



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**ALEXANDRE CASTELO BRANCO BEZERRA JUNIOR**

**PETROGRAFIA E EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA NO CONTATO ENTRE AS  
FORMAÇÕES RAIZAMA E SEPOTUBA, NEOPROTEROZÓICO DO SUDOESTE  
DO CRÁTON AMAZÔNICO, REGIÃO DE GLÓRIA D'OESTE, MT**

**GEOCIÊNCIAS**  
**U F P A**

**BELÉM - PARÁ**  
**FEVEREIRO - 2016**

ALEXANDRE CASTELO BRANCO BEZERRA JUNIOR

PETROGRAFIA E EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA NO  
CONTATO ENTRE AS FORMAÇÕES RAIZAMA E  
SEPOTUBA, NEOPROTEROZÓICO DO SUDOESTE  
DO CRÁTON AMAZÔNICO, REGIÃO DE GLÓRIA  
D'OESTE, MT

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

Data de aprovação: \_\_\_/\_\_\_/\_\_\_

Conceito: \_\_\_\_\_

Banca Examinadora:

---

Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Junior  
Doutor em Geologia  
Universidade Federal do Pará

---

Jose Augusto Martins Corrêa  
Doutor em Geologia  
Universidade Federal do Pará

---

Luiz Saturnino de Andrade  
Mestre em Geologia  
Universidade Federal do Pará

**BELÉM**

**2016**

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

---

Bezerra Júnior, Alexandre Castelo Branco, 1990-  
Petrografia e evolução diagenética no contato entre as  
Formações Raizama e Sepotuba, Neoproterozóico do sudoeste do  
Cráton Amazônico, região de Glória d'Oeste, MT / Alexandre  
Castelo Branco Bezerra Júnior. – 2016.

74 f : il. ; 30 cm Inclui

bibliografias

Orientador: José Bandeira Cavalcante da Silva Junior

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade  
Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia,  
Belém, 2015.

1. Petrologia – Mato Grosso. 2. Formações (Geologia)  
- Mato Grosso. 3. Geologia estratigráfica – Proterozóico. 4.  
Geologia estratigráfica – Cambriano. I. Título.

---

CDD 22. ed.: 552.098172

***À minha família:  
Mães Paula e Ana,  
Pais João e Ernani,  
Irmãos João Gabriel e André  
e Namorada Jhuli.***

## **AGRADECIMENTOS**

À Deus por sempre iluminar meus caminhos.

A toda a minha família que aturou todos os meus stress durante esses cinco anos. Ao meu pai João que sempre me apoiou, as minhas mães Ana e Paula, aos meus tios Junior, Eunice, Marcelo e Joana e aos meus irmãos João e André.

À minha namorada que se tornou uma pessoa fundamental na minha vida e esteve ao meu lado em todos os momentos bons e ruins pelos quais passei durante o curso. A sua família que também foi muito presente nesse período.

À turma GEO2011 por todos os momentos de alegria de stress pelos quais a turma passou. Foram muitas viagens e discussões que uniram e fortaleceram a turma, quem pode ficar até o final e mesmo os que entraram depois, tiveram a oportunidade de vivenciar estes bons momentos.

Aos Siameses que estiveram sempre juntos, mesmo quando alguns tiveram que ir para o CSF. E ao Raphael que trocou as rochas pelo estetoscópio.

Agradeço imensamente ao meu orientador Prof. Dr. José Bandeira pelas oportunidades que me deu durante o curso e pelas orientações que tornaram este trabalho possível, assim como pela sua amizade.

Ao Prof. Dr. Afonso Nogueira que também tenho muito a agradecer, principalmente pelas oportunidades proporcionadas durante o curso.

Ao Prof. Dr. Joelson Soares que sempre esteve presente para sanar qualquer dúvida que eu pudesse ter, tanto em aspectos micro quanto macroscópicos.

Aos Msc. e doutorandos da sala 08, Pedro, Hudson, Salém, Latino, Jhon e Kamila, que sempre me ajudaram desde as dúvidas mais simples até as diabólicas.

Um agradecimento especial aos técnicos Afonsinho, Joelma, Osmar e Paulo do LAIT.

E a todos que direta ou indiretamente colaboraram com o meu desenvolvimento durante estes cinco anos.

**OBRIGADO!**

“Em cada um de nós mora a esperança “

Hino Clube do Remo

## RESUMO

O Grupo Alto Paraguai situado no estado do Mato Grosso, é composto por rochas siliciclásticas que foram depositadas na Faixa Paraguai e na porção sudoeste do Cráton Amazônico no final do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano, na transição Ediacano-Cambriano (~541 Ma). Intensos processos diagenéticos mudaram consideravelmente o arcabouço das rochas depositadas em ambiente plataformar, aflorantes na Pedreira Império, região de Glória d'Oeste, referentes as porções superior da Formação Raizama e inferior da Formação Sepotuba. Este trabalho aborda a petrografia das rochas que afloram na Pedreira Império, tomando como base a proposta de associação de fácies (AF), de trabalhos publicados recentemente, descritas como: associação de fácies 1 (AF1) – *Shoreface* dominado por ondas e tempestades; AF2 – Fluvial entrelaçado distal; e AF3 - Planície de maré. Análises petrográficas revelaram processos de dolomitização seguidos de dissolução, caracterizado pela existência de megaporos, que é diretamente associado a geração de feições cárticas, observadas próximas ao contato entre as AF1 e AF2. O estudo petrográfico das rochas siliciclásticas das formações Raizama e Sepotuba permitiu estabelecer a ordem dos principais eventos diagenéticos que as afetaram: 1) compactação mecânica 2) cimentação de sílica 3) dolomitização 4) Dissolução 5) Precipitação de cristais carbonáticos autigênicos dentro das cavernas. As rochas foram classificadas como, AF1: dolomitos, dolomitos com terrígenos, quartzo-arenitos com cimento carbonático e subarcósio com cimento carbonático; AF2: dolomitos; AF3: dolomito com terrígenos e quartzo-arenitos.

**Palavras - Chave:** Petrologia Sedimentar, Formações Raizama e Sepotuba, Grupo Alto Paraguai, Neoproterozóico-Cambriano

## ABSTRACT

The Alto Paraguai Group, located in Mato Grosso State, consists of siliciclastic rocks deposited in Paraguay belt and the Southwest region of the Amazon Craton at the end of the Brazilian/Pan-African Cycle, during the Ediacan-Cambrian transition (~ 541 My). Intense diagenetic processes significantly changed the framework of the deposited rocks in shelf environment, which is recorded at the Império quarry, Glória d'Oeste region, upper portion of the Raizama Formation and lower portion of the Sepotuba Formation. This paper aims the petrography of rocks from the outcrop at the Império quarry, which according to previous papers, these rocks were interpreted as facies association 1 (AF1) - Shoreface influenced by waves and storms; AF2 - Distal braided river; and AF3 - Tidal plain. Petrographic analysis revealed dolomitization followed by dissolution, characterized by the existence of megapores, which is directly associated to the generation of karst features, observed near the contact between AF1 and AF2. The petrographic study of siliciclastic rocks from Raizama and Sepotuba formations identified the sequence of the main diagenetic events: 1) mechanical compression 2) silica cementation 3) dolomitization 4) dissolution 5) Precipitation of authigenic carbonate crystals inside the caves. The rocks were classified as AF1: dolomites, dolomites with terrigenous, quartz sandstones with carbonate cement and subarkose with carbonate cement; AF2: dolomites; AF3: dolomite with terrigenous and quartz sandstones

.

**Key words:** Sedimentary petrology, Raizama Formation, Sepotuba Formation, Alto Paraguai Group, Neoproterozoic-Cambrian.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- FIGURA 1:** MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE TRABALHO, SITUADA NA REGIÃO DE GLÓRIA E MIRASSOL D'OESTE, ESTADO DO MATO GROSSO.....15
- FIGURA 2:** CLASSIFICAÇÕES LITOLÓGICAS. A) DIAGRAMA DE CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA DE ARENITOS. (Q=QUARTZO, F= FELDSPATO E FR= FRAGMENTO DE ROCHA). B) CLASSIFICAÇÃO BASEADA NA PERCENTAGEM DE DOLOMITA NA ROCHA. EM VERMELHO ESTÃO AS ADAPTAÇÕES SUGERIDAS NESTE TRABALHO PARA CLASSIFICAÇÃO DOS ARENITOS DOLOMITIZADOS. ....18
- FIGURA 3:** ILUSTRAÇÕES EXPONDO A (A) CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL DE DOLOMITA, EM MOSAICOS XENOTÓPICOS (NÃO PLANAR), IDIOTÓPICOS (PLANAR-E) E HIPIDIOTÓPICOS (PLANAR-S) E; (B) OS TIPOS DE POROS DIVIDIDOS EM FÁBRICA SELETIVA OU NÃO SELETIVA.....19
- FIGURA 4:** A) MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA PROVÍNCIA TOCANTINS, COM DESTAQUE PARA A FAIXA PARAGUAI NORTE; B) QUADRO GEOLÓGICO, DA REGIÃO CENTRAL DA AMÉRICA DO SUL, DURANTE A TECTÔNICA BRASILEIRA/PAN-AFRICANA; C) SEÇÃO GEOLÓGICA DEMONSTRANDO A COMPARTIMENTAÇÃO DA FAIXA PARAGUAI D) DIVISÃO TECTÔNICA DA FAIXA PARAGUAI NORTE.....21
- FIGURA 5:** COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA COMPOSTA PELOS DIAMICTITOS DA FORMAÇÃO PUGA, OS CARBONATOS DA GRUPO ARARAS E PELA SEQUÊNCIA SILICICLÁSTICA DO GRUPO ALTO PARAGUAI, COM DESTAQUE PARA AS FORMAÇÕES RAIZAMA E SEPOTUBA.....25
- FIGURA 6:** MAPA DE LOCALIZAÇÃO E LITOLÓGICO DA FAIXA PARAGUAI E PORÇÃO SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO, COM DESTAQUE À ÁREA DE ESTUDO, QUE LOCALIZA-SE NA BR-174, CUJAS COORDENADAS GEOGRÁFICAS SÃO (58°9'32"W / 15°50'46"S). \*IDADE MÍNIMA PARA O GRUPO ALTO PARAGUAI BASEADO NA DATAÇÃO RB-SR, OBTIDA DO GRANITO SÃO VICENTE, SEGUNDO ALMEIDA E MONTOVANI, 1975 *APUD* NOGUEIRA *ET AL.* (2007) E RICCOMINI *ET AL.* (2007). \*\*IDADE MÍNIMA PARA O GRUPO ARARAS, OBTIDA ATRAVÉS DO MÉTODO RADIOMÉTRICO Pb-Pb, BABINSKI *ET AL.* (2006). ....29
- FIGURA 7:** PERFIL CONFECCIONADO NA PEDREIRA IMPÉRIO REFERENTE AOS DEPÓSITOS DE TOPO DA FORMAÇÃO RAIZAMA E BASE DA FORMAÇÃO SEPOTUBA. A BASE DO PERFIL É COMPOSTA POR UM DEPÓSITO DE PLATAFORMA RASA INFLUENCIADA POR ONDAS, RECOBERTA DE FORMA EROSIVA POR UM DEPÓSITO FLUVIAL E DE PLANÍCIE DE MARÉ. ....35
- FIGURA 8:** PRINCIPAIS ESTRUTURAS SEDIMENTARES REPRESENTATIVAS DA FORMAÇÃO RAIZAMA NA PEDREIRA IMPÉRIO. A) ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA *SWALEY* COM AMPLITUDE MÉDIA DE 3 M E COMPRIMENTO DE ONDA 1 M. B) ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA *HUMMOCKY* C) MARCAS ONDULADAS COM ADELGAÇAMENTO (SETA MENOR) E ESPESSEMENTOS (SETA MAIOR) PADRÃO *PINCH AND SWELL*. D) CAMADAS CENTIMÉTRICAS A MÉTRICAS COM LAMINAÇÕES CRUZADAS DE BAIXO ÂNGULO QUE GRADAM LATERALMENTE PARA LAMINAÇÕES PLANO PARALELAS. ....38
- FIGURA 9:** MOSAICO DE IMAGENS DO TOPO DA PEDREIRA IMPÉRIO REFERENTES A FORMAÇÃO SEPOTUBA. A) ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA DE MÉDIO E GRANDE PORTE, QUE POSSUEM *SETS* COM ATÉ 90CM DE ESPESURA REFERENTE A ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 2 B) DESENHO ENFATIZANDO AS ESTRUTURAS DE GRANDE PORTE DA ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES C) DISTRIBUIÇÃO DOS CORPOS TABULARES, CONTÍNUOS LATERALMENTE, COM NÍTIDA DIFERENCIAÇÃO LITOLÓGICA EVIDENCIADA PELOS ESTRATOS POSITIVOS E

NEGATIVOS. D) EMPILHAMENTO VERTICAL DAS FÁCIES PELITO LAMINADO (PL), RITMICO COM ACAMAMENTO WAVY E FLASER (RWF) E) GRETAS DE CONTRAÇÃO DO TIPO ORTOGONAL F) CAVERNA DE ESPESSURA DECAMÉTRICA E ALTURA MÁXIMA DE 2 METROS. IMAGEM DE DETALHE EVIDENCIANDO OS CRISTAIS NA PAREDE DA CAVERNA. ....41

**FIGURA 10:** SUBARCÓSIO COM CIMENTO DOLOMÍTICO E QUARTZO-ARENITO COM CIMENTO DOLOMÍTICO REFERENTE A FORMAÇÃO RAIZAMA (AF1). A) GRÃOS DE QUARTZO (QTZ) COM BORDA CORROÍDA POR DOLOMITA (SETA) E OUTROS GRÃOS RODEADOS POR CIMENTO DE ÓXIDO-HIDRÓXIDO DE FERRO (OH). B) GRÃOS DE PLAGIOCLÁSIO (PL) E FELDSPATO POTÁSSICO (Kf). C) OS GRÃOS POSSUEM COMO PRINCIPAL AGENTE MODIFICADOR DE SUA FORMA O CIMENTO CARBONÁTICO, QUE DEVIDO À FORTE ALTERAÇÃO, TORNA-OS ANGULOSOS A SUBANGULOSOS (SETAS VERMELHAS). D) GRÃOS FRATURADOS E COM CONTATOS DE COMPROMISSO. E E E') MICROFOTOGRAFIA PANORÂMICA EVIDENCIANDO O PREENCHIMENTO PARCIAL DA POROSIDADE POR ÓXIDO-HIDRÓXIDO DE FERRO (COLORAÇÃO CASTANHA). – FOTOS A, B, C, D, E E COM NICÓIS X. FOTO E' COM NICÓIS //.....46

**FIGURA 11:** PETROGRAFIA DAS LÂMINAS DA AF2 E AF3. A) INTENSA CIMENTAÇÃO DOLOMÍTICA (Do) COM CRISTAIS ENVOLVENDO GRÃOS DETRÍTICOS COMPOUNDO, LOCALMENTE, TEXTURA PORFIROTÓPICA. B) GRÃOS ANGULOSOS DE QUARTZO (QTZ) E CHERT (CH). SOBRECREScimento SINTAXIAL DE SÍLICA (SETAS). C) PRESENÇA DE INTRACLASTOS (IC) ALONGADOS, LIGEIRAMENTE ARREDONDADOS COM OÓLITOS (SETAS) ESFÉRICOS A SUBESFÉRICOS E INTERNAMENTE COM LAMELAS CONCÊNTRICAS E NÚCLEO MICRITIZADO. POROS (PO) MÓLDICOS E GRÃOS DE QUARTZO (QTZ). D) CIMENTO DE SÍLICA DO TIPO CALCEDÔNIA (CAL) E QUARTZO MICROCRISTALINO (QM) QUE OCORREM LOCALMENTE NA FORMA DE BOLSÕES. POROS (Po) AGIGANTADOS MANTENDO FEIÇÕES RELIQUIARES COMO O FORMATO DO GRÃO ATRAVÉS DO CIMENTO DE ÓXIDO-HIDRÓXIDO DE FERRO (OH). E) PSEUDO-MATRIZ COMPOSTA POR CLASTOS DE ARGILA. NOTAR AS BORDAS DO CLASTO SENDO ESMAGADAS PELOS GRÃOS (SETAS) F) LENTES DE SILTE (SIL) ENTRE OS GRÃOS DEMONSTRAM UMS APARENTE LAMINAÇÃO – FOTOS A, B, C, D, E, E F' TIRADAS SOB NICÓIS X; E FOTO F SOB NICÓIS //.....50

**FIGURA 12:** ILUSTRAÇÃO MOSTRANDO A VARIAÇÃO DA POROSIDADE (%), O DIÂMETRO DOS POROS (%) E DO CIMENTO DE DOLOMITA (%) NO PERFIL CONFECCIONADO NA PEDREIRA IMPÉRIO. A CIMENTAÇÃO DOLOMÍTICA NÃO FOI INTERROMPIDA PELOS LIMITES ESTRATIGRÁFICOS, ELA AFETOU TANTO A FORMAÇÃO RAIZAMA COMO A FORMAÇÃO SEPOTUBA. O REGISTRO DESTES CIMENTOS FOI VERIFICADO NAS TRÊS AF, SENDO QUE A MAIOR PORCENTAGEM FOI VERIFICADA NA AF2, ONDE CHEGOU A 97% DO TOTAL DA ROCHA. A SEGUNDA MAIS AFETADA FOI A AF3, ONDE O CIMENTO VARIA DESDE 50% ATÉ 92%. A AF2 APRESENTA ALTA PORCENTAGEM DE CIMENTO CARBONÁTICO APENAS NA AMOSTRA ANP-IM-01, COMO EVIDENCIADO NA TABELA 1.....53

**FIGURA 13:** TIPOS DE POROSIDADE A) POROSIDADE DE FRATURAMENTO DE TAMANHO CENTIMÉTRICO. OUTRAS FRATURAS CENTIMÉTRICAS TENDEM A MOSTRAR A MESMA DIREÇÃO B) POROSIDADE ALONGADA C) POROSIDADE MÓLDICA (SETA VERMELHA) E POROSIDADE VUGULAR, NO CENTRO D) MEGAPOROSIDADE DE TAMANHO CENTIMÉTRICO E POROS INTERCRISTALINOS E MÓLDICOS NA MARGEM ESQUEDA. E) MEGAPOROSIDADE PARCIALMENTE PREENCHIDA POR CRISTAIS DE ARAGONITA E CALCITA F) CAVERNAS

PARCIALMENTE PREENCHIDAS POR CRISTAIS DE CALCITA E ARAGONITA. – FOTOS A, B, C E D SOB NICÓIS X.  
.....54

**FIGURA 14** PRINCIPAIS EVENTOS DIAGENÉTICOS QUE OCORRERAM NA PORÇÃO SUPERIOR DA FORMAÇÃO RAIZAMA E INFERIOR DA FORMAÇÃO SEPOTUBA. A) ARCABOUÇO INICIAL FORMADO DURANTE A DEPOSIÇÃO. B) PROCESSOS DE COMPACTAÇÃO E POSTERIORMENTE DE CIMENTAÇÃO DE SÍLICA DIMINUÍRAM SUBSTANCIALMENTE A POROSIDADE PRIMÁRIA. C) PROCESSO DE DOLOMITIZAÇÃO PREENCHEU A POROSIDADE E SUBSTITUIU PARCIALMENTE OU TOTALMENTE OS GRÃOS SILICÁTICOS. D) O SEGUNDO EVENTO DE DISSOLUÇÃO AUMENTOU A POROSIDADE, GERANDO MEGAPOROS E CAVERNAS...58

**FIGURA 15:** EVOLUÇÃO DO PROCESSO DE DOLOMITIZAÇÃO NAS ROCHAS DA PORÇÃO SUPERIOR DA FORMAÇÃO RAIZAMA E INFERIOR DA FORMAÇÃO SEPOTUBA. A) ARCABOUÇO INICIAL DAS ROCHAS SITUADAS NA PEDREIRA IMPÉRIO. B) INÍCIO DA PERCOLAÇÃO DE FLUIDOS, RICOS EM  $Mg^{2+}$ , ATRAVÉS DE FALHAS E FRATURAS. A MIGRAÇÃO DESTES FLUIDOS OCORREU ATÉ A BASE DA FORMAÇÃO SEPOTUBA. C) MODIFICAÇÃO TOTAL OU PARCIAL DO ARCABOUÇO DAS ROCHAS POR CIMENTO DOLOMÍTICO. A INTENSA CIMENTAÇÃO TRANSFORMOU OS ARENITOS DA PORÇÃO SUPERIOR DA FORMAÇÃO RAIZAMA E INFERIOR DA FORMAÇÃO SEPOTUBA (AF1 E AF2) EM DOLOMITOS. D) EVENTOS DE DISSOLUÇÃO GERARAM MEGAPOROSIDADES, SENDO ALGUMAS PARCIALMENTE PREENCHIDAS POR CRISTAIS CENTIMÉTRICOS DE CALCITA E ARAGONITA. ....61

## SUMÁRIO

### CAPÍTULO 1

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>13</b>
<b>1.1</b>	<b>Apresentação.....</b>	<b>13</b>
<b>1.2</b>	<b>Localização e Acesso.....</b>	<b>14</b>
<b>2</b>	<b>OBJETIVOS.....</b>	<b>16</b>
<b>3</b>	<b>METODOLOGIA.....</b>	<b>16</b>
<b>3.1</b>	<b>Pesquisa bibliográfica.....</b>	<b>16</b>
<b>3.2</b>	<b>Petrografia sedimentar.....</b>	<b>16</b>
<b>4</b>	<b>ASPECTOS REGIONAIS.....</b>	<b>19</b>
<b>4.1</b>	<b>Faixa Paraguai Norte.....</b>	<b>19</b>
<b>4.2</b>	<b>GRUPO ALTO PARAGUAI .....</b>	<b>23</b>

### CAPÍTULO 2

<b>5</b>	<b>DIAGÊNESE DE ARENITOS E CARBONATOS DE DEPÓSITOS SILICICLÁSTICOS DAS FORMAÇÕES RAIZAMA E SEPOTUBA, NEOPROTEROZÓICO-CAMBRIANO? DO GRUPO ALTO PARAGUAI, REGIÃO DE GLÓRIA D'OESTE, MATO GROSSO, BRASIL.....</b>	<b>26</b>
<b>6</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>28</b>
<b>7</b>	<b>ÁREA, MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>28</b>
<b>8</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E TECTÔNICO.....</b>	<b>31</b>
<b>8.1</b>	<b>Litoestratigrafia do Grupo Alto Paraguai.....</b>	<b>32</b>
8.1.1	Contato entre as Formações Raizama e Sepotuba.....	34
<b>9</b>	<b>RESULTADOS.....</b>	<b>34</b>
<b>9.1</b>	<b>Associação de fácies.....</b>	<b>36</b>
9.1.1	AF1: <i>Shoreface</i> dominado por ondas e tempestade.....	36
9.1.2	AF2: Fluvial entrelaçado distal.....	38
9.1.3	AF3: Planície de maré.....	39
<b>9.2</b>	<b>Petrografia.....</b>	<b>42</b>
9.2.1	Formação Raizama.....	42
9.2.1.1	Dolomito com terrígenos e Dolomitos.....	42
9.2.1.2	Subarcósio com cimento dolomítico.....	43
9.2.1.3	Quartzo-arenito com cimento dolomítico.....	44
9.2.2	Formação Sepotuba.....	47
9.2.2.1	Dolomitos e Dolomitos com terrígenos.....	47
9.2.2.2	Quartzo-arenitos.....	48
<b>9.3</b>	<b>Análise de porosidade.....</b>	<b>51</b>
<b>9.4</b>	<b>Diagênese.....</b>	<b>55</b>
9.4.1	Eodiagênese.....	55
9.4.2	Mesodiagênese.....	56
9.4.3	Telodiagênese.....	57
<b>9.5</b>	<b>Evolução diagenética.....</b>	<b>57</b>
<b>9.6</b>	<b>Discussão.....</b>	<b>59</b>
<b>9.7</b>	<b>Conclusões.....</b>	<b>62</b>
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>63</b>

### CAPÍTULO 3

<b>10</b>	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>68</b>
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>69</b>

## **CAPÍTULO 1**

### **1 INTRODUÇÃO**

#### **1.1 Apresentação**

O registro sedimentar do final da tectônica Brasileira/Pan-Africana (550-500 Ma), resultado da convergência dos blocos Amazônia, São Francisco-Congo e Paraná, está disposto na Faixa Paraguai e na porção sudeste do Cráton Amazônico, registrado em rochas carbonáticas e siliciclásticas de idade neoproterozóica (NOGUEIRA *et al.*, 2007; SOARES; NOGUEIRA, 2008, THOVER *et al.*, 2010; BANDEIRA *et al.*, 2012; RUDNITZKI; NOGUEIRA, 2015; ROMERO *et al.*, 2013). Este período é marcado por grandes colisões de blocos continentais (TROMPETTE, 2000; ALKMIM; MARSHAK; FONSECA, 2001), assim como por variações climáticas extremas relacionadas às glaciações do Criogeniano (725-635 Ma), resultando nos depósitos de capa carbonática (HOFFMAN *et al.*, 1998; HOFFMAN; SCHRAG, 2002; NOGUEIRA, 2003; NOGUEIRA *et al.*, 2003, 2007) e descritos em rochas carbonáticas do Grupo Araras.

O Grupo Alto Paraguai, que recobre os depósitos carbonáticos do Grupo Araras, é composto por rochas predominantemente siliciclásticas (ALMEIDA 1964; NOGUEIRA *et al.*, 2003; BANDEIRA *et al.*, 2007, SOARES; NOGUEIRA, 2008; BANDEIRA, 2011, SOARES, 2012; BANDEIRA *et al.*, 2012; MILHOMEM NETO; NOGUEIRA; MACAMBIRA, 2013). Este grupo foi dividido, por Bandeira (2011), em três formações: a) Raizama, composta por arenitos finos a grossos, conglomerados, pelitos e dolomitos b) Sepotuba, composta por arenitos, pelitos e estromatólitos (geralmente silicificados), pelitos e subordinadamente silexitos e; C) Diamantino, arenitos e pelitos vermelhos a roxos (BANDEIRA, 2011).

Até meados da década de noventa, o estudos dos depósitos siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai, abordavam apenas questões litoestratigráficas (ALMEIDA 1964; BARROS; SIMÕES, 1980, ALVARENGA; SAES, 1992). Trabalhos petrográficos do Grupo Alto Paraguai, cujas rochas representam os últimos eventos de deposição da Faixa Paraguai, vem sendo constantemente abordados (BANDEIRA *et al.*, 2007; BANDEIRA, 2011; SANTOS, 2014; SANTOS *et al.*, 2014). Neste sentido, este trabalho procura contribuir para o melhor entendimento dos eventos diagenéticos que

ocorreram próximos ao contato entre as formações Raizama e Sepotuba, dispostos sobre o Cráton Amazônico e aflorantes pela frente de lavra da Pedreira Império.

O presente trabalho está estruturado em três capítulos. No primeiro capítulo menciona-se a introdução com um breve contexto regional, apresentação da problemática e justificativa deste trabalho; a localização da área de estudo; a metodologia utilizada e; o contexto geológico regional que aborda a Faixa Paraguai e o Grupo Alto Paraguai. No segundo capítulo é apresentado o artigo que será submetido com os dados petrográficos da porção superior da Formação Raizama e inferior da Formação Sepotuba, situados na borda sudoeste do Cráton Amazônico. E finalmente, o terceiro capítulo apresenta uma conclusão geral do trabalho.

## **1.2 Localização e Acesso**

As rochas estudadas foram coletadas na Pedreira Império, localizada na porção sudoeste do Estado do Mato Grosso, região de Glória d'Oeste, e domínio externo da Faixa Paraguai (NOGUEIRA *et al.*, 2003). Cartograficamente está inserida na Folha SD.21 Cuiabá (VALENTE *et al.*, 2004).

Os afloramentos estudados, possuem acesso via BR – 174, partindo de Cáceres, que dista cerca de 67 km. A pedreira está à margem esquerda da rodovia federal, sentido Cáceres-Glória d'Oeste, no quilômetro 64 (Fig. 1).



## 2 OBJETIVOS

Este trabalho tem como finalidade interpretar os processos diagenéticos que ocorreram na transição entre as porções superior da Formação Raizama e basal da Formação Sepotuba, bem como a mineralogia dos seus constituintes. Tem como objetivos específicos:

- a) Descrição petrográfica dos arenitos da porção superior da Formação Raizama e da parte basal da Formação Sepotuba.
- b) Determinar os eventos diagenéticos que influenciaram substancialmente as mudanças desses arenitos.

## 3 METODOLOGIA

### 3.1 Pesquisa Bibliográfica

O desenvolvimento deste trabalho teve início com levantamento bibliográfico da Faixa Paraguai e do Grupo Alto Paraguai, além de trabalhos petrográficos similares com o intuito de ampliar o conhecimento sobre estes tipos de rochas.

### 3.2 Petrografia Sedimentar

Foram coletadas 23 amostras de arenitos referentes às formações Raizama e Sepotuba. As amostras utilizadas neste trabalho foram coletadas em campanha de campo e sistematizadas conforme perfil estratigráfico da porção superior da Formação Raizama, e base Formação Sepotuba, que seguiu a divisão de fácies de Bandeira (2011). Das vinte e três amostras coletadas, dez foram obtidas da associação de fácies 1 (AF1), definida como “*Shoreface* superior dominado por ondas e tempestade”; seis da associação de fácies 2 (AF2), definida como “Fluvial entrelaçado distal”; e sete da associação de fácies 3 (AF3), estabelecida como “Planície de maré”. Todas estas amostras foram enviadas para preparação de lâminas delgadas, no Laboratório de Laminação da Universidade Federal do Pará (UFPA).

Posteriormente, para que fossem discriminados os cristais de calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) e dolomita ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ), as lâminas foram tingidas, no Laboratório de Sedimentologia, com Alizarina vermelha “S”, numa concentração de 0,2g/100ml para cada 1,5% de HCl (BRENCHLEY, 1985).

A descrição das lâminas delgadas foi efetuada no Laboratório de Petrografia do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED), com auxílio de microscópio Leica DM 2700P. As fotografias foram capturadas com câmera Leica MC 170 HD, que possui um *software* adequado para tratamento de imagens Leica *Application Suite* v4.4.0.

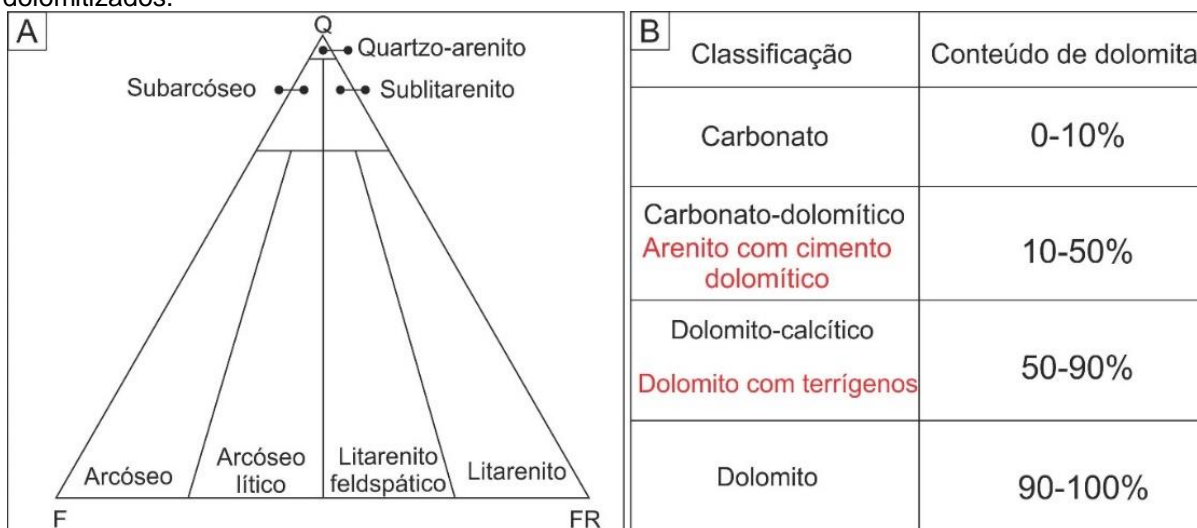
A contagem modal foi realizada seguindo Folk (1968) e Tucker (1992), onde são contados 300 pontos em intervalos regulares, com a finalidade de quantificar os constituintes e determinar os aspectos texturais, mineralógicos e diagenéticos. Os dados coletados durante esta análise modal estão distribuídos na Tabela 1.

A classificação petrográfica seguiu o modelo de Folk (1968) para os arenitos com menos de 50% de cimento carbonático, a qual leva em consideração as percentagens de quartzo, feldspato e fragmentos de rocha (Fig. 2-A); e de Tucker (1992) às rochas carbonáticas, tendo como base o conteúdo de dolomita: 0-10% calcário; 10-50% calcário dolomítico; 50-90% dolomito calcítico e; 90-100% dolomito. O referido autor sugere, caso seja conveniente, adaptarmos estes termos. Portanto, no lugar de calcário dolomítico, por exemplo, utilizamos “arenito com cimento dolomítico”, pois o mesmo possui entre 10-50% de carbonato em sua composição; e no lugar de dolomito calcítico utilizamos “dolomito com terrígenos”, pois apresenta entre 50-90% de constituintes carbonáticos, como resumido na figura 2-B.

A classificação textural dos cristais de dolomita seguiu o modelo prático de Sibley e Gregg (1987), resumido na figura 3-A, os quais consideram o quanto estão preservadas as características estruturais originais, a natureza e a forma das faces dos cristais, além do tamanho dos mesmos. De tal forma que os autores denominam de mosaico xenotópico (não-planar) os cristais que possuem as bordas lobadas; os cristais romboédricos, com faces bem definidas (euédricos) e ainda com espaço entre os cristais, preenchido por qualquer constituinte ou poro, é denominado de mosaico idiotópico (planar-s); e classifica-se como mosaico hipidiotópico, os cristais de dolomita euédricos a subédricos.


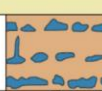









A porosidade dos carbonatos segue a proposta clássica de Choquette e Pray (1970), que distinguem dois principais tipos de poros: fábrica seletiva e não seletiva (Fig. 3-B). É especificado como porosidade de fábrica seletiva, poros formados a partir de determinada seleção. Por exemplo, grãos e cristais de dolomita (cimento), que durante o processo de dissolução (cártificação) apenas o cimento carbonático foi dissolvido e os grãos mantiveram-se intactos. E os poros são classificados como de fábrica não-seletiva, quando o agente que forma o poro não discrimina os constituintes. Por exemplo, quando a rocha é fraturada não há seleção entre grãos, matriz, cimento ou qualquer outro constituinte, portanto todos serão afetados.

**Figura 2:** Classificações litológicas. A) diagrama de classificação petrográfica de arenitos. (Q=quartzo, F= feldspato e FR= fragmento de rocha). B) classificação baseada na percentagem de dolomita na rocha. Em vermelho estão as adaptações sugeridas neste trabalho para classificação dos arenitos dolomitizados.



Fonte: A) Folk (1968) e B) Tucker (1992)

**Figura 3:** Ilustrações expondo a (A) classificação textural de dolomita, em mosaicos xenotópicos (não planar), idiotópicos (planar-e) e hipidiotópicos (planar-s) e; (B) os tipos de poros divididos em fábrica seletiva ou não seletiva.

A		B	
	<p><b>Não Planar</b></p> <p>Mosaico xenotópico formado por cristais anédricos, com limites intercristalinos geralmente curvados, lobados, serrilhados ou irregulares. Normalmente possuem extinção ondulante.</p>	<p><b>TIPOS BÁSICOS DE POROSIDADE</b></p> <p>Seletiva quanto à fábrica</p>	
	<p><b>Planar-E (eudral)</b></p> <p>Os cristais de dolomita apresentam forma romboédrica; o espaço intercristalino (amarelo) é ocupado por outros minerais ou por poros.</p>	<p>Interpartícula</p> 	<p>Fenestral</p> 
		<p>Intrapartícula</p> 	<p>Abriço</p> 
		<p>Intercristalina</p> 	<p>Crescimento</p> 
		<p>Móldica</p> 	
		<p>Não seletiva quanto à fábrica</p>	
		<p>Fratura</p> 	<p>Vugular</p> 
		<p>Canal</p> 	<p>Caverna</p> 

Fonte: A) Sibley & Gregg (1987) e B) Choquette & Pray (1970).

## 4. ASPECTOS REGIONAIS

### 4.1 Faixa Paraguai Norte

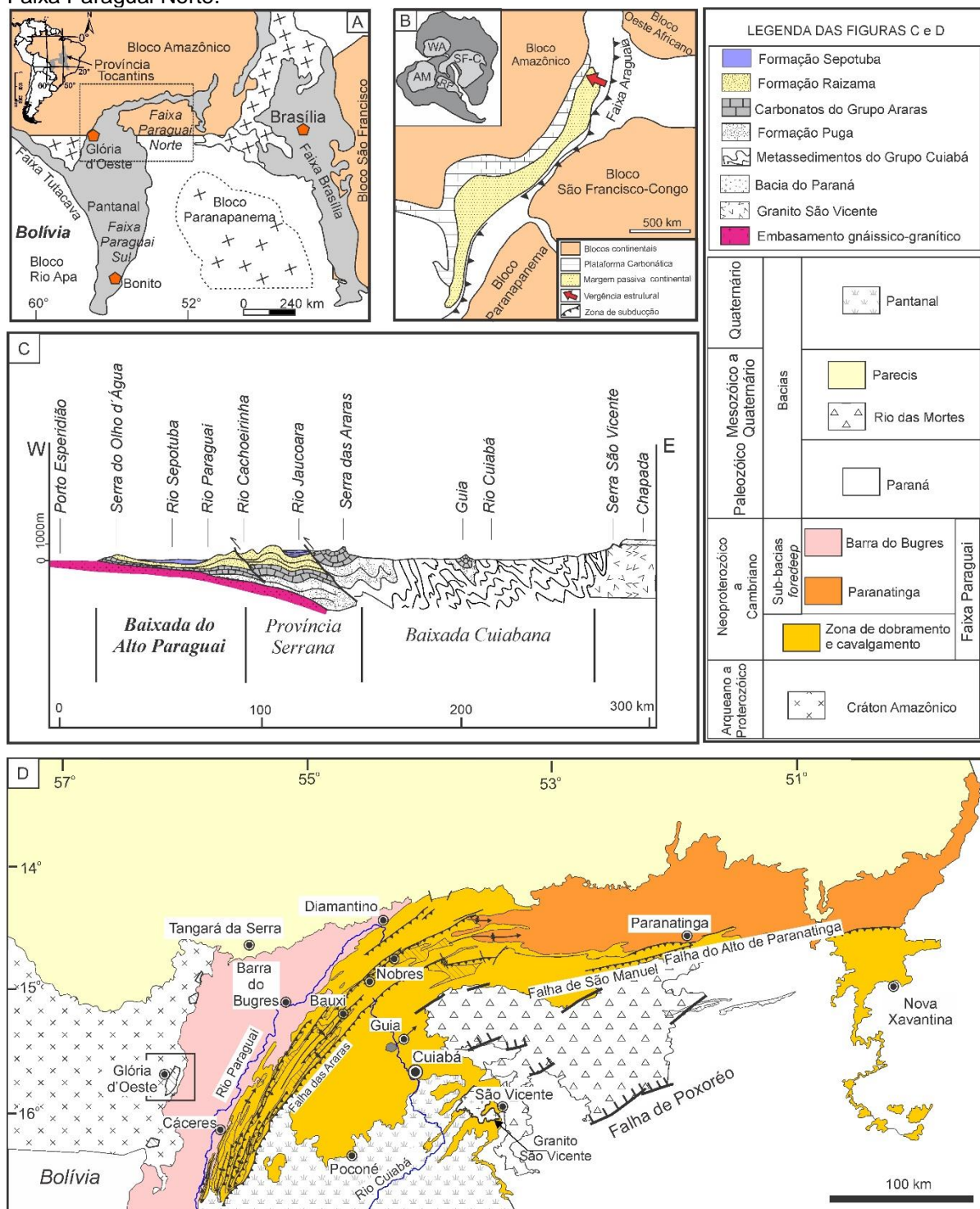
A Faixa Paraguai é um segmento tectônico de idade neoproterozóica inserida no contexto da Província do Tocantins (Fig. 4-A). Esta entidade tectônica localiza-se na porção central do Brasil e tem sua gênese ligada a colisão dos blocos continentais Amazônia, a oeste, São Francisco-Congo, a leste, e Parará, a sul, durante o final da tectônica Brasileira/Pan-Africana (Fig. 4-B), o que culminou na formação do Gondwana, durante o final do Neoproterozóico e início do Cambriano (750-550 Ma) (ALMEIDA, 1984; TROMPETTE, 1994; CONDIE, 2005).

Sua geometria é exibida na forma de um arco, onde sua porção setentrional possui direção NE-SW, e a porção sul tem direção N-S, com concavidade apontando para SE, com 1500 km de extensão e largura média de 300 km (ALVARENGA *et al.*, 2000; HASUI, 2010). É limitada ao norte e noroeste pelas rochas que compõem o embasamento cristalino e pela Bacia do Parecis; e a sul por sedimentos quaternários e pela Bacia do Paraná. Almeida (1964) aponta o arqueamento para sudoeste da Faixa como responsável do controle tectônico das rochas adjacentes, uma vez que este é o sentido para o qual se inclinam parte dos planos axiais de dobramentos, xistosidade e os falhamentos de empurrão. A Faixa estende-se no Estado do Mato

Grosso pelas regiões de Nova Xavantina e Cuiabá até no Mato Grosso do Sul nas regiões de Bonito e Corumbá. A porção que ocorre de Corumbá até a Bolívia, é chamada de Faixa Tucavaca.

A compartimentação tectônica da Faixa Paraguai proposta por Almeida (1974) separa a Faixa em duas zonas geológicas: interna e externa. A primeira é mais antiga e é composta por rochas metamorfas e dobradas pertencentes ao Grupo Cuiabá. A segunda é composta pelos metassedimentos da Formação Bauxi, e pelos sedimentos da Formação Puga e dos Grupos Araras e Alto Paraguai (Fig. 4-C). Mais recentemente Nogueira (2003) e Nogueira *et al.* (2003) subdividiram a Faixa Paraguai em dois seguimentos: 1) zona de cavalgamentos e dobramentos e 2) sub-bacias de antefossa (*foredeep*) de Paranatinga e Barra do Bugres, ambas inseridas num contexto de uma bacia antepaís (*foreland*) (Fig. 4-D).

**Figura 4:** A) Mapa de localização da Província Tocantins, com destaque para a Faixa Paraguai Norte; B) quadro geológico, da região central da América do Sul, durante a tectônica Brasiliana/Pan-Africana; C) Seção geológica demonstrando a compartimentação da Faixa Paraguai D) Divisão tectônica da Faixa Paraguai Norte.



Fonte: A e B) Nogueira (2003); C) Almeida (1964) e D) Nogueira *et al.*, 2007.

Recentemente Souza (2012) propôs como história evolutiva para a Faixa Paraguai Norte, um modelo de deformação transpressiva particionada, no qual representou em cinco estágios, com base em dados estruturais e estratigráficos: 1° Estágio: Compreende a formação da bacia com deposição dos sedimentos do Grupo Cuiabá. 2° Estágio: Ocorreu por volta de 635 Ma, com a estagnação dos movimentos convergentes entre os blocos Amazônia e Paranapanema 3° Estágio: Processo de rifteamento do qual se estabeleceu a Bacia Paraguai. A sedimentação da bacia teve início com a Formação Puga e posteriormente pelos Grupos Araras e Alto Paraguai. 4° Estágio: Após o término da sedimentação da bacia, houve um período de reativação tectônica que deformou todo o pacote sedimentar. 5° Estágio: Fim do processo de deformação transpressiva das rochas da bacia.

As rochas da Faixa Alto Paraguai, pertencentes ao Grupo Cuiabá, foram metamorfisadas entre 550 e 500 Ma, tendo sido primeiramente observadas por F. de Castelnau e as primeiras descrições dos metassedimentos couberam a Miguel Arrojado Ribeiro Lisboa em (1919 *apud* ALMEIDA, 1965). Intrusões magmáticas, de idade Drumiana, descritas inicialmente por Almeida (1954), de composição granítica denominadas de Suíte São Vicente, com gênese pós-orogênica também afetaram a região por volta de 500 Ma anos. Segundo Almeida (1964), os grupos Araras e Alto Paraguai, na Baixada do Alto Paraguai, apresentam sedimentos com característica de bacia de ante-país (*foreland*), que foram aglomerados em uma plataforma, com moderada instabilidade, em mar de águas rasas. Já a litologia da Formação Diamantino, indica maior grau de instabilidade onde foram acumulados arcósios com detritos xistosos.

O arranjo estratigráfico no qual as formações Raizama e Sepotuba – objetos deste estudo – estão inseridas, inicia-se com os diamictitos glaciogênicos da Formação Puga, que passaram a recobrir o embasamento (Grupo Cuiabá) a partir da glaciação global do final do Criogeniano à 635 Ma (NOGUEIRA *et al.*, 2003). A mudança climática deste período resultou num contato brusco e irregular com o pacote sobrejacente, pertencente ao Grupo Araras. Este grupo é composto pelas formações Mirassol D'oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres.

## 4.2 GRUPO ALTO PARAGUAI

Em 1964, Almeida sugeriu a criação de um Grupo para as rochas siliciclásticas, originalmente referidas pelo conde Castelnau, que não foram afetadas pelo metamorfismo. Almeida designou o nome de Grupo Alto Paraguai, termo criado por Oliveira e Leonardos (1943 *apud* BANDEIRA, 2011), e propôs também a elevação das unidades pré-silurianas a formações: Raizama (arenitos e pelitos), Sepotuba (folhelhos e arenitos) e Diamantino (ritmitos vermelhos, arenitos e conglomerados).

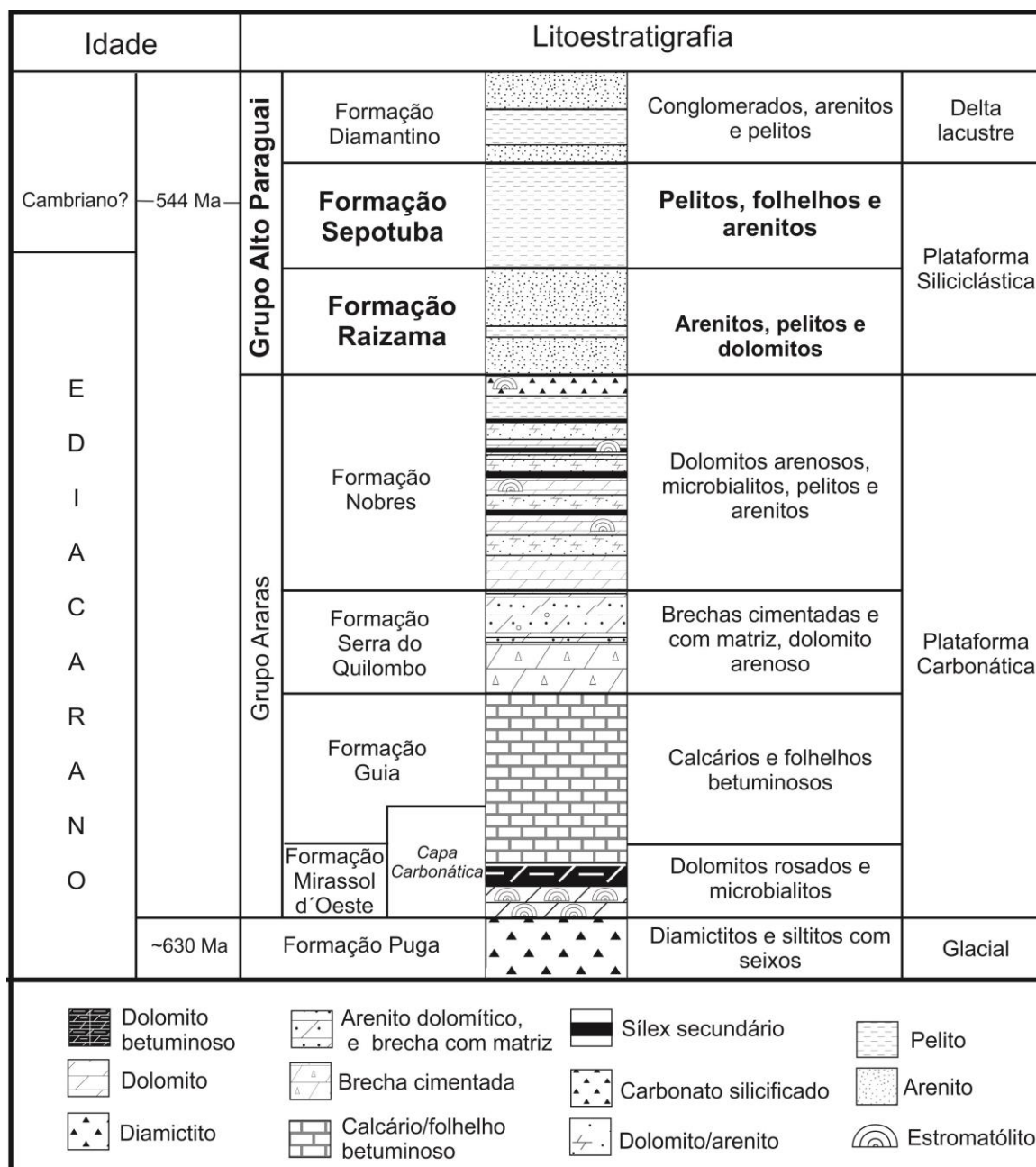
As primeiras descrições do Grupo Alto Paraguai feitas por Almeida (1964) somavam mais de 3000 metros. Somente a formação Raizama possuía mais 1600 metros. Vieira (1965 *apud* BANDEIRA, 2011) as estimou entre 120 e 860 metros e Figueiredo *et al.* (1974 *apud* BANDEIRA, 2011) entre 200 e 600 metros. Recentemente foram feitas novas descrições, por Bandeira (*op cit*) que redefiniu a espessura dos arenitos Raizama com cerca de 570 metros, dos quais foram subdivididos pelo autor em 270 metros para o Membro Inferior e cerca de 300 metros para o Membro Superior. Para as formações Sepotuba e Diamantino, as espessuras, também medidas pelo autor, são respectivamente 60 metros e 1710 metros, aproximadamente, totalizando 2340 metros a espessura para o Grupo Alto Paraguai (BANDEIRA, 2011).

Os arenitos da Formação Raizama que afloram na Pedreira Império e nas regiões de Glória e Mirassol d'Oeste correspondem as fácies de tempestitos, as quais Bandeira (2011) agrupou na AF1. O referido autor ainda subdividiu a formação em dois Membros, Inferior e Superior, propondo um ambiente costeiro dominado por processos fluviais, de onda, de maré e tempestades para o Membro Superior, o qual estaria sobre uma plataforma rasa a moderadamente profunda também influenciada por tempestades e localmente por fluxos gravitacionais, correspondendo ao Membro Inferior.

A Formação Sepotuba, na região de Glória d'Oeste, apresenta as suas melhores exposições, evidenciando um contato erosivo e concordante com a Formação Raizama (Capítulo 2). Nas últimas décadas esta unidade foi alvo de grandes discussões quanto a sua classificação como fácies ou formação e ainda quanto a sua posição estratigráfica. A Formação Sepotuba foi primeiramente descrita por Oliveira (1915 *apud* ALMEIDA, 1964), como folhelhos no rio Sepotuba. Desde

então, houve várias mudanças tanto de nomenclatura como de nível estratigráfico, mas foi Almeida (1964) quem a colocou primeiramente no Grupo Alto Paraguai, porém a considerou de idade paleozoica. Neste trabalho, será usado a classificação de Formação Sepotuba, a qual foi inserida no Grupo Alto Paraguai, entre as formações Raizama e Diamantino (BANDEIRA, 2011).

**Figura 5:** Coluna litoestratigráfica composta pelos diamictitos da Formação Puga, os carbonatos da Grupo Araras e pela sequência siliciclástica do Grupo Alto Paraguai, com destaque para as Formações Raizama e Sepotuba.



Fonte: Bandeira *et al.*, 2012, modificado de Nogueira, 2003.

## CAPÍTULO 2

### **5 DIAGÊNESE DE ARENITOS E CARBONATOS DE DEPÓSITOS SILICICLÁSTICOS DAS FORMAÇÕES RAIZAMA E SEPOTUBA, NEOPROTEROZÓICO-CAMBRIANO? DO GRUPO ALTO PARAGUAI, REGIÃO DE GLÓRIA D'OESTE, MATO GROSSO, BRASIL.**

Alexandre Castelo Branco BEZERRA JR\*<sup>1,2</sup>

José Bandeira<sup>1</sup>

Afonso César Rodrigues NOGUEIRA<sup>2</sup>

Hudson Pereira SANTOS<sup>2</sup>.

1.Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. Rua Augusto Corrêa s/n, CEP 66075-110, Belém, PA, Brasil. E-mail: alecastelo@ufpa.br, jbandeira@ufpa.br.

2.Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. Rua Augusto Corrêa s/n, CEP 66075-110, Belém, PA, Brasil. E-mail: hudson@ufpa.br e anogueira@ufpa.br

## **RESUMO**

As rochas da margem sul do Cráton Amazônico, referentes a porção superior da Formação Raizama e inferior da Formação Sepotuba, pertencentes ao Grupo Alto Paraguai, apresentam características diferentes das rochas dispostas na Faixa Paraguai Norte. Com o avanço da frente de lavra da Pedreira Império, região de Glória d'Oeste, Mato Grosso, foi verificado que o contato entre as formações Raizama e Sepotuba é erosivo e grada lateralmente para um contato plano e brusco. Este contato se dava entre as associações de fácies 2 (AF2 – Fluvial entrelaçado) e 3 (AF3 – Planície de maré). Sugerimos que este contato seja alocado entre as associações de fácies 1 (AF1 – *Shoreface* dominado por onda e tempestade) e AF2. Desta forma, a AF2 agora pertence a base da Formação Sepotuba na região. Processos diagenéticos modificaram, de forma significativa, o arcabouço destas rochas. Por causa de intensos eventos de dolomitização as características deposicionais, destas rochas detríticas,

foram severamente alteradas, conseqüentemente mudando o tipo de rocha de arenitos/subarcósios para dolomitos. Por fim, eventos de dissolução desenvolveram feições cársticas, por exemplo cavernas, que foram parcialmente preenchidas por cristais de aragonita e calcita.

**Palavras-Chave:** Formação Raizama. Formação Sepotuba. Cráton Amazônico. Dolomitização.

### ABSTRACT

The rocks from the Southwestern edge of the Amazon Craton, referring to the upper part Raizama Formation and lower portion of the Sepotuba Formation, in Alto Paraguay Group, have different characteristics of rocks along the Paraguay belt. With the advance mining front of Império quarry, Glória d'Oeste region, Mato Grosso, it was found that the contact between the Raizama and Sepotuba formations is erosive and change laterally to a planar and abrupt contact. This contact occurred between the facies association 2 (AF2 – Distal braided river) and 3 (AF3 - Tidal plain). We suggest that this contact is positionated between facies associations 1 (AF1 - Shoreface influenced by wave and storm) and AF2. Under these circumstances, the AF2 belongs to the base of the Sepotuba Formation in the region. Diagenetic processes modified significantly the framework of these rocks. Because of intense events of dolomitization, the depositional characteristics of detrital rocks were severely altered, consequently changing the rock type from sanstones/subarkoses to dolomites. Finally, dissolution events developed karst features, for instance caves, which were partially filled with aragonite and calcite crystals.

**Key-words:** Raizama Formation. Sepotuba Formation. Amazon Craton. Dolomitization.

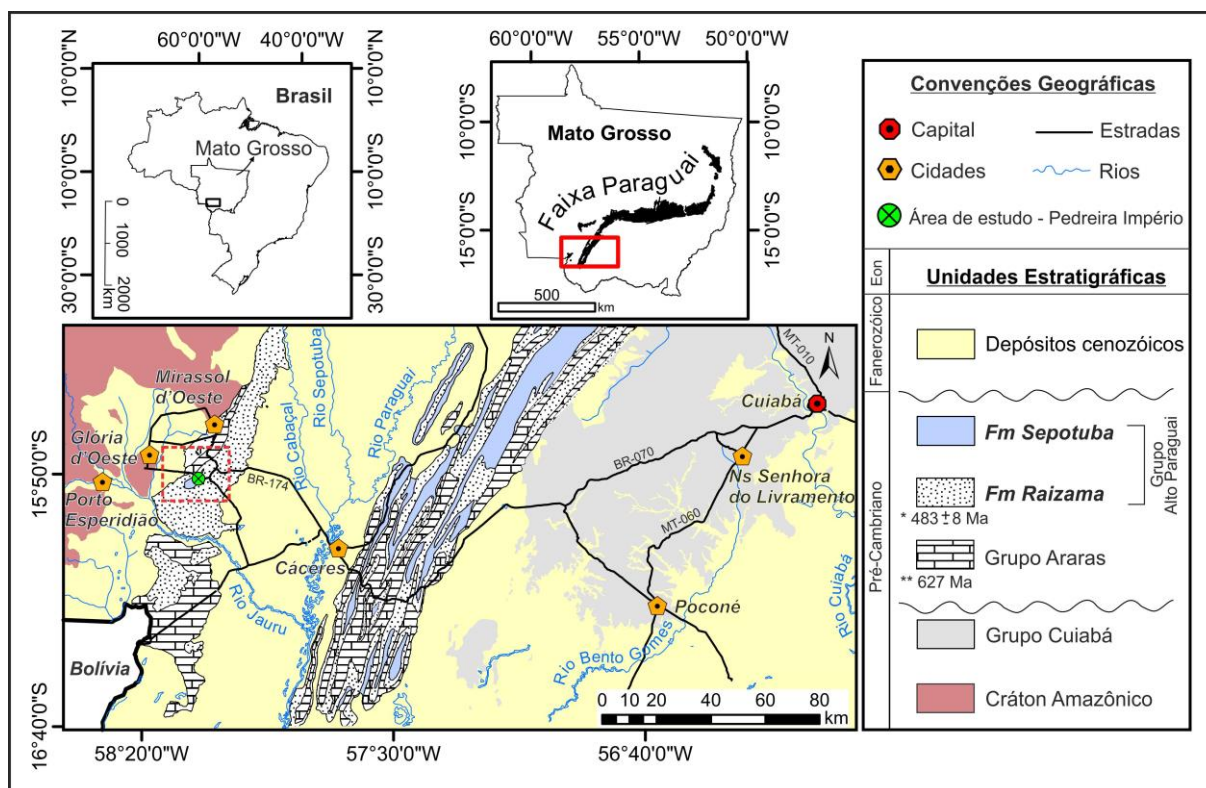
## 6 INTRODUÇÃO

A porção sudoeste do Estado do Mato Grosso, na região de Glória e Mirassol d'Oeste, apresenta bons registros das rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai, referentes ao topo da sucessão que compõe o arcabouço estratigráfico da Faixa Paraguai, depositadas durante a transição Neoproterozóico-cambriana durante o evento orogénico Brasileiro/Pan-Africano (ALMEIDA, 1984; TROMPETE, 1997; TOHVER *et al.*, 2010). Situadas sobre a borda sul do Cráton Amazônico, as rochas detríticas da porção superior da Formação Raizama, associada à depósitos de plataforma rasa influenciada por ondas, encontram-se recobertos pela porção inferior da Formação Sepotuba, ambos pertencentes ao Grupo Alto Paraguai, descrita como um paleoambiente fluvial entrelaçado distal e planície de maré (BANDEIRA, 2011). Este trabalho discute os eventos diagenéticos no contato entre as duas unidades, e as suas relações ao Sistema Petrolífero Araras (NOGUEIRA, 2003; BRELAZ, 2010). Devido a influência da intensa cimentação dolomítica nas propriedades permoporosas destas rochas da Formação Raizama, que sugerem uma característica de rocha reservatório, destoando da ausência de dolomitos dos depósitos de planície de maré da Formação Sepotuba, que nesse caso atuaria como selante.

## 7 ÁREA, MATERIAIS E MÉTODOS

A área de estudo fica na Pedreira Império, localizada na porção sudoeste do Estado do Mato Grosso, região de Glória d'Oeste (Fig. 6). Está inserida na Folha SD.21 Cuiabá (VALENTE *et al.*, 2004). O acesso a Pedreira dá-se através da BR – 174, à 20km da sede de Glória d'Oeste. A pedreira está à margem direita da BR-174, sentido Glória d'Oeste-Cáceres.

**Figura 6:** Mapa de localização e litológico da Faixa Paraguai e porção sudoeste do Cráton Amazônico, com destaque à área de estudo, que localiza-se na BR-174, cujas coordenadas geográficas são (58°9'32"W / 15°50'46"S). \*Idade mínima para o Grupo Alto Paraguai baseado na datação Rb-Sr, obtida do Granito São Vicente, segundo Almeida e Montovani, 1975 *apud* Nogueira *et al.* (2007) e Riccomini *et al.* (2007). \*\*Idade mínima para o Grupo Araras, obtida através do método radiométrico Pb-Pb, Babinski *et al.* (2006).



Fonte: Modificado de Valente *et al.*, 2004; Nogueira, 2003; e Bandeira, 2006.

Foram coletadas 23 amostras na Pedreira Império (Figura 6, Tabela 1), conforme seu posicionamento estratigráfico e a proposta de fácies de Bandeira *et al.* (2007) e Bandeira (2011). As amostras coletadas estão distribuídas em três associações de fácies, sendo a primeira referente a porção superior da Formação Raizama (Associação de Fácies 1: AF1 – *Shoreface* dominado por ondas e tempestade) e as outras duas associações referentes a sucessão inferior da Formação Sepotuba (Associação de Fácies 2: AF2 - Fluvial entrelaçado distal e; Associação de Fácies 3: AF3 – Planície de Maré).

As amostras utilizadas na descrição e caracterização petrográfica foram confeccionadas seguindo os métodos de Cesero *et al.* (1989) e, em seguida, analisadas no Laboratório de Petrografia do Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED), com auxílio de microscópio Leica DM 2700P e

fotografadas por câmera Leica – modelo MC 170 HD, auxiliada pelo *software* Leica *Application Suite* v4.4.0.

Para a caracterização buscou-se à descrição da composição mineralógica e textural das rochas. De forma geral foram definidos a granulometria, a forma e o arredondamento dos grãos. Além disso, foram efetuadas a contagem dos grãos, cimento, matriz e poros do arcabouço.

Foram utilizadas as classificações de Folk (1968) e Tucker (1992) para análise de composição mineralógica. Amostras com intensa cimentação foram impregnadas com Alizarina Vermelha “S”, seguindo a proposta de Brenchley (1985). Devido a cimentação carbonática presente em algumas amostras, seguimos a proposta de classificação de Tucker (1992), tendo como base o conteúdo de dolomita: 0-10% calcário; 10-50% calcário dolomítico; 50-90% dolomito calcítico e; 90-100% dolomito (*dolodstone*). Texturalmente os carbonatos foram classificados segundo Sibley e Gregg (1987). A porosidade segue a classificação de Choquette e Pray (1970).

**Tabela 1:** Resultado da contagem modal dos 300 pontos efetuado em cada lamina estudada. Q=Quartzo; F=Feldspato; Ms=Muscovita; Pl=Plagioclásio; F.R.= Fragmento de rocha; CD=Cimento de dolomita; CS=Cimento de Sílica; P=Poros; OH= Cimento de óxido-hidróxido de ferro.

AF	AMOSTRA	Q	F	Ms	Pl	F.R.	CD	CS	P	OH	Classificação	Total	
AF1	IM-03	68	-	-	1	-	230	-	1	-	Dolomito com terrígenos	300	
	IM-04	48	-	-	-	-	249	-	3	-	Dolomito com terrígenos	300	
	IM-05	31	-	-	-	-	265	-	4	-	Dolomito	300	
	IM-06	3	-	-	-	-	292	-	5	-	Dolomito	300	
	IM-07	10	-	-	-	-	276	-	14	-	Dolomito	300	
	IM-08	21	1	-	1	-	268	-	9	-	Dolomito	300	
	IM-09	114	-	-	1	-	169	-	16	-	Dolomito com terrígenos	300	
	IM-10	159	4	3	2	-	102	-	30	-	Subarcócio com cimento dolomítico	300	
	IM-11	141	1	1	1	-	144	-	12	-	Quartzo-arenito com cimento dolomítico	300	
	IM-12	124	-	-	-	-	142	-	34	-	Dolomito com terrígenos	300	
	AF2	IM-13	13	-	-	-	-	285	-	2	-	Dolomito	300
		IM-14	11	-	-	-	-	279	-	10	-	Dolomito	300
IM-ANP-FL 1		5	-	-	-	-	288	-	7	-	Dolomito	300	
IM-ANP-FL 2		8	-	-	-	-	284	-	8	-	Dolomito	300	
IM-ANP-FL 3		6	-	-	-	-	275	-	19	-	Dolomito	300	
IM-ANP-FL 5		6	-	-	-	2	269	-	23	-	Dolomito	300	
AF3	ANP-IM-01	95	1	6	3	-	172	-	23	-	Dolomito com terrígenos	300	
	ANP-IM-02	250	-	1	3	5	-	-	41	-	Quartzo-arenito	300	
	ANP-IM-03	248	-	-	-	-	-	-	52	-	Quartzo-arenito	300	
	ANP-IM-04	263	-	-	-	-	-	-	37	-	Quartzo-arenito	300	
	ANP-IM-05	219	-	-	2	1	-	-	63	15	Quartzo-arenito	300	
	ANP-IM-06	139	-	-	-	-	-	74	69	18	Quartzo-arenito	300	
	ANP-IM-07	177	2	-	1	6	-	39	75	-	Quartzo-arenito	300	

Fonte: Elaborado pelo autor.

## 8 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E TECTÔNICO

A Faixa Paraguai, anteriormente referida como Faixa Paraguai-Araguaia (ALMEIDA 1965, 1968), possui geometria em forma de arco, tendo na sua porção setentrional direção NE-SW, e na porção sul direção N-S, com concavidade no sentido SE. Sua extensão é de aproximadamente 1500 km, com largura média de 300 km. Geograficamente a Faixa se estende desde Nova Xavantina, no Mato Grosso, até as regiões de Bonito e Corumbá, no Mato Grosso do Sul (ALVARENGA, 2000). Este cinturão de dobramento ajuda a compor o embasamento da Plataforma Sul-Americana, que foi interpretada por Hasui *et al.* (1992) como uma sutura de colisão

tipo himalaiana e tem sua gênese ligada ao final da orogenia Brasileira/Pan-Africana (550 a 500 Ma, TROMPETTE, 2000), na qual ocorreu a convergência dos blocos continentais representados pelos crátons Amazônico, a oeste, São Francisco-Congo, a leste, e Paranapanema a sul (TRINDADE *et al.*, 2006; THOVER *et al.*, 2010), sendo seus limites norte e sul encobertos por depósitos fanerozóicos das bacias do Parnaíba e Paraná, respectivamente (ALMEIDA, 1984; THOVER *et al.*, 2010).

Almeida (1964) determinou que a Faixa Paraguai apresentava evidências de um geossinclíneo linear, segmentando-a em três faixas tectônicas: Baixada Alto Paraguai, Província Serrana e Baixada Cuiabana. O presente trabalho se encontra na Baixada do Alto Paraguai, em que as rochas são sub-horizontais, com camadas mergulhando em ângulos baixos para oeste, e representam os depósitos marginais do geossinclíneo sobre o Cráton Amazônico. Após uma década, Almeida (1974) dividiu a Faixa Paraguai em duas zonas geológicas: interna e externa. A zona interna é mais antiga, composta por rochas metamorfisadas e dobradas do Grupo Cuiabá de 520 Ma, segundo McGee *et al.* (2012) – cuja idade deriva da Suíte São Vicente que fornece idade mínima ao pacote sedimentar que o recobre. A zona externa é composta pelos metassedimentos da Formação Bauxi e pelos diamictitos glaciogênicos da Formação Puga, que passaram a recobrir as rochas do Grupo Cuiabá a partir da glaciação global do Criogeniano à 635 Ma.

### **8.1 Litoestratigrafia do Grupo Alto Paraguai**

Almeida (1964) sugeriu a formalização do Grupo Alto Paraguai às rochas inicialmente descritas pelo Conde Castelnau, no século XIX, que não sofreram ação do metamorfismo. Propôs a elevação das unidades pré-silurianas às Formações: Raizama (arenitos e pelitos), Sepotuba (folhelhos e arenitos) e Diamantino (ritmitos, arenitos e conglomerados), sendo as duas primeiras objeto de estudo deste trabalho. O Grupo Alto Paraguai apresenta uma sucessão de rochas siliciclásticas, que sobrepõem as rochas carbonáticas do Grupo Araras, e representam o último estágio deposicional ocorrido na Faixa Paraguai (SANTOS, 2014), com idade máxima de deposição de  $541 \pm 7$  Ma, a partir de datações efetuadas pelo método  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  em

zircões detríticos da Formação Diamantino, atestando que a sedimentação do grupo se estendeu até o início do Cambriano (BANDEIRA *et al.*, 2012).

Bandeira (2011) propõe que a espessura do Grupo Alto Paraguai é de aproximadamente 2340 metros. Segundo este autor os arenitos Raizama possuem cerca de 570 metros, dos quais foram subdivididos em 270 metros para o Membro Inferior, que seria correlato a Formação Serra Azul, e 300 metros para o Membro Superior. Para as formações subsequentes, Sepotuba e Diamantino, as espessuras medidas foram 60 metros e 1710 metros, respectivamente.

A Formação Raizama foi dividida em dois membros (Inferior e Superior) por Bandeira (2011), baseado em dados de análise de fácies. O Membro Inferior, seria constituído por estratos decamétricas de pelitos e ritmitos - arenito fino/pelito e arenitos finos intercalados com pelitos. Bandeira (2011) sugeriu ambiente deposicional de plataforma marinha, localmente influenciada por fluxo de detritos e *shoreface* com influência de tempestades. No Membro Superior ocorreria arenitos finos a grossos, conglomerados, arenitos finos a médios cimentados por dolomita espática, pelitos e siltitos, e ainda subordinadamente silicíticos, cujos ambientes deposicionais foram interpretados como *shoreface* dominado por ondas, tempestade e maré associada a uma planície costeira com canais fluviais entrelaçados ditais.

A Formação Sepotuba está sobreposta ao depósito da Formação Raizama e sotoposta aos depósitos da Formação Diamantino. A Formação Sepotuba foi dividida em dois Membros, o Membro Inferior possui ocorrência apenas nas proximidades do Cráton, constituído por pelitos, arenitos finos, dolomitos e estromatólitos, por vezes silicificados. O Membro Superior apresenta folhelhos/pelitos e arenitos finos, depositados em uma plataforma marinha siliciclástica (BANDEIRA, 2011).

A Formação Diamantino, que possui contato geralmente irregular e erosivo, mas também transicional, com a Formação Sepotuba (Bandeira, 2006), representa o topo do Grupo Alto Paraguai (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006, BANDEIRA, 2006, BANDEIRA *et al.*, 2007, RICCOMINI *et al.*, 2007, BANDEIRA, 2011), BANDEIRA *et al.*, 2012). Esta unidade foi dividida em três membros por Bandeira (2011), que são representados em ordem ascendente por depósitos turbidíticos (Membro Inferior), prodelta e lacustre (Membro Intermediário) e frente deltaica (Membro Superior).

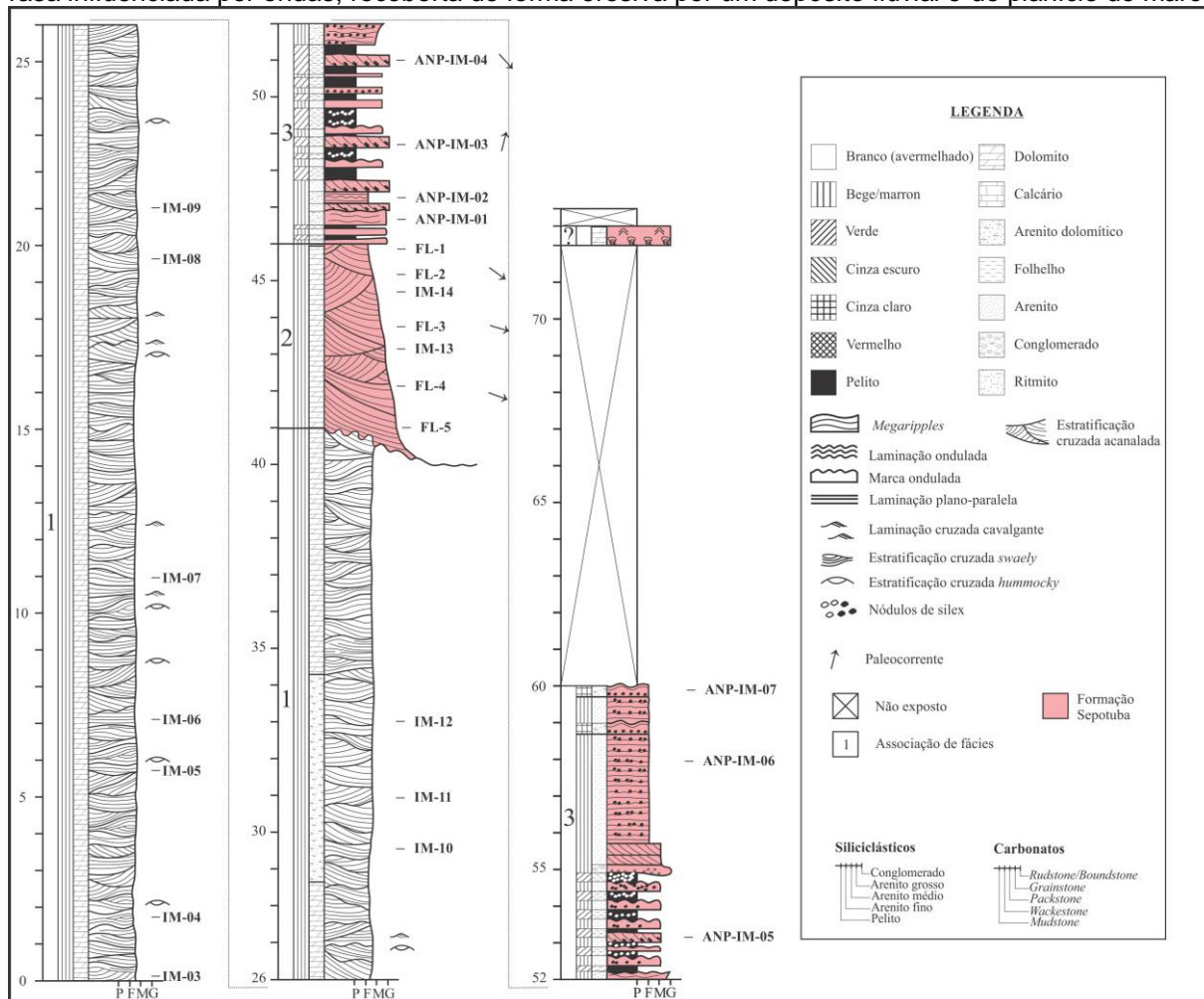
### 8.1.1 Contato entre as Formações Raizama e Sepotuba

As melhores exposições do contato entre os Membros Superior da Formação Raizama e Inferior da Formação Sepotuba, ocorrem na região de Glória d'Oeste, principalmente na Pedreira Império, local de estudo deste trabalho, onde os depósitos são expostos pela frente de lavra. Na pedreira afloram arenitos que gradam para dolomitos, para o topo da Formação Raizama; e arenitos e pelitos de planície de maré, até carbonatos da Formação Sepotuba. Bandeira (2011) descreve a passagem entre as formações Raizama e Sepotuba como transicional, e na pedreira podemos constatar isso, pois há uma transição de arenitos de *shoreface* gradando para arenitos e pelitos influenciados por onda e maré em ambientes costeiros. O contato entre as formações ocorre de forma erosiva, sendo caracterizado por um depósito de plataforma rasa, representado pela Formação Raizama. Esta sucessão é parcialmente erodida por um depósito fluvial. Dados de paleocorrente indicam que a migração do fluvial se dava para SE (BANDEIRA, 2011), gradando para uma planície de maré.

## 9 RESULTADOS

Na Pedreira Império, seguimos a divisão faciológica de Bandeira (2011), o qual propôs para o topo da Formação Raizama a AF1: *Shoreface* dominado por ondas e tempestade e AF2: Fluvial Entrelaçado distal. Para a base da Formação Sepotuba o referido autor sugere a AF3: Planície de Maré. O contato entre as AF1 e AF2 neste trabalho foi interpretado como erosivo e grada lateralmente para um contato planar e brusco, como o descrito por Bandeira *et al.* (2007) e Bandeira (2011) onde seriam depositados os sedimentos de planície de maré. Portanto, as descrições de fácies e petrográficas seguirão esta nova divisão, com a AF2 pertencente a Formação Sepotuba, como destacado no perfil (Fig. 7).

**Figura 7:** Perfil confeccionado na pedra Império referente aos depósitos de topo da Formação Raizama e base da Formação Sepotuba. A base do perfil é composta por um depósito de plataforma rasa influenciada por ondas, recoberta de forma erosiva por um depósito fluvial e de planície de maré.



Fonte: Elaborado pelo autor.

As rochas da Formação Raizama descritas na borda sudoeste do Cráton Amazônico foram classificadas como quartzo-arenitos, subarcósios, dolomitos-calcíticos e dolomitos por Santos (2011). Na Pedreira Império, Bandeira (2006) e Bandeira (2011) classificaram as rochas, expostas pela frente de lavra, como arenitos com cimento carbonático, retirando-as do Grupo Araras, como fora sugerido previamente (Barros *et al.*, 1982; Alvarenga & Trompete, 1994). Ainda na Pedreira Império Lima *et al.* (2008) incluiu os arenitos dolomitizados, de forma equivocada, ao Grupo Araras, e sugeriu que apenas o capeamento da mina era formado por arenitos e pelitos da Formação Raizama.

## 9.1 Associação de fácies

Este trabalho segue o modelo de fácies proposto por Bandeira (2011) para as Formações Raizama e Sepotuba, sendo adaptado o posicionamento estratigráfico da associação de fácies 2, ou seja, o contato entre as Formações Raizama e Sepotuba se dá entre os depósitos marinhos de plataforma rasa, sendo erodidos por um depósito fluvial, gradando para um depósito de planície de maré (Tabela 2).

**Tabela 2:** Associação de fácies das formações Raizama e Sepotuba.

Unidade	Associação de Fácies	Fácies	Descrição
Formação Sepotuba Inferior	AF2 – Fluvial entrelaçado distal	Aa e Ap	Arenitos finos a médios fortemente cimentados, com estratificação cruzada acanalada de pequeno a grande porte, laminação e estratificação plano-paralela.
	AF3 – Planície de maré	Ap, Aba, At, Pl, Ci e Po	Arenitos finos com laminação plano paralela e estratificação cruzada de baixo ângulo. Arenitos médios com estratificação cruzada tangencial recobertos por <i>mud drapes</i> . Pelitos laminados e conglomerados intraformacionais. Ocorrem ainda arenitos e pelitos ondulados com nódulos de sílica com feição tipo <i>popcorn</i> .
Formação Raizama Superior	AF1- <i>Shorface</i> influenciado por ondas e tempestade	As, Ah, Ap e Ama	Arenitos finos a médios fortemente cimentados, com estratificação cruzada <i>swaley</i> , estratificação cruzada <i>hummocky</i> , estratificação plano-paralela e localmente marcas onduladas assimétricas.

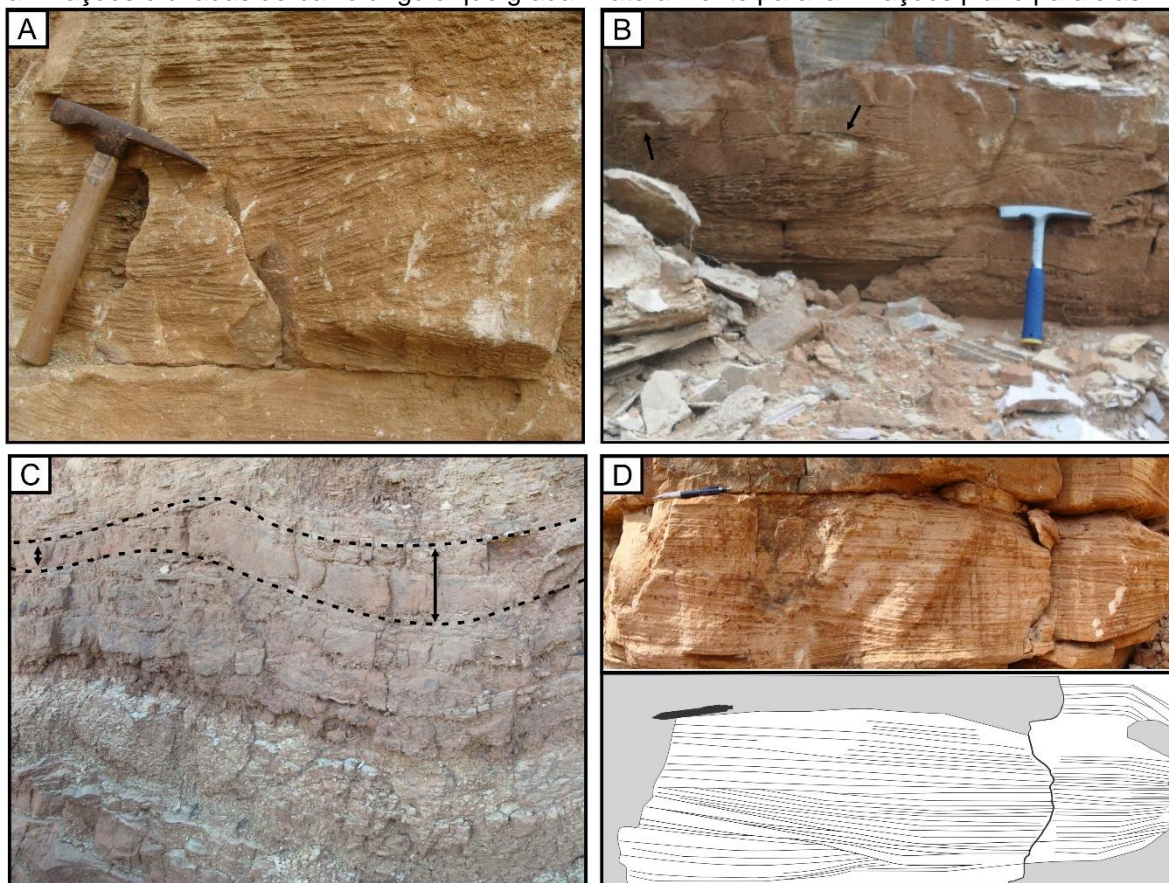
Fonte: modificado de Bandeira (2011).

### 9.1.1 AF1: *Shoreface* dominado por ondas e tempestade

Esta Associação de fácies, tem suas melhores exposições nas pedreiras da região de Glória d'Oeste, como no caso da pedreira Império, com espessura aflorante de aproximadamente 41 metros dispostas em camadas de arenitos finos a médios e subordinadamente grossos, de no máximo 90 centímetros, tabulares, retilíneas e amalgamadas com extensões decamétricas e com base irregular. Os grãos são bem selecionados e arredondados, cimentados por dolomita. As estruturas sedimentares

presentes são predominantemente estratificações cruzadas *swaley* (Fig. 8-A e C) e, de forma subordinada, estratificação cruzada *hummocky* (Fig. 8-B). Ocorrem também marcas onduladas simétricas e megamarcas onduladas assimétricas com adelgaçamento e espessamento contínuos (Fig. 8-C), laminação cruzada de baixo ângulo que gradam lateralmente para laminação plano paralela (Fig. 8-D), as quais estão geralmente associadas as marcas onduladas. A ocorrência de extensas camadas amalgamadas com estratificações cruzadas *swaley* e *hummocky* indicam a ação de ondas de tempestade que retrabalharam intensamente o substrato no depósito *shorface*, inibindo a deposição de fácies carbonáticas e pelitos (WALKER; PLINT 1992, CHEEL; LECKIE, 1993). No topo destes pacotes tempestíticos foram verificadas cavernas com tamanhos métricos e com cristais espáticos de calcita, com hábito acicular e botrioidal. Os cristais aciculares de calcita foram interpretados como pseudomorfos de aragonita (Fig. 13-E, F).

**Figura 8:** Principais estruturas sedimentares representativas da Formação Raizama na Pedreira Império. A) Estratificação cruzada *swaley* com amplitude média de 3 m e comprimento de onda 1 m. B) Estratificação cruzada *hummocky* C) Marcas onduladas com adelgaçamento (seta menor) e espessamentos (seta maior) padrão *pinch and swell*. D) Camadas centimétricas a métricas com laminações cruzadas de baixo ângulo que gradam lateralmente para laminações plano paralelas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

### 9.1.2 AF2: Fluvial entrelaçado distal

Esta associação de fácies já foi verificada com mais de 100 metros de espessura, em Tangará da Serra e em afloramentos na região de Nobres, com dados de paleocorrente definidos por interpretação de estruturas como estratificação cruzada tabular e acanalada, que indicam migração para SE (BANDEIRA, 2011). Na área de estudo a AF2 possui cerca de 5 metros de espessura, dispostos em camadas tabulares com acunhamento lateral entre as AF1 e AF2, descrito como plano e brusco. As estratificações cruzadas acanaladas (Fig. 9-A,B) de pequeno a grande porte ocorrem intercaladas com laminações/estratificações planares. Estas grandes estruturas refletem a migração de dunas subaquosas em canais ou sobre formas de

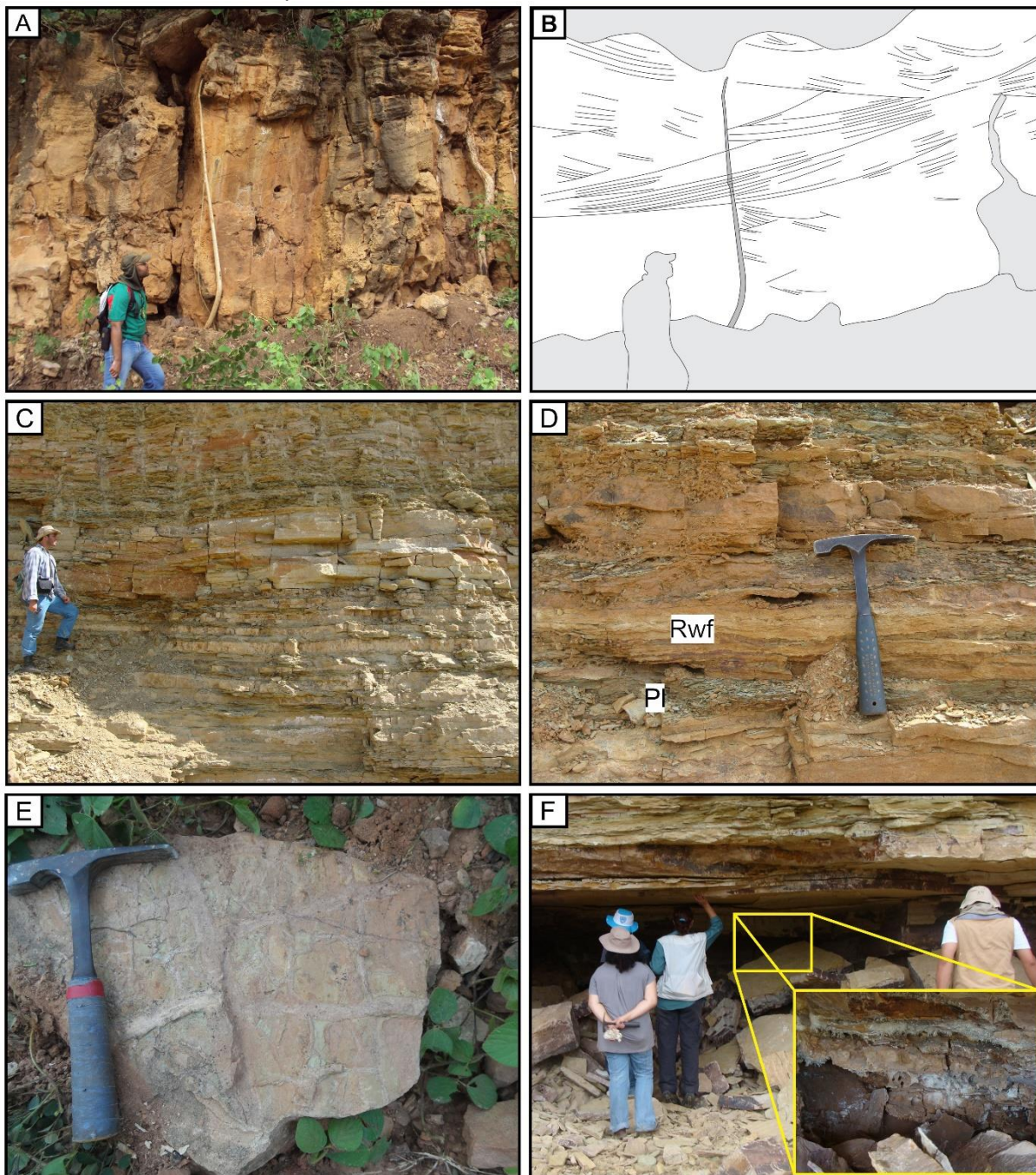
leitões de maior porte (WALKER; CANT, 1984; MIALL, 1981). As camadas possuem geometria tabular com extensões decamétricas e possuem sets de até 90 cm. Mukhopadhyay *et al.* (2014) a partir de testes empíricos sugerem a forte migração dos rios pré-cambrianos, além da sua efemeridade. Isso foi interpretado devido à ausência de vegetais nas margens dos rios, comum nos sistemas fluviais pré-silurianos, que favoreciam a migração e formação de novos canais independentes, pois neste período ainda não havia a estabilização destes canais pela vegetação, a qual passou a dominar ambientes continentais durante o Ordoviciano, por volta de 450 Ma (BENTON, 2012), sendo, portanto, os rios entrelaçados (*braided*) as formas mais comuns até o Siluriano. A efemeridade destes rios se dá pela dependência de águas meteóricas, uma vez que a captura de água subterrânea a jusante dos rios por atividade biogênica era inexistente nesse período (BANDEIRA, 2011).

#### 9.1.3 AF3: Planície de maré

Esta associação de fácies recobre a AF1 e AF2, sendo descrita com aproximadamente 30 metros de espessura na pedreira Império, apresentando uma tendência granodecrescente ascendente, com dados de paleocorrente que indicam migração para NW, obtidos de arenitos com estratificação cruzada tangencial. As camadas distribuem-se de forma tabular e lateralmente contínuas, com variação litológica pelito/arenito (Fig. 9-C). As principais fácies sedimentares descritas são compostas por conglomerado intraformacional lenticular (Ci) de escala centimétrica e arenito fino a médio com laminações plano-paralelas (Ap), arenito fino com estratificação cruzada de baixo ângulo (Aba). O topo da camada apresenta marca ondulada simétrica/assimétrica com cerca de 6 cm de comprimento e amplitude de 0,6 cm, recobertas por finas camadas de pelitos laminados (Pl). São descritos ainda arenito médio com estratificação cruzada tangencial (At), com *foresets* recobertos por *mud drapes*, intercalados por níveis pelíticos de até 30 cm de espessura; e ritmito ondulado em sets de até 50 cm, exibindo acamamentos do tipo *wavy* e *flaser* (Fig. 9-D). São descritos ainda arenito fino a médio com marcas onduladas com espessura de até 15 cm, e associado a abundantes gretas de contração (Fig. 9-E) com diferentes tipologias, como fusiforme, ortogonal e aleatória. O topo dessa sucessão de planície

de maré é composta por arenito fino e pelito com acamamento de megamarca ondulada e nódulos de sílica com feição tipo *popcorn*, interpretados como pseudomorfo de evaporitos. A característica principal da AF3 é a frequência de recobrimentos argilosos (*mud drapes*) separando camadas ou cobrindo localmente os estratos cruzados, o que denuncia um sistema influenciado por correntes de maré (BOERSMA; TERWINDT, 1981; NIO; YANG, 1991). O empilhamento dos ciclos de raseamento ascendente da porção superior desta associação atesta a mudança de regime de micro a mesomaré, em um regime de plataforma rasa de macromaré (BOYD *et al.*, 2006). Nesta associação de fácies, próximo ao contato com a AF2, foram observadas cavernas de espessura decamétrica e altura máxima de 2 metros. Estas cavidades cársticas possuem as paredes parcialmente revestidas por cristais centimétricos de calcita (Fig. 9-F).

**Figura 9:** Mosaico de imagens do topo da Pedreira Império referentes a Formação Sepotuba. A) estratificação cruzada acanalada de médio e grande porte, que possuem sets com até 90cm de espessura referente a associação de fácies 2 B) desenho enfatizando as estruturas de grande porte da associação de fácies C) distribuição dos corpos tabulares, contínuos lateralmente, com nítida diferenciação litológica evidenciada pelos estratos positivos e negativos. D) empilhamento vertical das fácies pelito laminado (PI), ritmito com acamamento wavy e flaser (Rwf) E) gretas de contração do tipo ortogonal F) caverna de espessura decamétrica e altura máxima de 2 metros. Imagem de detalhe evidenciando os cristais na parede da caverna.



Fonte: Elaborado pelo autor.

## 9.2 Petrografia

A base da Pedreira Império é constituída pelas rochas da Formação Raizama, referentes a AF1, sendo classificadas quatro tipos de rochas: dolomito com terrígenos, dolomito, subarcósio com cimento dolomítico e quartzo-arenito com cimento dolomítico. No topo da pedreira afloram as rochas referentes a Formação Sepotuba, representadas pelas AF2 (dolomitos) e AF3 (dolomito com terrígenos e quartzo-arenitos). Neste trabalho usaremos o modelo de classificação de rochas de Tucker (1992), baseado na porcentagem de cimento carbonático nas rochas.

### 9.2.1 Formação Raizama

#### 9.2.1.1 Dolomito com terrígenos e Dolomitos

Descritas na AF1, apesar de suas composições mineralógicas iniciais serem siliciclásticas, foram classificadas como dolomito com terrígenos (IM-03, IM-04, IM-09, IM-12) e dolomito (IM-05, IM-06, IM-07, IM-08) devido as altas porcentagens de carbonato magnesiano, superior a 50%. Todas apresentam grãos terrígenos, variando de 1% a 41%, dos quais possuem granulometria variável entre areia fina a média, moderadamente selecionados, subarredondados a angulosos (Fig. 10-A), sendo a maior proporção encontrada está entre grãos angulosos a subangulosos, cerca de 60%. Os constituintes terrígenos são, em sua maioria, formados por quartzo (22%) e subordinadamente feldspatos (0,15%) e ainda, de forma incipiente, muscovita (0,1%). Os grãos de quartzo são essencialmente monocristalino com extinção reta e ondulante, possuem contatos reto, pontual, de compromisso e grão-não-grão. Os grãos feldspáticos (Fig. 10-B) são representados principalmente por plagioclásio, são subarredondados e possuem a borda corroída e preenchida pelo cimento de dolomita. Os grãos de muscovita são alongados e geralmente contorcidos entre grãos e cimento. O grau de empacotamento da rocha em função do volume intergranular (V) é frouxo.

Estas rochas foram cimentadas intensamente por dolomita e, em menor proporção, óxido-hidróxido de ferro. O cimento de dolomita, possui natureza

autigênica, ou seja, precipitou nos espaços porosos e/ou alterou grãos preexistentes (HUTCHEON, 1990) e corresponde sempre a mais da metade dos constituintes dessas rochas, variando entre 70% a 97,3%.

Texturalmente os cristais foram classificados conforme Sibley & Greeg (1987), sendo os cristais subédricos a euédricos médios, com tamanhos entre 100 a 250  $\mu\text{m}$ , classificados como mosaicos xenotópicos a idiotópicos e os cristais subédricos a euédricos grossos, de 250 a 500  $\mu\text{m}$ , classificados como mosaicos idiotópicos a hipidiotópico. Localmente foram verificados cristais grossos com textura poiquilotópica. Cristais finos, 16 a 62  $\mu\text{m}$ , ocorrem sempre próximos a porções mais ricas em grãos de quartzo, e foram classificados como mosaicos xenotópicos, pois apresentam as bordas onduladas e contatos intercristalinos irregulares. Neste sentido a classificação textural da rocha é importante para estipularmos a temperatura e profundidade nas quais ocorreram o processo de dolomitização. A natureza dos contatos entre os cristais são geralmente retos, suturados e em forma de zig-zag, evidenciando a competição por espaço durante a precipitação dos mesmos (BANDEIRA *et al.*, 2007). O cimento de óxido-hidróxido de ferro (Fig. 10-E, E') ocorre pontualmente nessas rochas, bordejando os grãos e preenchendo as clivagens dos cristais de dolomita, dando um aspecto sujo a rocha.

Os poros observados foram classificados principalmente como intercristalino, e subordinadamente como móldico e *vug*.

### **9.2.1.2 Subarcósio com cimento dolomítico**

Estas rochas se encontram na AF1, sendo representadas pela amostra IM-10. Os grãos são subarredondados a subangulosos e possuem granulometria variável entre silte e areia grossa (50  $\mu\text{m}$  a 550  $\mu\text{m}$ ). É constituída por grãos de quartzo (53%), feldspato (1,6%), muscovita (1%), minerais pesados (-1%), cimento carbonático (34%) e poros (10%). O grau de empacotamento da rocha em função do volume intergranular (V) é frouxo.

Os grãos de quartzo ocorrem na forma monocristalina com extinção reta e ondulante e raramente policristalina. Estão parcialmente substituídos e alguns fraturados. Os contatos entre os grãos são retos, pontuais, côncavo-convexo e de

compromisso. Já os contatos entre grão e cristal são geralmente retos e côncavo-convexo. Os grãos feldspáticos (Fig. 10-B) são subarredondados compostos principalmente por plagioclásio, com maclamento albita, e microlina, com típico maclamento xadrez, ambos parcialmente alterados. Os grãos de muscovita ocorrem como fitas contorcidas e retas com tamanhos que variam entre 30  $\mu\text{m}$  e 350  $\mu\text{m}$ . O cimento é formado por cristais espáticos de dolomita, que compreendem cerca de 34% da rocha, com granulação média a grossa, com até 450  $\mu\text{m}$ . A textura predominante é idiotópica, no entanto ocorrem localmente a textura xenotópica e poiquilotópica, a qual envolve tanto cristais pequenos como grãos de quartzo. Nestas rochas, apesar de estar em menor proporção, o cimento também é o principal modelador da forma dos grãos detríticos, tornando-os angulosos devido ao processo de substituição. Os poros são classificados como móldico, intragranulares, intergranulares, intercristalinos, de fraturamento e vugulares, com diâmetros que variam entre 100  $\mu\text{m}$  a 800  $\mu\text{m}$ . A porosidade existente foi classificada como secundária.

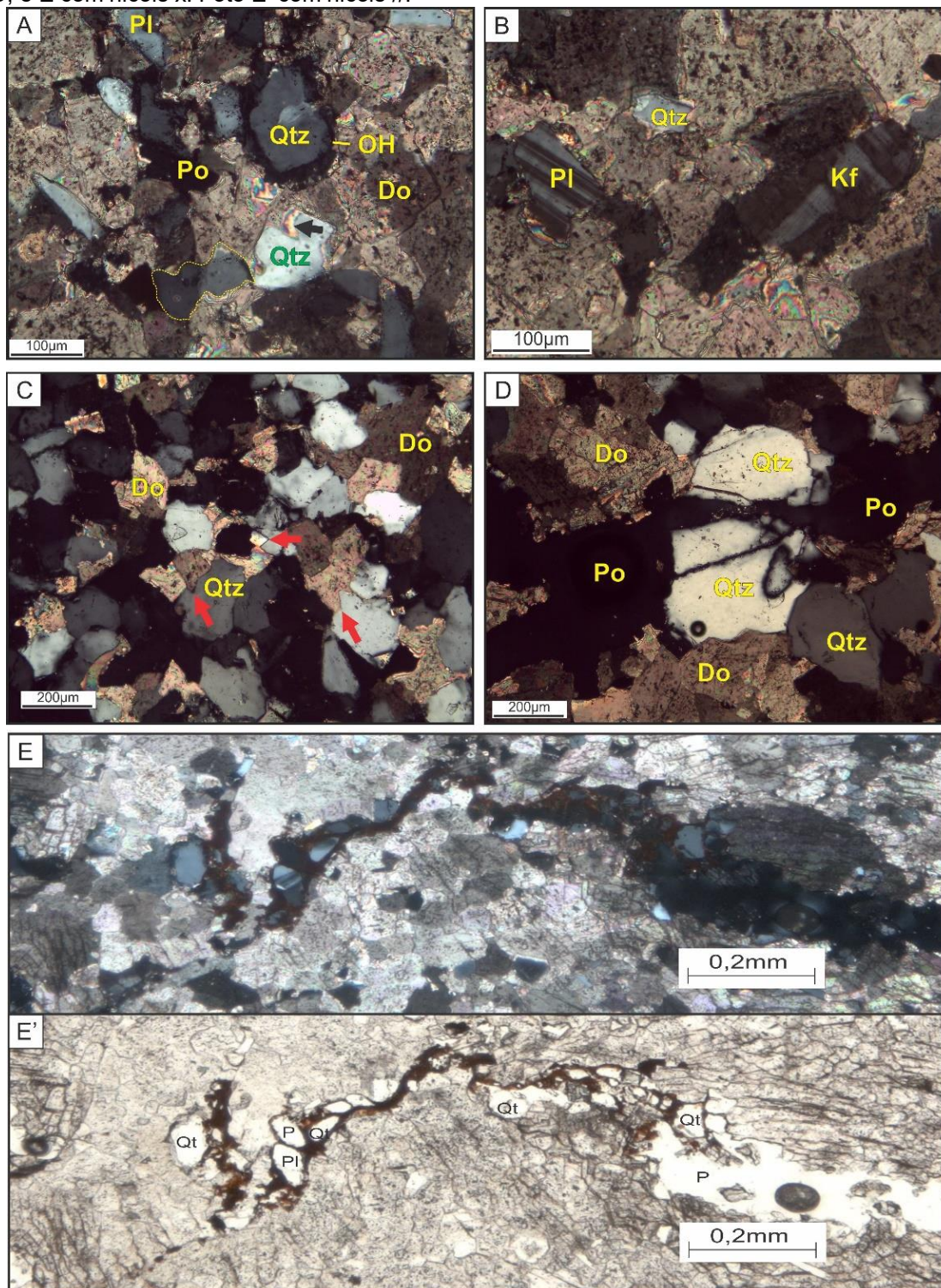
### **9.2.1.3 Quartzo-arenito com cimento dolomítico**

Estas rochas se encontram próximas ao topo do perfil (Fig. 7), sendo representadas pela amostra IM-11, a qual possui conteúdo carbonático de 48%, sendo assim, a mesma foi classificada como quartzo-arenito com cimento dolomítico, conforme Tucker (1992). Os grãos são subarredondados a subangulosos e possuem granulometria que varia de fina a grossa (70  $\mu\text{m}$  a 900  $\mu\text{m}$ ). É constituída por grãos de quartzo (47%), feldspato (0,6%), muscovita (0,3%), cimento carbonático (48%) e poros (4%). O grau de empacotamento da rocha em função do volume intergranular (V) é frouxo.

Os grãos de quartzo ocorrem na forma monocristalina, com extinção reta e ondulante fraca, e raramente policristalina. Estão parcialmente a fortemente substituídos e alguns fraturados (Fig. 10-D). Os contatos entre os grãos são retos, pontuais, côncavo-convexo e de compromisso. Já os contatos entre grão e cristal são geralmente retos e côncavo-convexo. Comumente ocorre textura porfirotópica com grãos entre 500 $\mu\text{m}$  e 800 $\mu\text{m}$  envoltos por grãos finos a médios e cimento. Os grãos

feldspáticos são subarredondados compostos principalmente por plagioclásio e microclina. O primeiro possui maclamento albita e o segundo possui maclamento xadrez, ambos parcialmente alterados e com tamanho médio de 150 $\mu\text{m}$ . Os grãos de muscovita ocorrem como fitas contorcidas e retas com tamanhos que variam entre 30 $\mu\text{m}$  e 350 $\mu\text{m}$ . O cimento é formado por cristais de dolomita, com granulação microcristalina e espática (até 600 $\mu\text{m}$ ). Os cristais microespáticos ocorrem pontualmente como “massas”, por vezes arredondadas, envoltas por cristais espáticos e grãos. Os cristais espáticos possuem textura predominantemente idiotópica, no entanto ocorre localmente textura poiquilotópica. Em algumas porções ocorrem apenas cristais de dolomita e em outras os cristais estão disseminados entre os grãos detríticos, de tal forma que é possível delimitar zonas mais carbonáticas e zonas heterogêneas, assim como ocorre nos subarcósios. A porosidade nestas rochas é secundária, variando de tamanho entre 100 $\mu\text{m}$  e 700 $\mu\text{m}$  de diâmetro. Os poros são classificados como móldico, intergranulares, intercristalinos, de fraturamento (Fig. 10-D) e vugulares.

**Figura 10:** Subarcócio com cimento dolomítico e quartzo-arenito com cimento dolomítico referente a Formação Raizama (AF1). A) Grãos de quartzo (Qtz) com borda corroída por dolomita (seta) e outros grãos rodeados por cimento de óxido-hidróxido de ferro (OH). B) Grãos de plagioclásio (Pl) e feldspato potássico (Kf). C) Os grãos possuem como principal agente modificador de sua forma o cimento carbonático, que devido à forte alteração, torna-os angulosos a subangulosos (setas vermelhas). D) Grãos fraturados e com contatos de compromisso. E e E') Microfotografia panorâmica evidenciando o preenchimento parcial da porosidade por óxido-hidróxido de ferro (coloração castanha). – Fotos A, B, C, D, e E com nicóis x. Foto E' com nicóis //.



Fonte: Elaborado pelo autor.

## 9.2.2 Formação Sepotuba

### 9.2.2.1 Dolomitos e Dolomitos com terrígenos

As amostras da AF2 (IM-13, IM-14, IMP-ANP-FL-5, IMP-ANP-FL-3, IMP-ANP-FL-2, IMP-ANP-FL-1) e da AF3 (IMP-ANP-01), foram classificadas como dolomitos e dolomito com terrígenos, respectivamente seguindo a classificação proposta por Tucker (1992). As rochas são moderadamente bem selecionadas, com granulometria variando desde silte grosso a areia fina (50  $\mu\text{m}$  a 200  $\mu\text{m}$ ). Possuem alta maturidade composicional, sendo constituídas basicamente por grãos de quartzo (2,6%), feldspatos (0,1%), cimento carbonático (93,3%) e poros (3,73%). O empacotamento da rocha em função do volume intergranular (V) é frouxo.

Os grãos de quartzo são monocristalinos com extinção reta e ondulante. O grau de arredondamento varia entre subarredondado a anguloso e o diâmetro médio dos grãos é de 130 $\mu\text{m}$ , com raros grãos de até 350  $\mu\text{m}$  localizados nas porções mais ricas em cimento carbonático, compondo uma textura porfirotopica (Fig. 11-A). Localmente nota-se grãos com sobrecrescimento sintaxial (Fig. 11-B). Os contatos entre os grãos são retos, pontuais, de compromisso e grão-não-grão. São descritos grãos feldspáticos sódicos com maclamento albita e estas geralmente mostram-se parcialmente substituídas por dolomita. Grãos de feldspato potássico também ocorrem, porém em menor proporção e possuem maclamento xadrez. Ambos são subarredondados com as bordas corroídas.

Os constituintes autigênicos verificados foram cimento dolomítico e óxido-hidróxido de ferro. O cimento de dolomita compreende cerca de 89,6% a 96% da rocha, representado por cristais muito finos a médios, com textura xenotópica a hipidiotópica e localmente textura porfirotopica. Os cristais muito finos ocorrem geralmente em forma de uma massa (agregado de cristais) cercada por cristais maiores e grãos. O cimento de óxido de ferro ocorre preenchendo parcialmente porosidades e formando finas películas entre o sobrecrescimento de quartzo e o grão. A porosidade nestas rochas corresponde em média a 3,73% e ocorre na forma de poros móldicos e, em maior quantidade, intercristalinos. O diâmetro dos poros variam entre 80  $\mu\text{m}$  e 300  $\mu\text{m}$ .

### 9.2.2.2 Quartzo-arenitos

As características previamente descritas mudam substancialmente a partir da amostra ANP-IMP-02 e tendem a se repetir nas amostras seguintes ANP-IMP-03,04,05,06 e 07. Estas rochas são mal selecionadas e seus constituintes pouco esféricos, com granulometria que varia desde argila a areia grossa, tendo como moda areia media. O arcabouço das rochas é composto por grãos de quartzo (71,9%), feldspatos (0,6%), muscovita (0,1%), fragmentos de rocha (0,7%), cimento de sílica (6,2%), cimento de óxido-hidróxido de ferro (1,8%), pseudo-matriz (0,1%), minerais pesados (0,1%) e poros (18,5%).

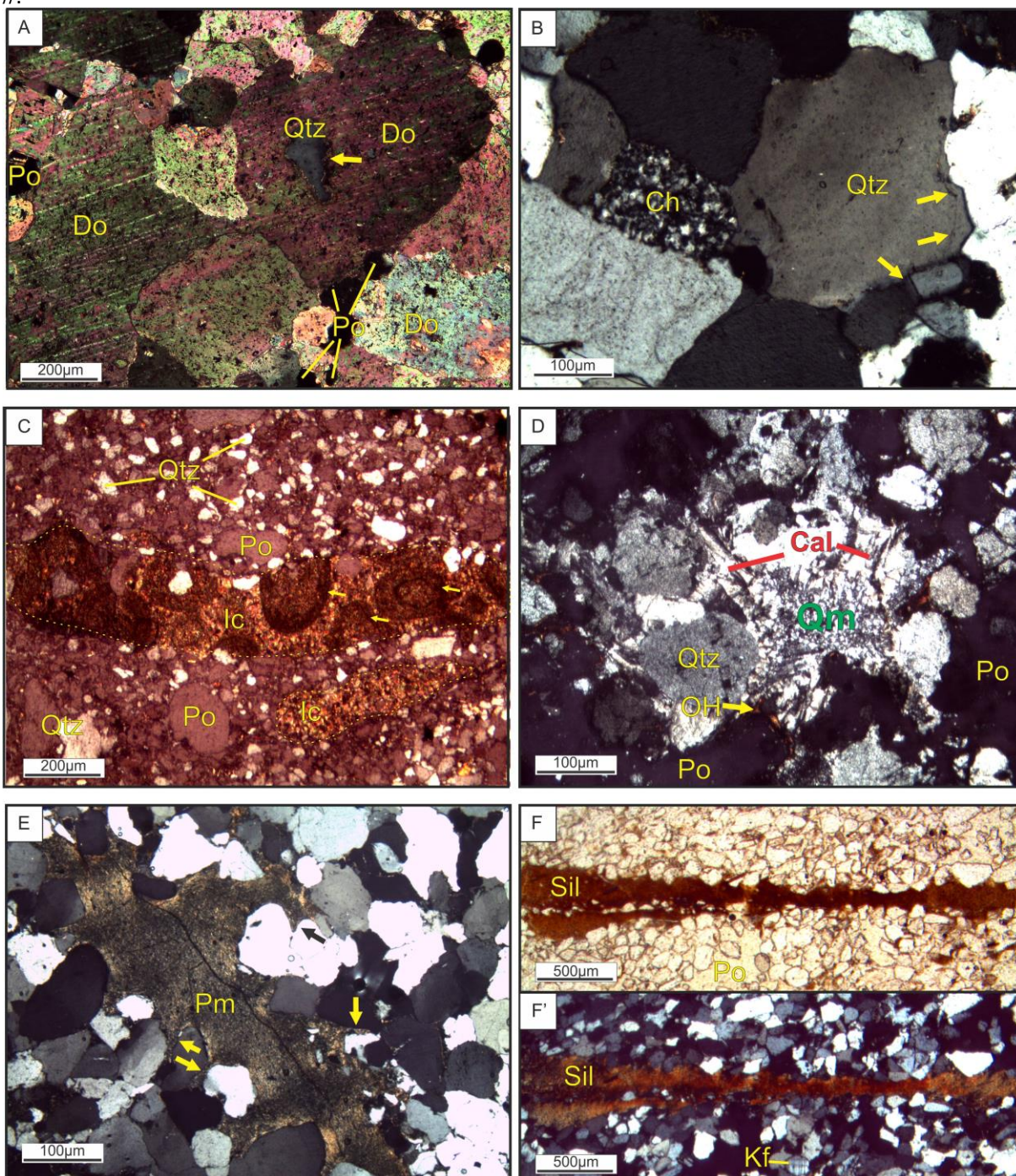
Os grãos de quartzo ocorrem na forma monocristalina com extinção reta e ondulante e, secundariamente, na forma policristalina. Os grãos são subarredondados a angulosos, sendo os mais angulosos, geralmente, desprovidos de sobrecrescimento de sílica (Fig. 11-B). Os tipos de contatos entre os grãos são principalmente de compromisso e reto, ocorrendo também, em menor proporção, contatos suturados e pontuais, este último ocorre quando os grãos estão isolados em poros agigantados. Os grãos feldspáticos foram classificados como potássicos e sódicos (plagioclásio). O primeiro possui maclamento xadrez, são subarredondados, ligeiramente esféricos e possuem a borda levemente corroída. O segundo possui maclamento albita, são subarredondados, esféricos e, por vezes, oblatos. Ambos os tipos de feldspatos possuem tamanho máximo de 250  $\mu\text{m}$ . As fitas de muscovita apresentam no geral tamanhos menores que 100 $\mu\text{m}$ , mas existem grãos de até 300  $\mu\text{m}$ , geralmente contorcidos entre os grãos, sendo a maioria dos grãos retos, atribuindo uma aparente orientação preferencial. Pontualmente são observados grãos de chert (Fig. 11-B) subarredondados a angulosos, com tamanho máximos de 200  $\mu\text{m}$ . Intraclastos foram observados na amostra IMP-ANP-07, com tamanhos que variam desde 300  $\mu\text{m}$  a 2500  $\mu\text{m}$ , são arredondados a subarredondados, esféricos e principalmente oblatos. Representam fragmentos de rochas carbonáticas que foram erodidos, indicando aumento de fluxo hidrodinâmico ou instabilidade tectônica. Os intraclastos, por vezes, apresentam fantasmas de grãos não-esqueletais como oóides (Fig. 11-C) fortemente micritizados, esféricos a subesféricos com tamanhos que variam entre 300  $\mu\text{m}$  a 550  $\mu\text{m}$ , internamente observa-se lamelas concêntricas com o núcleo

micritizado. A pseudo-matriz é formada por clastos “esmagados” de argila (Fig. 11-E), que sugere processo de compactação mecânica. Estas argilas, de coloração marrom amarelada, ocorrem também na forma de pequenas coberturas (*cutans*) entre grãos e entre grão e cimento. São descritas também laminações de argila, comprovando o recobrimento dos *foresets* por *mud drapes* (Fig. 11F, F’).

Como constituintes autigênicos foram constatados cimento de sílica que ocorre na forma de bolsões na rocha e cimento de óxido-hidróxido de ferro. Existem dois tipos de cimento de sílica: microquartzo e calcedônia (Fig. 11-D). O quartzo microcristalino é mais evidente nas amostras IMP-ANP-06,07 e estão dispostos entre os grãos detríticos de quartzo. A calcedônia ocorre na forma de bolsões com textura radial. O cimento de óxido-hidróxido de ferro ocorre preenchendo parcialmente a porosidade existente e, geralmente, marcando porosidade móldica. Os argilominerais são representados por sericita. A primeira ocorre alterando grãos feldspáticos, mas não forma pseudo-matriz. As fitas de muscovita autigênica são abundantes nas amostra IMP-ANP-07.

Os poros foram classificados como, móldicos, agigantados, intergranulares e de fraturamento. A porosidade intergranular em geral está parcialmente preenchida por pseudo-matriz e cimento de óxido-hidróxido de ferro.

**Figura 11:** Petrografia das lâminas da AF2 e AF3. A) Intensa cimentação dolomítica (Do) com cristais envolvendo grãos detríticos composto, localmente, textura porfirotópica. B) Grãos angulosos de quartzo (Qtz) e chert (Ch). Sobrecrecimento sintaxial de sílica (setas). C) presença de intraclastos (Ic) alongados, ligeiramente arredondados com oólitos (setas) esféricos a subesféricos e internamente com lamelas concêntricas e núcleo micritizado. Poros (Po) móldicos e grãos de quartzo (Qtz). D) cimento de sílica do tipo calcedônia (Cal) e quartzo microcristalino (Qm) que ocorrem localmente na forma de bolsões. Poros (Po) agigantados mantendo feições reliquiares como o formato do grão através do cimento de óxido-hidróxido de ferro (OH). E) pseudo-matriz composta por clastos de argila. Notar as bordas do clasto sendo esmagadas pelos grãos (setas) F) Lentes de silte (Sil) entre os grãos demonstram uma aparente laminação – Fotos A, B, C, D, E, e F' tiradas sob nicóis x; e foto F sob nicóis //.



Fonte: Elaborado pelo autor.

### 9.3 Análise da porosidade

A partir da análise feita entre os dados de porosidade e do cimento dolomítico, gerou-se um gráfico, que mostra a variação destes elementos no perfil (Fig. 12).

Pode-se observar que a concentração de dolomita aumenta até a base da Formação Sepotuba, não respeitando o limite estratigráfico. Com exceção das amostras IM-09 e IM-10, os percentuais de cimento dolomítico são sempre altos, acima de 50%. No entanto, a porosidade varia constantemente. As rochas com maior percentagem de poros são IM-06, IM-10, IM-12 e IM-FL-05.

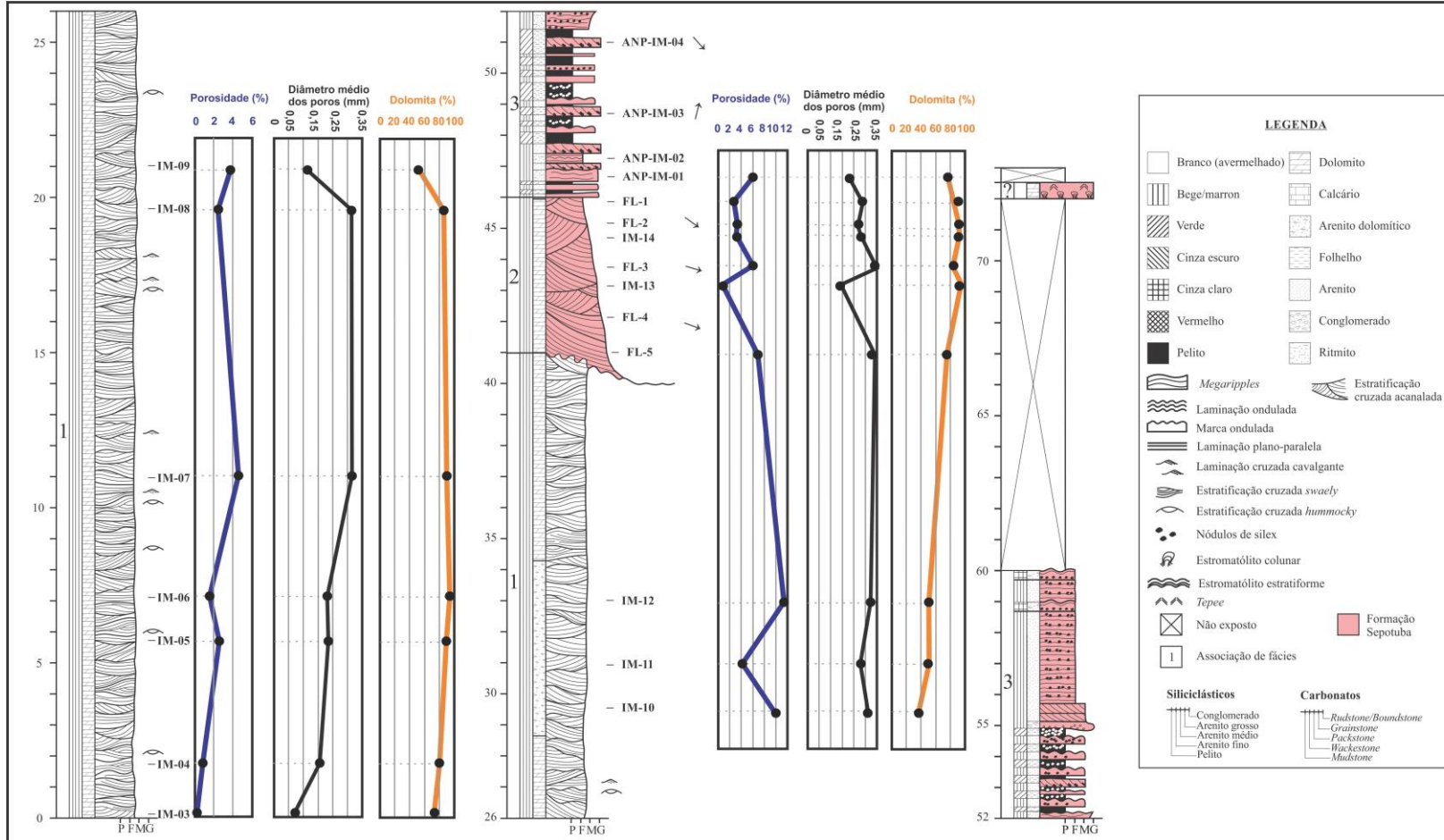
Nos dolomitos da AF1, o diâmetro dos poros varia entre 100  $\mu\text{m}$  a 1650  $\mu\text{m}$ . A porosidade tende a aumentar para o topo. A amostra IM-09 apresenta uma abrupta diminuição no tamanho dos poros, em contrapartida sua percentagem aumenta. A amostra IM-10, classificada como subarcósio dolomítico, apresenta 10% de porosidade e diâmetro variando entre 100 $\mu\text{m}$  a 800 $\mu\text{m}$ , tendo como média poros com 250 $\mu\text{m}$  de diâmetro. Os poros desta rocha são classificados como móldico, intragranulares, intergranulares, intercristalinos, de fraturamento (Fig. 13-A) e agigantados. A amostra IM-11, classificada como quartzo-arenito dolomítico, contém 4,3% de porosidade, cujo diâmetro varia entre 100 $\mu\text{m}$  e 700 $\mu\text{m}$ , com média de 270 $\mu\text{m}$ . Os poros são classificados como móldico, intergranulares, intercristalinos e agigantados.

No topo da AF1 foram verificadas pequenas cavernas e bolsões que ocorrem cristais de calcita e aragonita (Fig. 13-E, F). Estes minerais não foram verificados em lâmina. As cavernas distribuem-se lateralmente de forma pontual no topo da AF1 e base da AF3.

Na AF2, composta apenas por dolomitos, a porosidade varia de 7,3% a 0,66% da base para o topo, mostrando significativa queda na percentagem dos poros. Porém o diâmetro médio dos poros mantém-se constante, com exceção da amostra IM-13 que apresentou diâmetro médio de 170 $\mu\text{m}$ , no mais as amostras exibem tamanhos que variam desde 260 $\mu\text{m}$  a 450 $\mu\text{m}$  de média, referentes as amostras IM-14 e ANP-FL3 respectivamente. Os principais tipos de porosidade descritos nesta AF, foram poros de canal (Fig. 13-B), móldicos (Fig. 13-C), vugulares (Fig. 13-C) e megavugs (Fig. 13-D).

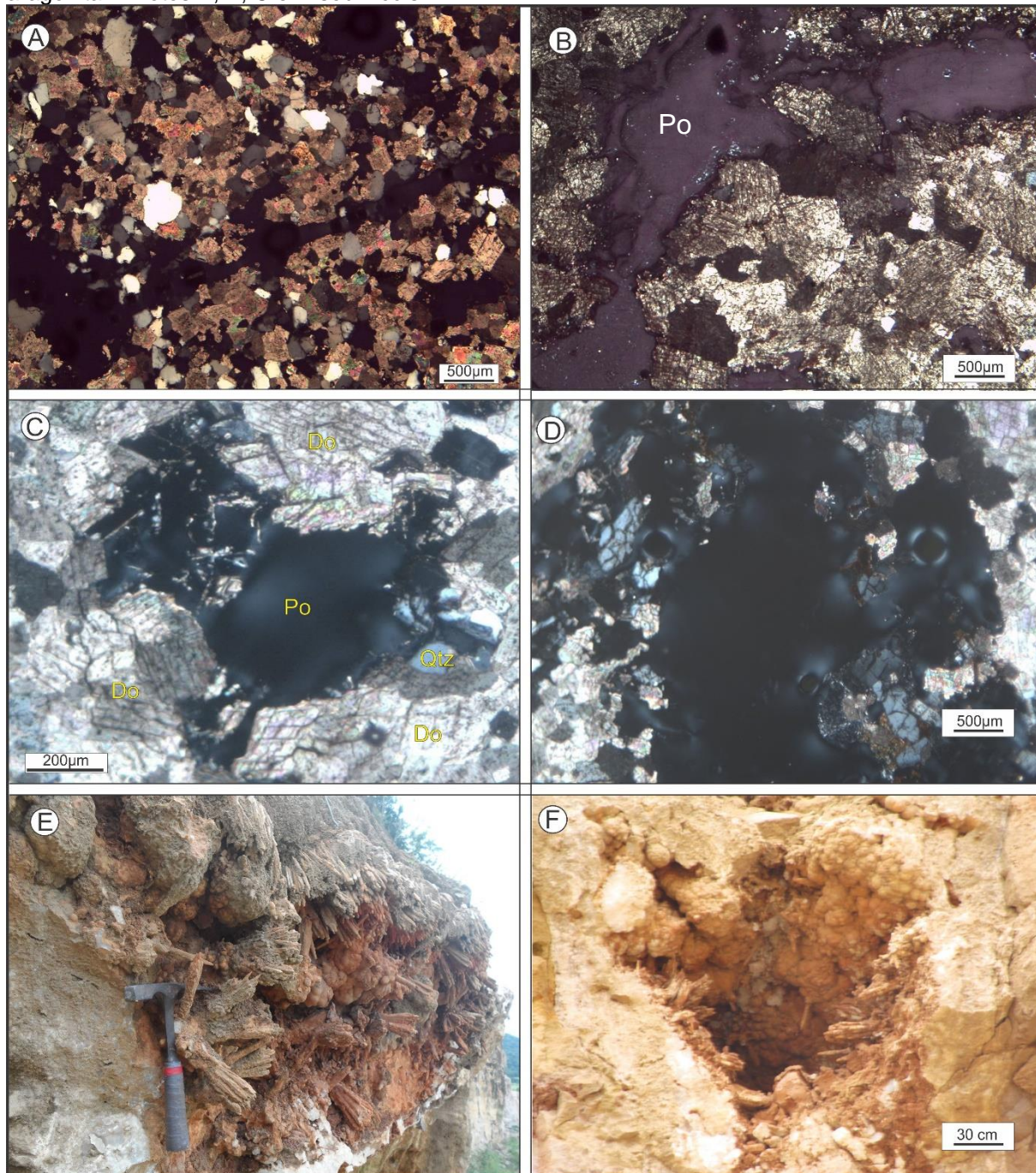
Na AF3, foi analisada apenas a amostra ANP-IM-01, por apresentar maior grau de preservação ao intemperismo. A porosidade nesta rocha corresponde a 6,4% da rocha, cujos diâmetros variam entre 80  $\mu\text{m}$  a 300  $\mu\text{m}$ . A porosidade intercrystalina foi a mais observada, no entanto também ocorrem pontualmente poros m3ldicos.  importante destacar que a presença de cimento dolom3tico s3 ocorre até esta rocha, a partir dela n3o foram descritos qualquer tipo de cimento carbon3tico.

**Figura 12:** Ilustração mostrando a variação da porosidade (%), o diâmetro dos poros (%) e do cimento de dolomita (%) no perfil confeccionado na Pedreira Império. A cimentação dolomítica não foi interrompida pelos limites estratigráficos, ela afetou tanto a Formação Raizama como a Formação Sepotuba. O registro deste cimento foi verificado nas três AF, sendo que a maior percentagem foi verificada na AF2, onde chegou a 97% do total da rocha. A segunda mais afetada foi a AF2, onde o cimento varia desde 50% até 92%. A AF3 apresenta alta percentagem de cimento carbonático apenas na amostra ANP-IM-01, como evidenciado na Tabela 1.



Fonte: Elaborado pelo autor.

**Figura 13:** Tipos de porosidade A) Porosidade de fraturamento de tamanho centimétrico. Outras fraturas centimétricas tendem a mostrar a mesma direção B) Porosidade alongada C) Porosidade móldica (seta vermelha) e porosidade vugular, no centro D) Megaporosidade de tamanho centimétrico e poros intercrystalinos e móldicos na margem esquerda. E) Megaporosidade parcialmente preenchida por cristais de aragonita e calcita F) Cavernas parcialmente preenchidas por cristais de calcita e aragonita. – Fotos A, B, C e D sob nicóis x.



Fonte: Elaborado pelo autor.

## 9.4 Diagênese

A diagênese é a reunião de uma série de processos - físicos, químicos e biológicos - que ocorrem logo após a deposição, em resposta às novas condições de temperatura e pressão, numa tentativa de atingir o equilíbrio no novo ambiente ao qual os sedimentos são inseridos, tendo como limite o início do metamorfismo (anquimetamorfismo) (BURLEY; WORDEN, 2003; FLUGEL, 2010). Os eventos diagenéticos (Tabela 3) que foram evidenciados tanto nos arenitos como nos carbonatos estudados foram: compactação mecânica, cimentação de sílica, cimentação de óxido-hidróxido de ferro, dolomitização, dissolução, geração de porosidade secundária e precipitação autigênica de cristais de calcita e aragonita. Estes eventos ocorreram em diferentes regimes, principalmente na eo e mesodiagênese, cuja separação destas, ocorre a aproximadamente 2000m de profundidade, durante o soterramento, e por volta de 70°C (MORAD *et al.*, 2000).

Tabela 3: Sequência de eventos diagenéticos da porção superior da Formação Raizama e base da Formação Sepotuba.

EVENTOS DIAGENÉTICOS	EODIAGÊNESE	MESODIAGÊNESE	TELODIAGÊNESE
Compactação mecânica	————		
Cimentação de sílica		————	-----
Processo de Dolomitização		————	
Dissolução (cimento de sílica e grãos detríticos); Segundo evento de Dissolução (cimento de dolomita)		————	————
Geração de porosidade		————	————
Preenchimento dos megaporos por cristais de calcita e aragonita			————
Cimento de óxido-hidróxido de ferro	————		————

Fonte: Elaborado pelo autor.

### 9.4.1 Eodiagênese

Deste evento foram verificadas feições de compactação mecânica, que reduziram consideravelmente a porosidade primária (TUCKER, 1992). Apesar de grande parte das características deposicionais destas rochas terem sido obliteradas pela extensiva cimentação, alguns indícios de compactação mecânica ainda podem

ser verificados como, por exemplo, clasto de argila esmagados, grãos de muscovita deformados e uma aparente orientação preferencial dos grãos alongados. No entanto, coexistem micas curvadas e retas, com leve predomínio das primeiras e a quantidade de contatos côncavo-convexo e suturados são insipientes.

#### 9.4.2 Mesodiagênese

Após o soterramento e a compactação efetiva, ocorreu a cimentação de sílica sob temperaturas entre 80° e 90°C, abaixo de 2000 m de profundidade (WORDEN; BURLEY, 2003; MORAD *et al.*, 2000), a qual representa o primeiro evento mesodiagenético de importância nas rochas estudadas. No contato entre as formações Raizama e Sepotuba, foram identificados apenas grãos com crescimento secundário de sílica e o cimento de sílica.

Os cristais de dolomita perfazem bem mais de 40% da rocha, sugerindo que a cimentação dolomítica se deu durante a mesodiagênese, posterior a cimentação de sílica, pois as temperaturas iniciais necessárias para precipitação são maiores que 100°C, além das feições de dissolução do cimento de sílica observadas em lâmina delgada (MORAD, 1988 *apud* WORDEN; BURLEY, 2003). A percolação de fluidos ricos em  $Mg^{+2}$ , compreende o principal evento diagenético identificado nestas rochas. Mas tão importante quanto o processo de dolomitização foram os eventos de dissolução que propiciaram as gerações da porosidade existente nas rochas estudadas. Houve pelo menos dois eventos de dissolução que são referentes a dissolução do cimento de sílica e, posteriormente, dos cristais de dolomita. Apesar dos processos de redução de porosidade nas rochas estudadas terem sido muito eficientes, com exceção da compactação que não mostrou a mesma competência dos eventos autigênicos, tanto a cimentação de sílica como a de dolomita foram fundamentais para o fechamento quase que completo do arcabouço destas rochas. No entanto, o segundo grande evento de dissolução, que ocorreu na telodiagênese, atingiu principalmente os cristais de dolomita, tendo sido o principal agente gerador das megaporosidades.

### 9.4.3 Telodiagênese

A telodiagênese representa o último evento diagenético, soerguendo agora todo material que estava sendo, anteriormente, levado a altas profundidades. Isso implica em novas condições de pressão e temperatura. Como o material está sendo levado à regiões mais próximas da superfície, a percolação de fluidos meteóricos é muito maior, e para Choquette & Pray (1970), estes fluidos são os principais geradores de porosidade e de cavernas neste estágio diagenético. Após a formação das cavernas, obteve-se novas condições para precipitação de cristais de aragonita e calcita como espaço e fluidos ricos em Ca e  $Mg^{+2}$ . Os referidos autores indicam também que a precipitação de óxidos de ferro é uma evidencia fundamental para afirmar que as rochas chegaram neste último estágio. Nas rochas estudadas foram verificados níveis ricos em óxidos-hidróxidos de ferro que estão obliterando parcialmente a porosidade (Fig. 5-F e F').

## 9.5 Evolução diagenética

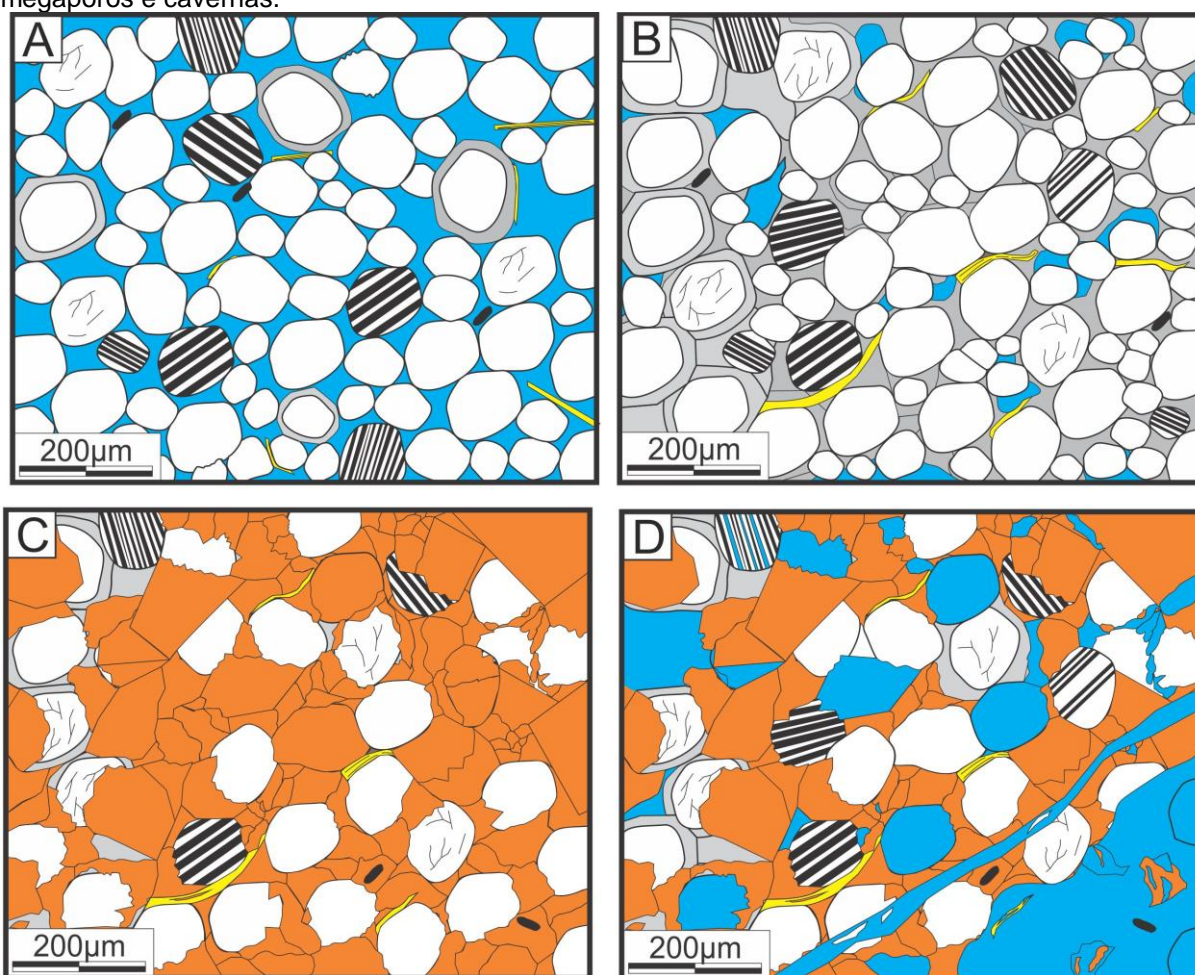
As rochas siliciclásticas da porção superior da Formação Raizama e inferior da Formação Sepotuba aparentemente foram afetadas pelos mesmos processos diagenéticos. De tal forma que o arcabouço inicial (Fig. 14-A) formado durante a deposição, seria composto por grãos terrígenos, tomando como base os dados petrográficos de Santos *et al.* (2014).

Com o constante soterramento houve a compactação dos grãos. Posteriormente, o processo de cimentação de sílica (Fig. 14-B) gerou contatos de compromisso obliterando grande parte da porosidade primária.

Ocorreram pelo menos dois eventos de dissolução. O primeiro evento afetou grãos e cimento de sílica durante a mesodiagênese, ou seja, ainda em condições de soterramento. A constante percolação de fluidos hidrotermais e meteóricos, propiciou a substituição parcial e/ou total de grãos e do cimento de sílica. O processo de dolomitização obliterou totalmente a porosidade primária ainda existente, além de deixar os grãos com padrão anguloso (Fig. 14-C).

O segundo evento de dissolução, que ocorreu durante a telodiagênese, está vinculado a infiltração de fluidos meteóricos que atingiram principalmente ao cimento de dolomita, gerando megaporos e cavernas (Fig. 14-D; 15-D). Em seguida estas cavernas foram parcialmente preenchidos por cristais botrioidais e aciculares de calcita e aragonita (Fig. 15-D)

**Figura 14** Principais eventos diagenéticos que ocorreram na porção superior da Formação Raizama e inferior da Formação Sepotuba. A) Arcabouço inicial formado durante a deposição. B) Processos de compactação e posteriormente de cimentação de sílica diminuíram substancialmente a porosidade primária. C) Processo de dolomitização preencheu a porosidade e substituiu parcialmente ou totalmente os grãos silicáticos. D) O segundo evento de dissolução aumentou a porosidade, gerando megaporos e cavernas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

## 9.6 Discussão

Estudos em laboratório indicam que dolomitas estequiométricas não precipitam em temperatura e pressão ambiente (25°C e ~1atm), nestas condições precipitam apenas dolomitas não-estequiométricas, ou seja ricas em Ca (BOGGS, 1995). Ácidos úricos fermentados por bactérias e a dissolução de determinados argilominerais favorecem cineticamente a formação da dolomita. A precipitação da dolomita também é favorecida por baixas razões de  $\text{Ca}^{+2}/\text{Mg}^{+2}$  e  $\text{Ca}^{+2}/\text{CO}_3^{-2}$ , alta salinidade e temperatura. De tal forma que as condições termodinâmicas e cinéticas ideais para a formação da dolomita estarão em ambientes com águas hipersalinas, mistura de água meteórica e marinha, baixo teor de sulfatos, constante suprimento de Mg, temperaturas acima de 50°C e altas taxas de  $\text{CO}_3^{-2}$  e  $\text{HCO}^{-3}$ , em síntese um ambiente alcalino (KLEIN; MIZUSAKI, 2007).

Nos arenitos Raizama, a origem da cimentação ainda é desconhecida, apesar de estudos isotópicos já terem sido realizados (Bandeira *et al.*, 2007). Este mesmo autor propõe que os pelitos da Formação Sepotuba atuariam como armadilhas para os fluidos ricos em carbonato, oriundos da dissolução de rochas do Grupo Araras, que ascenderiam por falhas e fraturas devido ao alívio de pressão (Fig. 15-B). Bandeira (*op. cit.*) mostra, ainda, que os valores empobrecidos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  podem refletir numa mistura entre fluidos hidrotermais e meteóricos ricos em carbonato de cálcio. As características dos cristais, tais como tamanho, textura em sela (Bandeira *op. cit.*), mosaicos cristalinos, e outros, corroboram para a origem diagenética tardia, formada durante o soterramento profundo, no qual as condições de pressão e temperatura seriam mais favoráveis. Klein e Mizusaki (2007) discutem que cristais com essas características seriam formados em soterramentos mais profundos, com temperatura acima de 60°C e Morad, (1988 *apud* WORDEN; BURLEY, 2003) coloca uma temperatura mínima de 100°C.

De forma análoga, o hidrocarboneto gerado na Formação Guia, pertencente ao Grupo Araras, – porção sul do Cráton Amazônico e aflorante na Mina Terconi, na região de Mirassol d'Oeste (NOGUEIRA; RICCOMINI, 2006; SOARES; NOGUEIRA, 2008; BRELAZ, 2010), poderia ter migrado até a porção superior da Formação Raizama, no entanto, ainda não foram encontradas evidências deste óleo nos

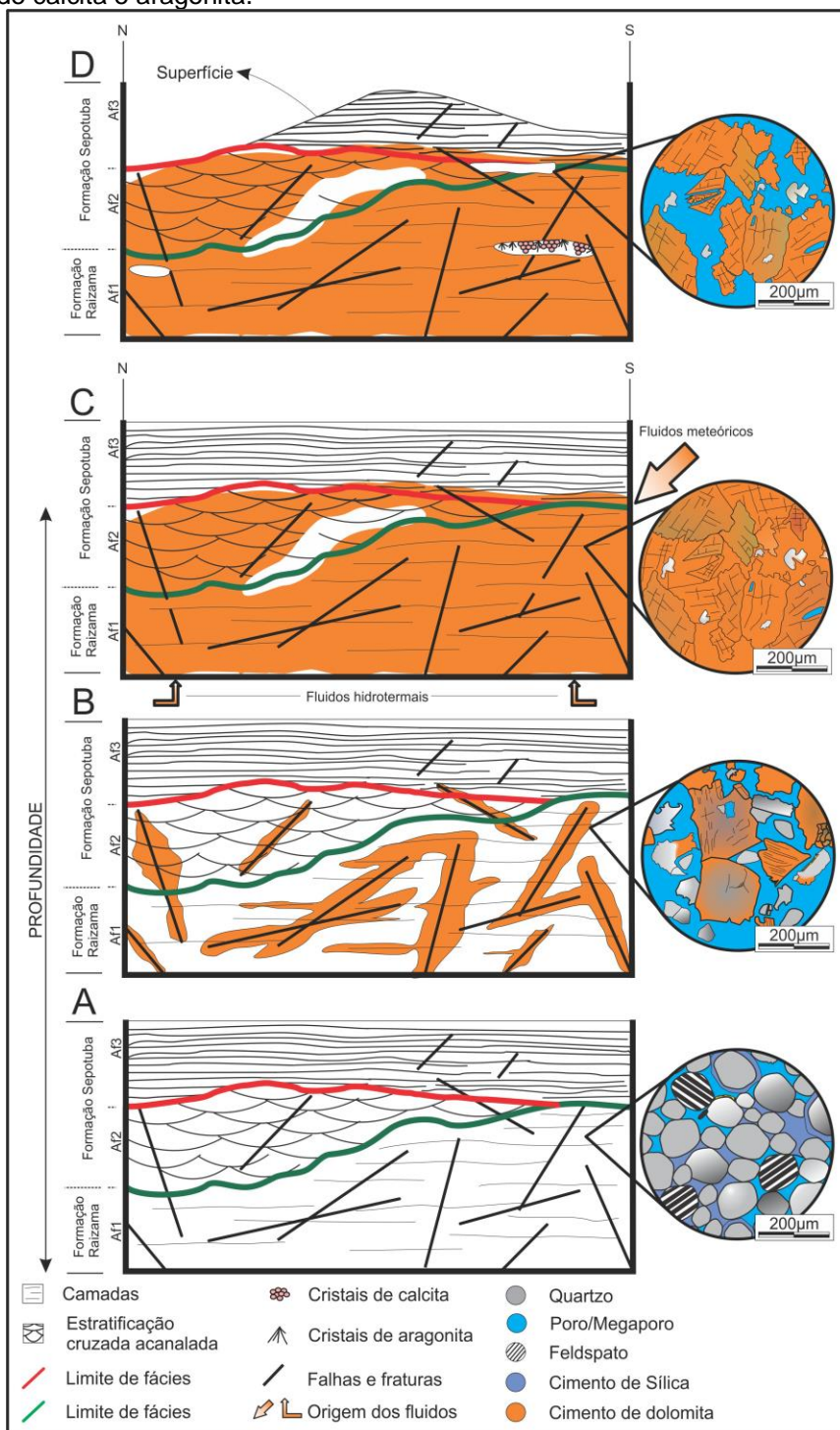
arenitos. Diferentemente dos fluidos ricos em carbonato que ficaram aprisionados na porção inferior da Formação Sepotuba, o óleo pode ter migrado para a Bacia do Parecis ou do Paraná, o que caracterizaria a Formação Guia como provável geradora de outros sistemas. Entretanto ainda são necessários estudos mais aprofundados, principalmente de análises estruturais, para que esta hipótese seja melhor embasada.

Os poros descritos são classificados como secundários, os quais são diferenciados conceitualmente dos poros primários pelo tempo de formação (CHOQUETTE; PRAY, 1970). A porosidade secundária pode estar ligada aos processos de cárstificação, pois os poros descritos foram gerados principalmente devido a dissolução dos cristais de dolomita.

Neste trabalho são enumerados dois eventos de dissolução, que ocorreram durante a mesodiagênese. O primeiro seria responsável por dissolver grãos deposicionais e o cimento de sílica, gerando espaço para cristalização do cimento de dolomita, que alterou quase todo o pacote exposto na Pedreira Império (Fig. 15-C). O segundo evento de dissolução afetou diretamente o cimento carbonático gerando espaço para mais um evento de cristalização que preencheu parcialmente os megaporos, descritos próximos ao contato entre as formações Raizama e Sepotuba (Fig. 15-D).

Este segundo evento de cristalização autigênica, que preencheu parcialmente os megaporos, gerou cristais de aragonita que foram posteriormente substituídos por calcita durante a telodiagênese. Murray (1954) estudou a deposição destes tipos de carbonatos em cavernas e revela que eles podem ocorrer em várias formas, como estalactites, estalagmites, helictites e até cristais com hábito botrioidal. Nas rochas descritas foram encontrados apenas helictites e cristais botrioidais de calcita que ocorrem juntamente com acículas de aragonita na Pedreira Império. As condições necessárias para formação destes cristais de aragonita são: alta temperatura, valores elevados de pH, a presença de um núcleo de aragonita no qual os cristais possam crescer e a presença de íons de chumbo, bário, magnésio, estrôncio e sulfato. No entanto, em regiões próximas a superfície a aragonita se encontra na forma metaestável, pois as condições são mais ácidas, ricas em CO<sub>2</sub> e com presença constante de cloreto, nitrato ou bicarbonato de cálcio ou sódio. Tais condições são favoráveis a formação da calcita (MURRAY, *op cit.*).

**Figura 15:** Evolução do processo de dolomitização nas rochas da porção superior da Formação Raizama e inferior da Formação Sepotuba. A) Arcabouço inicial das rochas situadas na Pedreira Império. B) Início da percolação de fluidos, ricos em  $Mg^{2+}$ , através de falhas e fraturas. A migração destes fluidos ocorreu até a base da Formação Sepotuba. C) Modificação total ou parcial do arcabouço das rochas por cimento dolomítico. A intensa cimentação transformou os arenitos da porção superior da Formação Raizama e inferior da Formação Sepotuba (AF1 e AF2) em dolomitos. D) Eventos de dissolução geraram megaporosidades, sendo algumas parcialmente preenchidas por cristais centimétricos de calcita e aragonita.



Fonte: Elaborado pelo autor.

## 9.7 Conclusões

As rochas do Grupo Alto Paraguai, expostas pela frente de lavra da Pedreira Império, apresentam características permoporosas de rocha reservatório. Isto se deve a competência dos eventos diagenéticos que modificaram as características destes depósitos siliciclásticos, referentes a porção superior da Formação Raizama e inferior da Formação Sepotuba.

As rochas da porção superior da Formação Raizama, pertencentes a AF1, foram classificadas como dolomitos, dolomitos com terrígenos, quartzo-arenitos com cimento dolomítico e subarcósios com cimento dolomítico. Os principais constituintes detríticos são: quartzo, feldspato, plagioclásio, muscovita, minerais pesados e fragmentos de rocha. Como constituintes autigênicos foram descritos: cimento de óxido-hidróxido de ferro, de sílica e de dolomita. O cimento de óxido-hidróxido de ferro ocorre como finas linhas na borda dos grãos, muitas vezes mostrando a divisão entre o grão e o sobrecrescimento de sílica. Mas ocorre também disperso entre os grãos e cimento preenchendo parcialmente os poros. O cimento carbonático ocorre em porcentagens acima de 40% no arenitos, e nos dolomitos e dolomitos com terrígenos chegam a 97,3%. Os cristais são subédricos a euédricos com diâmetro geralmente maior que 100  $\mu\text{m}$ .

A porção inferior da Formação Sepotuba, próxima ao contato, é constituída principalmente por dolomitos (AF2) e quartzo-arenitos (AF3), com pontuais presenças de dolomitos com terrígenos. A AF2 ainda foi intensamente afetada pelo cimento dolomítico. Enquanto que a AF3, com exceção da amostra ANP-IM-01, não possui registro de cimento carbonático. Nesta porção, predominam grãos de quartzo e cimento de sílica, que ocorrem na forma de microcristais de quartzo e de calcedônia. A grande diferença dessas rochas para as subjacentes é a ausência do cimento de dolomita. Nestas rochas há predomínio do cimento de sílica, tanto na forma de microquartzo como de calcedônia que ocorrem a forma de bolsões nas rochas. Os constituintes são quartzo, feldspatos, muscovita, intraclastos de rochas carbonáticas, cimento de sílica, cimento de óxido-hidróxido de ferro e poros.

## REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F.F.M. de. **Geologia da Serra do Bodoquena – Mato Grosso**. Rio de Janeiro: DNPM, 1965. 93p. (Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, nº 219).

\_\_\_\_\_. **Geologia do Centro-Oeste Mato-grossense**. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM, Rio de Janeiro. Nº 215. 131p, 1964.

\_\_\_\_\_. Geossinclíneo Paraguai. In: SEMANAS DE DEBATES GEOLÓGICOS, 1968, Porto Alegre. Porto Alegre: Universidade Federal. Centro Acadêmico dos Estudantes de Geologia, 1968. p. 87-101.

\_\_\_\_\_. Província Tocantins, setor sudoeste. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (Coord.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgar Blucher, 1984. p. 265-281.

\_\_\_\_\_. Sistema tectônico marginal do Cráton do Guaporé. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974. v. 4, p. 11 -17.

ALVARENGA, C. J. S., MOURA, C. A. V., GORAYEB, P. S. S., ABREU, F. A. M. *Paraguay and Araguaia belts*. In: CORDANI *et tal.* (Ed.). **Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro, 31° International Geological Congress**, p. 183–193, 2000.

ALVARENGA, C.J.S.; TROMPETTE, R. Faixa Paraguai e sua compartimentação estratigráfica e tectônica. In: CONG. BRAS. **Geol.**, 38, Camboriú. *Anais*. SBG. 1:239-340, 1994.

BABINSKI, M., Trindade R. I. F., Alvarenga J. C., Boggiani P. C., Liu D., Santos R. V. *Geochronological constraints on the Neoproterozoic glaciations in Brazil*. In: SNOWBALL EARTH 2006, Ascona, Proceedings, v. 1. p. 19-20, 2006.

BANDEIRA, J. **Fácies e estratigrafia da Formação Sepotuba**: registro da última incursão marinha na transição Neoproterozóico-Cambriano da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. 2006. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFAM, Manaus, 2006.

\_\_\_\_\_. **Sedimentação Siliciclástica e Proveniência do Grupo Alto Paraguai (Neoproterozóico-Cambriano), Borda Sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, Estado do Mato Grosso**. Tese (Doutorado). Belém: Instituto de Geociência – UFPA. 2011.

BANDEIRA, J., MCGEE, B., NOGUEIRA, A. C. R., COLLINS, A. S., TRINDADE, R. Sedimentological and Provenience response to Cambrian closure of the Clymene ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay Belt, Brasil. **Gondwana Research.**, v. 21, n. 2, p. 323-340, 2012.

BENTON, M. J. **The History of Life: A Very Short Introduction**. Oxford. New York. 2° Ed. 2012.

BOERSMA J. R.; TERWINDT J. H. J. *Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary*. **Sedimentology**, 28(2): 151-170. 1981.

BOGGS JR., S. *Carbonate Sedimentary Rocks*. In: BOGGS Jr., S. (Ed.). ***Principles of Sedimentology and Stratigraphy***. 2a ed. New Jersey, Prentice-Hall, p 194-235, 1995.

BRELAZ, L. C. **Petrografia dos calcários betuminosos neoproterozóicos (Formação Guia), sul do Cráton Amazônico, região de Mirassol D'Oeste, MT**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 2010.

BRENCHLEY, P. J. ***Atlas of sedimentary rocks under the microscope by A. E. Adams, W. S. Mackenzie, and C. Guildford. Longman.*** 104p, 1985.

BURLEY, S. D.; WORDEN, R. ***Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient. Reprint Series Vol. 4, International Association of Sedimentologists Blackwell Publ. Ltda.*** 638 p, 2003

CESERO, P., MAURO, L. M., DE ROS, L. F. Técnicas de preparação de lâminas petrográficas e de moldes de poros na PETROBRÁS. **Boletim Geociências Petrobrás**, 3, Rio de Janeiro, p.105-116, 1989.

CHEEL, R. J.; LECKIE, D. A. *Hummocky cross-stratification*. In: WRIGHT, V.P. (Ed.). ***Sedimentology Review***. Cambridge, Blackwell Scientific Publication. p. 103-122, 1993.

CHOQUETTE, P. W., PRAY, L. C. *Geologic Nomenclature and Classification of porosity in sedimentary carbonates*. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 54 (2):207-250, 1970.

FLÜGEL, E. ***Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application***. London. Springer Verlag. 995p, 2004.

FOLK, R. L., 1968. ***Petrology of sedimentary rocks***. Austin: Hemphill's. 170 p.

GOWTHORPE R. L. *Burial diagenesis and porosity development in a mixed carbonate-clastic sequence: an example from the Bowland Basin, northern England*. ***Sedimentology***, V34: p. 533-558, 1970.

HASUI, Y., CARNEIRO C.D.R., ALMEIDA F.F.M.de, BARTORELLI A. eds. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Ed. Beca. 900p, 2012.

HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; COSTA, J.B.S. Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. **Rev. Bras. Geo.**, 12:7-31, 1992.

HUTCHEON, I. ***Aspects of the diagenesis of coarse-grained siliciclastic rocks***. In: MCLLREATH, I. A.; MORROW, D. W. (Ed.). ***Diagenesis***. Geoscience Canada Reprinted Serie 4, Geological Association of Canada. P 165-176, 1990.

KLEIN, C.; MIZUSAKI, A. M. P. Cimentação carbonática em reservatórios siliciclásticos, o papel da dolomita. **Revista Pesquisas em Geociências**, 34(1):91 -100, 2007.

LIMA, T. M. *et al.* **Avaliação de rochas calcárias e fosfáticas para insumos agrícolas do estado do Mato Grosso**. Série insumos minerais para Agricultura, nº 12. Programa Geologia do Brasil – CPRM. 2008.

LONNOY, A. *Making sense of carbonate pore systems*. **AAPG Bulletin**, v. 90/9, p. 1381 -1405, 2006.

MIALL, A. D. *Analysis of fluvial depositional systems*. Am. **Assoc. Petol. Geol.** Education Course note Ser. 20: 75p, 1981.

MORAD, S., KETZER, J. M., DE ROS, I. F. *Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks; implications for mass transfer in sedimentary basins*. **Sedimentology** 47, 95-120, 2000.

MUKHOPADHYAY, S., CHOUDHURI, A., SAMANTA, P., SARKAR, S., BOSE, P. K. *Were the hydraulic parameters of Precambrian rivers different?*. **Journal of Asian Earth Sciences** v91, pag. 289-297, 2014.

MURRAY, J. W. *The deposition of calcite and aragonite in caves*. **J. G.**, 62: 481-492, 1954.

NIO, S. D.; YANG, C. S. **Sea-level fluctuation and the geometric variability of tide-dominated sandbodies**. *J. Sediment. Geol.*, 70:161-193, 1991.

NOGUEIRA, A. C. R. **A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico**. *Unpubl. doctoral thesis*, USP, Sao Paulo. 173p, 2003.

NOGUEIRA, A. C. R.; RICCOMINI, C. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e Sul do Cráton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, p. 623-639; Série: 4; ISSN/ISBN: 03757536. 2006.

\_\_\_\_\_. *Hydrocarbons in carbonate rocks of the neoproterozoic Alto Paraguai basin, Mato Grosso, Brazil*. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 73, n.3, 2001.

NOGUEIRA, A. C. R., SIAL, A. N., MOURA, C. A. V., FAIRCHILD, T. R. *Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth*. **Geological Society of America**. v. 31; p. 613-616, 2003.

RICCOMINI, C., NOGUEIRA, A. C. R., SIAL, A. N. *Carbon and oxygen isotope geochemistry of Ediacaran outer plataforma carbonates, Paraguay Belt, central Brazil*. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. 79(3): 519-527, 2007.

ROMERO, J. A. S., LAFON, J. M., NOGUEIRA, A. C. R., SOARES, J. L. ***Sr isotope geochemistry and PB-PB geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil.*** *Inter. Geo. Ver.*, 55:1-19, 2013.

SANTOS, H. P. **Petrografia e diagênese dos arenitos neoproterozóicos da Formação Raizama, sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai, Mato Grosso.** Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) –, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Quarto Período de 2010.

\_\_\_\_\_. **Fácies e proveniência de depósitos costeiros da Formação Raizama: Evidências do registro Ediacarano-Cambriano na Faixa Paraguai, região de Nobres, Mato Grosso.** Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém. 2014.

SANTOS, H. P.; SILVA JUNIOR, J. B. C.da; NOGUEIRA, A. C. R. e ABRANTES JUNIOR, F. R. Depósitos flúvio-costeiros da Formação Raizama, Ediacarano-Cambriano da faixa Paraguai Norte, região de Nobres, Mato Grosso, Brasil. ***Geologia USP, Sér. cient.*** Vol.14, n.4, pp. 19-38, 2014. Disponível em: <http://www.revistas.usp.br/guspsc/article/view/95919> Acesso em: 20 jan 2015.

SCHOLLE, Peter A., ULMER-SCHOLLE, Dana S. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*, AAPG Memoir 77, **The American Association of Petroleum Geologists**, Tulsa Oklahoma, U.S.A. 2003.

SIBLEY, D. F.; GREGG, J. M. *Classification of dolomite rock textures.* ***Journal of Sedimentary Petrology***, v. 57, p. 967–975, 1987,

SOARES, J. L.; NOGUEIRA, A. C. R. Depósitos carbonáticos de Tangará da Serra (MT): uma nova ocorrência de capa carbonática neoproterozóica no sul do Cráton Amazônico. ***Revista Brasileira de Geociências***. 38(4):716-730, 2008.

TOHVER, E., TRINDADE, R. I. F., SOLUM, J. G., HALL, C. M., RICCOMINI, C., NOGUEIRA, A. C. R. *Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon cráton.* ***Geology***, 38; 267-270, 2010.

TRINDADE, R.I.F. & NOGUEIRA, A.C.R. *The Neoproterozoic-Cambrian Pampean-Araguaia Orogeny.* ***Geology***. 2006.

TROMPETTE, R. ***Geology of Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African/Brasiliano aggregation of South America and Africa.*** Rotterdam, Balkema, 350p, 1994.

\_\_\_\_\_. ***Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma.*** *Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes/Earth and Planetary Sciences*, 330:305-315, 2000.

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

VALENTE, C. R., LACERDA FILHO, J. V., RIZZOTTO, G. J., BAHIA, R. B. C., QUADROS, M. L. E. S., LEITE, S. R., LOPES, R. C., OLIVEIRA, I. W. B., OLIVEIRA, C. C., SACHS, L. L. B., SILVA, V. A., BATISTA, I. H., Folha SD.21-Cuiabá. In: SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J. H., SANTOS, J. O. S., ABRAM, M. B., LEÃO NETO, R., MATOS, G. M. M., VIDOTTI, R. M., RAMOS, M. A. B., JESUS, J. D. A. de (Ed.). **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil**. Brasília: CPRM, 2004. CD-Rom.

WALKER, R. G.; CANT, D. J. ***Sandy fluvial systems***. In: WALKER, R. G. (Ed.). ***Facies Models***. Geological Society of Canada Publications, Toronto. P.71-90, 1984.

WALKER, R. G.; PLINT, A. G. *Wave and storm dominated shallow marine systems*. In: WALKER, R. G.; JAMES, N. P. (Ed.). ***Facies Models – Response to sea level change***. Geological Association of Canada, Ontario, Canada. P.219-238, 1992.

### **CAPÍTULO 3**

#### **10 CONCLUSÕES**

As rochas aflorantes na Pedreira Império correspondem ao topo da Formação Raizama e base da Formação Sepotuba. Foi verificado que a AF2 – Fluvial entrelaçado distal, descrita por Bandeira (2011), pertence a Formação Sepotuba, a qual mantém contato erosivo com a Formação Raizama (AF1).

As rochas da AF1 foram classificadas como: dolomitos, dolomitos com terrígenos, quartzo-arenito com cimento dolomítico e subarcósio com cimento dolomítico. A porosidade varia ao longo perfil, apesar da intensa cimentação tanto o tamanho como os tipos de poros reforçam as características de reservatório destas rochas.

Na AF2 foram descritos dolomitos, com cimento dolomítico variando entre 90% e 97%. A grande quantidade de cimento carbonático nesta AF pode ser interpretado devido a barreira geoquímica exercida pelos pelitos da AF3.

Na AF3 foram descritos dolomitos com terrígenos e quartzo-arenitos. Foi descrito apenas uma amostra com cimento carbonático. No topo do perfil prevalecem cimento de sílica e grãos detríticos.

Portanto, as rochas do topo da Formação Raizama (AF1) e base da Formação Sepotuba (AF2), apresentam características de rochas reservatório, de tal forma que podem estar relacionadas ao Sistema Petrolífero Araras. Ainda não foi verificada a presença de matéria orgânica nas rochas do Grupo Alto Paraguai. Então, estudos mais aprofundados devem ser realizados na região para entender como ocorreu a migração dos hidrocarbonetos descritos nas formações Guia e Mirassol d'Oeste, pertencentes ao Grupo Araras.

## REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. M. de. **Geologia do Centro-Oeste Mato-grossense**. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM, Rio de Janeiro. Nº 215. 131p, 1964.

\_\_\_\_\_. **Geologia da Serra do Bodoquena – Mato Grosso**. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM, Rio de Janeiro. Nº 219. 93p, 1965.

\_\_\_\_\_. Geossinclíneo Paraguai. In: *SEMANAS DE DEBATES GEOLÓGICOS*, Porto Alegre, Universidade Federal, Centro Acadêmico dos Estudantes de Geologia. p. 87-101, 1968.

\_\_\_\_\_. Sistema tectônico marginal do Cráton do Guaporé. **Congresso Brasileiro de Geologia**, 28, Porto Alegre, Anais, 4:11 -1 7, 1974.

\_\_\_\_\_. Província Tocantins, setor sudoeste. In: ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y. (Coord.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. Edgar Blucher Ltda., São Paulo, p. 265-281, 1984.

ALKMIN, F. F.; MARSHAK, S.; FONSECA, M. A. *Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco Craton region, Brazil*. **Geology**, 29:319-322, 2001;

ALVARENGA, C. J. S. & TROMPETTE, R. Faixa Paraguai e sua compartimentação estratigráfica e tectônica. In: CONG. BRAS. GEOL., 38, Camboriú. **Anais**. SBG. 1:239-340, 1994.

ALVARENGA, C. J. S., MOURA, C. A. V., GORAYEB, P. S. S., ABREU, F. A. M. *Paraguay and Araguaia belts*. In: CORDANI *et al.* (Eds), **Tectonic Evolution of South America**, Rio de Janeiro, 31<sup>o</sup> *International Geological Congress*, p. 183–193, 2000.

BABINSKI, M., Trindade R. I. F., Alvarenga J. C., Boggiani P. C., Liu D., Santos R. V. *Geochronological constraints on the Neoproterozoic glaciations in Brazil*. In: SNOWBALL EARTH 2006, Ascona, Proceedings, v. 1. p. 19-20, 2006.

BANDEIRA, J. **Fácies e estratigrafia da Formação Sepotuba: registro da última incursão marinha na transição Neoproterozóico-Cambriano da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso**. Dissertação (Mestrado). Manaus: Programa de Pós-Graduação Geociências – UFAM. 2006.

BANDEIRA, J. **Sedimentação Siliciclástica e Proveniência do Grupo Alto Paraguai (Neoproterozóico-Cambriano), Borda Sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, Estado do Mato Grosso**. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2011.

BANDEIRA, J., MCGEE, B., NOGUEIRA, A. C. R., COLLINS, A. S., TRINDADE, R. *Sedimentological and Provenience response to Cambrian closure of the Clymene ocean:*

*The upper Alto Paraguai Group, Paraguay Belt, Brasil. **Gondwana Research.** 21(2):323-340, 2012.*

BENTON, M. J. ***The History of Life: A Very Short Introduction.*** Oxford. New York. 2<sup>o</sup> Ed. 2012.

BOERSMA J. R. & TERWINDT J. H. J. *Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. **Sedimentology**, 28(2): 151-170. 1981.*

BOGGS JR., S. *Carbonate Sedimentary Rocks.* In: BOGGS JR., S. (Ed.). ***Principles of Sedimentology and Stratigraphy.*** 2a ed. New Jersey, Prentice-Hall, p 194-235, 1995.

BRELAZ, L. C. **Petrografia dos calcários betuminosos neoproterozóicos (Formação Guia), sul do Cráton Amazônico, região de Mirassol D'Oeste, MT.** Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 2010.

BRENCHLEY, P. J. ***Atlas of sedimentary rocks under the microscope by A. E. Adams, W. S. Mackenzie, and C. Guildford.*** Longman. 104p, 1985.

BURLEY, S. D. & WORDEN, R. *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient. Reprint Series Vol. 4, **International Association of Sedimentologists Blackwell Publ.** Ltda. 638 p, 2003*

CESERO, P., MAURO, L. M., DE ROS, L. F. Técnicas de preparação de lâminas petrográficas e de moldes de poros na PETROBRÁS. **Boletim Geociências Petrobrás**, 3, Rio de Janeiro, p.105-116, 1989.

CHEEL, R. J. & LECKIE, D. A. *Hummocky cross-stratification.* In: WRIGHT, V.P. (Ed.). ***Sedimentology Review.*** Cambridge, Blackwell Scientific Publication. p. 103-122, 1993.

CHOQUETTE, P. W. & PRAY, L. C. *Geologic Nomenclature and Classification of porosity in sedimentary carbonates. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.54 (2):207-250, 1970.*

FIGUEIREDO A. J. A. & OLIVATTI O. **O Projeto Alto – Guaporé. Relatório final integrado.** Goiânia, DNPM/CPRM, 11. (Relatório do arquivo técnico da DGM, 2323). 1974.

FOLK, R. L., 1968. ***Petrology of sedimentary rocks.*** Austin: Hemphill's. 170 p.

GOWTHORPE R. L. *Burial diagenitization and porosity development in a mixed carbonate-clastic sequence: an example from the Bowland Basin, northern England. **Sedimentology**, V34: p. 533-558, 1970.*

HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; COSTA, J.B.S. Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. **Rev. Bras. Geo.**, 12:7-31, 1992.

HASUI, Y. **A grande colisão pré-cambriana do Sudeste brasileiro e a estruturação regional**. Geociências (São Paulo. Impresso), v. 20, p. 141-169, 2010.

HASUI, Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M.de, Bartorelli A. eds. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Ed. Beca. 900p, 2012.

HOFFMAN, P. F. & SCHRAG, D. P. *The snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change*. **Terra Nova**, v. 14, p. 129-155.

HOFFMAN, P. F., KAUFMAN, A. J., HALVERSON, G. P., & SCHRAG, D. P. *A Neoproterozoic snowball Earth*. **Science**, v 281, p 1342-1346.

HUTCHEON, I. *Aspects of the diagenesis of coarse-grained siliciclastic rocks*. In: MCLLREATH, I. A. & MORROW, D. W. (Eds.) Diagenesis. Geoscience Canada Reprinted Serie 4, **Geological Association of Canada**. P 165-176, 1990.

KLEIN, C., & MIZUSAKI, A. M. P. Cimentação carbonática em reservatórios siliciclásticos, o papel da dolomita. **Revista Pesquisas em Geociências**, 34(1):91 -100, 2007.

LIMA, T. M. *et al.* **Avaliação de rochas calcárias e fosfáticas para insumos agrícolas do estado do Mato Grosso**. Série insumos minerais para Agricultura, nº 12. Programa Geologia do Brasil – CPRM. 2008.

LONNOY, A. *Making sense of carbonate pore systems*: AAPG Bulletin, v. 90/9, p. 1381 -1405, 2006.

MIALL, A. D. *Analysis of fluvial depositional systems*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Education Course note Ser. 20: 75p, 1981.

FLÜGEL, E. *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. London. Springer Verlag. 995p, 2004.

MILHOMEM NETO, J. M.; NOGUEIRA, A. C. R. e MACAMBIRA, M. J. B. A seção-tipo da Formação Serra do Quilombo, Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. **Braz. J. Geol.** v.43, n.2, p. 385-400. ISSN 2317-4889, 2013. Disponível em: <http://rbg.sbgeo.org.br/index.php/rbg/article/viewFile/26561/18945> Acesso em: 18 ago 2014.

MORAD, S., KETZER, J. M., DE ROS, I. F. *Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks; implications for mass transfer in sedimentary basins*. **Sedimentology**, v. 47, 95-120, 2000.

MUKHOPADHYAY, S., CHOUDHURI, A., SAMANTA, P., SARKAR, S., BOSE, P. K. *Were the hydraulic parameters of Precambrian rivers different?*. **Journal of Asian Earth Sciences** v91, pag. 289-297, 2014.

MURRAY, J. W. *The deposition of calcite and aragonite in caves*. **J. G.**, 62: 481-492, 1954.

NIO, S. D. & YANG, C. S. *Sea-level fluctuation and the geometric variability of tide-dominated sandbodies*. **J. Sediment. Geol.**, 70:161-193, 1991.

NOGUEIRA, A. C. R. & RICCOMINI, C. *Hydrocarbons in carbonate rocks of the neoproterozoic Alto Paraguai basin, Mato Grosso, Brazil*. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 73, n.3, 2001.

NOGUEIRA, A. C. R., SIAL, A. N., MOURA, C. A. V., FAIRCHILD, T. R. *Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth*. **Geological Society of America**. v. 31; p. 613-616, 2003.

NOGUEIRA, A. C. R. **A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico**. *Unpubl. doctoral thesis*, USP, Sao Paulo. 173p, 2003.

NOGUEIRA, A. C. R. & RICCOMINI, C. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e Sul do Cráton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, p. 623-639; Série: 4; ISSN/ISBN: 03757536. 2006.

RICCOMINI, C., NOGUEIRA, A. C. R., SIAL, A. N. *Carbon and oxygen isotope geochemistry of Ediacaran outer plataforma carbonates, Paraguay Belt, central Brazil*. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. 79(3): 519-527, 2007.

ROMERO, J. A. S. LAFON, J. M., NOGUEIRA, A. C. R., SOARES, J. L. **Sr isotope geochemistry and PB-PB geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil**. *Inter. Geo. Ver.*, 55:1-19, 2013.

RUDNITZKI, I. A., NOGUEIRA, A. C. R. Reavaliação paleoambiental e estratigráfica da Formação Nobres do Grupo Araras, Neoproterozóico da Faixa Paraguai, região de Cáceres (MT). **Revista Brasileira de Geociências**, volume 42 (4), 2012. Disponível em: <http://rbg.sbgeo.org.br/index.php/rbg/article/download/21016/18864> Em: 18 jun. 2015.

SANTOS, H. P. **Petrografia e diagênese dos arenitos neoproterozóicos da Formação Raizama, sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai, Mato Grosso**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) –, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Quarto Período de 2010.

\_\_\_\_\_. **Fácies e proveniência de depósitos costeiros da Formação Raizama: Evidências do registro Ediacarano-Cambriano na Faixa Paraguai, região de Nobres, Mato Grosso**. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém. 2014.

SANTOS, H. P.; SILVA JUNIOR, J. B. C.da; NOGUEIRA, A. C. R. e ABRANTES JUNIOR, F. R. Depósitos flúvio-costeiros da Formação Raizama, Ediacarano-Cambriano da faixa Paraguai Norte, região de Nobres, Mato Grosso, Brasil. **Geologia**

USP, Sér. cient. Vol.14, n.4, pp. 19-38, 2014. Disponível em: <http://www.revistas.usp.br/guspsc/article/view/95919> Acesso em: 20 jan 2014.

SIBLEY, D. F; GREGG, J. M. *Classification of dolomite rock textures*. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 57, p. 967–975, 1987,

SOARES, J. L; NOGUEIRA, A. C. R. Depósitos carbonáticos de Tangará da Serra (MT): uma nova ocorrência de capa carbonática neoproterozóica no sul do Cráton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências**. 38(4):716-730, 2008.

SOARES, J. L. **Paleoambiente e isótopos de C e O da Capa Carbonática de Tangará da Serra (MT), margem sul do Cráton Amazônico**. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. Universidade Federal do Pará, Belém. 2012.

TOHVER, E., TRINDADE, R. I. F., SOLUM, J. G., HALL, C. M., RICCOMINI, C., NOGUEIRA, A. C. R. *Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon cráton*. **Geology**, 38; 267-270, 2010.

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

TRINDADE, R.I.F; NOGUEIRA, A.C.R. *The Neoproterozoic-Cambrian Pampean-Araguaia Orogeny*. **Geology**. 2006.

TROMPETTE, R. **Geology of Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African/Brasiliano aggregation of South America and Africa**. Rotterdam, Balkema, 350p, 1994.

TROMPETTE, R. **Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma**. *Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes/Earth and Planetary Sciences*, 330:305-315, 2000.

SCHOLLE, PETER A., ULMER-SCHOLLE, DANA S. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*, AAPG Memoir 77, **The American Association of Petroleum Geologists**, Tulsa Oklahoma, U.S.A. 2003.

VALENTE, C. R., LACERDA FILHO, J. V., RIZZOTTO, G. J., BAHIA, R. B. C., QUADROS, M. L. E. S., LEITE, S. R., LOPES, R. C., OLIVEIRA, I. W. B., OLIVEIRA, C. C., SACHS, L. L. B., SILVA, V. A., BATISTA, I. H., Folha SD.21-Cuiabá. In.: SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J. H., SANTOS, J. O. S., ABRAM, M. B., LEÃO NETO, R., MATOS, G. M. M., VIDOTTI, R. M., RAMOS, M. A. B., JESUS, J. D. A. de (eds.). **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil**. Brasília:CPRM, 2004. CD-Rom.

WALKER, R. G. & CANT, D. J. *Sandy fluvial systems*. In: WALKER, R. G. (Ed.). **Fácies Models**. Geological Society of Canada Publications, Toronto. P.71-90, 1984.

WALKER, R. G & PLINT, A. G. *Wave and storm dominated shallow marine systems*.  
In: WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (Editors). ***Facies Models – Response to sea level change***. Geological Association of Canada, Ontario, Canada. P.219-238, 1992.