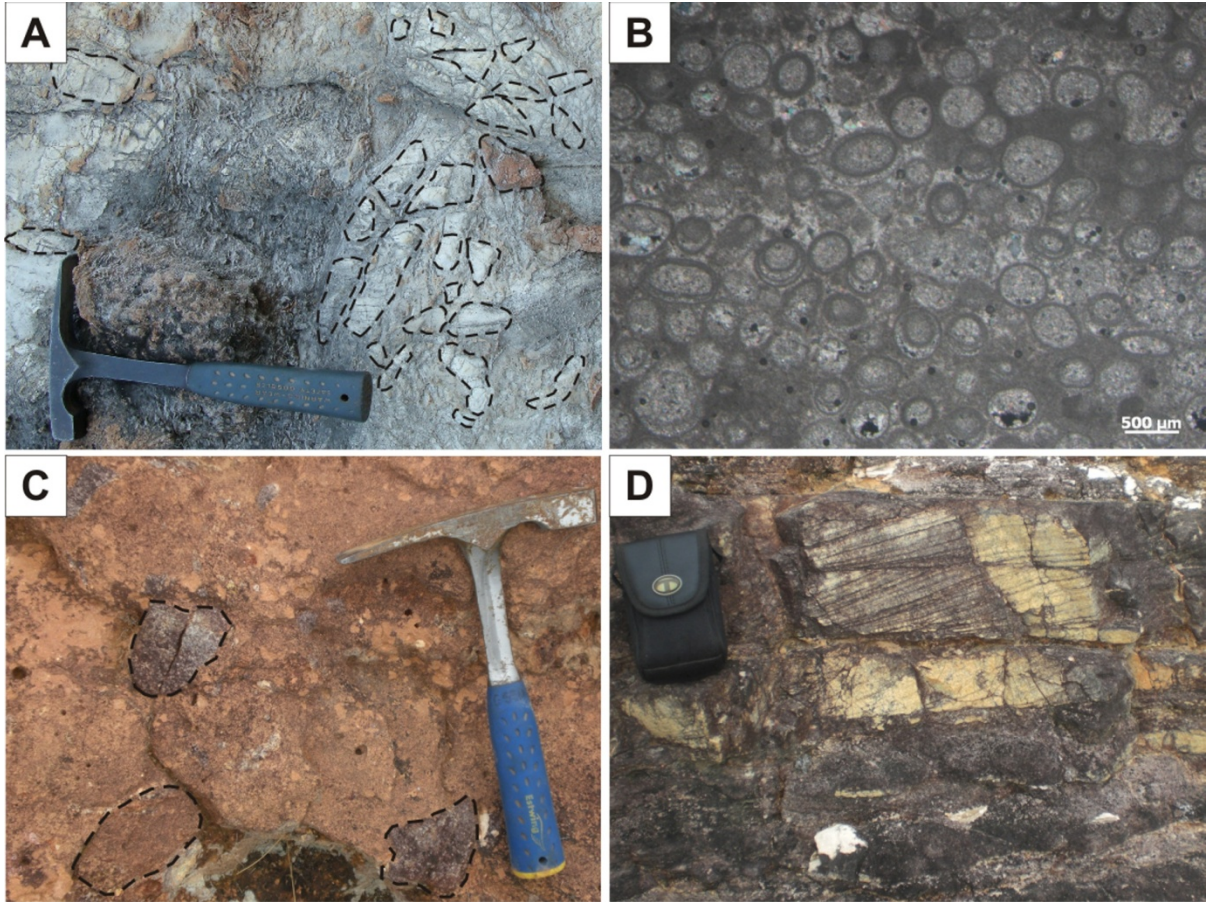


Figura 10 – Feições sedimentares dos limites estratigráficos da Formação Nobres. A) Brecha carbonática com matriz do contato inferior da Formação Nobres (clastos de dolomito destacados); B) Micrografia do *dolopackstone* oolítico da Formação Serra do Quilombo; C) Conglomerado do limite erosivo entre as formações Nobres e Raizama; D) Arenito com estratificação cruzada sigmoidal com *mud drapes* da Formação Raizama.

4.6.2 Análise de Fácies Sedimentar

A análise de fácies sedimentares resultou na identificação de 12 litofácies, compondo 6 fácies carbonáticas, 2 fácies mistas (carbonatos e siliciclásticos) e 4 fácies siliciclásticas (Tabela 1, Figuras 8 e 9.). As fácies são distribuídas em duas associações determinadas como planícies de maré/*sabkha* (AF1) representante do membro inferior e planície de maré mista (AF2) para o membro superior. As duas associações de fácies são compostas por ciclos de perimare diferenciados (Tabela 2). Os ciclos de perimare da associação AF1 são caracterizados por depósitos de *sabkha* no topo da associação de fácies, e pela composição predominante de rochas carbonáticas, com contribuição mínima de material siliciclástico dispersos no arcabouço carbonático. Na associação AF2, do o membro superior, os ciclos de

perimare apresentam maior contribuição de material siliciclástico, formando camadas de arenitos e pelitos, além de não apresentar depósitos de *sabkha*.

Tabela 1 – Quadro de fácies sedimentares da Formação Nobres.

Fácies Sedimentar	Sigla	Descrição	Processo deposicional/diagenético
Dolomito fino maciço	Dm	Dolomito fino com acamamento maciço e laminação plana incipiente.	Precipitação química de carbonatos em ambiente de baixa energia.
Dolomito com moldes evaporíticos	Dev	Dolomito fino com acamamento maciço, parcialmente silicificado com pseudomorfos evaporíticos silicificados na forma de nódulos e <i>popcorn</i> formando níveis delgados irregulares de até 2,5cm.	Precipitação química de carbonatos e evaporitos em ambiente restrito de baixa energia, hipersalino e alta taxa de evaporação. Posterior processo de silicificação.
<i>Dolorudstone</i> com <i>tepees</i>	Dt	Brecha carbonática, constituída por clastos poligonais de dolomito, angulosos dispostos na forma de “V” invertidos ou <i>tepee</i> , cimentados por quartzo microcristalino.	Precipitação química de carbonato em ambiente raso e baixa energia associado a períodos de exposição subaérea com processos de dissecação e expansão por hidratação, cimentação precoce de carbonato posteriormente substituído por quartzo.
Dolomito fino/Dolomito arenoso com acamamento enterolítico	De	Dolomito fino intercalado com dolomito fino com grãos terrígenos formando acamamento enterolítico. O acamamento enterolítico forma algumas vezes, dobras desarmônicas associadas com feições de diápiros. Também ocorrem clastos tabulares (<i>rip-up clasts</i>), nódulos na forma de <i>chicken-wire</i> e finas lentes de arenito dolomítico associada ao topo das camadas enterolíticas (<i>sand patch fabric</i>).	Precipitação química de evaporitos em águas efêmeras e condições hipersalinas e clima árido, deformações plásticas sin-sedimentares em função das mudanças de volume dos minerais evaporíticos, e incursões de sedimentos terrígenos durante tempestades. Processo de dolomitização dos evaporitos.
<i>Dolopackstone</i> com acamamento de <i>megaripples</i>	Dmr	Dolomito fino com intraclastos tabulares e grãos terrígenos com acamamento de <i>megaripples</i> com laminação interna ondulada e marcas onduladas. Subordinadamente ocorrem pseudomorfos de evaporitos silicificados na forma de nódulos dispersos no acamamento.	Precipitação química de carbonatos e influxo de grãos terrígenos sob ação de correntes trativas que induz a migração de formas de leite. Exposição subaérea parcial das formas de leite com precipitação de evaporitos intrasedimentar. E retrabalhamento do leite por fluxo oscilatório. Substituição de evaporitos por quartzo.
<i>Dolograinstone</i> oolítico	Doo	Dolomito grosso com oóides, pisóides e intraclastos exibindo acamamento maciço cimentado por dolomita e quartzo.	Precipitação química de carbonatos em ambiente de ambiente de alta energia cimentação.
<i>Doloboundstone</i> microbiano	Det	Dolomito fino a médio com laminações microbianas, estromatólitos estratiformes, dômicos e rugosos silicificados, com porosidade fenestral subordinada.	Precipitação química de carbonato e trapeamento de partículas carbonáticas por atividade microbiana. Silicificação secundária.
Pelito laminado	Pl	Camadas de pelito com até 5m de espessura, com laminação plano-paralela ressaltada por delgados níveis de arenitos e siltitos.	Deposição de sedimento a partir de suspensão em ambiente de baixa energia e esporádicos influxos de areia muito fina.
Arenito dolomítico com acamamento de <i>megaripples</i>	Amr	Arenito fino a muito fino com matriz dolomítica e intraclastos tabulares (<i>rip-up clasts</i>), apresenta acamamento de <i>megaripples</i> com laminações onduladas e plano-paralelas.	Migração de formas de leite e retrabalhamento do substrato, em ambiente de sedimentação mista (siliciclástica/carbonática).
Arenito fino com laminação cruzada cavalgante	Acc	Camadas tabulares de até 1m espessura, com laminação cruzada cavalgante subcrítica.	Deposição subaquosa com alternância de tração e suspensão.
Arenito médio com laminação cruzada de baixo ângulo	Al	Arenito fino a médio de camadas tabulares de até 2m de espessura com laminação cruzada de baixo ângulo e subordinadamente plano-paralela.	Deposição por meio da ação do fluxo e refluxo gerados por ondas.
Arenito/Pelito heterolítico	APh	Arenito fino a muito fino intercalado com pelito formando acamamento do tipo <i>wavy-flaser</i> e subordinada laminação plano-paralela. Camadas com até 3m de espessura.	Deposição por meio de migração de marcas e suspensão.

Tabela 2 – Quadro das associações de fácies da Formação Nobres.

Associação/Membro	Fácies Sedimentares	Descrição	Interpretação
AF1 (Membro Inferior)	Dm, Dmr, De, Det, Dev	Ciclos de raseamento e salinidade ascendentes de perimará de até 6m de espessura, distribuídos em camadas tabulares compostas por: dolomito fino maciço, <i>dolopackstone</i> com acamamento de <i>megaripples</i> , estromatólito estratiforme, moldes evaporíticos, e dolomito fino com acamamento enterolítico.	Planície de maré/ <i>sabkha</i>
AF2 (Membro Superior)	Dm, Doo, Det, Dev, Dt, Amr, Pl, Acc, Al, APh	Ciclos de raseamento ascendente de perimará com maior contribuição de sedimentação siliciclástica de até 8m de espessura, distribuídos em camadas tabulares compostas por: dolomito fino maciço, arenito dolomítico com acamamento de <i>megaripples</i> , estromatólito dômico e rugoso (tipo cerebróide), moldes evaporíticos, arenito com laminações cruzada cavalgante e de baixo ângulo, e pelito laminado.	Planície de maré mista

4.6.1.1 Planície de maré/Sabkha (AF1)

Está associação de fácies apresenta camadas tabulares lateralmente contínuas por dezenas de metros constituídas por dolomito fino e *dolopackstone/wackestone* intraclástico, *doloboundstone* microbiano, dolomito arenoso e moldes evaporíticos (Figuras 8 e 11A). As camadas formam ciclos que variam de 2 a 6m de espessura com contatos planares bruscos entre si. A base dos ciclos é constituída por dolomito fino com acamamento maciço e laminação plano-paralela incipiente (Dm). O tamanho dos cristais do dolomito fino é de tamanho de 15 a 30µm (Figura 11B). O dolomito fino é recoberto por camadas de *dolopackstone* intraclástico (Dmr), de cristalinidade fina a grossa, com *curled flakes* e intraclastos tabulares até 5cm de comprimento de dolomito fino (tipo *rip-up clast*), e grãos de quartzo, feldspatos e mica (Figura 11C). Estas camadas apresentam acamamento de *megaripples* recobertos por delgadas camadas de dolomito fino ondulado. A laminação interna das *megaripples* é interrompida por pseudomorfos evaporíticos de sílex na forma de nódulos dispersos.

Nos últimos seis ciclos do membro inferior ocorre uma concentração de acamamento enterolítico (De) formados por camadas intercaladas de dolomito arenoso e dolomito fino, associada a estruturas de injeção ou diápiros que dobram e/ou rompem as camadas enterolíticas (Figuras 8 e 11D). Entre os acamamentos ocorrem pseudomorfos evaporíticos de sílex na forma de nódulos com textura *chicken-wire*. Arranjo do tipo *sand patch fabric* também são identificados pela presença de intercalações irregulares de dolomitos arenosos na

forma de lentes delgadas preenchendo depressões no topo do acamamento enterolítico. Níveis estromatolíticos parcialmente silicificados (Det), medindo até 2m de espessura, são encontrados entre as fácies De e Dmr, caracterizados como estratiformes com laminações irregulares e raros domos interligados, localmente exibindo porosidade fenestral (Figuras 8 e 11E).

Os ciclos observados na AF1 são interpretados como sucessões de raseamento e salinidade ascendentes (*shallowing and brining upward*), individualizados por três subambientes: inframaré (Dm), intermaré (Dcf, Dmr e Det) e supramaré/*sabkha* (De, Dev). A partir dos subambientes, dois tipos de ciclos de sedimentação são admitidos para planície de maré/*sabkha*: 1) Ciclos de inframaré/intermaré que ocorre logo após o contato com a Formação Serra do Quilombo; e 2) Ciclos de inframaré/intermaré/*sabkha*, que ocorrem principalmente nas porções intermediária e superior do membro inferior (Figura 8).

O dolomito fino maciço representa precipitação de lama carbonática em ambiente de inframaré de baixa energia sem influência de ondas, sendo uma área permanentemente submersa ao nível do mar (Shinn 1983, Tucker & Wright 1990). A zona de intermaré é dominada pela migração de formas de leito por meio de correntes trativas de fluxo oscilatório de maré, acompanhado de intervalos de águas paradas, marcados pelo recobrimento das formas pela lama carbonática. A presença de grãos siliciclásticos sugere influxos esporádicos de material terrígeno. Exposições subaéreas são indicadas por *curled flakes* e intraclastos tabulares delgados oriundos do ressecamento e retrabalhamento da lama carbonático (Shinn 1983, James 1984, Tucker & Wright 1990). A presença de pseudomorfos evaporíticos caracteriza a zona superior da intermaré. Os moldes de *popcorn* e nódulos sílex são registros da precipitação de minerais de evaporitos em poças efêmeras, de águas hipersalinas com temperatura acima de 35°C (Milliken 1979, Arbey 1980, Goodall *et al* 2000). A intermaré encontra-se entre a linha de maré baixa normal e maré alta, é caracterizada como um ambiente hidrodinamicamente ativo, submetida a constantes períodos alternados de inundação pela água do mar e exposição subaérea (Tucker & Wright 1990).

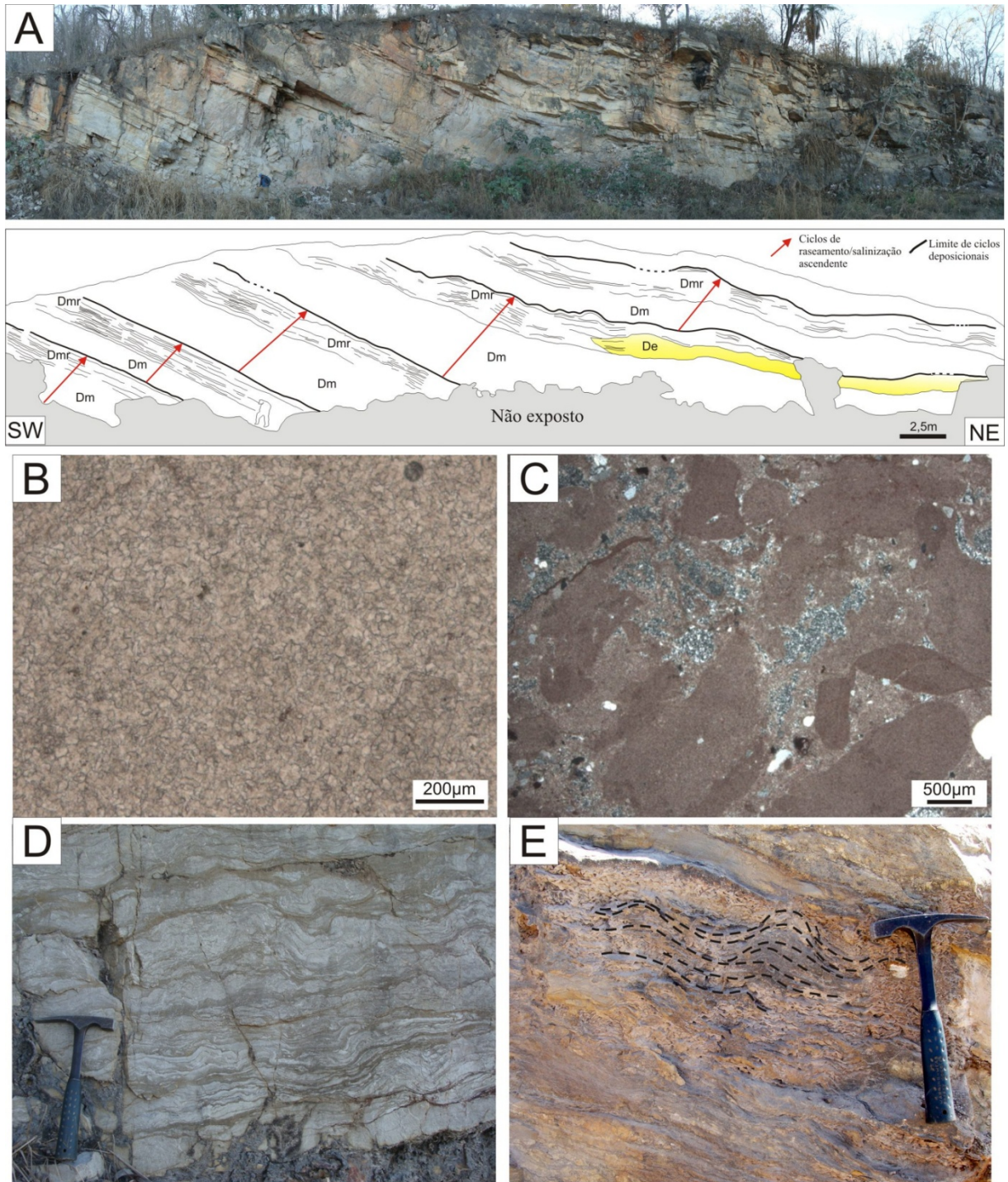


Figura 11 – A) Seção geológica panorâmica da pedra Emal-Camil. Ciclos compostos de dolomito fino maciço (Dm), *dolopackstone* com acamamento de *megaripples* (Dmr) e dolomito fino com acamamento enterolítico (De) indicando raseamento e salinidade crescente ascendentes; B) Aspecto textural petrográfico do dolomito fino maciço (Dm); C) *Dolopackstone* com intraclasto de dolomito fino (Dmr); D) Dolomito fino com acamamento enterolítico; E) Estromatólito estratiforme com raros domos.

A passagem de intermaré para supramaré/*sabkha* é marcada por níveis estromatolíticos (Figura 8). Segundo a classificação de Logan *et al.* (1964), estes são caracterizados como estromatólitos do tipo LLH cuja morfologia é estratiforme com laminações irregulares e onduladas lateralmente contínuas. Os estromatólitos LLH são desenvolvidos em ambientes restritos de baixa energia com ação mínima de correntes, neste caso caracterizados como poças efêmeras (*ponds*) presentes na interface intermaré/supramaré e supridas com água marinha durante a maré alta e tempestades.

A planície de *sabkha* ocorre junto à zona de supramaré em ambientes costeiros protegidos, com baixo aporte de sedimentos clásticos e alta taxa de evaporação em clima quente e árido; e esporadicamente inundada por ondas de tempestades (Kendall & Harwood 1996). As camadas com nódulos de sílex, textura *chicken-wire* e acamamentos enterolíticos são comuns nestes ambientes (Shinn 1983, Kendall 1992, Tucker 1992, Kendall & Harwood 1996). A precipitação de crostas salinas ocorre em lagos e/ou poças rasas efêmeras oriundas de inundações episódicas causadas por tempestades, com contribuição de águas meteóricas e marinha. O progressivo processo de evaporação aumenta a salinidade da água formando salmouras, e proporciona a precipitação intrasedimentar de evaporitos na zona vadosa. A mudança do volume entre consecutivas fases de recristalização dos minerais evaporíticos de gipsita-anidrita e anidrita-gipsita resulta no acamamento enterolítico e estrutura tipo *chicken-wire* (Kinsman 1966, Warren & Kendall 1985). Este processo causa pressão lateral contorcendo as crostas salinas em dobras do acamamento enterolítico, além de gerar rompimento de camadas formando diápiros (Castens Seidell 1984, Hardie & Shinn 1986). Eventos de inundação na zona de supramaré geram dissolução parcial dos evaporitos, cuja superfície irregular é preenchida por sedimentos arenosos formando um arcabouço tipo *sand patch fabric* (Kendall 1992).

4.6.1.2 Planície de maré árida mista (AF2)

A associação AF2 também é representada por ciclos de espessura métrica, de 1,5 a 8m formados por camadas tabulares intercaladas de dolomito fino, *dolograinstones* oolítico, *doloboundstone* microbial silicificado, arenito dolomítico, arenito fino a médio, pelito e níveis de evaporitos (Figura 12A). A base dos ciclos é formada por dolomito fino com acamamento maciço e laminação ondulada incipiente (Dm). Geralmente encontram-se associadas camadas

delgadas de *dolograinstone* oolítico (Doo) composto de oóides e pisóides, intraclastos carbonáticos e, subordinadamente, grãos terrígenos. Como feições diagenéticas ocorrem estilólitos, fenestras e níveis de sílex maciço (Figura 12B). Níveis de *doloboundstone* microbiano (Det), de até 1,5m de espessura, são encontrados na porção intermediária dos ciclos. Os estromatólitos encontram-se parcialmente silicificados, o que ressalta as lâminas microbiais cuja espessura varia de 1-2mm. Duas morfologias de estromatólitos foram observadas: 1) dômico a estratiforme; e 3) rugosas tipo cérebro (Figura 9). Os estromatólitos dômicos possuem um padrão ondulatório tridimensional com morfologia externa de hemisferas com até 10cm de diâmetro e 12cm de altura e colunas ligadas lateralmente (Figura 13A). Em geral estes estromatólitos estão posicionados entre as fácies Dm e Amr. Os estromatólitos rugosos ocorrem como domos isolados de até 30cm de diâmetro com laminações microbianas recobrando horizontes brechados com estruturas de *tepee* (Dt) (Figuras 13B e C).

Arenitos dolomíticos com até 4m de espessura, ocorrem apresentam *megaripples* (Amr) e laminação ondulada interna recoberta por finas intercalações de lamito (acamamento *flaser*), além de marcas onduladas assimétricas, intraclastos tabulares (*rip up clast*) dispersos e lâminas constituídas de grãos siliciclásticos (Figuras 9, 12A e C). Os *megaripples* podem ser recobertos por *drapes* de lamito carbonático com gretas de contração (Figura 12D). Raros moldes de evaporitos ocorrem na forma de nódulos de sílex (substituição de anidrita?) e *popcorn* (substituição de halita?). Internamente os moldes evaporíticos são compostos por microquartzo na borda, seguido por quartzina e mega quartzo no centro (Figura 13E). A fácies Amr se diferencia da fácies Dmr por apresentar mais de 70% de grãos siliciclásticos (quartzo, microclina e plagioclásio), além de intraclastos de dolomito fino e matriz dolomítica (Figura 12E). As camadas de dolomito fino com moldes evaporíticos (Dev) são mais frequentes para o topo dos ciclos.

A contribuição de material siliciclástico nos ciclos da AF2 é observada (Figuras 8 e 9): 1) no topo dos ciclos recobrando a fácies Amr na forma de camadas de arenito fino com laminação cruzada cavalgante (fácies Acc) e laminação cruzada de baixo ângulo (fácies Al) (Figura 12A); e 2) nos ciclos próximo ao contato da Formação Raizama compostos predominantemente por pelito laminado (Pl), além de arenitos/pelitos com acamamento heterolítico e laminação *wavy* (fácies APh), e laminação cruzada de baixo-ângulo (fácies Al).

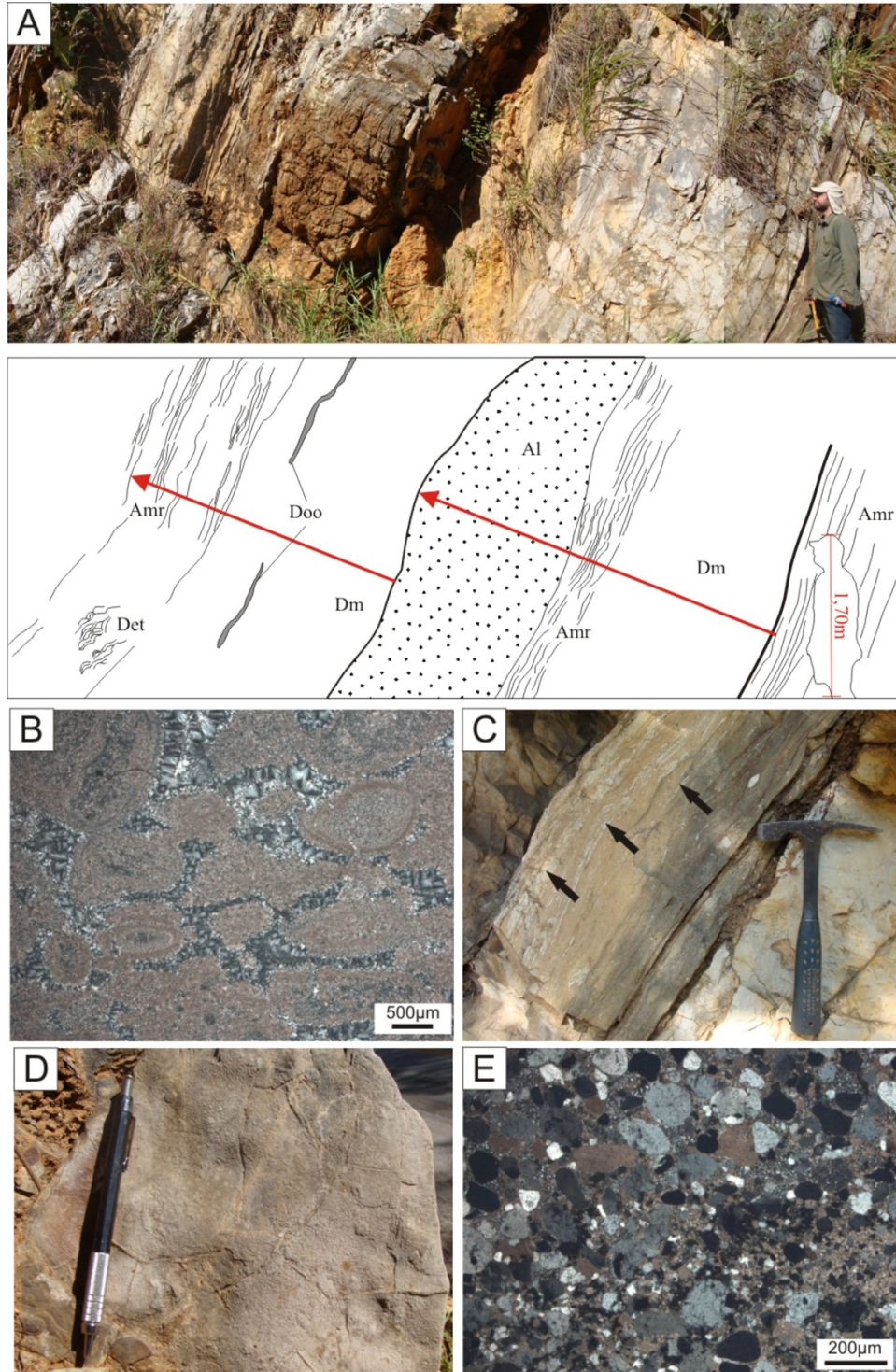


Figura 12 – A) Fácies da associação AF2, afloramento da rodovia BR-070 km 678, ciclos de raseamento ascendente compostos por dolomito fino maciço (Dm), *dolograinstone* oolítico maciço (Doo), *doloboundstone* microbiano (Det), arenito dolomítico com acamamento de *megaripples* (Amr), e arenito com laminação cruzada de baixo ângulo (Al); B) Grãos de oóides parcialmente deformados da fácies Doo; C) Fácies Amr com finas intercalações de lamito carbonático recobrem a laminação ondulada (seta); D) Marcas onduladas de interferência com gretas de dissecação no topo da fácies Amr; E) Fotomicrografia de arenito dolomítico, com intraclastos de dolomito fino, além de grãos siliciclásticos, fácies Amr (polarizadores cruzados).

Os ciclos são interpretados como sucessões de raseamento e salinidade ascendente (*shallowing and brining upward*) relacionados à progradação da planície de maré (*cf.* Pratt *et al* 1992, Tucker & Wright 1990), incluindo as zonas de inframaré (fácies Dm e Doo), intermaré mista (fácies Amr, Det, Al e Acc), supramaré (fácies Dt, Det e Dev) e inframaré/intermaré siliciclástica (fácies Pl, APh e Al).

A inframaré é caracterizada como um ambiente deposicional de baixa energia que permitiu a deposição de lama carbonática representada pelos dolomito fino maciço, enquanto nas áreas mais rasas ocorreu a migração de barras oolíticas em função de correntes trativas moderadas. A sedimentação carbonática foi sucessivamente inibida pelo aumento do influxo de siliciclásticos advindos do continente levando a deposição de pelitos no ambiente de inframaré. A interface inframaré/intermaré foi colonizada por esteiras microbianas, parcialmente protegidas das correntes, gerando formas estratiformes a dômicas. Areias com *megaripples* migravam na intermaré e foram recobertas por lamas carbonáticas durante os períodos de maré estofa. Marcas onduladas assimétricas, localmente com padrão de interferência, são atribuídas à migração de pequenas formas de leito induzidas por correntes de maré ou fluxo oscilatório. Períodos de exposição subaérea são marcados pela presença de gretas de contração, *tepees*, nódulos de sílex e intraclastos geralmente encontrados no limite dos ciclos. Os arenitos que apresentam laminação de baixo ângulo, marcas onduladas e laminação cruzada cavalgante são atribuídos a depósitos praias restritos de intermaré.

Os estromatólitos desenvolvidos sobre *tepees* e/ou horizontes brechados no ambiente de intermaré superior a supramaré, mostram morfologias rugosa ou tipo do cérebro. Os *tepees* são resultantes da cimentação sinsedimentar e expansão das camadas carbonáticas e/ou evaporíticas superficiais afetadas por um índice de evaporação elevado que proporciona a elevação do nível do lençol freático e a percolação de fluidos alcalinos (?) nas zonas vadasas (Demicco & Hardie 1994, Tucker 2003). O nível cimentado expande pelo crescimento intrasedimentar fragmentando o arcabouço em moldes poligonais e gerando intraclastos tabulares ou *tepees*.

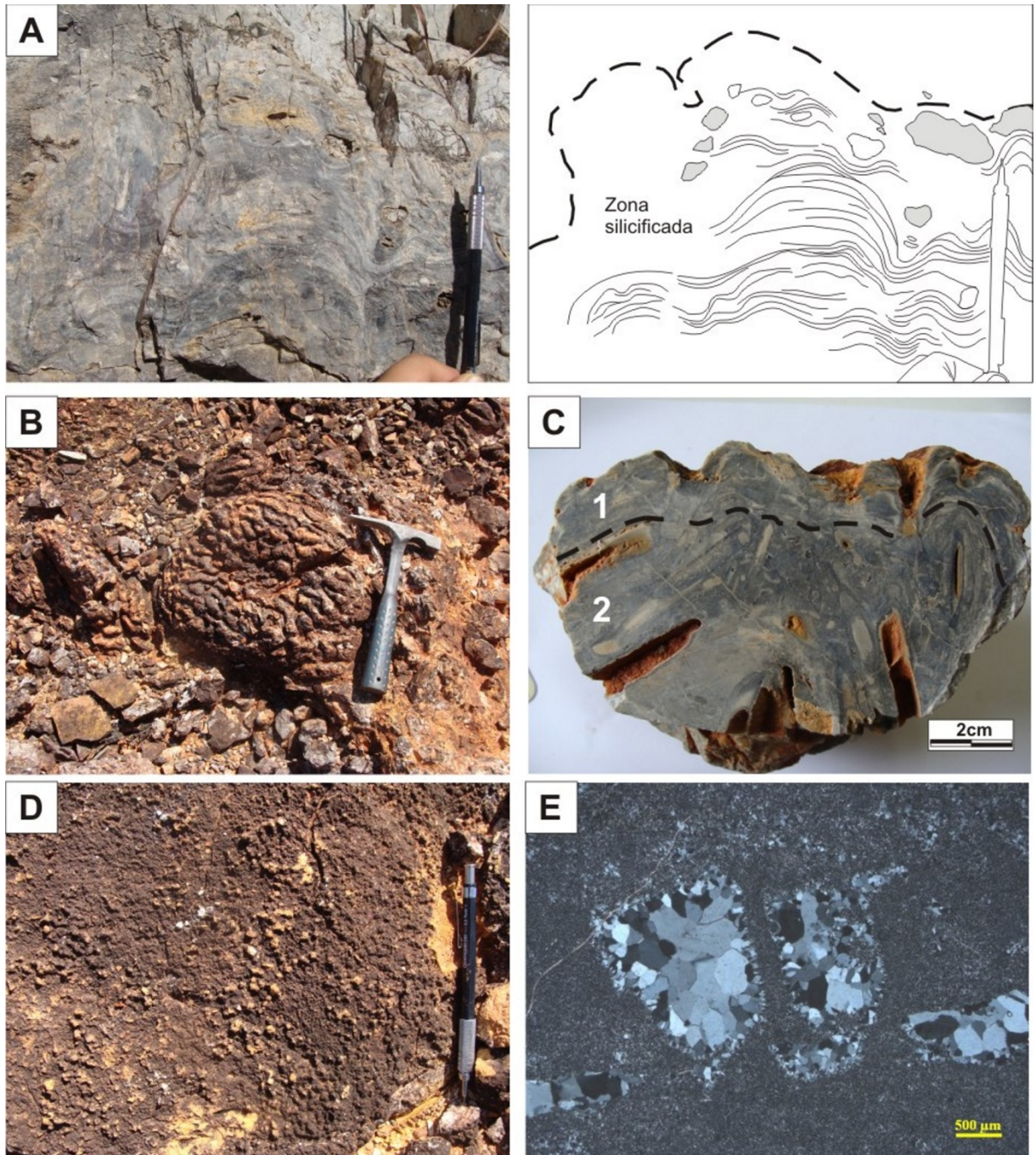


Figura 13 – Fácies sedimentares da associação AF2. A) Estromatólito estratiforme a dômico com laminações microbianas substituída por sílica diagenética. B) Estromatólito rugoso tipo “cérebro”. C) Laminações microbianas do estromatólito rugoso (1) recobrendo horizonte de brecha com clastos tabulares (2). D) Moldes evaporíticos na forma de *popcorn*. E) Fotomicrografia da textura interna de moldes evaporíticos constituídos de microquartzo, quartzina na borda e mega quartzo no centro (polarizadores cruzados).

4.7 MODELO DEPOSICIONAL

A Formação Nobres representa depósitos carbonáticos e mistos (carbonáticos/siliciclásticos) de perimará compreendendo depósitos de planície de maré/*sabkha* e planície de maré mista, que foram influenciados por um clima quente e árido. Estes depósitos ocupam a plataforma carbonática Araras, no sudoeste do Cráton Amazônico durante o Ediacarano (Figura 14). O início da deposição do membro inferior da Formação Nobres é marcado pela ocorrência de brecha carbonática de intermaré, posteriormente afogada com a implantação de ciclos de planície de maré/*sabkha* (Figura 14A). A diminuição da hipersalinidade e a maior contribuição de sedimentos siliciclásticos ao longo do tempo levaram ao desaparecimento da planície de *sabkha*, sendo substituída gradualmente por uma planície de maré mista (Figura 14B), onde a influência do material siliciclástico desfavoreceu a produção e sedimentação carbonática (Tucker & Wright 1990).

O caráter cíclico da sedimentação Nobres sugere o preenchimento sucessivo do espaço de acomodação de no máximo uma dezena de metros, poderia ter sido gerado pela subsidência tectônica ou variação cíclica do nível do mar. Porém, é difícil explicar a sedimentação cíclica de até 200 m espessura apenas pela variação do nível do mar. Desta forma a tectônica da bacia é considerada o principal motivo da criação recorrente do espaço de acomodação semelhante ao encontrado na sucessão sedimentares dos Pireneus (Bosence *et al.* 2009). Para explicar a sucessão espessa de ciclos superpostos admite-se que toda geração de espaço criada foi rapidamente preenchida pela produção de carbonato que, durante o Neoproterozóico, era controlada por comunidades de estromatólitos desenvolvidas em extensas áreas de planície de maré o que induzia a precipitação de carbonato *in situ* e lama carbonática nas áreas adjacentes (Grotzinger 1989, Grotzinger & Knoll 1999). O sucessivo maciço influxo de siliciclástico apresentam uma relação direta com o processo de soerguimento da Bacia Paraguai, provavelmente ligado ao início do fechamento do Oceano Clymene, durante a colisão Pampeana-Araguaia no limite Neoproterozoico-Cambriano (Thover *et al* 2010).

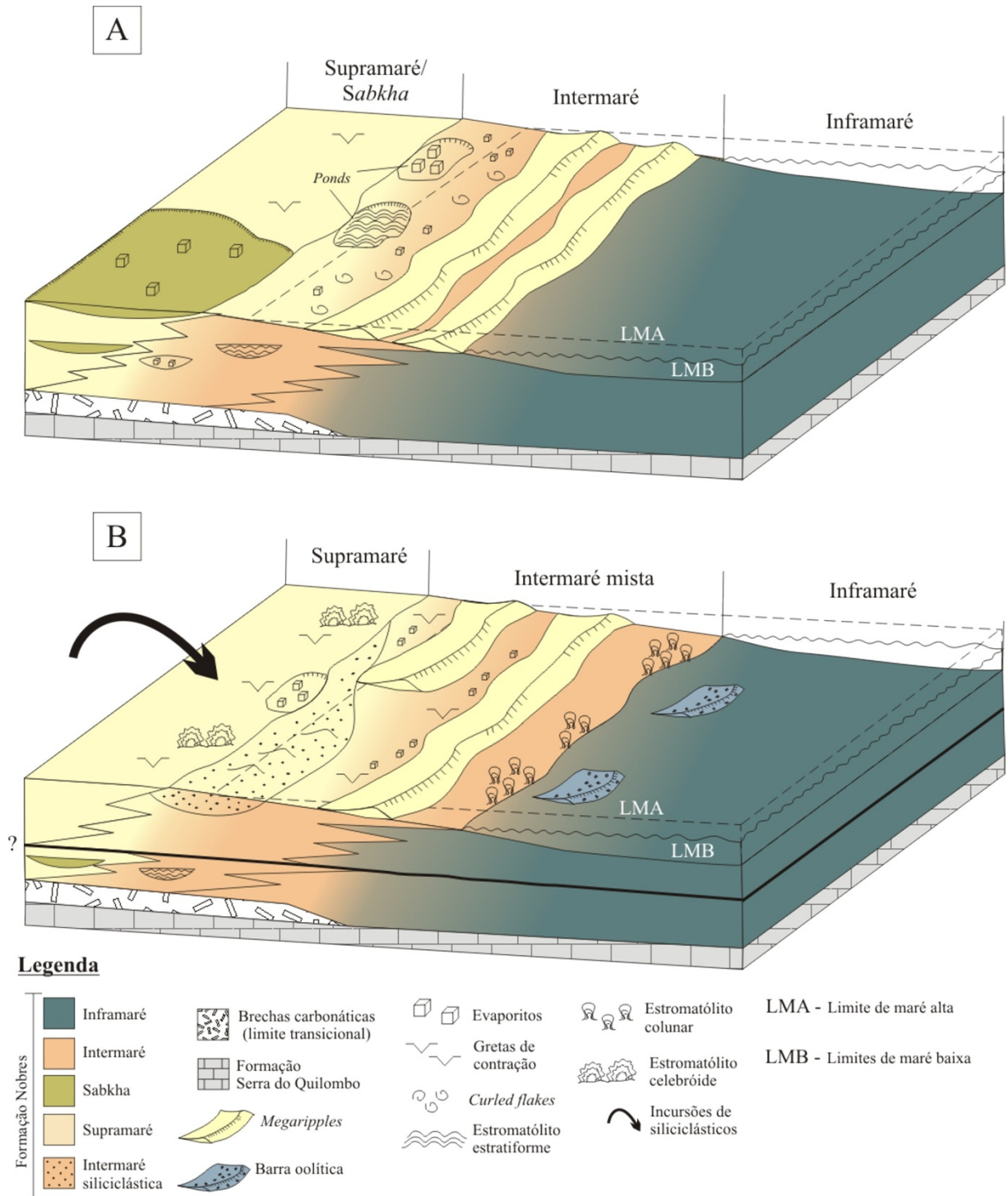


Figura 14 - Sistema de sedimentação da Formação Nobres. A) Membro inferior, planície de maré/*sabkha*; B) Membro superior planície de maré mista.

4.8 CONCLUSÕES

A sucessão carbonática da Formação Nobres foi subdividida em: 1) membro inferior, constituído por dolomito fino, *dolopackstone/wackestone* intraclástico, dolomito arenoso, estromatólitos e moldes evaporíticos; e 2) membro superior composto por dolomito fino, *dolograinstone* oolítico, estromatólitos, arenito dolomítico, arenito fino a médio e pelitos. Dolomitização e silicificação afetaram grande parte dos depósitos. A análise de fácies determinas dois ambientes deposicionais para Formação Nobres: a) planície de maré/*sabkha* que representa o membro inferior; passando para b) planície de maré mista do membro superior, ambos influenciados por um clima árido e quente com temperatura acima de 35°C.

A evolução de sedimentação da plataforma Araras no final do Neoproterozóico indica a progadação do ambiente de planície de maré/*sabkha* da Formação Nobres sobre o sistema de *shoreface* influenciado por tempestades da Formação Serra do Quilombo. Posteriormente, com a diminuição da hipersalinidade e maior aporte de siliciclásticos, foi estabelecido o sistema de planície de maré mista onde o progressivo e aumento de material siliciclástico inibiu a sedimentação carbonática. A sedimentação cíclica de perimará da Formação Nobres foi interrompida com a implantação dos canais incisos estuarinos da Formação Raizama, assim finalizando a evolução da plataforma carbonática Araras.

O estudo detalhado das exposições da Formação Nobres na região de Cáceres, Mato Grosso, além refinar a interpretação paleoambiental, permitiu ampliar a compreensão da evolução da sucessão carbonática do Grupo Araras no Ediacarano.

CAPÍTULO 5

5. ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO

O arcabouço quimioestratigráfico foi elaborado a partir da análise de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em rochas carbonáticas e carbonáticas híbridas, coletados ao longo dos perfis estratigráficos Pedreira Emal-Camil, referente ao perfil 1, e Km 678 da rodovia BR-070, do perfil 2 (Figura 18). No perfil do Km 693 não foi encontrado material adequado para aplicação da análise isotópica. No total, 97 amostras foram analisadas, sendo 13 amostras pertencentes ao topo da Formação Serra do Quilombo com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -0,27 a 0,4‰, e $\delta^{18}\text{O}$ de -7,3 a -4,0‰ (Tabela 3). Na Formação Nobres os valores obtidos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ entre -2,193 a 0,27‰ e -7,42 a -4,25‰ respectivamente (Tabela 3). As amostras de numeração 37 a 98 fazem parte do arcabouço quimioestratigráfico mostrado em Nogueira *et al.* (2007) e são reavaliadas neste trabalho.

5.1 AVALIAÇÃO DO SINAL ISOTÓPICO

A petrografia dos carbonatos da Formação Nobres indica processos diagenéticos de dolomitização, silicificação e recristalização, o que é comum em carbonatos pré-cambrianos. Tais processos geralmente são atribuídos à percolação de fluidos tardios meteóricos e/ou hidrotermais que podem levar à alteração dos valores isotópicos primário (Kaufman & Knoll 1995, Jacobsen & Kaufman 1999, Tucker 1992, Tucker & Wright 1990). Os valores de oxigênio apresentam empobrecimento elevado de $\delta^{18}\text{O}$ em todo perfil da unidade que atinge valores de até -7,42‰_{VPDB}, interpretados como reequilíbrio isotópico causado pela percolação de fluidos meteóricos ricos em ^{16}O que alteram o seu sinal isotópico primário. Desta forma os valores e a curva de $\delta^{18}\text{O}$ não são utilizados para interpretação paleoambiental já que os resultados obtidos não refletem as características da composição isotópica do oxigênio da água do mar neoproterozóico. No entanto os dados de $\delta^{18}\text{O}$ são utilizados como padrão para determinar o estágio de conservação dos isótopos de carbono.

Tabela 3 - Valores de isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos da Formação Nobres. Amostras alteradas ($\delta^{18}\text{O} > -8\text{‰}_{\text{VPDB}}$) estão destacadas em cinza. EC = Pedreiras Emal-Camil; BR-1 = km678 da BR-070; Dol = Dolomito; ADol = Arenito dolomítico S.Q = Formação Serra do Quilombo.

Número	Amostra	Local	Litotipo	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (VPDB)	Fácies/Unid	Número	Amostra	Local	Litotipo	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (VPDB)	Fácies/Unid	Número	Amostra	Local	Litotipo	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (VPDB)	Fácies/Unid
1	EC-1	EC	Dol	0,01	-4,5	S.Q	34	EC-36	EC	Dol	-0,6	-4,79	Dmr	67	A1C5-24	BR1	Dol	-1,437-	-4,975	Dm
2	EC-2	EC	Dol	-0,01	-5,26	S.Q	35	EC-38	EC	Dol	-1,7	-7,42	Dm	68	A1C5-25	BR1	Dol	-1,535	-4,441	Dm
3	EC-3	EC	Dol	0,02	-4,37	S.Q	36	EC-39	EC	Dol	-0,95	-5,16	Dm	69	A1C5-27	BR1	Dol	-1,500	-4,399	Dm
4	EC-4	EC	Dol	-0,14	-4,13	S.Q	37	A1C5-101	BR1	Dol	-0,639	-5,325	Doo	70	A1C5-28	BR1	ADol	-1,652	-3,700	Amr
5	EC-5	EC	Dol	-0,25	-4,73	S.Q	38	A1C5-102	BR1	Dol	-0,772	-5,177	Dm	71	A1C5-29	BR1	ADol	-1,725	-3,959	Amr
6	EC-6	EC	Dol	-0,21	-7,3	S.Q	39	A1C5-103	BR1	ADol	-0,848	-5,192	Amr	72	A1C5-30	BR1	Dol	-1,801	-4,921	Det
7	EC-7	EC	Dol	-0,24	-4,82	S.Q	40	A1C5-104	BR1	Dol	-1,459	-5,428	Doo	73	A1C5-31	BR1	ADol	-1,437	-3,421	Amr
8	EC-8	EC	Dol	0,04	-4,8	S.Q	41	A1C5-105	BR1	ADol	-0,899	-5,133	Amr	74	A1C5-32	BR1	Dol	-1,447	-3,500	Dm
9	EC-9	EC	Dol	-0,05	-6,15	S.Q	42	A1C5-106	BR1	Dol	-0,803	-5,561	Det	75	A1C5-33	BR1	Dol	-1,300	-3,629	Det
10	EC-10	EC	Dol	-0,11	-4,87	S.Q	43	A1C5-107	BR1	Dol	-0,629	-5,261	Dev	76	A1C5-34	BR1	Dol	-0,962	-3,996	Dm
11	EC-11	EC	Dol	0,06	-4,7	S.Q	44	A1C5-108	BR1	ADol	-0,584	-5,239	Amr	77	A1C5-35	BR1	Dol	-1,183	-4,407	Dm
12	EC-12	EC	Dol	0,4	-4	S.Q	45	A1C5-109	BR1	Dol	-0,137	-5,261	Dm	78	A1C5-36	BR1	ADol	-0,952	-5,145	Amr
13	EC-14	EC	Dol	-0,27	-6,22	S.Q	46	A1C5-1	BR1	ADol	-0,620	-4,060	Amr	79	A1C5-37	BR1	Dol	-1,247	-5,191	Dm
14	EC-15	EC	Dol	0,41	-4,85	Dr	47	A1C5-4	BR1	Dol	-0,779	-4,023	Dm	80	A1C5-38	BR1	ADol	-1,237	-4,995	Amr
15	EC-16	EC	Dol	-0,17	-7,02	Def	48	A1C5-6	BR1	Dol	-0,965	-4,469	Dev	81	A1C5-39	BR1	Dol	-2,144	-6,028	Dm
16	EC-17	EC	Dol	0,27	-4,25	Dm	49	A1C5-7A	BR1	ADol	-1,152	-4,304	Amr	82	A1C5-40	BR1	ADol	-1,310	-6,114	Amr
17	EC-18	EC	Dol	0,17	-5,43	Dm	50	A1C5-8	BR1	Dol	-1,292	-4,810	Dm	83	A1C5-41	BR1	ADol	-1,417	-6,724	Amr
18	EC-19	EC	Dol	0,08	-4,91	Dm	51	A1C5-9	BR1	Dol	-1,483	-4,768	Dm	84	A1C5-42	BR1	Dol	-1,108	-5,558	Doo
19	EC-20	EC	Dol	0,09	-4,93	Dmr	52	A1C5-10	BR1	Dol	-1,237	-4,696	Dmr	85	A1C5-43	BR1	Dol	-0,977	-5,348	Dm
20	EC-21	EC	Dol	-0,11	-5,3	Dmr	53	A1C5-11	BR1	Dol	-0,913	-5,868	Dm	86	A1C5-44	BR1	Dol	-2,193	-5,988	Dm
21	EC-22	EC	Dol	-0,11	-5,33	Dm	54	A1C5-12	BR1	ADol	-1,387	-4,673	Amr	87	A1C5-45	BR1	Dol	-1,038	-6,178	Dm
22	EC-23	EC	Dol	-0,1	-5,63	Dmr	55	A1C5-12B	BR1	Dol	-0,730	-4,908	Dm	88	A1C5-46	BR1	ADol	-1,420	-4,451	Amr
23	EC-24	EC	Dol	0,04	-5,55	Dm	56	A1C5-13	BR1	ADol	-1,364	-5,847	Amr	89	A1C5-47	BR1	ADol	-1,096	-4,629	Amr
24	EC-25	EC	Dol	0,03	-4,37	Dm	57	A1C5-13A	BR1	ADol	-1,821	-5,981	Amr	90	A1C5-48	BR1	Dol	-0,777	-3,925	Dm
25	EC-26	EC	Dol	-0,12	-4,99	Dmr	58	A1C5-14	BR1	ADol	-1,248	-5,679	Amr	91	A1C5-49	BR1	Dol	-0,883	-5,337	Dm
26	EC-27	EC	Dol	-0,13	-5,6	Dm	59	A1C5-15	BR1	Dol	-1,635	-4,739	Dm	92	A1C5-50	BR1	Dol	-0,790	-4,096	Det
27	EC-28	EC	Dol	-0,4	-4,39	Dmr	60	A1C5-16	BR1	Dol	-1,642	-4,090	Dmr	93	A1C5-51	BR1	Dol	-0,705	-5,052	Dmr
28	EC-29	EC	Dol	-0,29	-5	Dm	61	A1C5-17	BR1	Dol	-1,355	-4,863	Dmr	94	A1C5-52	BR1	Dol	-0,953	-4,323	Dm
29	EC-30	EC	Dol	-0,46	-5,36	Dmr	62	A1C5-18	BR1	Dol	-1,531	-4,660	Dmr	95	A1C5-54	BR1	Dol	-1,037	-5,182	Dm
30	EC-31	EC	ADol	-0,48	-4,99	Det	63	A1C5-19	BR1	Dol	-1,382	-5,068	Dmr	96	A1C5-55	BR1	Dol	-0,899	-5,549	Dm
31	EC-32	EC	Dol	-0,61	-6,17	Dmr	64	A1C5-20	BR1	ADol	-1,321	-4,906	Amr	97	A1C5-56	BR1	ADol	-0,691	-5,260	Amr
32	EC-33	EC	Dol	-0,56	-5,24	Dmr	65	A1C5-21	BR1	Dol	-1,514	-4,941	Dm	98	A1C5-57	BR1	Dol	-0,578	-5,563	Dm
33	EC-34	EC	Dol	-0,65	-4,63	De	66	A1C5-23	BR1	Dol	-1,752	-3,063	Dm							

Diferente do $\delta^{18}\text{O}$, a assinatura do $\delta^{13}\text{C}$ é menos susceptível a alteração durante a diagenese meteórica e dolomitização. Rochas neoproterozóicas apresentam obliteração da porosidade após a deposição inibindo a percolação de fluidos tardios tendo melhor capacidade de preservar a assinatura isotópica original (Knoll *et al.* 1986, Kaufman *et al.* 1991, Derry *et al.* 1992, Kaufman & Knoll 1995, Buick *et al.* 1995, Brasier *et al.* 1996, Halverson *et al.* 2004, Halverson *et al.* 2008). No entanto, a obliteração da porosidade pode não ser suficiente para impedir mudanças no sinal isotópico causadas por processos diagenéticos. Neste caso, para determinar amostras com valor isotópico significativo de $\delta^{13}\text{C}$, foram utilizados gráficos de $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 15) como padrão para avaliação empírica (Kaufman & Knoll 1995, Kha *et al.* 1999, Jacobsen & Kaufman 1999, Armstrong-Altrin *et al.* 2009). Amostras com empobrecimento de $\delta^{18}\text{O}$ com valores inferiores ou próximos a -8‰ e/ou com *trends* covariantes de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, são inadequados para interpretação paleoambiental por apresentar possivelmente sinal secundário. Desta forma, 4 amostras (amostras de número 6, 13, 15 e 35) que apresentaram padrões covariante e alto nível de empobrecimento de $\delta^{18}\text{O}$ e foram excluídas da construção da curva isotópica do arcabouço quimioestratigráfico da Formação Nobres. As amostras restantes demonstram forte dispersão dos valores e não covariantes entre $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 15). Este padrão pode significar que a percolação dos fluidos responsável pelos processos de dolomitização e silicificação não foi capaz de modificar o sinal isotópico primário dos dolomitos analisados.

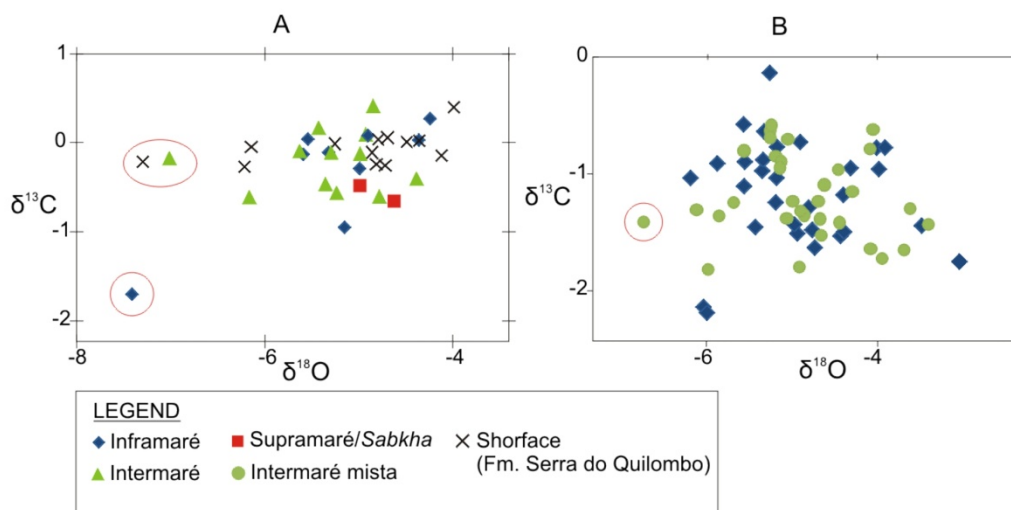


Figura 15 – Relação entre isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da Formação Nobres como indicador empírico de sinais isotópicos secundário, onde amostras circuladas indicam sinal isotópico secundário. A) Perfil 1 local da pedra Emal-Camil; B) Perfil 2, local da rodovia BR-070 Km 678. Valores isotópicos em ‰VPDB .

Os gráficos de $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ para cada subambiente da planície de maré Nobres demonstram que existe uma diferença no padrão de dispersão entre o sistema de planície de maré/*sabkha* (membro inferior) e a planície de maré mista (membro superior) (Figura 16). Na planície de maré/*sabkha* os subambientes de inframaré, intermaré e supramaré/*sabkha* exibem valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ aproximadamente iguais que variam de -1,7 a 0,27‰_{VPDB} e -7,42 a -4,25‰_{VPDB} respectivamente, onde os valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ ocorrem próximos ao contato com a Formação Serra do Quilombo. São encontrados dois valores anômalos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ no padrão de dispersão que apresentam um enriquecimento de isótopos leves de carbono e oxigênio e localizados em níveis silicificados. Estes resultados anômalos são interpretados como produto do reequilíbrio isotópico por processos diagenéticos. Na planície de maré mista, os subambientes de inframaré e intermaré mista também apresentam valores semelhantes onde $\delta^{13}\text{C}$ oscila entre -2,193 a -0,578‰_{VPDB} e $\delta^{18}\text{O}$ entre -6,724 a -3,06‰_{VPDB} e padrão de dispersão acentuado (Figura 16). Ao comparar com o a porção inferior, o sistema de maré mista possui valores mais negativos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ representados pelo deslocamento negativo do padrão de dispersão, indicando maior empobrecimento dos isótopos pesados na porção superior da unidade (Figura 16).

O contexto paleambiental da Formação Nobres que inclui ambiente com exposição subaérea parcial e proximidade do continente, sugere a possibilidade de percolação de fluídos meteóricos durante ou logo após a sedimentação (Banner & Hanson 1990; Joachimski 2006). Existe a dificuldades de inferir se estes fluídos contribuíram ou não para a alteração do sinal primário de carbono, sendo necessárias outras análises complementares para confirmar a alteração do sinal primário. Entretanto a avaliação pelos gráficos de $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ indica a preservação de grande parte dos sinais isotópicos primários de $\delta^{13}\text{C}$ nos dolomitos da Formação Nobres.

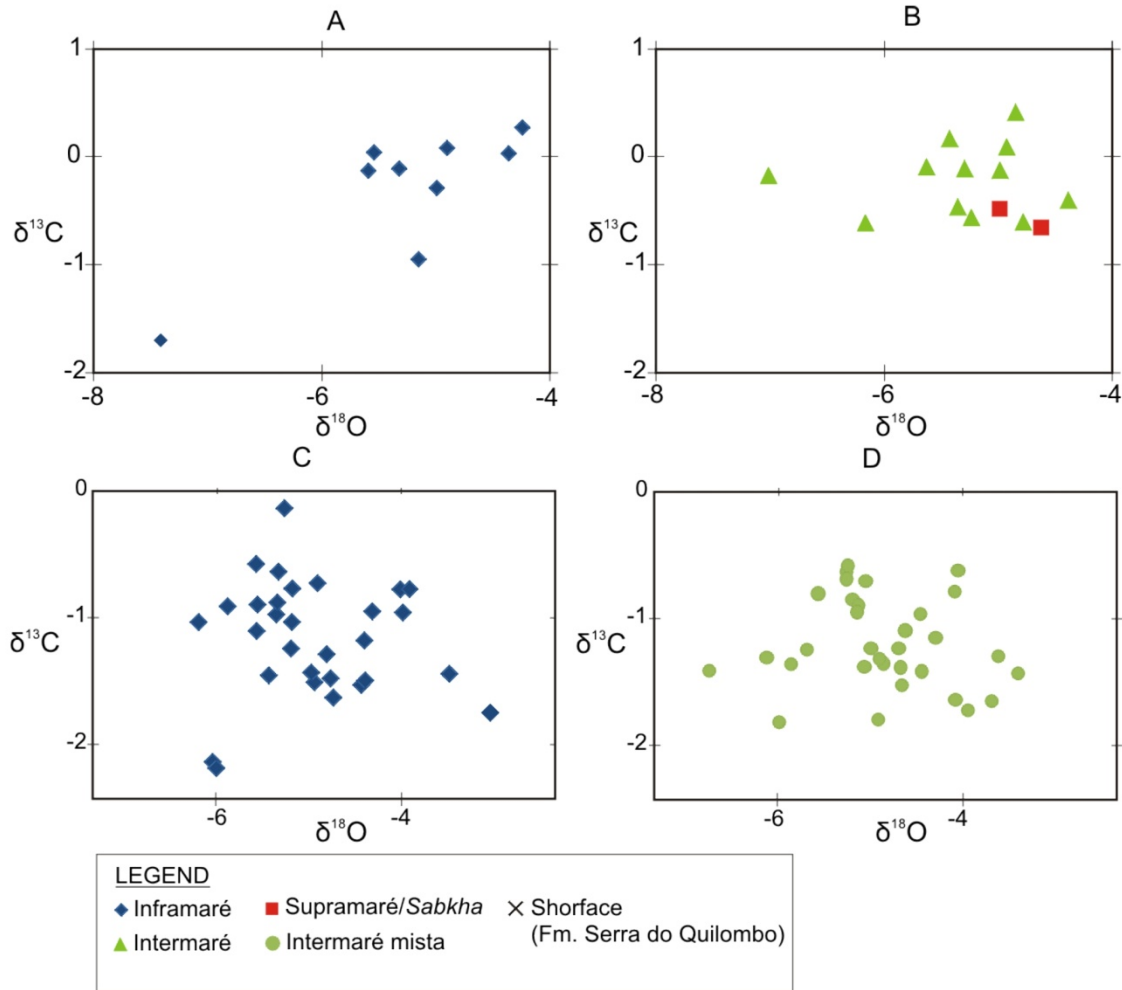


Figura 16 – Relação entre isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos subambientes da Formação Nobres. A e B) Planícies de maré/ *Sabkha*; C e D) Planícies de maré mista. Valores isotópicos em ‰_{VPDB}.

5.2 ARCABOUÇO QUIMIOESTRATIGRÁFICO

A curva isotópica do arcabouço quimioestratigráfico da Formação Nobres e Serra do Quilombo, revela quatro características de comportamento da curva (I, II, III e IV) ligados a variação do tipo de ciclos deposicionais da Formação Nobres (Figura 17). O tipo I está relacionado à plataforma rasa influenciada por ondas da Formação Serra do Quilombo, que apresenta sinais isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ próximo de zero variando entre $-0,27$ a $0,4\%$ _{VPDB} e *trend* uniforme. O tipo II é referente à transição entre a Formação Serra do Quilombo e Formação Nobres, onde são registrados valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre $-0,12$ a $0,41\%$ _{VPDB}. Nesta seção a curva na Formação Serra do Quilombo demonstra enriquecimento gradativo de $\delta^{13}\text{C}$ ao se aproximar da superfície de contato entre as unidades. À medida que avança para os primeiros ciclos de perimaré da Formação Nobres, a curva apresenta o empobrecimento contínuo de $\delta^{13}\text{C}$ com

valores de até $-0,12\text{‰}_{\text{VPDB}}$. O padrão do tipo III é definido como o sinal isotópico típico da Formação Nobres, encontrado nos perfis 1 e 2 analisados. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são entre $-1,80$ e $-0,13\text{‰}_{\text{VPDB}}$ com *trend* uniforme com tendência negativa que demarca a implantação dos ciclos da planície de maré/*sabkha*, também ocorrendo um *trend* uniforme com valores menos empobrecidos, referentes aos ciclos da planície de maré mista com estromatólitos. O padrão isotópico tipo III foi usado como parâmetro confiável para a correlação do membro superior (topo do perfil 1 com o perfil 2, Figura 17). Esta constatação abre perspectivas de usar as curvas isotópicas em correlações dos membros da Formação Nobres. Finalmente, o padrão do tipo IV que apresenta *trend* serrilhado e valores de $\delta^{13}\text{C}$ $-2,19$ a $-0,73\text{‰}_{\text{VPDB}}$, foi somente observado no membro superior da unidade referente ao sistema de planície de maré mista (Figura 17).

A interpretação dos padrões isotópicos é feita em conjunto com os dados de fácies sedimentares e seguindo o modelo de estratificação de águas oceânicas durante o Ediacarano (*e.g.* Calver 2000; Shen *et al.* 2008; Ader *et al.* 2009, Li *et al.* 2010, Narbonne 2010). O padrão do tipo I está relacionado ao ambiente de plataforma rasa com maior circulação de água proporcionada principalmente durante a ação de ondas de tempestades. A circulação de água influencia no fracionamento isotópico causado pela mistura de águas com diferente composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$, onde o padrão equilibrado próximo de zero pode ser interpretado como a mistura de fluídos advindos da porção continental, os quais apresentam maior quantidade de matéria orgânica oxidada, contribuição de águas meteóricas ambas enriquecidas em ^{12}C (Banner & Hanson 1990;). Porém, não se pode admitir que a circulação produzida somente pela ação de ondas de tempestades, que é um processo episódico, contribua com o aporte de ^{13}C . Admite-se a presença de um oceano estratificado margeando o sistema de perimaré da Formação Nobres conferindo aporte significativo de ^{13}C por fenômenos de ressurgência, equilibrando o sinal isotópico próximo a zero. Este fenômeno as águas profundas advindas das porções distais da bacia são enriquecidas em ^{13}C devido a maior conservação da matéria orgânica por anoxia e/ou soterramento (Knoll *et al.* 1986, Hayes *et al.* 1999). A proposta de um oceano estratificado no Ediacarano tem sido elucidada para os depósitos da Formação Doushantuo, na China. Este possuiria zonas óxicas, sulfídicas e ferruginosas favorecendo a baixa concentração de sulfatos que permitia a preservação da matéria orgânica (Li *et al.* 2010, Narbonne 2010).

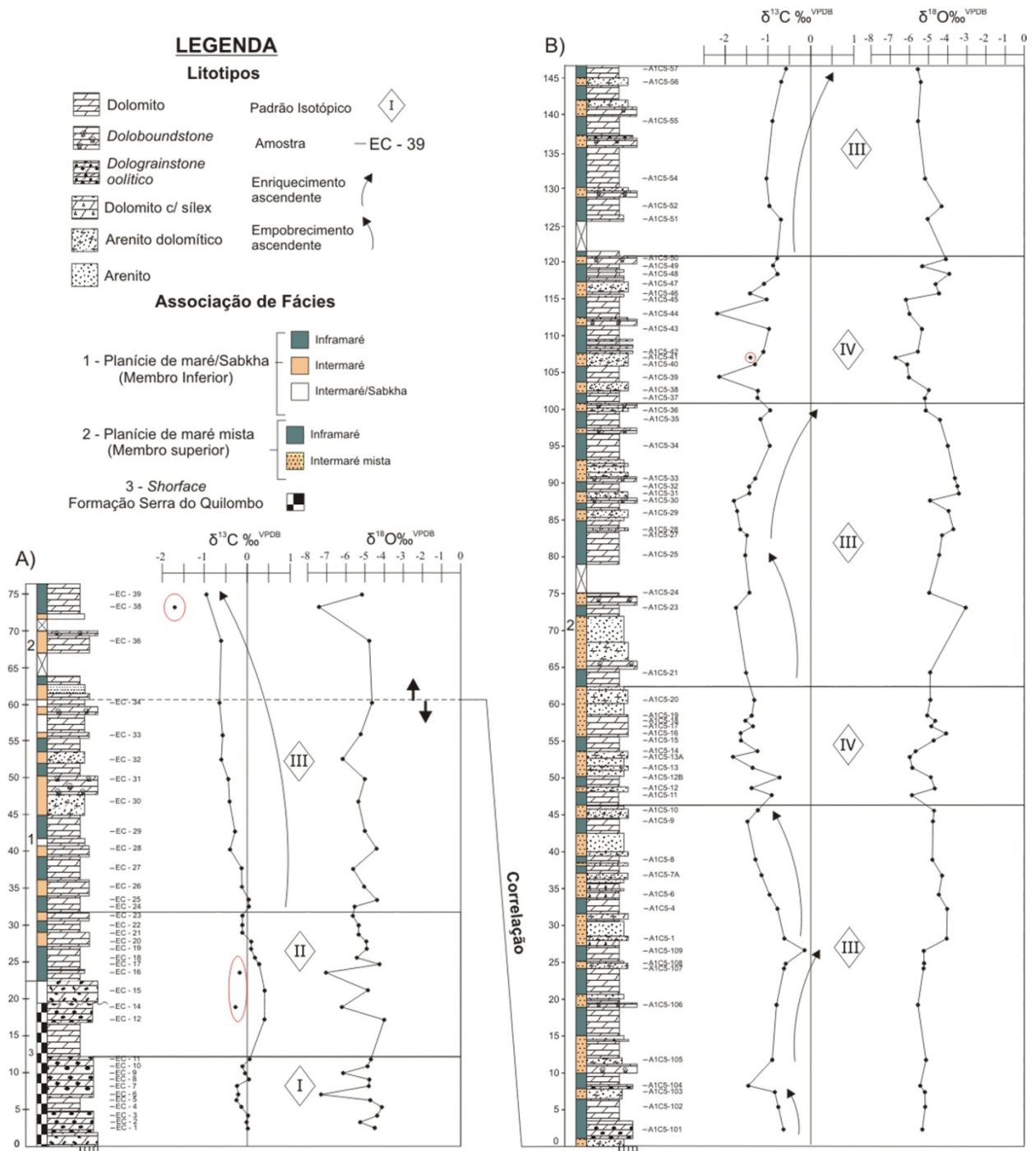


Figura 17 – Arcabouço quimiestratigráfico da Formação Nobres obtido por meio de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, com os intervalos isotópicos determinados (I, II, III e IV). A) Perfil da pedraira Emal-Camil; e B) Perfil do Km 678 da rodovia BR-070. Amostras destacadas são consideradas alteradas isotopicamente.

O padrão tipo II é ligado à transição entre o sistema de *shoreface* da plataforma rasa da Formação Serra do Quilombo para o sistema de planícies de maré/*sabkha* da Formação Nobres, onde excursões positivas de $\delta^{13}\text{C}$ ocorrem na porção de contato entre as unidades. A

excursão positiva de $\delta^{13}\text{C}$ pode ser atribuída a três hipóteses: 1) conservação da matéria orgânica em ambiente anóxico e/ou por soterramento (Knoll *et al.* 1986, Hayes *et al.* 1999); 2) produção de metano ou precipitação de carbonato em zonas de metanogénicas (Mazzullo 2000; Ogrinc *et al.* 2002; Moore *et al.* 2004; Meister *et al.* 2007; Sivan *et al.* 2007; Assayag *et al.* 2008); 3) remoção do ^{12}C pela atividade microbiana (Mook *et al.* 1974; Hollander & McKenzie 1991; Freeman & Hayes 1992; Melezhik *et al.* 1999; Werne & Hollander 2004). A proposta 1 não condiz com interpretação paleambiental, onde os sistemas de perimará com uma ampla área de exposição subaérea vai contra a preservação de matéria orgânica. A proposta 2 implica na presença de uma fonte de metano, não observada nos depósitos analisados. Embora o processo de dolomitização primária possa ser associado à metanogênese, na Formação Nobres a dolomita é principalmente secundária. O consumo de ^{12}C pela atividade biológica da proposta 3 é a mais adequada e vem de encontro com a proposta paleoambiental da transição entre as formações Serra do Quilombo e Nobres (Figura 17). Durante o Neoproterozóico, a atividade orgânica era controlada principalmente por microrganismos e comunidades de estromatólitos desenvolvidas em extensas áreas de planície de maré que induzia remoção do CO_2 da água pelo processo de fotossíntese, resultando na redução do fracionamento de ^{12}C e conseqüentemente o enriquecimento gradativo de $\delta^{13}\text{C}$ (Hayes *et al.* 1999; Werne & Hollander 2004). A transição se refere principalmente na ampliação do ambiente de intermaré proporcionando a intensa atividade biológica com o conseqüente consumo maciço de ^{12}C .

No padrão tipo III ocorre à queda gradativa de $\delta^{13}\text{C}$ em conjunto com a implantação dos primeiros ciclos de planície de maré/*sabkha* da Formação Nobres em função da passagem do ambiente de plataforma rasa para o de planícies de maré. O empobrecimento de $\delta^{13}\text{C}$ em sistemas de planícies de maré é interpretado como a influência de águas continentais ricas em ^{12}C durante ou logo após a sedimentação, a baixa preservação de matéria orgânica relacionada aos períodos de exposição subaérea e alta taxa de evaporação (Banner & Hanson 1990; Joachimski 2006)

O Padrão do tipo IV é definido com um período de reequilíbrio do sinal isotópico em função do fracionamento isotópico da mudança dos tipos de ciclos da planície de maré mista e/ou oscilação do nível do mar, normalmente encontrado entre os *trends* de empobrecimento ou enriquecimento ascendente de $\delta^{13}\text{C}$.

Nos depósitos de planície de maré mista, observa-se que a variação da tendência da curva de $\delta^{13}\text{C}$ em função do tipo de ciclo de perimará, pode estar ligada às oscilações do nível do mar. Os ciclos com maior contribuição da sedimentação continental e maior taxa de evaporação, indicados pela presença de material siliciclástico e maior abundância frequência de evaporitos, exibem *trends* com empobrecimento ascendentes de $\delta^{13}\text{C}$, provavelmente ligados a períodos de queda do nível do mar (Figura 17). Da mesma forma, existe uma correlação entre a maior frequência de estromatólitos com os *trends* com enriquecimento de $\delta^{13}\text{C}$, possivelmente ligados a um período de elevação do nível do mar que proporciona o aumento de nutrientes favorecendo a proliferação de colônias de estromatólitos.

CAPÍTULO 6

6. CONCLUSÕES FINAIS

A análise de fácies da Formação Nobres na região de Cáceres (MT) permite o reconhecimento de 13 fácies sedimentares agrupadas em 2 associações de fácies, que compreendem: (i) depósitos de planície de maré e *sabkha*, perfazendo o membro inferior, e (ii) depósitos de planície de maré mista, encontrados no membro superior. Ambos os sistemas de planície de maré são relacionados a um clima árido com temperaturas acima de 35°C. A evolução de sedimentação da Formação Nobres é caracterizada pelos seguintes eventos:

1) implantação da planícies maré/*sabkha*, sobre o contato brusco com a Formação Serra do Quilombo caracterizado por um nível de brecha carbonática maciça, sem a interrupção da ciclicidade de raseamento ascendente e sedimentação carbonática entre os depósitos de *shoreface* (Serra do Quilombo) e de perimará (Nobres);

2) diminuição da hipersalinidade e contribuição crescente de sedimentos siliciclásticos ao longo do tempo que leva ao desaparecimento da planície de *sabkha*, e a instalação de uma planície de maré mista no topo da Formação Nobres;

3) interrupção da sedimentação da plataforma carbonática Araras pelo canais estuarinos da Formação Raizama, Grupo Alto Paraguai.

O caráter cíclico da sedimentação Nobres, totalizando mais de 200m de espessura para a unidade, é atribuído ao contínuo e recorrente criação de espaço de acomodação com conseqüente raseamento da bacia provavelmente ligado à subsidência tectônica, que era rapidamente preenchido pela produção de carbonato que, durante o Neoproterozóico, era controlada por comunidades de estromatólitos desenvolvidas extensas áreas de planície de maré que induzia a precipitação de carbonato *in situ* e lama carbonática nas áreas adjacentes por meio da remoção do CO₂ da água pelo processo de fotossíntese. O maciço influxo de siliciclástico no final da deposição da Formação Nobres, inibindo a sedimentação carbonática, é atribuída ao soergimento de áreas-fontes ligada ao início do fechamento do Oceano Clymene, durante a colisão Pampeana-Araguaia no limite Neoproterozóico-Cambriano

Os dados de isótopos de carbono e oxigênio revelam que o sinal isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ é de natureza secundária em função do reequilíbrio isotópico causado pela percolação de fluidos diagenéticos responsáveis pela dolomitização e silicificação. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ possuem caráter primário atribuído a maior resistência do $\delta^{13}\text{C}$ a modificações diagenéticas, assim

representando a composição isotópica do mar neoproterozóico durante a deposição da Formação Nobres. A curva do arcabouço quimioestratigráfico com os isótopos de C e O permite a correlação entre os afloramentos da Formação Nobres. A análise da curva de $\delta^{13}\text{C}$ evidenciou a proposta de um oceano com águas estratificadas como sugerido para o Ediacarano (Calver 2005; Shen *et al.* 2008; Ader *et al.* 2009, Li *et al.* 2010, Narbonne 2010), além de demonstrar a variação da oscilação do nível do mar com auxílio da análise de fácies sedimentares.

REFERÊNCIAS

- Adams A.E., Mackenzie W.S., Guilford C. 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Longman, Harlow, 140 pp.
- Ader, M., Macouin M., Trindade R.I.F, Hadrien M-H., Yang Z., Sun Z., Besse J. 2009. A multilayered water column in the Ediacaran Yangtze platform? Insights from carbonate and organic matter paired $\delta^{13}\text{C}$. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 288:213–227.
- 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.
- 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. 1964. Geologia do Centro-Oeste matogrossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim 219, 1-53p.
- Almeida, F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: Almeida, F. F. M. & Hasui, Y. coords. (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Blücher Ltda., p.:265-281.
- Almeida, F.F.M. de & Mantovani, M.S.M. 1975. Geologia e geocronologia do Granito de São Vicente, Mato Grosso. *Anais da Academia Brasileira de Ciências.*, 47:451-458.
- Alvarenga, C.J.S. & Trompette, R. 1994. A Faixa Paraguai e sua compartimentação estratigráfica e tectônica. In: SBG, *Con. Bra. Geo.* 38., *Anais*.1, p. 239-240.
- Alvarenga, C.J.S., Figueiredo, M.F., Babinsky, M., Pinho, F.E.C. 2007. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay belt): Evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *J. South Amerci. Earth Sci.*, 23:236–241.
- Alvarenga, C.J.S., Santos, R.V., Dantas, E.L. 2004. C–O–Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Res.*, 131:1–21.
- Arbey, N. 1980. Silicification des évaporites: Bulletin, Centres de Recherches Exploitation-Production Elf-Aquitaine., 4:309-365. In: Warren, J.K. 2006 (eds.). *Evaporites: Sediments, Resource and Hydrocarbons*. pringer-Verlag Berlin Heidelberg. Germany. 1035pp.
- Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P., Worden, R.H. 2009. Carbon, oxygen, and strontium isotope geochemistry of carbonate rocks of the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: implications for paleoenvironment and diagenesis. *Chem. Erde - Geochem.* 69:45–60.
- 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). p.984-987.
- Assayag, N., Jézéquel, D., Ader, M., Viollier, E., Michard, G., Prévot, F., Agrinier, P. 2008. Hydrological budget, carbon sources and biogeochemical processes in Lac Pavin (France): constraints from $\delta^{18}\text{O}$ of water and $\delta^{13}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon. *Appl. Geochemical.* 23:2800–2816.

- Babinsky, M., Trindade, R.I.F, Alvarenga, R.V. 2006. Geochronological constraints on the Neoproterozoic glaciations in Brazil. *In: Snowball Earth, Monte Verito, Tricino (Switzerland)* p. 19-20.
- Banner, J. L., Hanson, G. N., 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water–rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 54:3123–3137.
- Barros, A.M., Silva, R.H.da; Cardoso, O.R.F.A .; Freire, A.F.; Souza Jr., J.J. de; Rivetti, M., Luz, D.S. da; Palmeira, R.C. de 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. 1, 26:25-192.
- Boggiani, P. C. 1997. Análise estratigráfica da bacia Corumbá (Neoproterozóico) Mato Grosso do Sul. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 181p.
- Bosence, D., Procter E., Aurrel M., Kahla, A.B., Boudagher-Fadel, M., Casaglia, F., Cirilli, S., Mehdie, M., Nieto, L., Rey, J., Scherreiks, R., Soussi, M., Waltham, D. 2009. A dominant tectonic signal in high-frequency, peritidal carbonate cycles? A region analysis of Liassic platforms from western Tethys. *J. Sediment. Res.* 79:389-475.
- Brasier, M.D., Shields, G., Kuleshov, V.N., Zhegallo, E.A. 1996. Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic–early Cambrian of southwest Mongolia. *Geol. Magazine.*, 133:445–485.
- Buick, R., Des Marais, D. J., Knoll, A. H. 1995. Stable Isotopic compositions of carbonates from the Mesoproterozoic Bangemall Group, northwestern Australia. *Chem. Geol.*, 123:153–171.
- Calver, C. R. 2000. Isotope stratigraphic of the Ediacaran (Neoproterozoic III) of the Adelaide Rift Complex, Australia, and the overprint of water column stratification. *Precambrian Res.*, 100:121-150.
- Castelneau, F. 1850. Expedition dans les parties centrales del' Amérique du Sud. Histoire du Voyage Tomo II. Librairie Editeur, Paris, 485 pp.
- Castens-Seidell, B. 1984. The anatomy of a modern marine siliciclastic sabkha in a rift valley setting: northwest Gulf of California tidal flats, Baja Californis: Unpublished Ph.D dissertation, The John Hopkins University, Baltimore, 386. *In: Demicco R. V & Hardie L. A. 1994. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. SEPM Atlas n°1.* Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 265 pp.
- Demicco R.V & Hardie L.A. 1994. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. *SEPM Atlas n°1.* Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 265 pp.
- Derry, L.A.; Kaufman, A.J.; Jacobson, S.B. 1992. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56:1317-1329.
- Dickson, J.A.D. 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining: *J. Sediment. Petrology*, 36:491-505.

- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In*: W.E. Ham (Ed.) *Classification of Carbonate rocks. Am. Ass. Petrol. Geol.*, p.108-121 (Memoir1).
- Evans J.W. 1894. The Geology of Mato Grosso, particularly the region drained by the upper Paraguay. *Quart. J. Geol. Soc. London*, L:85-104.
- Figueiredo A.J.A. & Olivatti O. 1974. O projeto Alto – Guaporé. Goiânia, DNPM/ CPRM, Relatório do arquivo técnico da DGM, n. 2323,11v.
- Figueiredo, M.F, Babinsky, M., Alvarenga, C.J.S., Pinho, F.E.C. 2008 Nova Unidade Litoestratigráfica Registra Glaciação Ediacarana em Mato Grosso: Formação Serra Azul. *Rev. Instituto de Geociências – USP.*, 8(2):65-75.
- Freeman, K.H., Hayes, J.M., 1992. Fractionation of carbon isotopes by phytoplankton and estimates of ancient CO₂ levels. *Global Biogeochem.*, 6:185–198.
- Goodall, T.M.; North, C.P.; Glennie, K.W. 2000. Surface and subsurface sedimentary structures produced by salt crusts. *Sedimentology* 47:99-118.
- Grotzinger, J.P. 1989. Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype. *In*: P. D. Crevello, J. L. Wilson, J. F. Sarg and J. F. Read (eds) *Controls on Carbonate Platform and Basin Development.*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 44. Tulsa. p.: 79–106.
- Grotzinger, J.P. & Knoll, A.H. 1999. Stromatolites in Precambrian carbonates: evolutionary mileposts or environmental dipsticks?. *Annual Review of Earth Planet. Sci.*, 27:313–358.
- Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof, A.C., Rice, A.H.N. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 117:1181-1207.
- Halverson, G.P., Maloof, A.C., Hoffman, P.F. 2004. The Marinoan glaciation (Neoproterozoic) in northeast Svalbard. *Basin Research.* 16:297–324
- Hardie, L.A. & Shinn, E.A. 1986. Carbonate depositional environments; Part 3: Tidal flats. *Colorado School of Mines Quartely.*, 81:59-74.
- Hayes, J.M., Strauss, H., Kaufman, A.J. 1999. The abundance of ¹³C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chemical. Geology.*, 161:103–125.
- Hennies W.T. 1966. Geologia do Centro-Norte, Mato Grosso. Tese de Doutorado, Instituto Politécnico, Universidade de São Paulo, 65 p.
- Hoffman P.F. & Schrag D.P. 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, 14:129-155.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P., 1998. A Neoproterozoic snowball. *Earth Sci.* 281:1342–1346.

- Hollander, D.J. & McKenzie, J.A., 1991. CO₂ control on carbon isotope fractionation during aqueous photosynthesis: a paleo-*p*CO₂ barometer. *Geology*, 19:929–932.
- Hyde, W.T., Crowley, T.J., Baum, S.K., Peltier, W.R., 2000. Neoproterozoic “snowball Earth” simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature* 405:425–429.
- Jacobsen, S.B. & Kaufman, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chem. Geol.* 161:37-57.
- James, N.P. 1984. Shallowing upward sequences in carbonates. In: R. G. Walker & N.P. James (eds.) 1992. *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada, p.: 1-13.
- Joachimski, M.M. 1994. Subaerial exposure and deposition of shallowing upward sequences: evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains. *Sedimentology*.. 41:805-824
- Kaufman, A.J. & Knoll, A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. In: A.H. Knoll & M.R. Walter (eds.) *Neoproterozoic stratigraphy and Earth History. Precambrian Res.*, 73:27-49.
- 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., Knoll, A.H., Narbonne, A.H., 1997. Isotopes, ice ages and terminal Proterozoic stratigraphy—an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia. *Precambrian Res.*,73:251–270.
- Kendall, A.C. & Harwood, G.M. 1996. Marine evaporites: arid shorelines and basins. In: Reading, H.G. (eds.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy Blackwell Science*, Oxford. p.: 281–324.
- Kendall, A.C. 1992. Evaporites. In: R.G.Walker & N.P.James (eds.) *Facies Models – Response to Sea Level Change.*, Geological Association of Canada, St. John's. p.: 375–409
- 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. (Eds.) 1997, *Sequence stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course Notes #40, 165 pp.
- Kinsman, D.J.J. 1966. Gypsum and anhydrite of recent age, Trucial Coast, Persian Gulf. In: Demicco R.V & Hardie L.A. 1994. *Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits*. SEPM Atlas series n°1. Tulsa, Oklahoma, U.S.A.
- Knoll, A.H., 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precambrian Res.* 100:3-20.

- Knoll, A.H., Hayes, J.M., Kaufman, A.J., Swett, K., Lambert, I.B., 1986. Secular variation in carbon isotoperatios from upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, 321:832–837.
- Li, C., Love G.D., Lyons. T.W., Fike, D.A., Sessions, A.L., Chu, X. 2010. A stratified Redox Model for the Ediacaran ocean. *Science*. 328:80-83.
- Logan, B.W., Rezak R., Ginsburg R.N. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites: *J. Geology*., 72:68-83.
- Mazzullo, S.J., 2000. Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments. *J. Sediment. Res.*, 70:10–23.
- Meister, P., McKenzie, J.A., Vasconcelos, C., Bernasconi, S., Frank, M., Gutjahr, M., Schrag, D.P., 2007. Dolomite formation in the dynamic deep biosphere, results from the Peru Margin, OPD Leg 201. *Sedimentology*. 54:1007–1032.
- Melezhik, V.A., Fallick, A.E., Medvedev, P.V. 1999. Extreme $^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite-’red beds’ association in a global context: a case for the world-wide signal enhanced by a local environment. *Earth Sciency. Revist.* 48:71–120.
- Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review*, 22(4):105-118.
- Miall, A.D. 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate. In: MIALL, A.D. & TYLER, N. (eds.) *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hidrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology/SEPM, p.: 6-12.
- Milliken, K.L., 1979. The silicified evaporite syndrome, two aspects os silicification history of former evaporate nodules from southern Kentucky and northern Tennessee. *J. Sediment. Petro.*, 49:245-256.
- Mook, W.G., Bommerson, J.C., Staverman, W.H., 1974. Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 22:169–176.
- Moore, T.S., Murray, R.W., Kurtz, A.C., Schrag, D.P. 2004. Anaerobic methane oxidation and the formation of dolomite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 229:141–154.
- Narbonne, G.M. 2010. Ocean Chemistry and Early Animals. *Science*. 328:53-54.
- Narbonne, G.M., Kaufman, A.J., & Knoll, A.H. 1994. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the upper Windermere Supergroup (Neoproterozoic), northwestern Canada: Implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals. *Geological Society of America Bulletin.*, 106:1281-1292.
- Nogueira, A.C.R., 2003. A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo. 173 p.

- Nogueira, A.C.R.; Riccomini, C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e Sul do Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, 36(4):623-639.
- Nogueira, A.C.R.; Riccomini, C., Sial A.N., Moura, C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild T.R., 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonates platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chem. Geology.*, 237:168-190.
- Ogrinc, N., Lojen, S., Faganeli, J. 2002. A mass balance of carbon stable isotopes in an organic-rich methane-producing lacustrine sediment (Lake Bled, Slovenia). *Globary Planet. Change* 33:57–72.
- Oliva, L. A. 1979. Carta geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Cuiabá. Brasília. 18 pp.
- Olivatti, O., Ribeiro Filho, W. 1976. Revisão da Geologia do Centro-Norte de Mato Grosso; Projetos Centro-Oeste de Mato Grosso, Alto Guaporé e Serra Azul. Goiânia. CPRM. 51 pp.
- Pratt, B.R., 1992, Tepees in peritidal carbonates: origin via earthquake-induced deformation, with example from the Middle Cambrian of western Canada: *Sediment. Geology*, 153:57-64.
- 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.
- Shen, B., Xiao, S., Kaufman, A. J., Bao, H., Zhou, C., Wang, H. 2008. Stratification and mixing of a post-glacial Neoproterozoic ocean: Evidence from carbon and sulfur isotopes in a cap dolostone from northwest China. *Earth Planet. Sci. Lett.* 265:209-228.
- Shinn, E. A., 1983, Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores, and loferites: a reevaluation: *J. Sedimen. Petro.*, 53:619-628.
- Shin, E. A. 1983. Tidal Flat. In: Scholle, P. A., Bobout, D. G., Moore, C. H. (eds.) *Carbonate Depositional Environment*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologist, *Memoir* 33. p.: 173-210.
- Silva Jr, J.B., Nogueira, A.C.R., Petri, S., Trindade, R.I.F., Sial, A.N., Hidalgo, R.L. 2007. Depósitos litorâneos neoproterozóicos do Grupo Alto Paraguai no sudoeste do Cráton Amazônico, região de Mirassol d' Oeste, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoci.* 37(3):595-606.
- Sivan, O., Schrag, D.P., Murray, R.W., 2007. Rates of methanogenesis and methanotrophy in deep-sea sediments. *Geobiology*. 5:141–151.
- Soares J. L., Nogueira A.C.R. 2008. Depósitos carbonáticos de Tangara da Serra (MT): uma nova ocorrência de capa carbonática neoproterozóica no sul do Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoci.*, 38(4):715-729.
- Tohver, E., D'agrella Filho, M., Trindade, R.I.F. 2006, Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies: *Precambrian Res.*, 147:193–222.

- Tohver, E., Trindade, R.I.F. Solum J.G., Hall, C.M., Riccomini, C., Nogueira, A.C.R. 2010. Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt. Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology.*, 38:267-270.
- Trompette, R., 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Res.* 82:101–112.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P. (Eds). 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwells, Oxford, 482 pp.
- Tucker, M.E. (Eds). 1992. *Sedimentary Petrology*. Blackwell Scientific Publications. 260 pp.
- Tucker, M.E. 2003 *Sedimentary Rocks in the Field* (3rd edition). Wiley, Chichester.
- Vieira, A.J. 1965. Geologia do Centro-Oeste de Mato Grosso. Ponta Grossa. PETROBRÁS-DEBSP, (Relatório Técnico Interno, 379) 79 p.
- Villas, L., Martín-Chivelet, J., Arias, C., Gimenez, R., Ruíz-Ortiz, O.A., Castro, J.M., Mase, J.P., Estéves, A. 1998. Cretaceous carbonates platforms of the Spanish Levante: Sedimentary evolution and sequence stratigraphy. *In: International Sedimentological Congress*, 15, Alicante, Espanha, p.: 295-315.
- Walker, R. G. 1990. Facies Modelling and Sequence Stratigraphy. *J. Sedimen. Petro.* 60:777-786.
- Walker, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (eds.) *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Ontario, Geological Association of Canadá. p.: 1-14.
- Warren, J.K., Kendall C.G.ST.C. 1985 Comparison of marine (subaerial) and salina (subaqueous) evaporate and ancient and modern. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin.*, 69:1013-1023.
- Werne, J.P., Hollander, D.J., 2004. Balancing supply and demand: controls on carbon isotope fractionation in the Cariaco Basin (Venezuela) Younger Dryas to present. *Mar. Chem.*, 92:275–293.
- Wizevic, 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 its implications for hidrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology/SEPM. p.: 22-24.