



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

RENATO SOL PAIVA DE MEDEIROS

**RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DA FORMAÇÃO PEDRA DE
FOGO NA BORDA OESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, NA REGIÃO
DE ARAGUAÍNA (TO).**

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM – PARÁ
MARÇO DE 2013

RENATO SOL PAIVA DE MEDEIROS

**RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DA FORMAÇÃO
PEDRA DE FOGO NA BORDA OESTE DA BACIA DO
PARNAÍBA, NA REGIÃO DE ARAGUAÍNA (TO).**

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

Orientador: Prof. Dr. Afonso César
Rodrigues Nogueira

Belém
2013

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

Sistema de Bibliotecas da UFFPA

M488r Medeiros, Renato Sol Paiva de

Reconstituição paleoambiental da Formação Pedra de Fogo na borda oeste da Bacia do Parnaíba, na região de Araguaína (To) / Renato Sol Paiva de Medeiros; Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira – 2013

126 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2013.

1. Geologia estratigráfica - Permiano. 2. Reconstituição paleoambiental. 3. Formação Pedra de Fogo. 4. Bacia do Parnaíba (TO). I. Nogueira, Afonso César Rodrigues, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22^a ed.: 551.756098117

RENATO SOL PAIVA DE MEEIROS

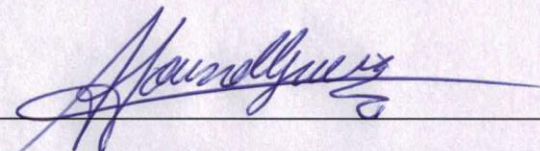
RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO NA BORDA
DA BACIA DO PARNAÍBA, NA REGIÃO DE ARAGUAÍNA (TO)

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

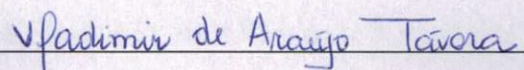
Data da aprovação: 08/04/2013

Conceito: BOM

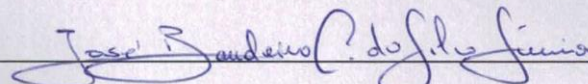
Banca examinadora:



Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira – Orientador
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará



Prof. Dr. Vladimir de Araújo Távora – Membro
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará



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

A minha mãe, minha conselheira e razão do meu progresso.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a deus por me proporcionar sabedoria, força e paciência nos momentos difíceis durante esta jornada de cinco anos no curso de graduação em geologia.

A minha mãe Maria de Lourdes e familiares por sempre me acolherem e ajudarem nas dificuldades ao longo do curso.

As minhas avós Raimunda Paiva e Celeste Medeiros, que apesar de falecidas nunca saíram dos meus pensamentos quando precisei de força.

Ao meu pai que apesar da distância sempre me impulsionou para a jornada acadêmica.

Aos meus tios Valmir, Waldir Joana, João e Maria que sempre me incentivaram e contribuíram na minha formação.

A minha namorada Aline pelo amor, amizade e dedicação nesta fase final de curso.

Ao meu orientador Prof. Dr. Afonso Nogueira pelas orientações prestada neste trabalho e na minha vida acadêmica, além da amizade e carinho.

Aos prof. Dr José Bandeira e prof. Dr Joelson pelos ensinamentos e contribuições a este trabalho, além da amizade que criamos e que se fortalece a cada dia.

A Msc. Ana Nogueira , a Mayra e a Natalia pelas contribuições nos tratamentos dos fósseis. Sem a sua ajuda os estudos sobre os fósseis não teriam sido feitos.

Ao pesquisador Orangel Aguilera, pela ajuda na classificação e descrição dos fósseis de peixes.

Aos responsáveis e técnicos dos laboratórios, Prof. Claudio Lamarão (MEV), Rômulo Angélica (Raio-X) e Joelma (Laminação) por terem tornado possível a realização desse trabalho.

Aos meus amigos do Gsed que supriram muitas vezes as minhas duvidadas e indicaram um melhor caminho no desenvolvimento do trabalho: Francisco (latino), Pedro, Cleber, Isaque Salém, Isaque Rudnitzki, Roberto César, Hudson...

Ao prof. Dr Francisco Matos que me ajudou e orientou no início do curso.

Aos meus amigos mais chegados: José (tubarão), Maurição, Ingrid, Joana, Bruninha, Chelsea, Raphael (Síndrome), Papi, Tiago, Luisinho, Victor, Belo, Caio, Haline, Luisa, Rachel, Rafael Estumano, Aldemir (Cris), Arlete, Claudia, Edson, Carla Braga, Carla Batista, Thamires, Karen, Carlão e Pop por todos esses anos juntos que tive que aturar vocês. Vocês são demais!

A turma de Geologia de 2008, por ter sido a minha turma de ingresso no curso e nela os meus amigos que estiveram junto comigo em todas as batalhas até agora vencidas. E ainda faltam algumas!

E a todos que contribuíram direta e indiretamente na elaboração e confecção deste trabalho.

“Tenho-vos dito isto, para que em mim
tenhais paz; no mundo tereis aflições,
mas tende bom ânimo, eu venci o
mundo”.

João 16:33

RESUMO

A Formação Pedra de Fogo da Bacia do Parnaíba, na região de Araguaína, Tocantins, encontra-se distribuída lateralmente por dezenas de quilômetros sendo representada por fácies predominantemente pelíticas. O estudo faciológico e estratigráfico em afloramento permitiu a individualização de 11 fácies agrupadas em 3 associações de fácies (AF), representativas de um paleoambiente predominantemente lagunar associado com campo de dunas eólicas. Os depósitos lagunares são divididos em: a) laguna central (AF1) que é constituído predominantemente por siltito com laminação plano – paralela (fácies Sl), arenito intercalado com siltito apresentando laminação levemente ondulada (fácies Al) e siltito maciço (fácies Sm), formando diversos ciclos métricos granocrescente ascendente com espessamento para o topo. Nos ciclos intermediários desta formação foram encontrados bioclastos indiferenciados em lamina. b) laguna marginal (AF2) que é constituído principalmente pelas fácies Al, arenito com laminação cruzada (fácies Ac), arenito com estratificação cruzada *Swaley* (fácies As), arenito maciço com estruturas evaporíticas (fácies Av), arenito com gretas de contração (fácies Ag) e arenito maciço (fácies Am). Nos ciclos basais desta AF são encontrados grandes quantidades de materiais fossilíferos, em destaque os peixes, da classe *Chondrichthyes*. Esta associação de fácies apresenta maior deposição durante o raseamento da laguna, nos períodos de estiagem. c) Na associação de fácies eólica campo de dunas (AF3) são descritos depósitos restritos, onde são detalhadas as fácies arenito com estratificação cruzada tabular (fácies Ae) e arenito com estratificação plano-paralela (fácies App), com granulometria areia fina e *sets* delgados. Os depósitos permianos da Formação Pedra de Fogo na Bacia do Parnaíba são associados a climas áridos com contínua elevação de temperatura resultando em eventos de greenhouse. Os depósitos descritos são associados a ambiente lacustre, descrito como uma laguna que deu origem a um lago do tipo *playa* posteriormente sobposto a dunas eólicas, típicos de ambientes desérticos vigente na região durante a passagem Permotriássica.

Palavras-chave: Formação Pedra de Fogo. Bacia do Parnaíba. Geologia estratigráfica – Permiano. Reconstituição paleoambiental.

ABSTRACT

The Pedra de Fogo Formation in Parnaíba Basin, Araguaína region, Tocantins, is spread laterally for tens of kilometers being predominantly represented by pelitic facies. The faciological and stratigraphic analysis allowed the characterization of 11 facies grouped in three facies associations (AF), predominantly representing a lagoonal paleoenvironment associated with a eolian dunes field. The lagoonal deposits are divided into: a) central lagoon (AF1) predominantly composed of siltstone with planar lamination (facies SI), sandstone interbedded with siltstone showing slightly undulate lamination (facies AI) and massive siltstone (facies Sm), forming several coarsening-upward metre-scale cycles with the bed thicknesses thickening up to the top. In the intermediate cycles from this formation were found undifferentiated bioclasts in a thin section. b) marginal lagoon (AF2) is characterized mainly for facies AI, sandstone with cross-lamination (facies Ac), sandstone with swaley cross-stratification (facies As), massive sandstone with evaporitic structures (facies Av), sandstone with mudcracks (facies Ag) and massive sandstone (Am). In basal cycles of this AF there are found large amounts of fossiliferous material, in highlight the fish of the class *Chondrichthyes*. This facies association has a higher deposition during the shallowing of the lagoon in drought periods. c) In facies association eolian dunes field (AF3) are described as restricted deposits represented by facies sandstone with tabular cross-stratification (facies Ae) and sandstone with planar stratification (facies App), fine-grained and thin sets. The Permian deposits of the Pedra de Fogo Formation in the Parnaíba Basin are associated with dry climates under continuous rising temperatures leading to Greenhouse events. The deposits described are associated with lacustrine environment, described as a lagoon which led to a playa lake type later covered by eolian dunes, typical of desert environments existing in the region during the Permian-Triassic passage.

Keywords: Pedra de Fogo Formation. Parnaíba Basin. Stratigraphic geology – Permian. Paleoenvironment reconstitution.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1: Mapa de localização da área de estudo inserida no contexto geológico da Bacia do Parnaíba. Em destaque o Morro Pelado na TO-222, entre Araguaína e Bielândia.....	23
FIGURA 2: O mapa A indica as principais bacias sedimentares fanerozóicas interiores, destacando a Província do Parnaíba; o mapa B denota a disposição geográfica da Província do Parnaíba, indicando a bacia Siluriano - Triássica do Parnaíba; na figura C diferencia-se as bacias sedimentares da Província do Parnaíba, pela idade e pela forma; na figura D é construído uma secção geológica, a qual corta a Bacia do Parnaíba de NW para SE.	26
FIGURA 3: Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Em destaque o Grupo Balsas.	30
FIGURA 4: A figura A define a regressão marinha ocorrida nos períodos do Eopermiano, Neopermiano e Triássico. A figura B denota o mesmo evento da figura A e a evolução dos oceanos Paleotethys e Neotethys. O gráfico C relaciona o limite Permiano-Triássico com a variação climática.	33
FIGURA 5: Modelo esquemático das etapas de análise de fácies.....	35
FIGURA 6: Classificação das rochas carbonáticas.	37
FIGURA 7: Classificação das rochas carbonáticas.	37
FIGURA 8: Materiais e métodos. (A) Preparação das amostras para DRX (Método do pó); (B) Difratômetro X'Pert MPD-PRO PANalytical; (C) Espectrômetro seqüencial <i>Axios Minerals</i>	38
FIGURA 9: Equipamento de MEV utilizado no imageamento, EDS na obtenção de análises químicas pontuais e o equipamento de metalização o qual peliculou as amostras com ouro e carbono.....	39
FIGURA 10: Subambientes deposicionais de uma bacia hidrologicamente fechada (lago salino perene), destaque para a grande quantidade de sedimentos pelíticos e material carbonático.	41

FIGURA 11: Processo de transporte, deposição de sedimentos e formação depósitos eólicos, destaque para formação dos depósitos tipo draas.42

FIGURA 12: A) Dunas Transversais, com direção do vento constante e grande suprimento de areia; B) Dunas em barcana, com direção do vento constante, mas suprimento de areia limitado; C) Dunas lineares são formadas por ventos convergentes e um suprimento de areia limitado; D) Dunas em estrela, formadas por diferentes direções do vento; E) Dunas parabólicas são formadas por fortes ventos *onshore*.46

FIGURA 13: Coluna litoestratigráfica composta da Formação Pedra de Fogo na região de Araguaína, com descrição das principais litologias e ambientes deposicionais.....48

FIGURA 14: Perfis estratigráficos confeccionados na região de Araguaína-To, ao longo da TO-222. O quadro á direita mostra o posicionamento estratigráfico dos perfis na parte superior da Formação Pedra de Fogo, plotados de acordo com as cotas em que se encontram. A espessura total da Formação Pedra de Fogo é a mesma sugerida por Vaz *et al.* (2007).49

FIGURA 15: Duas famílias de fraturas encontradas no perfil 2. A) duas direções preferenciais de fraturas, as para NE-SW que seguem o trend do grande lineamento Transbrasiliano e as fraturas com direções preferenciais para NW-SE, influenciadas pelo lineamento Picos-Santa Inês. A figura B mostra algumas destas fraturas preenchidas por sílex, formando nódulos como nas figuras C e D.51

FIGURA 16: Projeção das fácies Sl e Sm no perfil 3. A) mostra os siltitos com laminações plano-paralelas, gradando na porção inferior para suaves laminações onduladas. B e C) são representantes da fácies Sm, porém a figura C destaca a presença principalmente de nódulos de sílex.....53

FIGURA 17: Fácies Al no perfil 1. A figura A mostra a intercalação de siltito e arenito com laminação ondulada; B, C, D e E) Diversas conchas de Bivalvias compactadas formando coquina, são encontradas no perfil 4. F e G) Fragmentos de crustáceos. H, I e J) Dentes de peixes *Chondrichthyes*. K) Espícula de tubarão (Imagens em lupa).55

FIGURA 18: A) Arenito fino apresentando as fácies Ac e Al. B) Laminação cruzada com truncamento de baixo ângulo e foresets predominantemente tabulares (Sp = superfície).....57

FIGURA 19: Projeção das fácies Ap e As no perfil 4. A) Arenito com laminação plano-paralela, apresentando laminações contínuas ou descontínuas; B, C e D) Arenito com estratificações cruzadas *Swaley*, com comprimento de onda no máximo de 1m e amplitude inferior a 30 cm, presentes abaixo da fácies Ap.59

FIGURA 20: A) Fácies Av apresentando estruturas evaporíticas; B e C) Estrutura evaporítica silicificada em forma de *cauliflower*, as pequenas esferas encrustadas nas maiores são chamadas de *popcorn*.....60

FIGURA 21: Projeção das fácies Ag e Av no perfil 4, destacando os eventos de exposições subaéreas. A) Arenito com gretas de dissecação apresentando formato poligonal, onde os espaços entre os polígonos são preenchidos com areia; B) Imagem das gretas de contração do tipo *syneresis*, As setas apontam para as estruturas *spindler shape* e *Bird's foot*, típicas de litologias carbonáticas. C e D) Fácies Av, apresentando estrutura evaporítica tipo *Tepee* característica de ressecamento e exposição subaérea, juntamente com a compactação da camada. .61

FIGURA 22: Presença de níveis de sílex, os quais alguns estão seccionados e compactados, adquirindo um formato cada vez mais esférico; C) Nódulos de sílex pós-compactados, apresentando dimensões menores, explicados pela figura de Tucker (2003), mostrando o esquema de formação dos nódulos esféricos após a compactação.....62

FIGURA 23: A e B) Estratificações cruzadas de pequeno porte com *foresets* em média de 1cm, plano-paralela e cruzada tabular de médio porte, com foresets variando de 5cm até 10cm; C) Destaque para a estratificação cruzada de pequeno porte, a qual apresenta sets formando até 40° com a superfície de truncamento. ...64

FIGURA 24: Feições de estratificações cruzadas com contatos angulares e tangenciais. Em detalhe das estruturas internas das lâminas.....65

FIGURA 25: A) Os grãos apresentam-se cobertos com uma película de óxido-hidróxido de ferro e alguns grãos de feldspato, indicados pelo círculo vermelho (Pl); B) Bimodalidade dos grãos.65

FIGURA 26: Seção panorâmica do contato entre as associações AF e AF2, com destaque para a exposição do Morro Pelado (à direita). Em destaque as superfícies de exposição subaérea, definidas pelas gretas de contração e Tepee, e os ciclos granocrescentes ascendentes, interrompidos por um ciclo granodecrescente ascendente.....69

FIGURA 27: Fotomicrografias da amostra de wackstone (RS-10), coletadas no perfil do Morro Pelado. A) e B) Aspecto geral da lâmina delgada com terrígenos de granulometria silte, lamelas de muscovita (círculos amarelos) e cimento de óxido de ferro; C) Romboedros de dolomita (Dt) substituídos parcialmente por cimento de sílica; D) Romboedros de dolomita, parcialmente substituído por sílica; E) laminações plano paralelas levemente onduladas recoberta por laminação cruzada (Fotos A, E com N// e B, C, D com NX).....75

FIGURA 28: Fotomicrografias da amostra de bioesparito ou boundstone (RS-11), coletadas no perfil do Morro Pelado. A) Representação dos aspectos gerais da lâmina; B) Cimento de dolomita apresentando bordas corroídas por cimento de sílica; C) Destaque nos bioclastos, os quais não foram possíveis de serem identificados em lâmina delgada; D) Matriz carbonática microcristalina substituída parcialmente por cimento de sílica microcristalina E) Grãos de quartzo monocristalinos subangulosos, imersos em uma matriz carbonática argilosa substituída por cimento de sílica microcristalina (linha pontilhada amarela); F) Cimento dolomítico apresentando cristais romboédricos (Do) (Fotos A, C, E com N// e B, D, F com NX).76

FIGURA 29: Fotomicrografias da amostra de dolomitito (RS-12), coletadas no perfil do Morro Pelado (Figura 1). A) Aspectos gerais da lâmina; B) Destaque para o cimento carbonático dolomítico (Do); C) Estrutura de dissolução em carbonato, estilólito; D) Em destaque a matriz carbonática apresentando alta cor de interferência, e poros agigantados (Pr); (Fotos A,E com N// e C, D com NX).77

FIGURA 30: Análises de difrações de raio-x das amostras da AF1. A) Análise da amostra de dolomitito; B) Análise da amostra de wackstone ou bioesparito; C) Análises de amostras de wackstone. QZ: quartzo, Do: dolomita, Fd: feldspato, Bn: bentonita, Ms: muscovita.....78

FIGURA 31: Fotomicrografias da amostra de Bioesparito ou Boundstone (RS-Coquina), coletadas no perfil do Morro Pelado. A) Diversos Bioclastos (possivelmente Valves de Bivalvia) (Bn) e grãos de quartzos monocristalinos (Qz) compactados e estirados em corte longitudinal na lâmina; B) Aspécto geral dos bioclastos em secção transversal na lâmina ; C) Dentre os bioclastos presentes na rocha, reconheceu-se algumas algas (Ag) e bioclastos indiferenciáveis (Bc)); D) Cimento de sílica microcristalina substituindo todos os bioclastos, devido a baixa cor de interferência; E) Emdestaque bioclasto contorcido não identificado (Bc), não paralelo a laminação; F) Bioclasto arredondado não reconhecido, circundado por cimento de óxido-hidróxido de ferro (Co).....79

FIGURA 32: Fotomicrografias das amostras de silexito (RS-Tepee), coletadas no perfil do Morro Pelado. A) Destacam-se dois tipos de cimentos espáticos carbonáticos, a calcita em ton de rosa (Ca), dolomita apresenta-se incolor (Do); B) Cimento carbonático com borda corroída por cimento de sílica microcristalina; C) Aspecto geral da Lâmina; D) Megaristais de carbonato com aspécto límpido e forma arredondada (pontilhado) apresentando indícios de neoformação diagenética, devido contatos com ângulos de 120°, provavelmente substituem algum constituinte primário; E) Calcedônia apresentando hábito fibro radial; F) Poros de dissolução(Fotos A, D com N// e B, C, E, F com NX).....80

FIGURA 33: Fotomicrografias da amostra de Grainstone (RS-07), coletadas no perfil do Morro Pelado. A) Aspécto geral da lâmina; B) grãos de quartzo subarredondados e muscovitas (circulo vermelho) contorcidas e orientadas segundo a laminação ondulada; C) Cimento de sílica microcristalina, com porosidade secundária por fraturamento (pontilhado); D) Grãos de quartzo apresentando sobrecrecimento de sílica, linha de sujeira (Ls) (detalhe no canto superior direito) e contatos tríplices (Ct); E) Micas orientadas segundo a laminação (circulo vermelho); F) Grão feldspato subarredondado (Fd) (Foto A com N// e B, C, D, E, F com NX).....81

FIGURA 34: Fotomicrografias da amostrade Microesparito (RS-06), coletadas no perfil do Morro Pelado (Figura 1). A) Aspectos gerais da lâmina, mostrando as laminações levemente onduladas; B) Cimento de sílica microcristalina (Sc) preenchendo poros; C) cimento carbonático dolomítico xenotópico sendo corroído por cimento se sílica microcristalina (quadrado vermelho mostrando detalhe na figura D), e lamelas de muscovitas (circulo vermelho) (Foto A com N// e B, C, D com NX).82

FIGURA 35: Fotomicrografia das amostras RS-17, coletadas no perfil 1. A) Aspecto geral da lâmina, com grande cimentação dolomítica, muscovita (círculo vermelho); B) Quartzo autigênico em meio ao cimento dolomítico (Qz); C) Poros de dissolução (porção escura) e romboedros de cimento dolomítico (Do) (Fotos A com N// e B, C com NX).83

FIGURA 36: Fotomicografia da amostra de dolomitito (RS-14), coletadas no perfil 1. A) Aspecto geral da lâmina, apresentando cimento carbonático e grãos subarredondados de quartzo; B) Cristais de dolomita; C) Poros de dissolução em meio ao cimento dolomítico (Pr) (Fotos A, B e C com NX).84

FIGURA 37: Análises de difrações de raio-x das amostras da AF2. A) Análise da amostra de microesparito; B) Análise da amostra de grainstone; C e D) Análises de amostras de dolomitito. Bt: biotita, QZ: quartzo, Do: dolomita, Fd: feldspato, Bn: bentonita, Ms: muscovita.....85

FIGURA 38: Árvore filogenética dos peixes *Chondrichthyes*, com destaque em vermelho para o elemento fossilífero encontrado, possivelmente do gênero (*Hybodus sp.*88

FIGURA 39: Microfotografia de lupa com vista frontal das espículas da nadadeira dos tubarões do gênero CF. *Hybodus sp.* apresentando ranhuras longitudinais e uma leve encurvatura, encontrados na amostra RS-14 presentes no perfil 1, na fácies planície de lagos.94

FIGURA 40: Fotografia de microscópio eletrônico de varredura (MEV), destacando os sulcos laterais longitudinais, separados por ranhuras, das espículas mostradas nas figuras anteriores.95

FIGURA 41: Distribuição bioestratigráfica das famílias pertencentes à Superordem *Euselachii*.95

FIGURA 42: Conjunto de imagens de MEV posicionando as análises químicas pontuais e diagramas de picos no espectro. A) A imagem mostra uma espícula de tubarões do gênero *CF. Hybodus sp* e análises químicas identificando altos picos de Ca, P e O, possivelmente de apatita biológica. C) Presença de incrustações de cimento de sílica (análises 3 B e 3 C) substituindo a apatita biológica (análise 3 A).97

FIGURA 43: Evolução do modelo deposicional. 1) Inicialmente a massa de água continental tinha conexão com o oceano, apresentando feições lagunares; 2) Processos tectônicos cortaram as conexões marinhas com o lago; 3) Secamento do lago, recuo do oceano e avanço do campo de duna.101

LISTA DE TABELAS

- TABELA 1: Fácies e associações de fácies da Formação Pedra de Fogo, região de Araguaína-TO. Algumas fácies se repetem em diferentes associações, sendo descritas e interpretadas somente uma vez na tabela.50
- TABELA 2: Imagens de lupa e MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) dos três morfotipos de dentes adaptados para trituração, pertencentes *aff. Euselachii*.90
- TABELA 3: Imagens de lupa e MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) dos três morfotipos de dentes adaptados para perfuração, pertencentes *aff. Euselachii*.91

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	19
1.1 APRESENTAÇÃO	21
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE TRABALHO.....	22
1.3 OBJETIVOS	24
2 BACIA DO PARNAÍBA.....	25
2.1 ASPECTOS GERAIS	25
2.2 SEQUÊNCIA NEOCARBONÍFERA – EOTRIÁSSICO	27
2.3 EVENTOS GLOBAIS E ASPECTOS PALEOGEORÁFICOS DA BACIA DO PARNAÍBA.....	31
2.3.1 Limite Permiano-Triássico	32
3 MATERIAIS E MÉTODOS	34
3.1 ANÁLISES DE FÁCIES.....	34
3.2 PETROGRAFIA.....	36
3.3 DIFRAÇÃO DE RAIO X.....	36
3.4 MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURRA (MEV)	39
4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA SOBRE SISTEMAS DESERTICOS	40
4.1 AMBIENTE LACUSTRE	40
4.2 AMBIENTE EÓLICO	41
4.2.1 Depósitos de campo de dunas	43
4.2.1.1 Dunas.....	43
5 A PORÇÃO SUPERIOR DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO	47
6 ANÁLISE DE FÁCIES	52
6.1 DESCRIÇÃO DAS LITOFÁCIES	52
6.1.1 Litofácies Sm - siltito maciço	52
6.1.2 Litofácies Sl – siltito com laminação plano-paralela	52
6.1.3 Litofácies Al – arenito intercalado com siltito apresentando laminação levemente ondulada.....	54
6.1.4 Litofácies Ap – arenito com laminação plano-paralela.....	56
6.1.5 Litofácies Ac – arenito com laminação cruzada	56
6.1.6 Litofácies As – arenito com estratificação cruzada <i>swaley</i>	56
6.1.7 Litofácies Av – arenito maciço com estruturas evaporíticas	58

6.1.8 Litofácies Ag – arenito com gretas de contração.....	58
6.1.9 Litofácies Am – arenito maciço.....	58
6.1.10 Litofácies Ae – arenito com estratificação cruzada tabular	63
6.1.11 Litofácies App – arenito com estratificação plano-paralela.....	63
6.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES.....	66
6.2.1 Associação de fácies lagunares – laguna central (AF1)	66
6.2.2 Associação de fácies lagunares – laguna marginal (AF2).....	66
6.2.3 Associação de fácies eólica – campo de dunas (AF3).....	67
7 PETROGRAFIA	70
7.1 ASSOCIAÇÃO LAGUNA CENTRAL	70
7.2 ASSOCIAÇÃO LAGUNA MARGINAL	72
8 PALEONTOLOGIA	86
8.1 FRAGMENTOS DE PEIXES NA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO	86
8.1.1 Classe <i>Chondrichthyes</i>	86
8.1.1.1 Subclasse <i>Elasmobranchii</i>	89
8.1.1.2 Superordem <i>Euselachii</i>	89
8.1.1.3 Ordem <i>Hybodontiformes</i>	91
8.1.1.4 Superfamília <i>Hybodontoidea</i>	92
8.1.1.5 Família <i>Hybodontidae</i>	92
8.1.1.6 Gênero <i>CF. HYBODUS sp.</i>	93
8.2 BIOMINERALIZAÇÃO E FOSSILIZAÇÃO DOS PEIXES	96
9 PALEOAMBIENTE E MODELO DEPOSICIONAL	98
10 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES	102
REFERÊNCIAS.....	104
ANEXO A – TABELAS PETROGRÁFICAS	109

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O período Permiano foi marcado por grandes mudanças na configuração paleogeográfica global, além de drásticas alterações nas condições climáticas que culminaram na mais significativa extinção em massa da Terra, próximo ao limite com o Triássico (Kiehl & Shields 2005; Meyer et al 2008). Durante este período grandes massas de terra estavam reunidas formando o supercontinente Pangea, que se estendia de pólo a pólo, circundado pelo mega-oceano Pantalassa (Golonka & Ford 2000).

Condições de extrema aridez foram registradas em grande parte do interior do Pangea, acompanhadas de sucessivas regressões de mares epicontinentais, desaparecimento de áreas com sedimentação glacial e instalação de sistemas desérticos em diversas bacias sedimentares do globo (ZHARKOV; CHUMAKOV, 2001). No Brasil, um dos melhores registros dessa variação climática encontra-se na Bacia do Parnaíba, norte-nordeste do país, representado pelos depósitos siliciclásticos-carbonáticos da Formação Pedra de Fogo (Plummer 1946). Na região de Araguaína a Formação Pedra de Fogo, objeto deste estudo, é caracterizada por sedimentação cíclica formada por arenitos finos a médios amarelados, siltitos, folhelhos esverdeados, calcários oolíticos, eventualmente estromatolíticos, sílex e moldes evaporíticos silicificados, além de troncos petrificados (silicificados) principalmente da família *Psaroniaceae*, gênero *Psaronius*, no topo da unidade.

Neste trabalho também são descritos materiais fossilíferos como conchas de bivalvias, algas, fragmentos de crustáceos e fragmentos de peixes *Chondrichthyes*. Os peixes identificados, como o tubarão do gênero CF. *Hybodus* sp., denotam uma influência marinha no lago. A interpretação paleoambiental sugere a formação de um grande lago, que no início de sua formação possuía uma conexão com o oceano, atribuindo características de laguna, porém com o recuo do mar por processos tectônicos e as altas taxas de evaporação proveniente de um clima muito árido, esta conexão foi fechada.

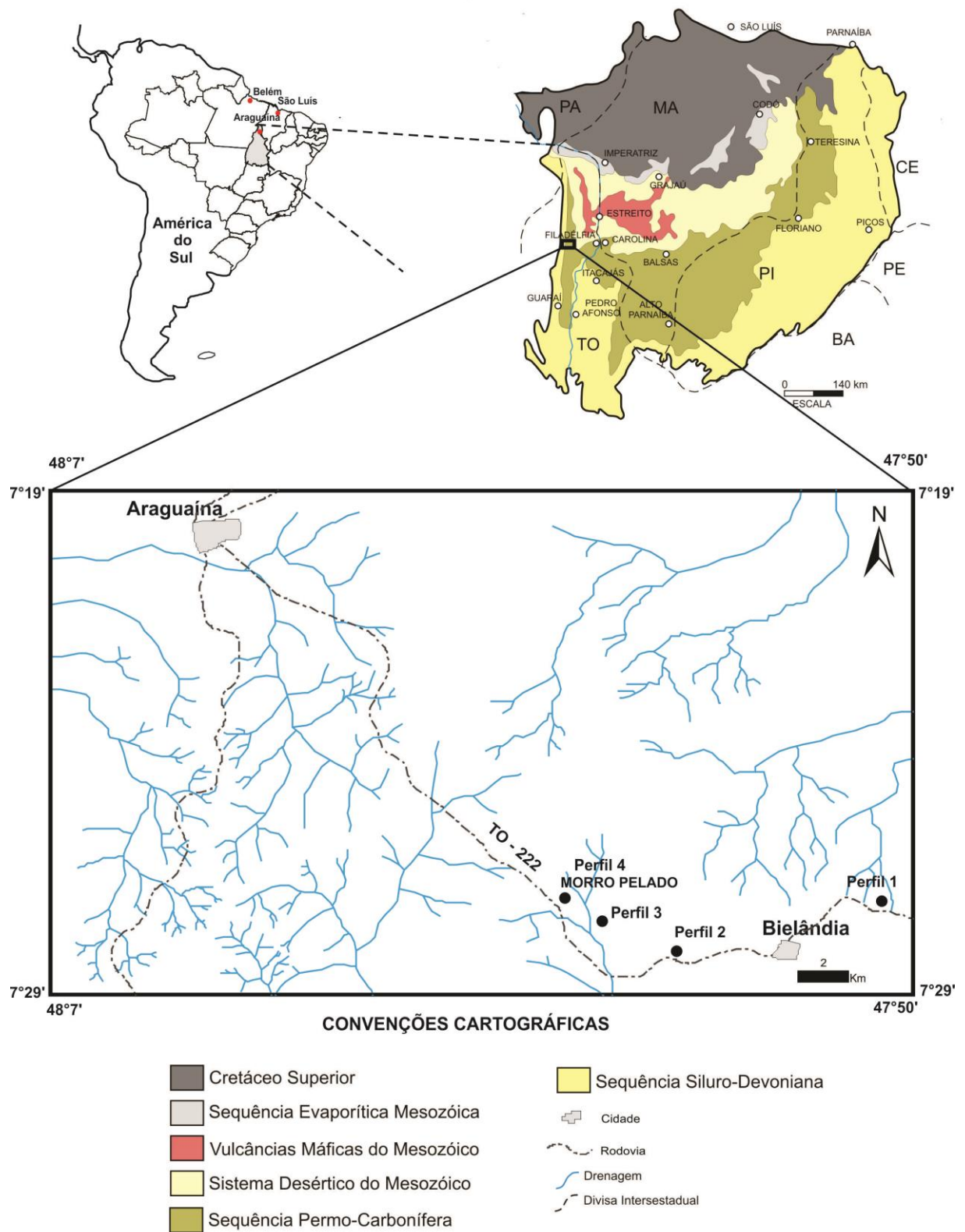
A Formação Pedra de Fogo ainda necessita ser melhor detalhada no que se refere a análise de fácies sedimentares, com objetivo de ampliar o conhecimento sobre a sequência de eventos que levou a deposição da referida Formação e a evolução paleoambiental na área de estudo.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE TRABALHO

A Serra do Siríaco localiza-se nas proximidades da TO-222, entre os municípios de Araguaína e Filadélfia, e está inserida na Folha Babaçulândia (SB-23-Y-C-I), na porção oeste da Bacia do Parnaíba. É alcançada por via terrestre, saindo-se de Belém (PA), por meio da Br-316 até Santa Maria do Pará, onde a partir desta segue-se pela rodovia BR-010, passando pelas cidades de São Miguel do Guamá e Paragominas ainda no estado do Pará. Deste ponto em diante inicia-se o percurso no estado do Maranhão, passando pelos municípios de Açailândia, Imperatriz e Carolina, prosseguindo até Filadélfia e Araguaína no estado do Tocantins, por meio da TO-222.

Ao lado da rodovia TO-222, cerca de 10 Km ao oeste de Bielândia, localiza-se o Morro do Pelado, onde foi confeccionado o principal perfil estratigráfico, com 60m de altura por 100m. Os demais perfis foram feitos em cortes de estrada ao longo da mesma rodovia (FIGURA 1).

FIGURA 1: Mapa de localização da área de estudo inserida no contexto geológico da Bacia do Parnaíba. Em destaque o Morro Pelado na TO-222, entre Araguaína e Bielândia.



FONTE: Modificado de Nascimento e Góes (2007).

1.3 OBJETIVOS

Esta monografia tem como objetivo principal a reconstituição paleoambiental da Formação Pedra de Fogo na região próxima ao município de Araguaína - TO, propondo para esta unidade um modelo deposicional, baseados em estudos estratigráficos, sedimentológicos, petrográficos, paleontológico e mineralógicos. Haja vista, que os trabalhos acerca desta área ainda são em sua maioria regionais e não permitem um entendimento estratigráfico detalhado dos depósitos em afloramento. Outros objetivos que também podem ser destacado são, a saber:

- ❖ Determinar as características faciológicas e entender as mudanças paleoambientais da Formação Pedra de Fogo;
- ❖ Redescrição e redefinição litoestratigráfica;
- ❖ Inferir implicações paleoclimáticas;
- ❖ Construção de modelos deposicionais;

2 BACIA DO PARNAÍBA

2.1 ASPECTOS GERAIS

A Bacia do Parnaíba compreende uma área de aproximadamente 600.000 Km² e possui forma quase circular. É limitada ao norte pelas bacias cretáceas de Barreirinhas e São Luiz e pelo Arco Ferrer-Urbano Santos; a noroeste pelo Arco Tocantins; a oeste pela faixa de dobramento Paraguai-Araguaia e nas demais bordas por rochas do embasamento pré-cambriano. Segundo Mesner e Wooldridge (1964) a Bacia do Parnaíba é essencialmente uma bacia de sedimentação paleozoica, embora também esteja coberta por depósitos mais jovens (mesozóicos até recentes). A espessura atual de sedimentos é cerca de 3.000 m, sendo 2.500 m de sedimentos paleozoicos.

Segundo Almeida (1969) a Sinéclise do Parnaíba, assim como as sinéclises do Amazonas e Paraná, formou-se a partir do Devoniano Inferior devido a movimentos de oscilação vertical da plataforma brasileira já estabilizada no período Siluriano. A Sinéclise do Parnaíba apresenta formato poligonal, com diâmetro máximo aproximado de 100 Km alongado na direção NE-SW, em seu depocentro a espessura total do pacote litológico alcança cerca de 3500m, contudo, espessuras bem maiores podem ocorrer em *grábens* mais antigos, Proterozóico e Cambro-Ordovicianos (GÓES, 1996).

Góes e Feijó (1994) subdividiram a sedimentação da Bacia do Parnaíba em três ciclos sedimentares, em função de variações tectônicas-estruturais e climáticas, representados pelas superssequências Siluriana (Grupo Serra Grande), Devoniana (Grupo Canindé) e Carbonífero-Triássica (Grupo Balsas) de.

Segundo Góes (1995 *apud* SILVA *et al.*, 2003) a Bacia do Parnaíba compreende aproximadamente metade da área da Província do Parnaíba a qual é coincidente com Província Sedimentar do Meio-Norte, comprovando a dificuldade da compreensão do quadro tectono-sedimentar, no contexto de uma bacia única. A Província do Parnaíba consiste de quatro sítios deposicionais, separados por discordâncias, os quais coincidem com os limites das supersequências de Góes e Feijó (1994), tais sítios são diferenciados em Bacia do Parnaíba, Bacia das Alpercatas, Bacia Grajaú e Bacia do Espigão-Mestre (Figura 2).

2.2 SEQUÊNCIA NEOCARBONÍFERA – EOTRIÁSSICO

Este trabalho objetiva a realização de uma análise detalhada das sucessões faciológicas da Formação Pedra de Fogo, pertencente ao Grupo Balsas. Segundo Góes e Feijó (1994), o Grupo Balsas, de idade neocarbonífera-eotriássica, corresponde ao terceiro grande ciclo sedimentar da Bacia do Parnaíba, marcando um evento progressivo importante de continentalização com consequente desertificação. Constitui um complexo clástico-evaporítico que ocorre sobreposto discordantemente ao Grupo Canindé. Encontra-se aflorante nas regiões leste-nordeste e centro-sul da bacia e é constituído pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba (FIGURA 3).

No final do Carbonífero tiveram início os eventos de desertificação do supercontinente Gondwana, com a deposição da Formação Piauí no Pensilvaniano (GÓES; FEIJÓ, 1994). Esta unidade foi primeiramente designada de Série Piauí por Small (1914) abrangendo toda a sequência paleozóica da bacia. Posteriormente, Oliveira e Leonardos (1940) limitaram-se apenas para as camadas carboníferas como Formação Piauí. Lima e Leite (1978 *Apud Vaz et al.* 2007) dividiram-na em duas sucessões. A sucessão inferior é composta por arenitos maciços, cor de rose, médios ou com estratificação cruzada de grande porte com intercalações de folhelhos vermelhos. A porção superior é formada por folhelhos, calcários e finas camadas de sílex, todos intercalando em arenitos vermelhos, amarelos, finos a médios, Caputo (1984) também identificou siltitos e lentes conglomeráticas. A deposição da Formação Piauí, em clima semiárido a árido, foi interpretada por Lima & Leite (1978) como fluvial com contribuição eólica e breves incursões marinhas. O contato inferior com a Formação Poti é do tipo discordante-erosivo, enquanto que o contato com a Formação Pedra de Fogo é concordante (VAZ et al., 2007).

A Formação Pedra de Fogo é uma unidade datada como Permiano (Dino et al., 2002 *Apud Vaz et al.* 2007). Esta unidade foi primeiramente definida por Plummer, Prince e Gomes (1948), para as camadas de arenitos, ricas em sílex e madeiras silicificadas. É caracterizada por uma considerável variedade de rochas-sílex, calcário oolítico e pisolítico creme a branco, eventualmente estromatolítico, intercalado com arenito fino a médio amarelado, folhelho cinzento, siltito, anidrita e, eventualmente, dolomito (GÓES; FEIJÓ, 1994). As madeiras fósseis são encontradas associadas aos siltitos e arenitos finos avermelhados, que pertencem

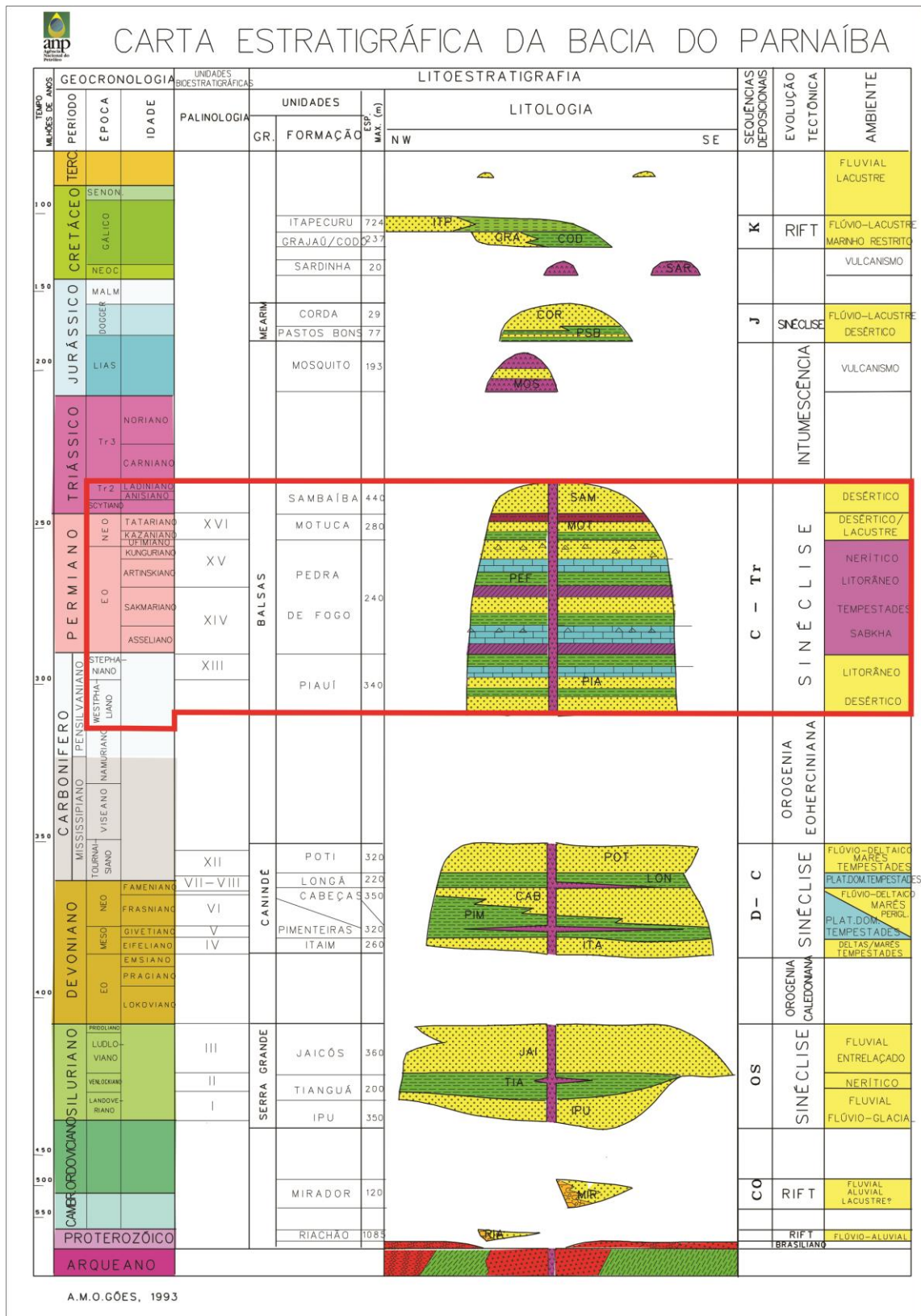
às partes mais superiores da formação. Faria Jr (1979) ressalta que a grande quantidade de moldes evaporíticos, rochas carbonáticas, argilitos e siltitos, com níveis de sílex intercalado, além da ocorrência de arenitos finos, depositados em um contexto marinho raso a litorâneo, caracteriza as planícies de sabkha, formadas durante o Eopermiano, sob ocasional influência de tempestade. A espessura máxima da Formação Pedra de Fogo em subsuperfície é de 240 m e os contatos com as formações Piauí, subjacente, e Motuca, sobrejacente são concordantes.

Plummer *et al.* (1948) atribuíram a denominação Formação Motuca, pertencente ao Permiano superior- Triássico, para os folhelhos avermelhados, com lentes de calcário e anidrita que afloram na fazenda Motuca, entre São Domingos e Benedito Leite (MA). Segundo Pinto & Sad (1986) na base da sequência ocorrem essencialmente arenitos finos a médios, róseos a avermelhados, com estratificação cruzada de médio a grande porte, silicificados, contendo às vezes, madeira petrificada. Segundo Plumer *et al* (1948) a parte intermediária, a litologia é composta essencialmente de siltitos e folhelhos esverdeados, com intercalações finas de calcário argiloso, podendo ocorrer, em algumas partes, intercalações de gipsita e laminações de calcita fibrosa. Na parte superior, a sequência é representada por arenitos, com intercalações de siltitos e argilitos vermelhos, podendo ocorrer na forma de arenitos róseos e brancos, finos a médios, com grãos subangulosos a subarredondados, foscas imersos numa matriz mais fina. Os sedimentos Motuca foram depositados em um sistema desértico, com lagos associados (GÓES; FEIJÓ, 1994). Esta unidade apresenta espessura máxima em subsuperfície de 280 m e o contato superior com a Formação Sambaíba é descrito como gradativo, porém localmente com contatos bruscos por discordâncias erosivas. Nas colunas estratigráficas propostas para a Bacia do Parnaíba, exceto a coluna proposta por Vaz *et al.* (2007), o limite Permiano – Triássico é inferido no contato das formações Motuca e Sambaíba. Vaz *et al.* (2007) sugerem entretanto que a sedimentação da Formação Motuca talvez tenha se prolongado até o final do Eotriássico, tomando por base a datação da formação Pedra de Fogo.

Plumer *et al* (1948) utilizaram o termo Sambaíba para designar os arenitos aflorantes, formando mesetas próximo à cidade de Sambaíba, no estado do Maranhão. Os arenitos são caracterizados por estratificações planares e cruzadas acanaladas de grande porte. A sucessão sedimentar é constituída essencialmente de uma repetição de arenitos finos a médios, róseos a avermelhados, quartzosos

com grãos foscos, subangulares a subarredondados. Os arenitos são friáveis com níveis de matriz argilosa caulinítica, ocorrendo localmente com cimento silicoso, dando um caráter altamente compacto a rocha. As dunas com estratificação cruzada de grande porte, contendo diversas feições típicas de sedimentos eólicos, caracterizam rochas de um sistema desértico, com contribuição fluvial (VAZ et al., 2007). A unidade é datada do Eotriássico, considerando que está entre a Formação Motuca (Permiano superior) e uma capa de basalto da Formação Mosquito (Jurássico inferior) (Goes & Feijó, 1994). Caputo (1984) admite que uma regressão marinha, de alcance mundial ocorrida ao final do Permiano e início do Triássico provavelmente seja a causa da progressiva desertificação e a retirada definitiva do mar epicontinental dessa bacia, que culminou com o estabelecimento do amplo deserto no qual foram depositados os arenitos Sambaíba. O contato inferior com a Formação Motuca é concordante gradacional. Caputo & Ponciano (2010) descreveram o contato inferior com a formação Motuca como de forma discordante, enquanto que Lima & Leite (1978) admitem que essa discordância seja apenas local e que na maioria das vezes, há concordância nos contatos sem haver gradação. O contato superior se dá com os derrames básicos do Jurássico Inferior da Formação Mosquito.

FIGURA 3: Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Em destaque o Grupo Balsas.



FONTE: Gôes e Feijó (1994).

2.3 EVENTOS GLOBAIS E ASPECTOS PALEOGEORÁFICOS DA BACIA DO PARNAÍBA

Segundo Caputo (1981) as mudanças no posicionamento geográfico da região onde se situa a Bacia do Parnaíba, dentro da Placa Sul – Americana, teve como protagonista a tectônica de placas, a mesma que atualmente age sobre os continentes. Esta constante mudança de posicionamento global levou a Bacia do Parnaíba a se situar desde regiões equatoriais até regiões polares, influenciado bruscamente o clima. As constantes migrações dos pólos e períodos cíclicos de aquecimento (*greenhouse*) e resfriamento (*icehouse*) terrestre contribuíram para suas modificações paleoclimáticas (CAPUTO, 1981). Os blocos continentais já vinham de um início de aglutinação e no Permiano os mesmos compõem o que os especialistas chamaram de Pangea, um supercontinente formado pela junção dos blocos continentais antes separados. A partir deste ponto, a porção do continente sul-americano encontrava-se em uma porção mais abaixo da linha do equador com relação a sua posição atualmente. Isso acarretou mudanças climáticas o que ocasionou a ocorrência de períodos desérticos e glaciais no continente supracitado, e especificamente na Bacia do Parnaíba (CAPUTO; PONCIANO, 2010).

A tectônica e principalmente a eustasia foram os fatores controladores dos ciclos transgressivos-regressivos, definindo as discordâncias erosivas que delimitam as sequências da bacia. Assim um conjunto de variações de ordem tectônica, eustática e paleoclimática no planeta refletiram-se na Bacia do Parnaíba influenciando-a na natureza da sua sedimentação, atualmente registrados em seu arcabouço litológico sedimentar (DELLA FAVERA, 1990). Na Bacia do Parnaíba foram registrados períodos em que o clima ficou árido, gerando depósitos desérticos, por exemplo, os da Formação Sambaíba e momentos em que geleiras estavam localizadas na bacia, segundo Caputo & Ponciano (2010).

As mudanças paleogeográficas que afetaram a Bacia do Parnaíba foi acometida, não foram produto de eventos isolados, mas resultado da agregação de um conjunto de fatores, que promoveram situações de variações climáticas profundas ao longo do tempo geológico, definindo ciclos de glaciações no Ordoviciano Superior/Siluriano Inferior, Devoniano Superior e Carbonífero Inferior, e ciclos de desertificação que iniciaram com aumento de temperatura no Devoniano Superior/Carbonífero Inferior ao Triássico Médio (Caputo, 1984).

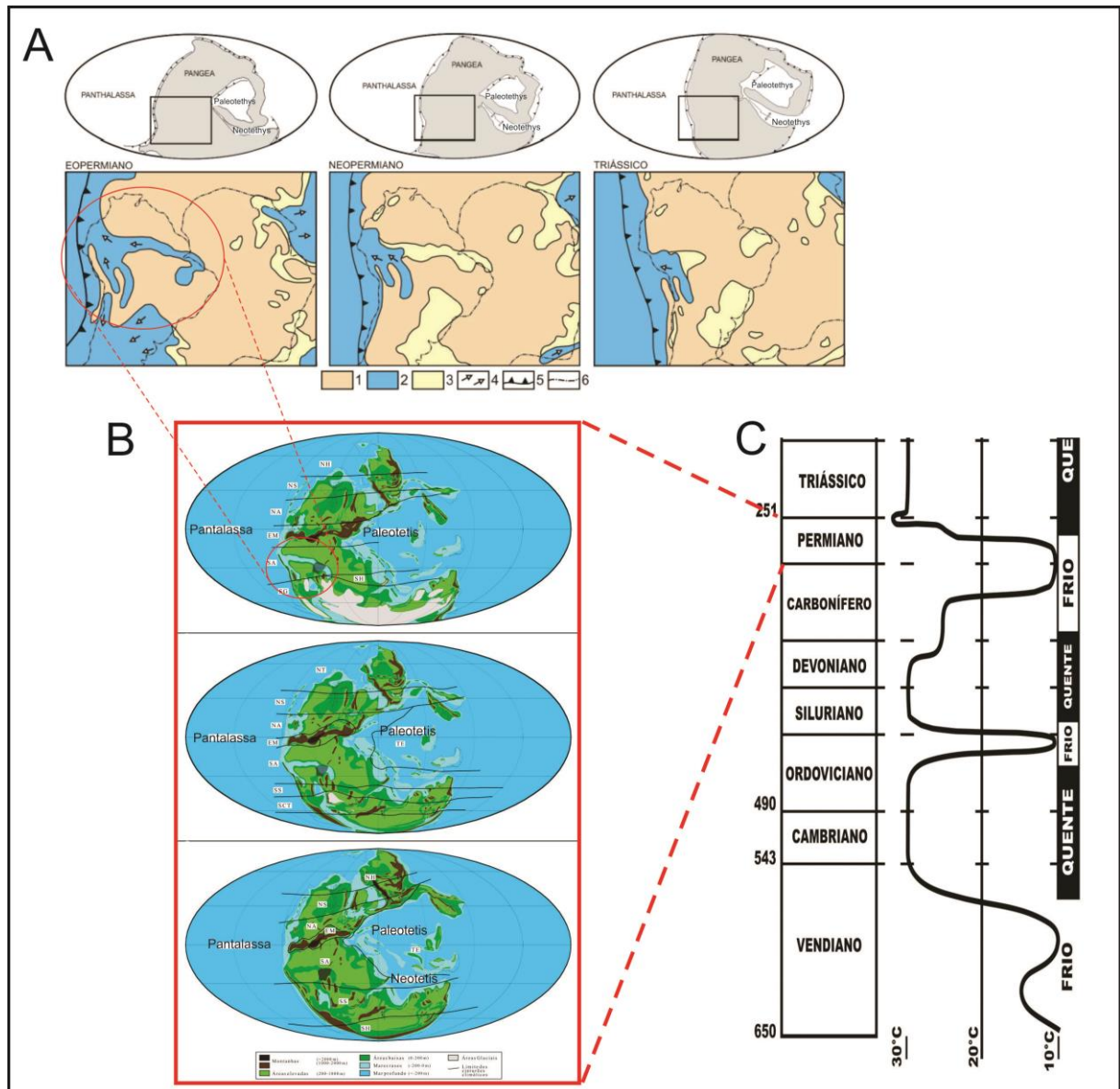
2.3.1 Limite Permiano-Triássico

Zharkov & Chumakov (2001) afirmam que a transição do Fanerozóico para o Mesozoico é marcada pela transição de um clima glacial para uma crescente aridez do Pangeia; extinção em massa da fauna e flora marinha e terrestre; regressão dos mares epicontinentais; desaparecimento de áreas de sedimentação glacial; multiplicação de bacias fechadas e grandes descargas das águas subterrâneas para os mares no entorno do megacontinente Pangea. Neste período a paleogeografia global consistia de um hemisfério continental, definido pelo megacontinente Pangea, o hemisfério oceânico Panthalassa e pelos oceanos Paleotethys e Neotethys (FIGURA 4). A formação de grandes estruturas geológicas sugerem que no limite Permiano-Triássico ocorreram transformações de maneira lenta e progressiva.

Neste limite a constante elevação das porções centrais do continente caracterizam uma importante tendência paleogeográfica, ocasionando o recuo gradual do mar, que juntamente com o degelo das calotas polares, resultou na aridez crescente de zonas interiores em latitudes baixas a médias e no deslocamento do semi-árido para os pólos (ROBINSON, 1973 e PARRISH; PARRISH; ZIEGLER, 1986). Glennie & Buller (1983) afirmam que nestas regiões de clima árido ou semi-árido formaram-se depósitos eólicos; *red beds*; lacustres aluviais; lagoas salinas; planícies de *sabkhas* continentais e costeiras; evaporitos; bacias salinas e depósitos de drenagens efêmeras, os *wadis*, que ocorrem durante curtas estações úmidas.

Alguns indicadores geoquímicos no limite Permiano-Triássico denotam uma influência de materiais extraterrestres como elementos do grupo da platina e razões de isótopos ósmio e hélio, grãos de quartzo de impacto (*Shocked quartz*) e brechas intraformacionais com clastos de pelitos (*Claystones breccias*) (KOEBERL et al, 2004; RETALLACK et. al., 1998).

FIGURA 4: A figura A define a regressão marinha ocorrida nos períodos do Eopermiano, Neopermiano e Triássico. A figura B denota o mesmo evento da figura A e a evolução dos oceanos Paleotethys e Neotethys. O gráfico C relaciona o limite Permiano-Triássico com a variação climática.



FONTE: Modificado de Zharkov e Chumakov (2001).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Na fase inicial deste trabalho realizou-se o levantamento de materiais bibliográficos nacionais referentes à geologia da Bacia do Parnaíba, ao Grupo Balsas e às respectivas unidades do limite Permiano-Triássico. Artigos internacionais foram utilizados para descrição de eventos globais Neocarboníferos-Eotriássicos, e para elaboração e discernimento das associações de fácies e ambientações propostas, bem como livros didáticos de diferentes temáticas que permitiram uma melhor compreensão a respeito das questões que envolvem a geologia e evolução.

A atividade de campo consistiu no reconhecimento e descrição das principais litofácies em afloramentos (análise de fácies) com coleta sistemática de amostras no Morro Pelado. A descrição detalhada permitiu a construção de um perfil estratigráfico, individualizando as associações de fácies.

As amostras coletadas foram utilizadas para a construção de lamina delgadas, com o intuito de realizar descrições petrográficas detalhadas. Tais amostras também foram encaminhadas para a realização de análises de difração de raios-x (DRX), individualizando a mineralogia abundante na rocha, e para o microscópio eletrônico de varredura (MEV), obtendo imagens de alta resolução e composições químicas pontuais.

3.1 ANÁLISES DE FÁCIES

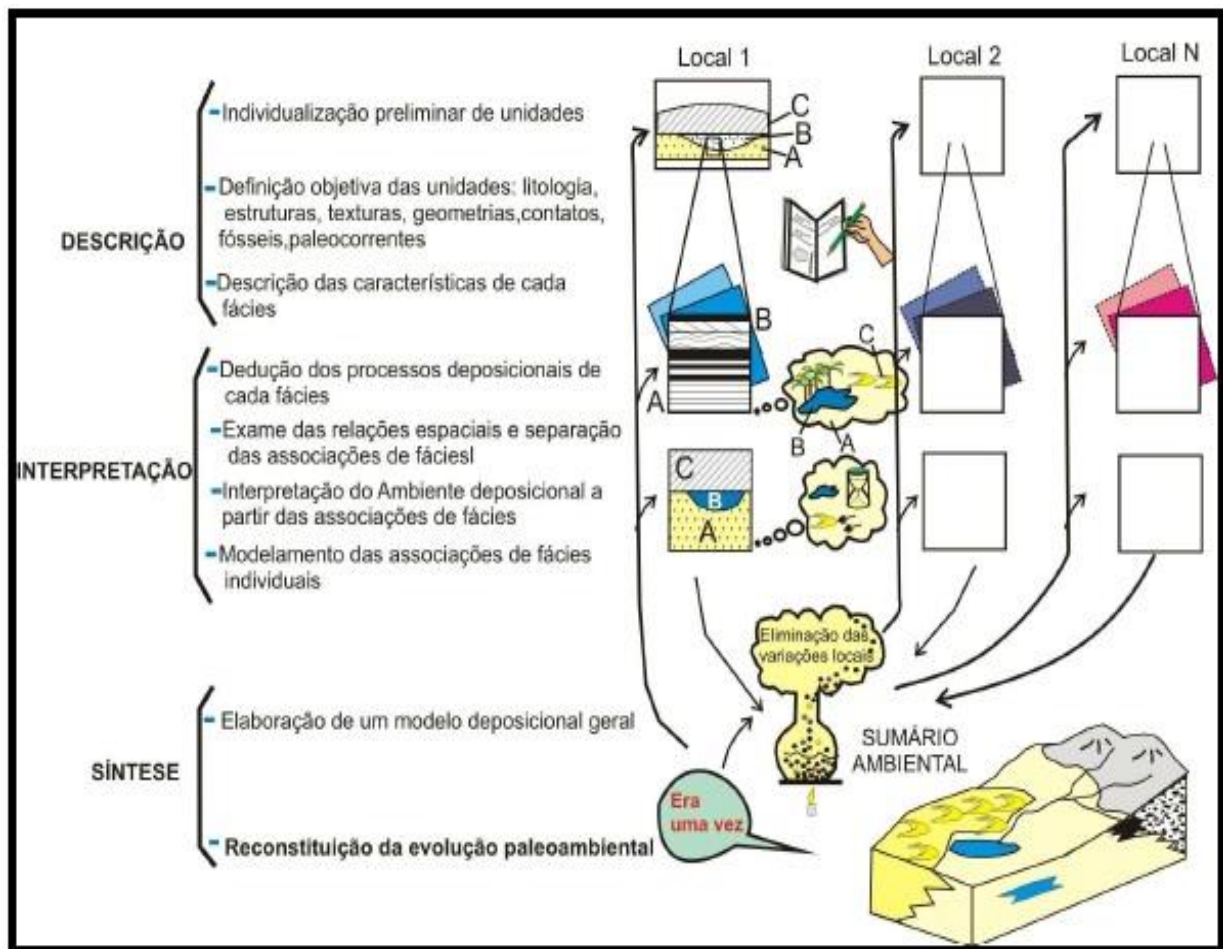
Com base nas técnicas de modelamento de fácies de Walker (1984), Walker & James (1992) aplicou-se um estudo de análise de fácies no perfil do Morro Pelado e perfis na proximidade ao longo da TO-222, com base nos seguintes aspectos (FIGURA 5):

- i) A individualização e descrição de fácies, que procura caracterizar composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fóssilífero e padrões de paleocorrente;
- ii) A compreensão dos processos sedimentares, revelando como a fácies foi gerada;

iii) A associação de fácies, que agrupa fácies contemporâneas e cogenéticas, com distintos padrões de empilhamento e geometria que refletem os diferentes ambientes e sistemas deposicionais.

Juntamente as descrições de fácies, foram elaborados perfis colunares e secções panorâmicas. Estas ultimas obtidas pela construção de um fotomosaico dos afloramentos.

FIGURA 5: Modelo esquemático das etapas de análise de fácies.



FONTE: Abrantes (2011).

3.2 PETROGRAFIA

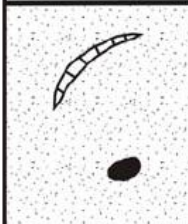
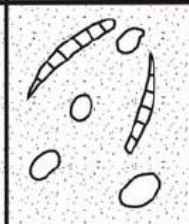
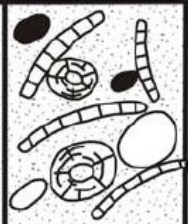
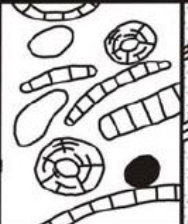
Para o estudo petrográfico foram utilizadas 9 seções delgadas sem lamínulas, tratadas no Laboratório de Petrografia Sedimentar do Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia – GSED da Universidade Federal do Pará (UFPA). As seções delgadas correspondem as 9 amostras no perfil 1 e 4. Estas seções foram tingidas com alizarina vermelha S (0,2 g / 100 mL de 1,5% HCl).

As primeiras classificações de rochas carbonáticas existentes na literatura, tal como as propostas por Folk (1959) e Dunham (1962) foram realizadas para classificar as rochas carbonáticas detriticas. Estas diferem das demais por apresentarem em sua composição grãos aloquímicos. A classificação proposta por Folk (1959, 1962) trata-se de uma classificação litológica, baseada essencialmente nos componentes da rocha carbonática, isto é, grãos aloquímicos, matriz e cimento ou espaços porosos (Figura 6). A classificação de Dunham (op. Cit.) é baseada na proporção entre matriz e grãos que constituem o arcabouço da rocha; trata-se de uma terminologia de caráter objetivo e descritivo, largamente empregada na indústria do petróleo, no qual os termos refletem a energia do ambiente deposicional, ou seja, possuem conotações genéticas (FIGURA 7).

FIGURA 6: Classificação das rochas carbonáticas.

INTRACLÁSTOS	Intraesparito
	Intramicrito
OÓIDES	Ooesparito
	Oomicrito
BIOCLÁSTOS	Bioesparito
	Biomicrito
PELÓIDES	Pelesparito
	Pelmicrito

FONTE: Folk (1959).**FIGURA 7:** Classificação das rochas carbonáticas.

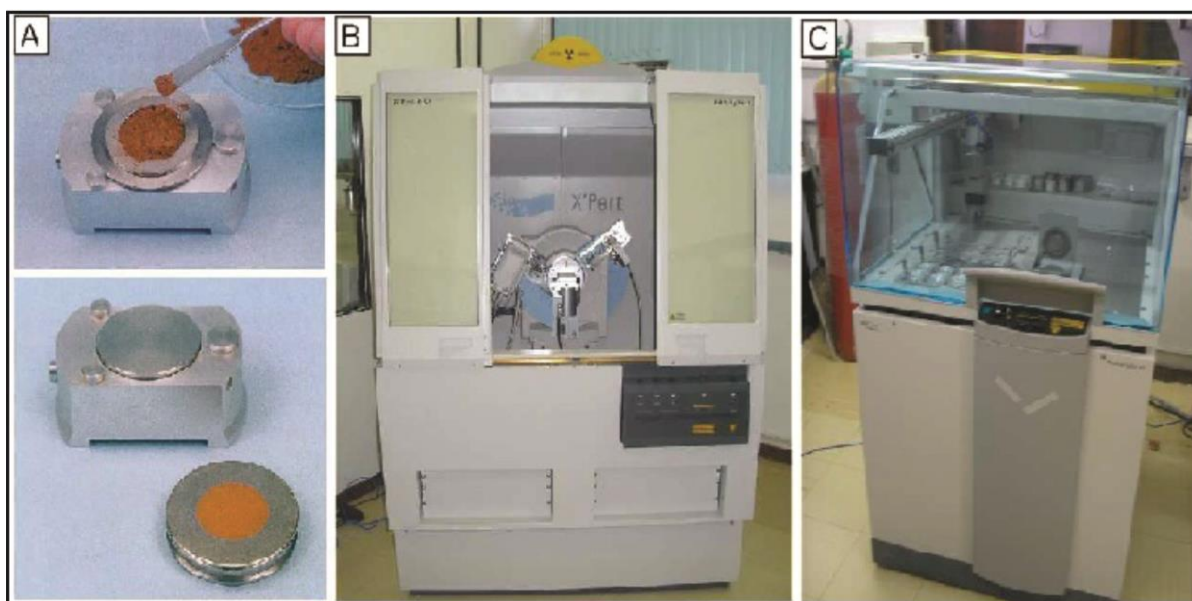
TEXTURA DEPOSICIONAL RECONHECÍVEL					TEXTURA DEPOSICIONAL NÃO RECONHECÍVEL
Componentes originais não “ligados” durante a deposição				Componentes originais ligados durante a deposição	
Contém lama (partículas com tamanho argila/silte fino)			Sem lama		
Arcabouço Suportado pela matriz		Arcabouço Suportado pelos grãos	Arcabouço Suportado pelos grãos		
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Carbonato Cristalino
					

FONTE: Dunham (1969).

3.3 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X

Esta técnica foi realizada no laboratório de Difração de Raio-X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA). Foram selecionadas e analisadas 14 amostras do perfil do Morro Pelado, utilizando-se o método do pó, com o difratômetro X'Pert MPD-PRO PANalytical, equipado com ânodo de Cu ($\lambda=1,5406$) (Figura 8). Tal análise teve o intuito de identificar as assembleias minerais de cada rocha, com o auxílio do *software* X'Pert HighScore Plus, que compara os resultados com as fichas do banco de dados do *International Center on Diffraction Data* (ICDD).

FIGURA 8: Materiais e métodos. (A) Preparação das amostras para DRX (Método do pó); (B) Difratômetro X'Pert MPD-PRO PANalytical; (C) Espectrômetro seqüencial Axios Minerals.

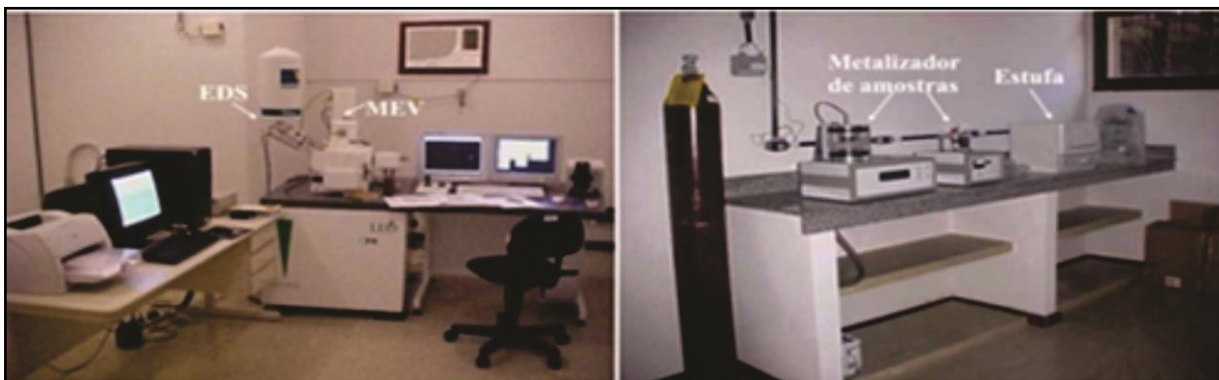


3.4 MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV)

Foram feitas imagens em alta resolução principalmente de materiais fossilíferos e algumas de amostras selecionadas, juntamente com análises químicas semi-qualitativas pontuais realizadas pelo Espectroscópio de Energia Dispersiva (EDS), acoplado ao MEV, no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) da UFPA (Figura 9). O microscópio utilizado é da marca Zeiss, modelo Leo 1430.

As amostras selecionadas para o imageamento apresentando material carbonático receberam uma película de ouro, para a obtenção de imagens mais nítidas, as demais amostras foram peliculadas com carbono, permitindo condutividade elétrica necessária no processo de formação de imagens, no equipamento Edwardes S 150.

FIGURA 9: Equipamento de MEV utilizado no imageamento, EDS na obtenção de análises químicas pontuais e o equipamento de metalização o qual peliculou as amostras com ouro e carbono.



4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA SOBRE SISTEMAS DESERTICOS

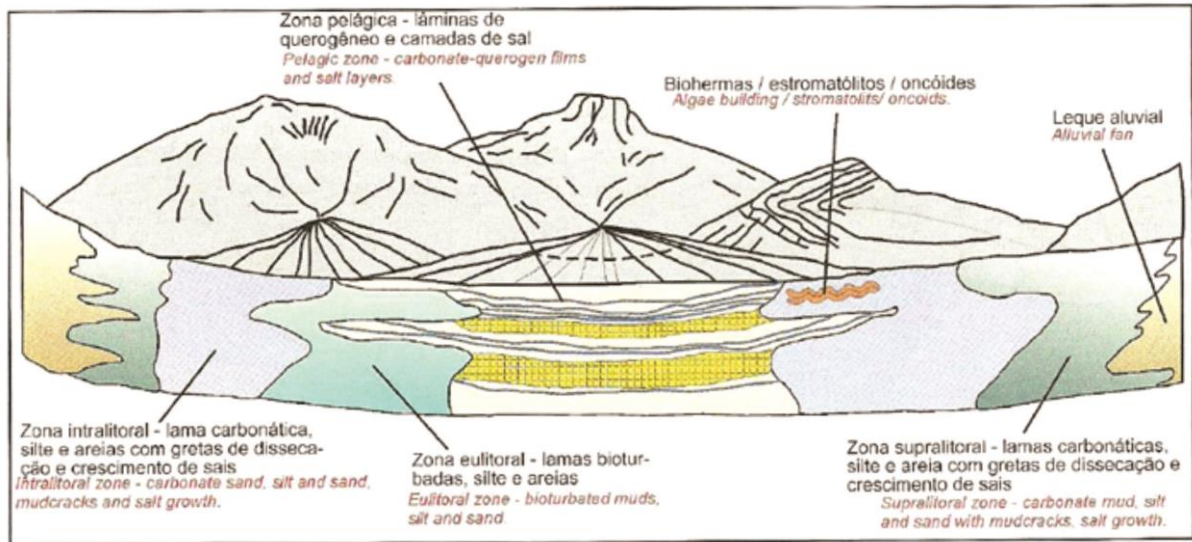
4.1 AMBIENTE LACUSTRE

Sistemas deposicionais lacustres podem ser definidos como massas de água suficientemente profundas, circundadas por terras e de considerável extensão, de maneira que a vegetação terrestre não possa enraizar-se completamente. Os ambientes lacustres são classificados como abertos ou fechados. Os lagos abertos apresentam costas relativamente estáveis, pois têm seus efluentes permanentes e o aporte hídrico dos rios e da chuva está em equilíbrio com a evaporação. Os lagos fechados apresentam costas moveis e ciclos progradacionais e retrogradacionais, pois não há efluentes estáveis e o balanço hídrico e químico se estabelece pelos coeficientes de influxo e precipitação serem menores que os coeficientes de efluxo e evaporação (FIGURA 10). Neste tipo de lago a precipitação química é predominante devido à alta concentração iônica e há uma diversidade de organismos devido à elevada sensibilidade às mudanças climáticas (SILVA; ARAGÃO; MAGALHÃES, 2008).

Segundo Silva, Aragão e Magalhães (2008) outra característica fundamental dos lagos é a dinâmica e estratificação dos mesmos em relação à variação de densidade. A densidade das águas depende da temperatura e em menor grau da salinidade e da concentração de sólidos. A mistura das águas estratificadas é mais difícil de ocorrer quando a temperatura é mais elevada, assim os lagos tropicais tendem a águas estratificadas enquanto que os lagos temperados tendem a misturar suas águas. Os lagos com circulação parcial, superficial e fundo estagnado permanente, mais frequente nos trópicos, são denominados meromíticos.

Suguiu (2003) classifica o ambiente lacustre como lagos clástico e químico. Este último é objeto de discussão deste trabalho, assim como os lagos fechados anteriormente citados. Depósitos de minerais evaporíticos são formados em lagos efêmeros existentes intermitentemente em regiões de *playas* desérticas. Possuem depósito característico, constituído por lamitos vermelho-acastanhados, contendo quantidade variável de argila, silte e carbonato disseminado. Devido à intensa evaporação, esses lagos podem formar grandes depósitos de precipitados químicos.

FIGURA 10: Subambientes deposicionais de uma bacia hidrologicamente fechada (lago salino perene), destaque para a grande quantidade de sedimentos pelíticos e material carbonático.



FONTE: Neumann *et al.* (2008).

4.2 AMBIENTE EÓLICO

Sistemas deposicionais eólicos podem ser definidos como domínios fisiográficos de sedimentação em que o vento é o principal agente geológico. Uma característica fundamental deste sistema é que o nível de base de erosão é definido pela superfície freática, abaixo da qual o vento não tem capacidade de remover partículas. Desta forma, quanto mais profundo o nível freático, o terreno será mais suscetível de erosão eólica, especialmente se a cobertura vegetal for insuficiente para reduzir a atuação do vento (SILVA; ARAGÃO; MAGALHÃES, 2008, p.73). Neste sistema a taxa de evaporação ultrapassa a taxa de precipitação, com precipitação pluvial inferior a 25cm ao ano (REINECK; SINGH, 1980).

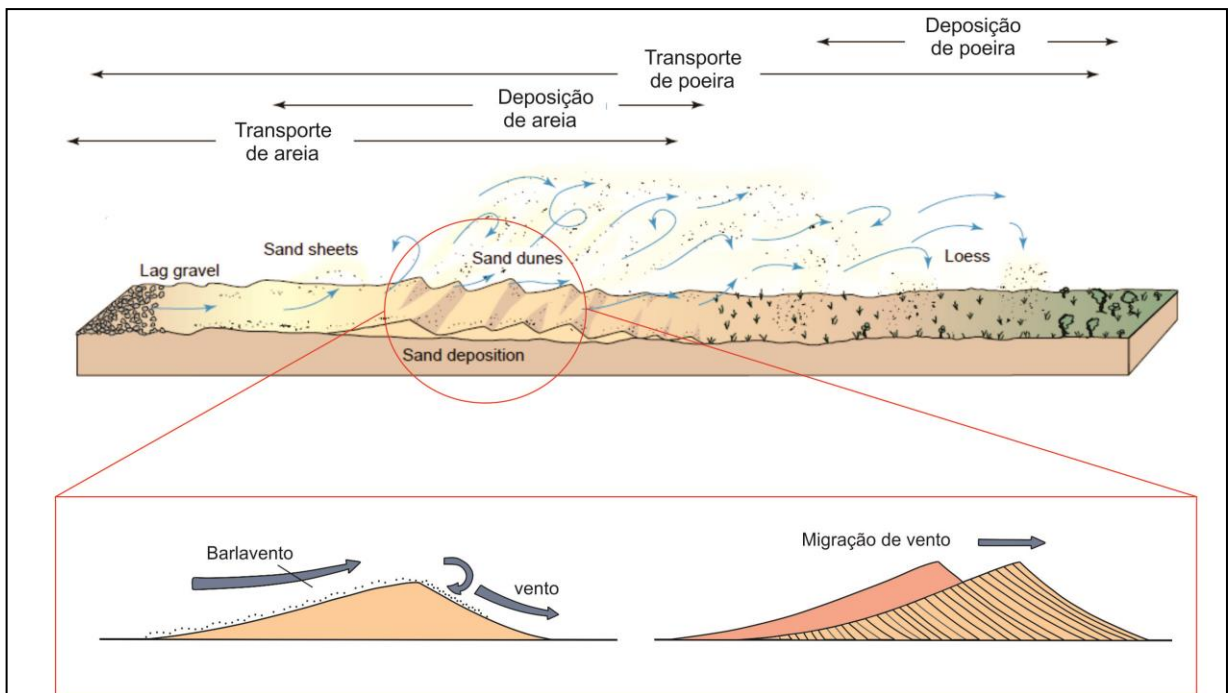
Nos desertos quentes ocorrem violentas flutuações, diariamente e sazonalmente, tanto do vento como da temperatura, predominando desta forma a ação do intemperismo físico (SUGUIO, 2003).

Os ambientes desérticos são formados por meios dos agentes ambientais, como a erosão, transporte e deposição de partículas através da ação do vento. Grandes acumulações de areia retrabalhadas por processos eólicos denominam-se *ergs* (desertos arenosos) ou *sand seas* (mares de areia) cujas espessuras são

bastantes variáveis, podendo atingir centenas de metros. (REINECK e SINGH, 1980).

O transporte eólico, semelhantemente ao aquoso, inclui movimentos individuais dos grãos por tração, saltação, suspensão e a migração de formas de leito. Porém o vento tem uma melhor seleção que a água, resultado de uma separação mais efetiva dos sedimentos. Grãos maiores são transportados por tração ($>2\text{mm}$) e saltação (1mm), enquanto argila e silte são transportados por suspensão (SUGUIO, 2003) (FIGURA 11).

FIGURA 11: Processo de transporte, deposição de sedimentos e formação de depósitos eólicos, destaque para formação dos depósitos tipo draas.



FONTE: Modificado de *Reineck e Singh* (1980).

4.2.1 Depósitos de campo de dunas

São grandes massas individuais de areia em movimento, as quais formam os mais importantes e maiores depósitos de ambiente eólico. São constituídas de dunas eólicas simples e/ou compostas, cavalgantes ou coalescentes, entre as quais podem existir áreas interdunas (SILVA; ARAGÃO; MAGALHÃES, 2008). A altura de uma duna pode variar de centímetros até mais de 150m, enquanto que seu comprimento varia de menos de um metro a dezenas de quilômetros (GIANNINI; ASSINE; SAWAKUCHI, 2008). A progressiva sobreposição de pequenas dunas pode originar megadunas complexas (*draas*).

Segundo Giannini, Assine e Sawakuchi (2008) os depósitos eólicos de ambientes desérticos tipicamente não são vegetados, no entanto áreas costeiras úmidas, onde possivelmente algumas dunas são vegetadas, denomina-se campo de dunas móveis, referente aos grandes campos de dunas em que a presença de vegetação é irrelevante quando comparada ao transporte e sedimentação. Os campos de dunas móveis quando oblíquos à costa, avança continente adentro, recebendo o nome de campo de dunas transgressivo. Com base na dinâmica dos ventos e suporte de sedimentos clásticos, as dunas podem adquirir diferentes formas, com destaque para as dunas barcanas, transversais, parabólicas, *seif* e do tipo estrela.

4.2.1.1 Dunas

Dunas eólicas são formas de leito as quais apresentam dimensões variando de 6 até 300 m de comprimento e de 10 a 100 m de altura, apresentando um continuo processo migratório devido a saltação de grãos pela face de barlavento (*Stoss side*) acumulando-se nas cristas das dunas. Estes movimentos de grãos podem formar pequenas ondulações (*Wind ripples*), encontradas normalmente nas áreas de barlavento. Quando a acumulação de areia na crista da duna excede o limite do ângulo de repouso da areia seca, que é de 33°, ocorre uma avalanche na face de sotavento (*Lee side*) formando camadas inclinadas. As paulatinas e sucessivas avalanches de grãos (*grain flow*) resultam na formação de conjuntos de estratificações cruzadas, podendo ou não ser preservadas no registro geológico (NICHOLS, 2009).

Ventos fortes mantêm em suspensão alguns grãos por um determinado período de tempo, sendo estes jogados diretamente sobre a crista das dunas, caindo na face de sotavento, formando assim, os depósitos de queda de grãos (*grain fall*), que podem ser retrabalhados pelas progressivas avalanches que ocorrem na frente das dunas (NICHOLS, 2005).

Tendo em vista a grande diversidade de definições para dunas eólicas, o esquema adotado por McKee (1979 *apud* SILVA; ARAGÃO; MAGALHÃES, 2008) baseado na morfologia observada em sensores remotos, é um dos mais usado ainda hoje, embora misture aspectos direcionais, azimutais, geométricos e genéticos, definindo assim os principais tipos de dunas (FIGURA 10), como:

Dunas transversais (*transverse dunes*) geralmente desenvolvem-se onde há uma grande oferta de areia e direção do vento constante. Estas dunas cobrem grandes áreas e desenvolvem formas ondulantes, com cumes e vales sinuosos, perpendiculares ao vento predominantemente. As dunas transversais são comumente formadas em ambientes desérticos, onde antigas formações de arenitos fornecem ampla oferta de areia. Geralmente cobrem grandes áreas conhecidos como mares de areia, pois as dunas ondulantes produzem uma superfície semelhante a de um mar tempestuoso (SUGUIU, 1937) (FIGURA 12).

As dunas tipo barcana (*barchan dunes*) são formadas onde o fornecimento de areia é limitado e os ventos são moderados com direção constante. Estas dunas possuem forma crescente, são tipicamente pequenas, isoladas, variando de 1 à 50 m de altura. Embora as bacanas sejam dunas tipicamente isoladas, elas podem ser dispostas de forma encadeada, estendendo-se a favor do vento a partir da fonte de areia (SUGUIU, 1937) (FIGURA 12).

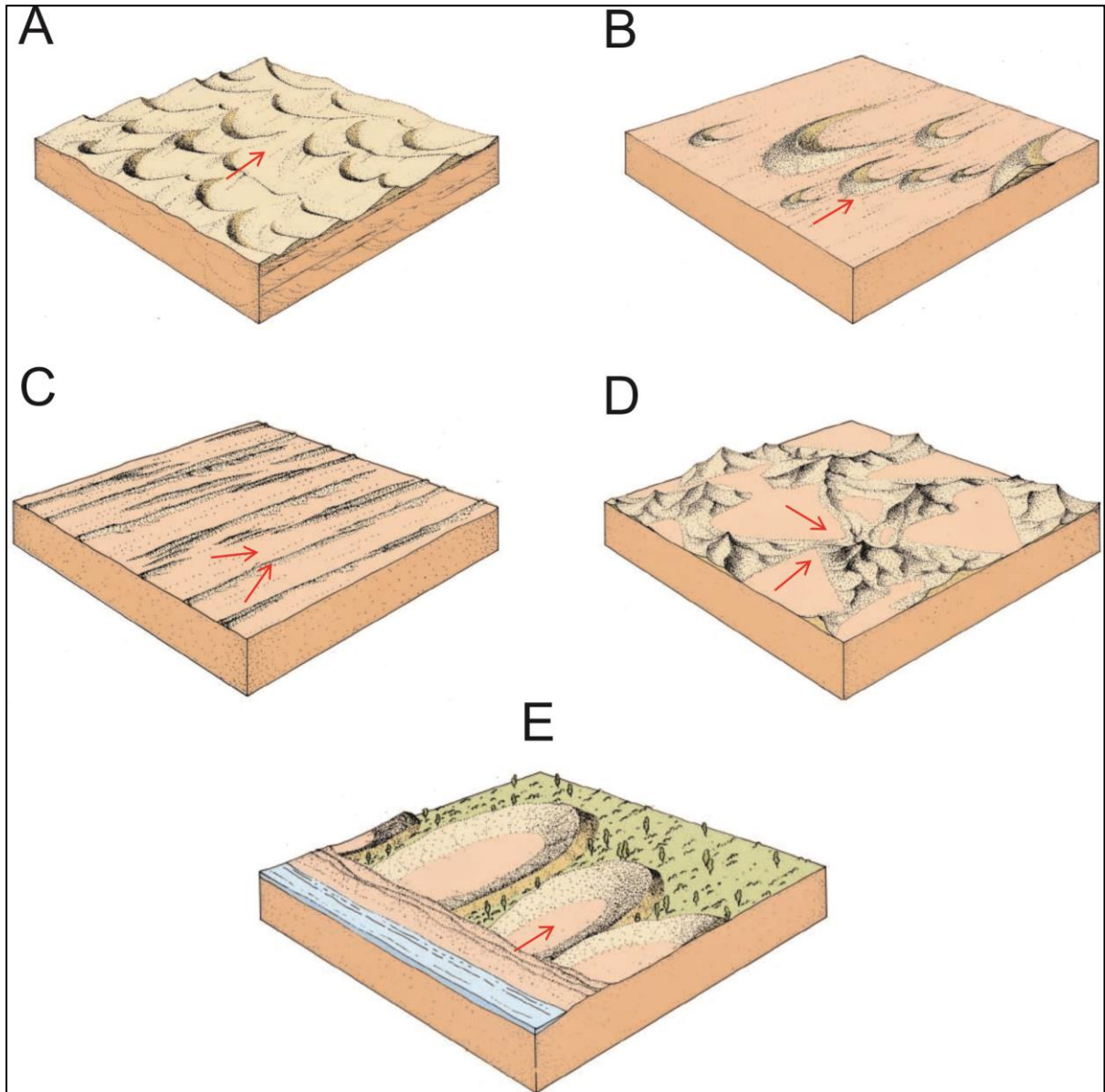
Dunas lineares ou *seif dunes* possuem cumes paralelos, são alongadas numa direção paralela à do vetor resultante de duas direções de vento ligeiramente diferentes. Estas dunas se desenvolvem onde fortes ventos convergem e depositam em uma direção constante em uma área com oferta limitada de areia. Em grandes áreas no deserto, essas dunas podem crescer até 100 m de altura e 120 km de comprimento, são espaçadas geralmente de 0,5 à 3 km (SUGUIU, 1937) (FIGURA 12).

Dunas em estrelas (*Star dunes*) são edifícios de areia com um ponto alto em comum. A partir deste ponto tem-se a irradiação de três ou quatro braços. A

estrutura interna destas dunas sugere que foram formadas por ventos que sopram em três ou mais direções. Algumas apresentam cerca de 500 m de altura (SUGUIU, 1937) (FIGURA 12).

Dunas parabólicas geralmente se desenvolvem ao longo da costa onde a vegetação cobre parcialmente as cristas e impede o transporte da areia pela ação do vento. Onde a vegetação é ausente, pequenas bacias de deflação são formadas pela ação de fortes ventos *onshore*. Vista em mapas, as dunas parabólicas são semelhantes às dunas barcanas, porém as pontas da duna parabólica são fixas pela vegetação. Por sua forma estas dunas são chamadas de dunas sinuosas (SUGUIU, 1937) (FIGURA 12).

FIGURA 12: A) Dunas Transversais, com direção do vento constante e grande suprimento de areia; B) Dunas em barcana, com direção do vento constante, mas suprimento de areia limitado; C) Dunas lineares são formadas por ventos convergentes e um suprimento de areia limitado; D) Dunas em estrela, formadas por diferentes direções do vento; E) Dunas parabólicas são formadas por fortes ventos *onshore*.



FONTE: Nichols, 2005.

5 A PORÇÃO SUPERIOR DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

O conjunto de litofácies estudados da Formação pedra de Fogo, no município de Araguaína, apresenta espessura aflorante de 1,5 a 60 m, exposta em afloramentos lateralmente contínuos em corte de estrada localizados as margens da rodovia estadual To-222 (FIGURA 13). A espessura total estudada foi estimada em 126 m obtida com base na diferença de cota dos perfis estudados. A coleta de amostras para análises de laboratório e construção de laminas delgadas foi feita nos perfis 1 e 4 por apresentar as sucessões mais completas da área estudada. O perfil 1 apresenta 7 m de espessura e 20 m de extensão. O perfil 4 é a composição do perfil do morro pelado com a descrição de uma meseta do lado oposto da rodovia To-222, em frete ao morro pelado, com cerca de 60 m de espessura. Este é o principal perfil, pois define a gradativa variação ambiental, com o espessamento dos ciclos granocrescentes ascendentes, interrompidos bruscamente no topo por um ciclo grandecrescente ascendente, caracterizando um ultimo ciclo de deposição pelítica até a deposição de sedimentos terrígenos.

As fácies descritas são predominantemente pelíticas de coloração vermelha, branca e, às vezes, verdes, geralmente denunciando a presença de óxidos e hidróxidos de ferro. As fácies pelíticas estão associadas à fácies carbonáticas e níveis de *sílex*. As estruturas predominantes na sucessão são laminações ondulada e plano-paralela, enquanto a estratificação cruzada tabular ocorre apenas nos depósitos eólicos. A estratificação cruzada tipo *swaley* ocorre de forma subordinada nas fácies de planície de laguna marginal. A estrutura greta de contração determina um nível de ressecamento e término de um ciclo. Fósseis e fragmentos de troncos fossilizados por sílica de tamanhos milimétricos a centímetros, são mais frequentes na associação de fácies de laguna marginal.

Feições de deformação sinsedimentar como fraturas, localizadamente preenchidas por nódulos de *sílex* são encontradas nos pelitos dos perfis 2 e 3 e em arenitos finos e grossos dos perfis 1 e 2. Estas fraturas estão distribuídas em duas famílias, uma com direção preferencial para NE-SW (aproximadamente 8°), característica do Lineamento Transbrasiliano, e a outra com *trend* para NW-SE (aproximadamente 130°), caracterizando a relação com o Lineamento Picos-Santa Inês (FIGURA 15).

FIGURA 13: Coluna litoestratigráfica composta da Formação Pedra de Fogo na região de Araguaína, com descrição das principais litologias e ambientes deposicionais.

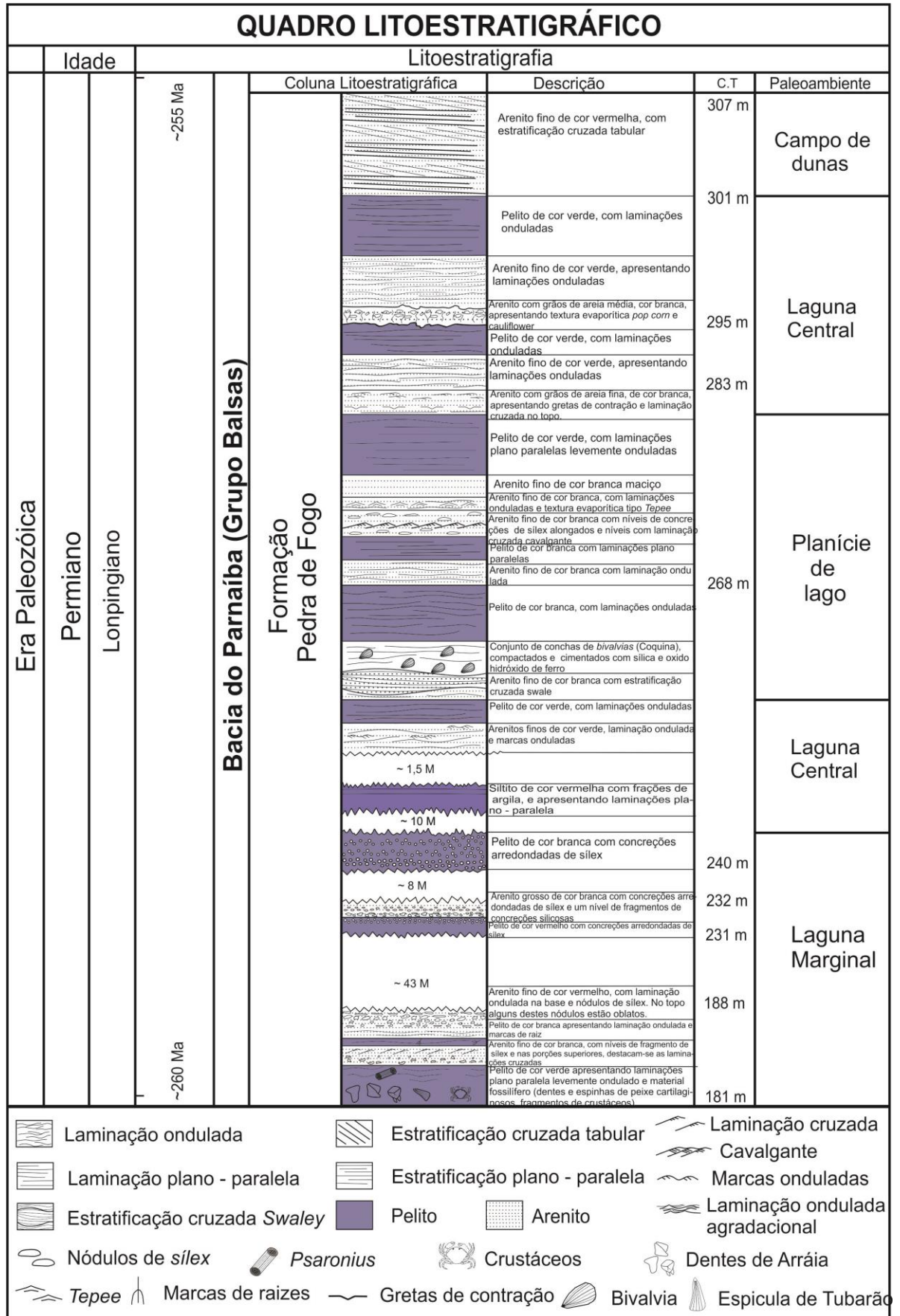


FIGURA 14: Perfis estratigráficos confeccionados na região de Araguaína-To, ao longo da TO-222. O quadro à direita mostra o posicionamento estratigráfico dos perfis na parte superior da Formação Pedra de Fogo, plotados de acordo com as cotas em que se encontram. A espessura total da Formação Pedra de Fogo é a mesma sugerida por Vaz *et al.* (2007).

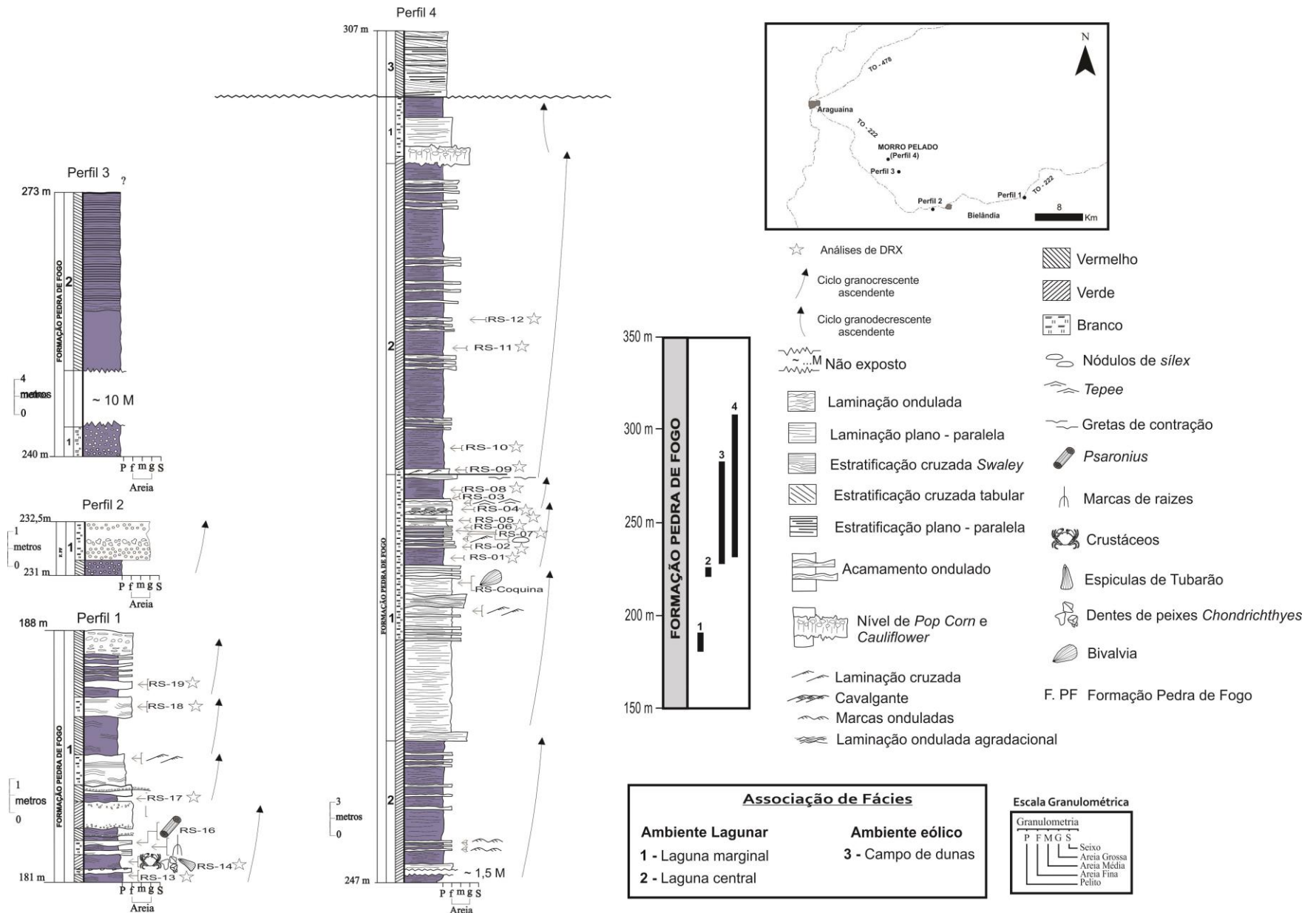
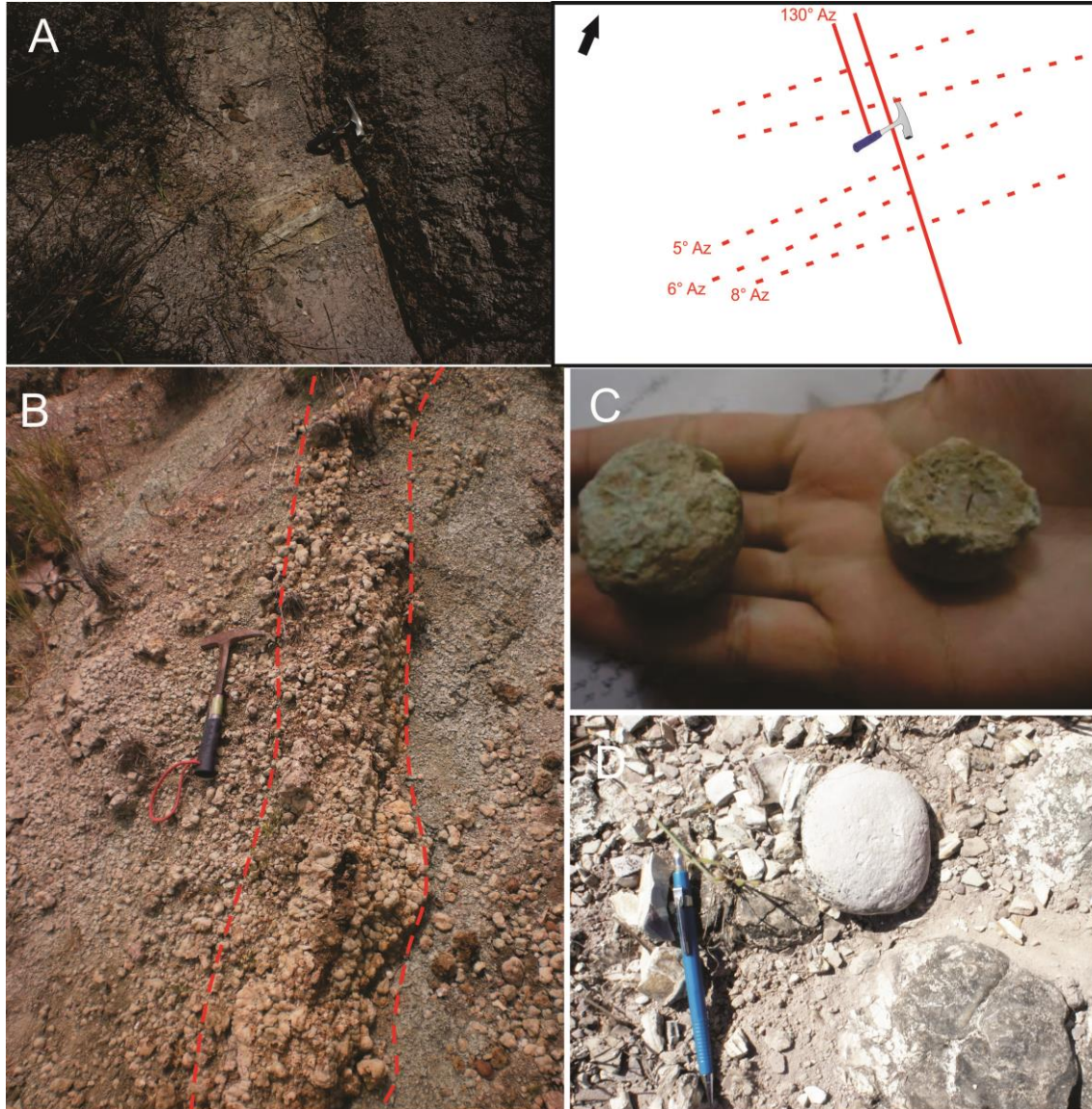


TABELA 1: Fácies e associações de fácies da Formação Pedra de Fogo, região de Araguaína-TO. Algumas fácies se repetem em diferentes associações, sendo descritas e interpretadas somente uma vez na tabela.

LITOFÁCIES	DESCRIÇÃO	PROCESSOS SEDIMENTARES	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	
Siltito Maciço (Sm)	Siltito de cor vermelha com argila, ausente de estruturação . Apresenta níveis de arenito fino cimentado	Deformação das laminas, inicialmente formadas, por meio da plasticidade dos estratos ocasionado pela presença de água nos espaços intersticiais	Laguna Central (AF1)	Lagunar
Siltito com laminação plano - paralela (SI)	Siltito de cor vermelha com porções de argila, apresentando laminações plano - paralelas passando em determinados pontos para laminação ondulada	Material em suspensão depositado por decantação		
Arenito intercalado com Siltito apresentando laminação levemente ondulada (AI)	Arenitos com grãos finos a médios de cor branca, moderadamente selecionados, subangulosos, com laminação ondulada , intercalados com siltito esverdeado, com laminação ondulada	Variação na energia do transporte de sedimentos e migração de pequenas marcas onduladas pela ação de ondas		
Arenito com laminação plano - paralela (Ap)	Arenito com grãos finos, moderadamente selecionados de cor branca, apresentando laminação plano - paralela	Transporte e deposição seletiva associado a pulsos intermitentes do transporte de sedimentos em fluxo unidirecional	Laguna Marginal (AF2)	
Arenito com laminação cruzada (Ac)	Arenito com grãos de areia fina e cor branca, com laminações cruzadas cavalgantes supecríticas de baixo ângulo em dunas subaquosas de pequeno porte	Migração e aggradação de formas de leito onduladas, sob ação de fluxo combinado e/ou oscilatório		
Arenito com estratificação cruzada Swale(As)	Arenito com grãos de areia fina e cor branca, apresentando níveis silicificados no topo e na base. No topo identifica-se estruturas pseudomorfas de evaporitos (Tepee) substituídas por silex	Forma-se em condições de tempestade, quando dunas tridimensionais localizadas abaixo da profundidade de base da onda de tempo bom agradam sob influência combinada de ondas e correntes		
Arenito maciço com estruturas evaporíticas (Av)	Arenito com grãos de areia fina e cor branca, apresentando níveis cimentados e estruturas pseudomorfas de evaporitos (<i>popcorn</i> , <i>cauliflower</i> e <i>Tepee</i>) substituídas por silex	Deposição rápida em regime de fluxo superior. Posteriormente ocorre evaporação lenta e cristalização de minerais em estruturas evaporíticas		
Arenito com gretas de contração (Ag)	Arenito com grãos de areia fina de cor alaranjado, intercalado com níveis de pelito (predomínio do siltito em detrimento da argila), apresentando gretas de contração poligonais.	Ressecamento por exposição sub-aérea		
Arenito maciço (Am)	Arenito com grãos de areia fina de cor branco amarelado, apresentando - se maciço, e contendo nódulos e fragmentos de silex	Deposição rápida em regime de fluxo superior. Posteriormente há deformação das laminas, inicialmente formadas, por meio da plasticidade dos estratos ocasionado pela presença de água nos espaços intersticiais		
Arenito intercalado com Siltito apresentando laminação levemente ondulada (AI)	Descrita na AF1			
Arenito com estratificação cruzada tabular (Ae)	Arenito fino à médio, de cor amarela avermelhada, pobremente selecionado apresentando bimodalidade, com grão bem arredondados. Apresentando estratificações cruzadas tabulares	Transporte e migração de dunas eólicas e constantes avalanches de sedimentos	Campo de Dunas (AF3)	Eólico
Arenito com estratificação plano paralela (App)	Arenito fino, de cor amarela avermelhada, bem selecionado, com grão bem arredondados e estratificações plano-paralelas	Migração de areias finas de dunas eólicas, perda de energia e deposição em interdunas		

FIGURA 15: Duas famílias de fraturas encontradas no perfil 2. A) duas direções preferenciais de fraturas, as para NE-SW que seguem o trend do grande lineamento Transbrasiliano e as fraturas com direções preferenciais para NW-SE, influenciadas pelo lineamento Picos-Santa Inês. A figura B mostra algumas destas fraturas preenchidas por sílex, formando nódulos como nas figuras C e D.



6 ANÁLISE DE FÁCIES

Com base na análise de fácies da sucessão estudada, foi possível individualizar 11 fácies sedimentares agrupadas em 3 associações de fácies (AF), representativas de um sistema lagunar, individualizado em laguna central e na laguna marginal. Na caracterização das fácies foram usadas letras maiúsculas para indicar os litotipos e letras minúsculas para designar a estrutura predominante (cf. Miall 1977).

6.1 DESCRIÇÃO DAS LITOFÁCIES

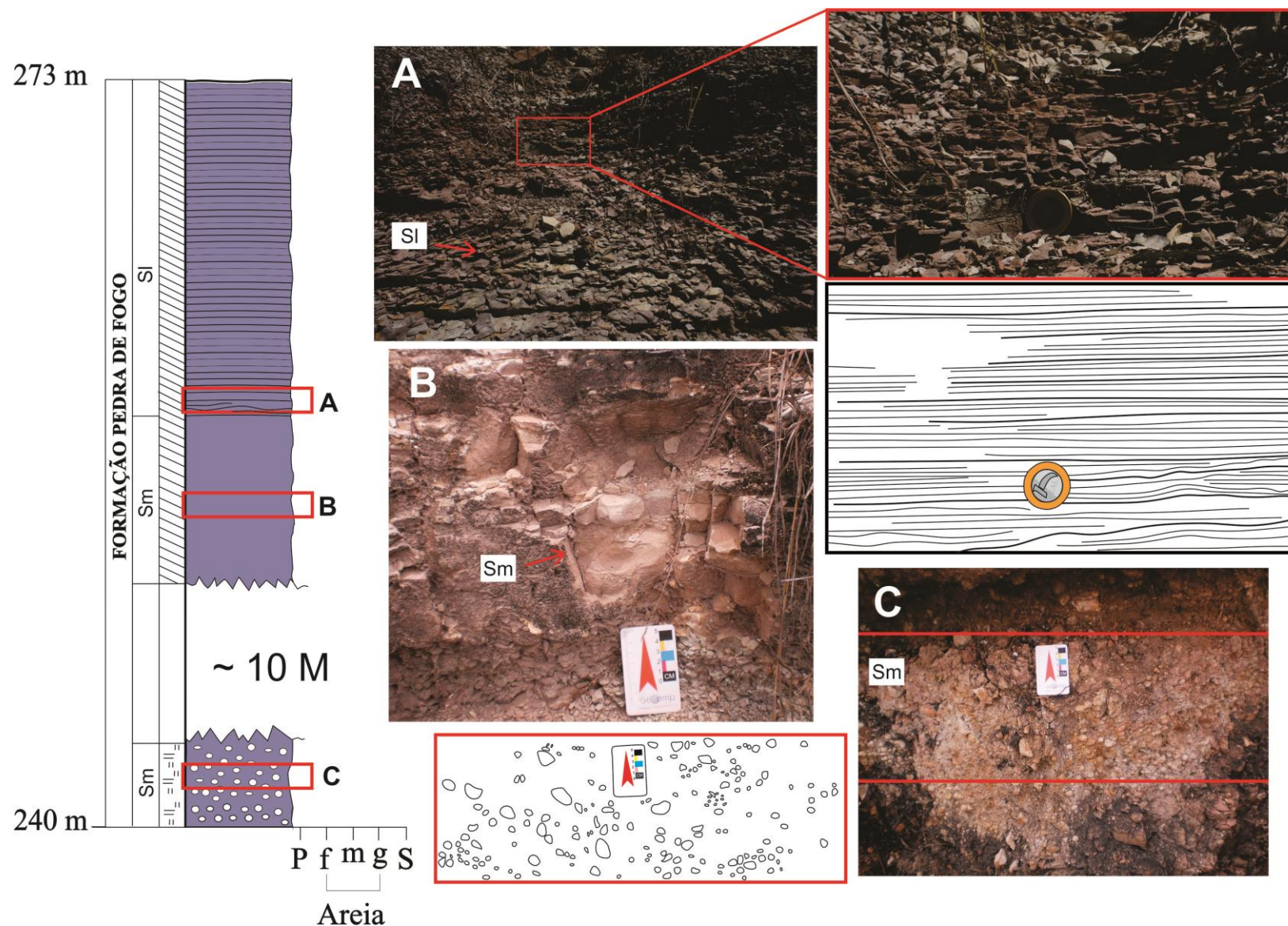
6.1.1 Litofácies Sm - siltito maciço

Esta fácies é encontrada nos perfis 2 e 3 (FIGURA 16), destacando as fácies lago profundo, onde estão expostas espessas camadas de pelitos maciços, e na associação de fácies planície de lago onde são encontradas camadas menos espessas de pelito maciço, apresentando nódulos e fragmentos de sílex. A litofácies Sm consiste de siltito vermelho, apresentando lamelas de micas, um cimento carbonático e uma matriz argilosa com óxido-hidróxido de ferro. As camadas tabulares são contínuas e apresentam espessuras médias de 4m. A porção subjacente à fácies Sm apresenta um hiato de aproximadamente 10m, na porção superior a camada apresenta transição para um pelito com laminação plano-paralela.

6.1.2 Litofácies SI – siltito com laminação plano-paralela

Esta Litofácies assim como a Sm, são predominantes na associação de fácies Lago profundo. A fácies possui cor vermelha e consiste de grãos de quartzo subangulosos predominantemente na granulometria silte, com lamelas de micas incolores (muscovita) orientadas com a laminação plano-paralela. Apresenta matriz argilosa com óxido-hidróxido de ferro. A fácies possui geometria tabular, com espessura média de 10m. É encontrada no perfil 3 e é correlata com a base do perfil do morro pelado (perfil 4). No topo desta fácies observa-se o contato com um arenito com laminação levemente ondulada (AI) e na base a laminação é localmente ondulada. O contato com a fácies Sm é transicional.

FIGURA 16: Projeção das fácies SI e Sm no perfil 3. A) mostra os siltitos com laminações plano-paralelas, gradando na porção inferior para suaves laminações onduladas. B e C) são representantes da fácies Sm, porém a figura C destaca a presença principalmente de nódulos de sílex.



6.1.3 Litofácies Al – arenito intercalado com siltito apresentando laminação levemente ondulada

Esta fácies está presente tanto na planície do lago como na porção central, mais profunda, nos perfis 1 e 4. A porção composta por arenitos finos é menos espessa e predominantemente de coloração esverdeada, podendo apresentar cor branca e menos frequente vermelha. O arenito é moderadamente selecionado, composto de grãos de quartzo com grau de arredondamento variando de subanguloso à anguloso. As lâminas, levemente onduladas, exibem por vezes o padrão *pinch-and-swell*. Nesta fácies foram encontradas conchas de *Bivalvia* compactadas e contorcidas, em forma de coquina. A fácies Al apresenta-se fortemente silicificado.

As camadas de Siltito intercaladas são significativamente mais espessas, suavemente onduladas com variações laterais para laminação plano-paralela, lateralmente contínuas, mostrando espessamento ascendente no conjunto de fácies lago profundo. O siltito de coloração esverdeada, apresenta porções variadas de matriz argilosa e grandes proporções de cimento carbonático, principalmente dolomítico, além de grande quantidade de material bioclástico, como dentes de peixes *Chondrichthyes*, espículas de tubarões e fragmentos de crustáceos (FIGURA 17 e 18).

6.1.4 Litofácies Ap – arenito com laminação plano-paralela

Esta fácies está presente no perfil 1 e apresenta-se em camadas delgadas de espessura inferiores a 1m, tabulares e lateralmente contínuas ou descontínuas, de arenito fino, com coloração branca, grãos subangulosos principalmente de quartzo, mas também de óxido-hidróxido de ferro, alguns feldspatos e lamelas de muscovita, cimentados por dolomita xenotópica. A laminação plano-paralela por vezes passa lateralmente para laminação cruzada de baixo ângulo e verticalmente é substituída por laminações onduladas descontínuas.

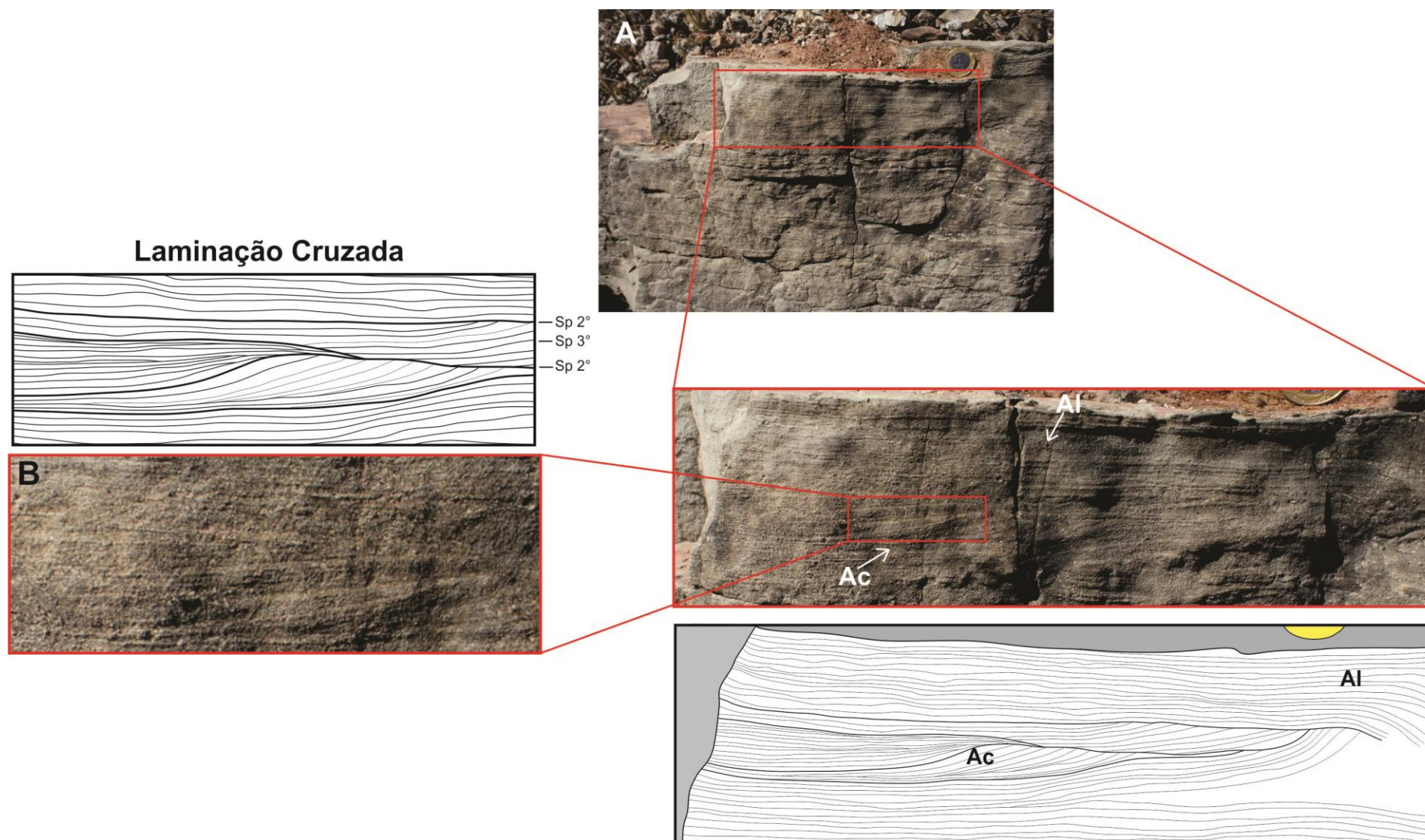
6.1.5 Litofácies Ac – arenito com laminação cruzada

Esta fácies é composta por arenito fino de coloração branca, com grãos de quartzo predominantemente subangulosos, lamelas de muscovitas, óxido-hidróxido de ferro e alguns poucos feldspatos. O cimento carbonático tanto calcítico como dolomítico, estão em grande parte substituído por sílica. A laminação cruzada grada lateralmente para laminação plano-paralela à ondulada com truncamento de baixo ângulo (FIGURA 18) e *foresets* variando de côncavo à plano-paralelo e *foresets* tangenciais à côncavo. Localizados na porção superior da fácies Ac são encontrados nódulos de sílica achatados, com geometria oblata.

6.1.6 Litofácies As – arenito com estratificação cruzada *swaley*

Esta litofácies está presente no perfil 4, em uma seção correlata ao morro pelado, caracterizando breves períodos de tempestades. A fácies é composta por arenitos finos de cor branca, por vezes silticos, com grãos angulosos e estruturas com formas côncavas geralmente assimétricas (estratificação cruzada *swaley*), que podem alcançar comprimentos de até 1,5m e cerca de 30cm de máxima amplitude, a base desta camada apresenta-se escavada e o topo é plano. Os *sets* são embricados, espesando-se e adelgaçando-se sistematicamente. Na porção superior da fácies ocorre um arenito fino com laminação ondulada, onde está presente a *coquina*. A estratificação cruzada *swaley* é relacionada a fluxo combinado predominantemente oscilatório durante o declínio de tempestades (FIGURA 19).

FIGURA 18: A) Arenito fino apresentando as fácies Ac e Al. B) Laminação cruzada com truncamento de baixo ângulo e forsets predominantemente tabulares (Sp = superfície).



6.1.7 Litofácies Av – arenito maciço com estruturas evaporíticas

Esta litofácies está presente no perfil 4 e é composta por arenitos finos de cor branca à esverdeada, apresentando estruturas pseudomorfas de evaporitos, como *cauliflower* e *popcorn*, as quais estão em sua totalidade substituídas por sílica (FIGURA 20). Estes pseudomorfos de evaporitos silicificados apresentam-se em uma camada de arenito com cimento carbonático, dolomita, de coloração esverdeada, com aproximadamente 1m de espessura, onde os pseudomorfos formam várias lentes com espessura variando de 7 à 20cm. A formação dos evaporitos é relacionada à forte evaporação e cristalização de minerais evaporíticos. Outra estrutura desta fácies é a estrutura *Tepee*, atualmente silicificada, com forma pseudo anticlinal, cuja crista apresenta uma fratura.

6.1.8 Litofácies Ag – arenito com gretas de contração

Esta litofácies presente no perfil 4, evidência exposição subaérea, em margem de lago. É composta por arenitos finos de cor branca, com certa tonalidade alaranjada, com grãos subangulosos, apresentando grau de seleção moderado e cimento carbonático predominantemente dolomítico. Esta fácies apresenta-se intercalada com níveis de pelitos laminados, também carbonáticos, e contém gretas de contração com formato poligonal e gretas tipos *spindler shape* e *Bird's foot*, interpretadas como gretas de sinérese (FIGURA 21).

6.1.9 Litofácies Am – arenito maciço

Esta fácies que ocorre nos perfis 1, 2 e 4, forma camadas tabulares lateralmente contínuas e consiste em arenitos finos e grossos de cor branca ou vermelha, moderadamente selecionados. Níveis de sílex estão presentes, os quais sob efeito de processos diagenéticos originam nódulos, inicialmente apresentando geometria oblatas e posteriormente formam-se concreções silicosas com maior grau de esfericidade (FIGURA 22). Alguns níveis e *lags*, apresentam fragmentos de sílex, possivelmente devido a posteriores retrabalhamento das concreções. A ausência de estruturas nesses estratos é devido aos efeitos da liquefação, a qual deforma e apaga as estruturas da rocha.

FIGURA 19: Projeção das fácies Ap e As no perfil 4. A) Arenito com laminação plano-paralela, apresentando laminações contínuas ou descontínuas; B, C e D) Arenito com estratificações cruzadas *Swaley*, com comprimento de onda no máximo de 1m e amplitude inferior a 30 cm, presentes abaixo da fácies Ap.

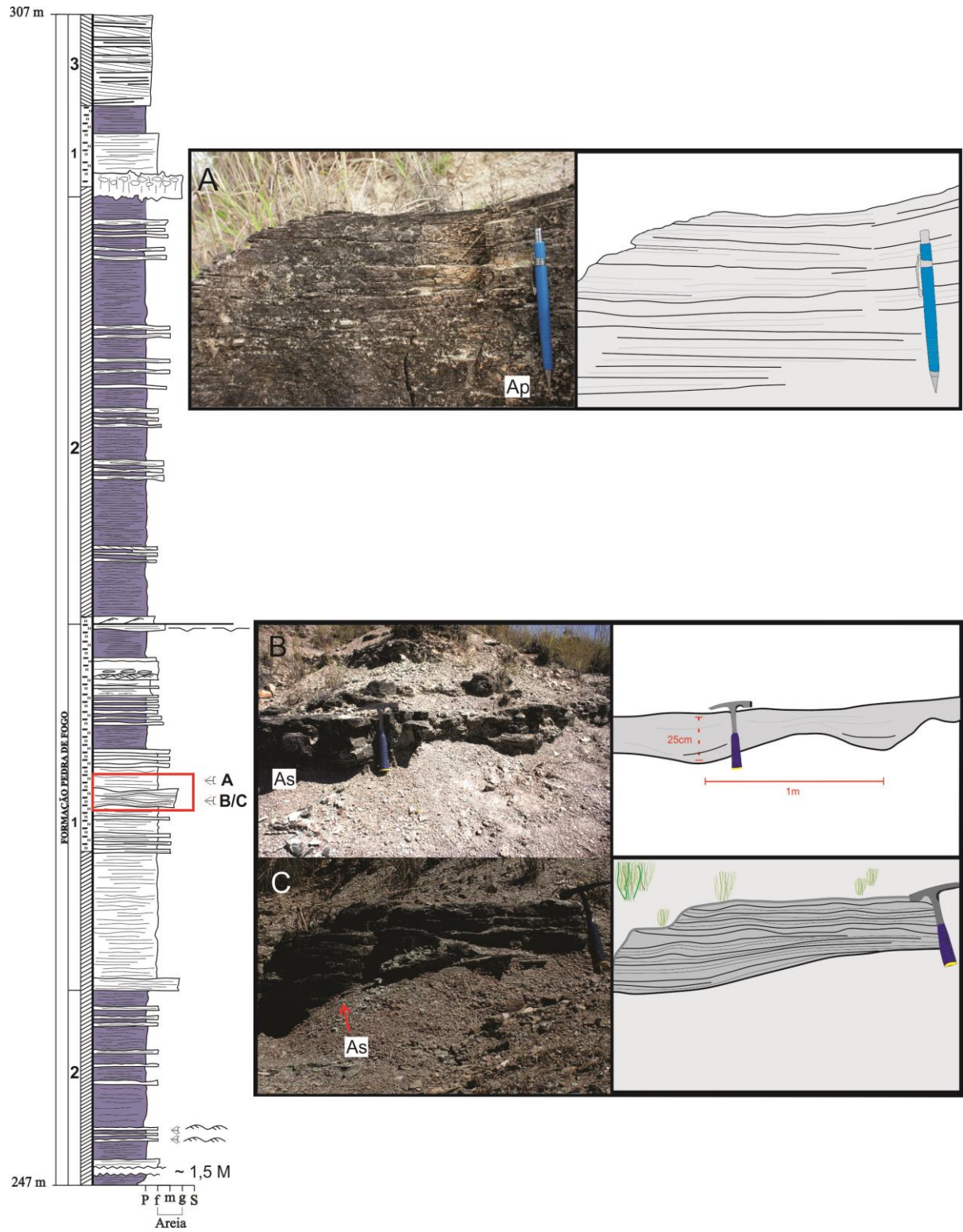


FIGURA 20: A) Fácies Av apresentando estruturas evaporíticas; B e C) Estrutura evaporítica silicificada em forma de *cauliflower*, as pequenas esferas encrustadas nas maiores são chamadas de *popcorn*.

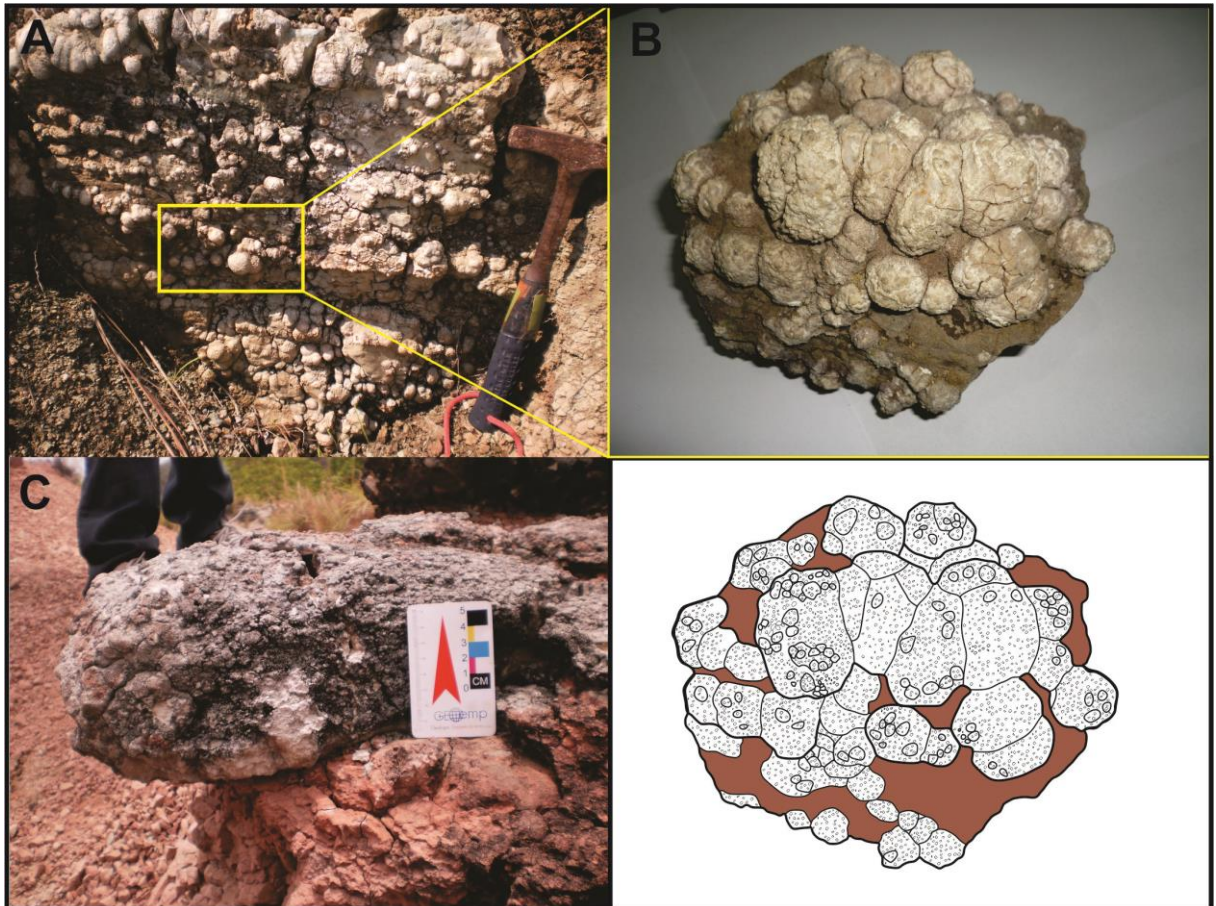


FIGURA 21: Projeção das fácies Ag e Av no perfil 4, destacando os eventos de exposições subaéres. A) Arenito com gretas de dissecação apresentando formato poligonal, onde os espaços entre os polígonos são preenchidos com areia; B) Imagem das gretas de contração do tipo *syneresis*. As setas apontam para as estruturas *spindler shape* e *Bird's foot*, típicas de litologias carbonáticas. C e D) Fácies Av, apresentando estrutura evaporítica tipo *Tepee* característica de ressecamento e exposição subaérea, juntamente com a compactação da camada.

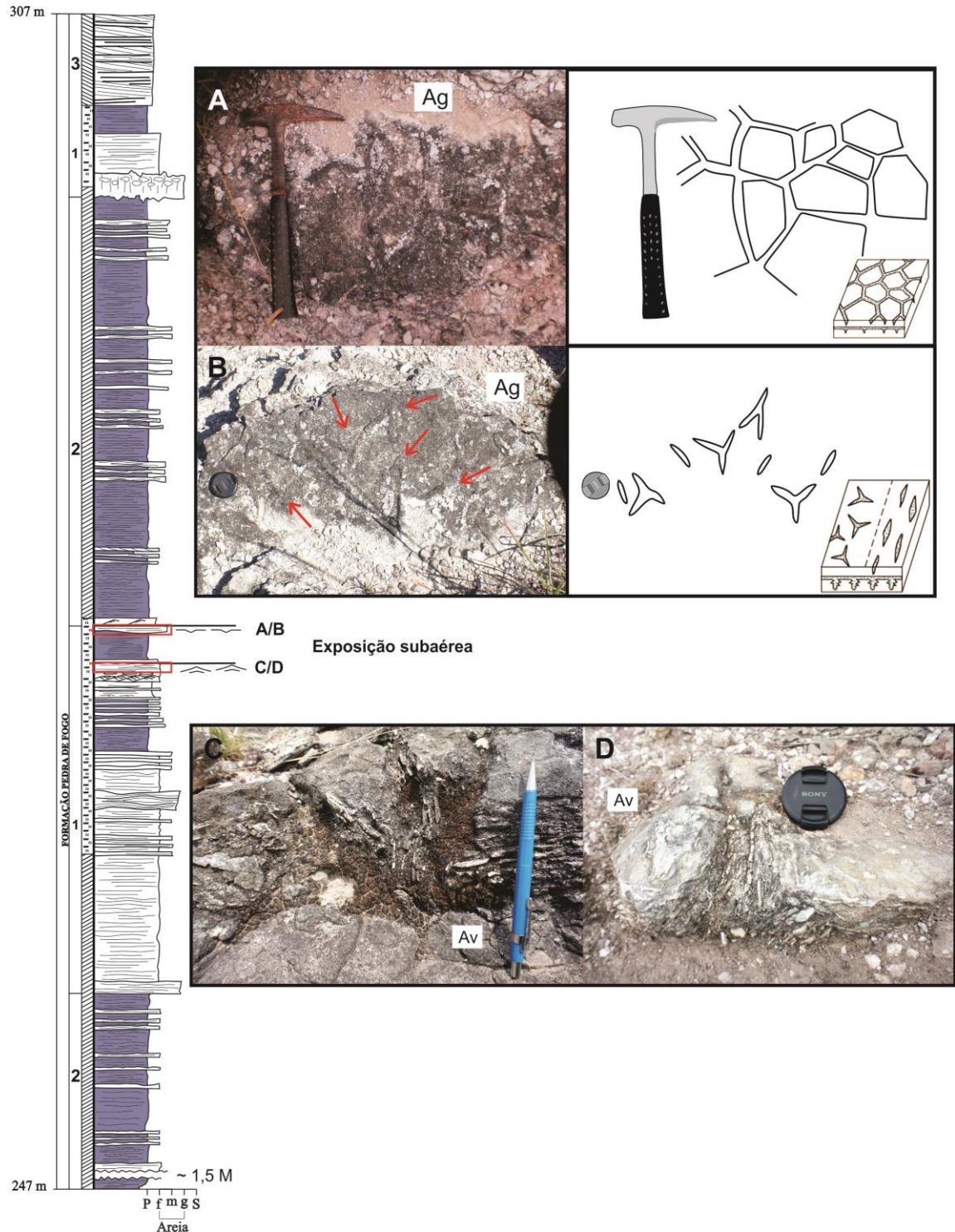
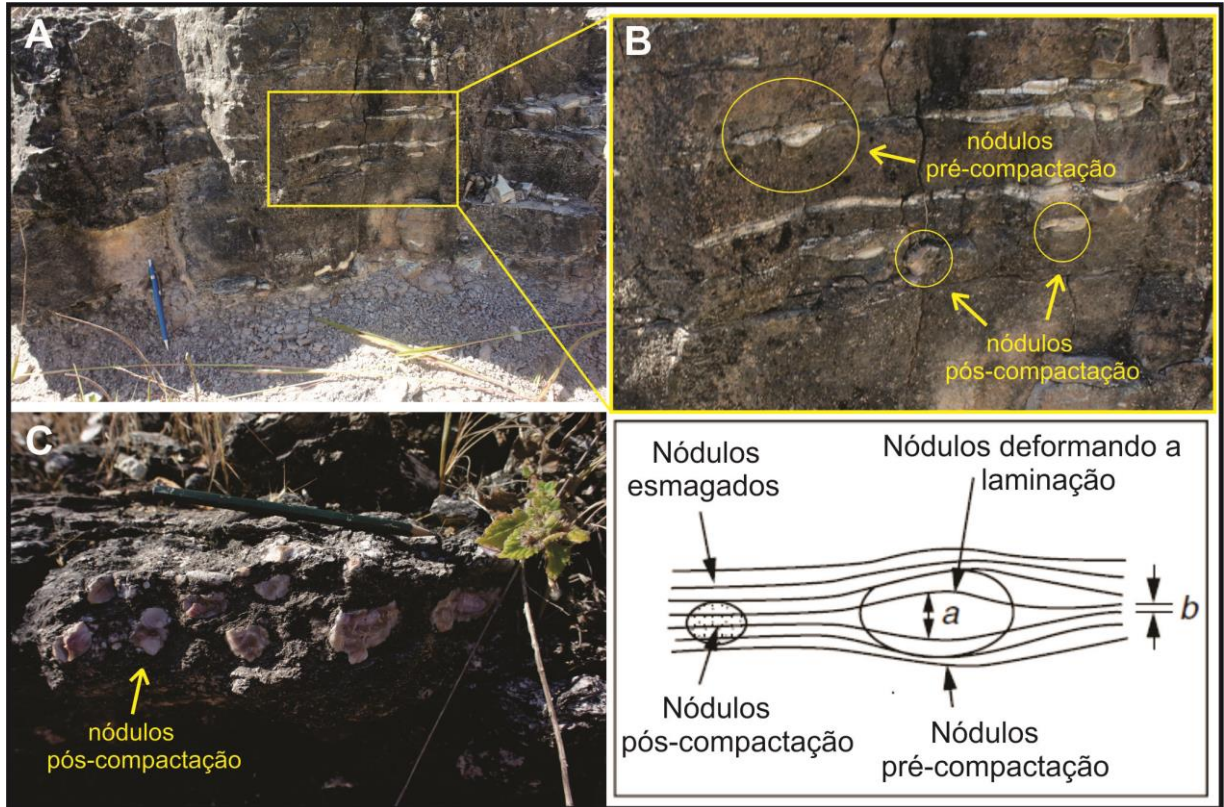


FIGURA 22: Presença de níveis de sílex, os quais alguns estão seccionados e compactados, adquirindo um formato cada vez mais esférico; C) Nódulos de sílex pós-compactados, apresentando dimensões menores, explicados pela figura de Tucker (2003), mostrando o o esquema de formação dos nódulos esféricos após a compactação.



FONTE: Tucker (2003).

6.1.10 Litofácies Ae – arenito com estratificação cruzada tabular

Esta fácies presente no perfil 4, consiste em arenitos finos a médios de cor amarelo avermelhada, com grãos subarredondados a arredondados, bem selecionados e cobertos por uma película de óxido-hidróxido de ferro (FIGURA 25). As camadas de arenito, com espessura de até 40cm, são tabulares e apresentam gradação inversa.

As estratificações cruzadas tabular a tangencial de pequeno a médio porte possuem *coset* de até 1m de espessura (FIGURA 23). Os *sets* exibem espessamento ascendente passando lateralmente para estratificação cruzada de baixo ângulo, cujos *foresets* tangenciais a angulares são inclinados para NE. Os *sets* da estratificação cruzada tabular variam de 1cm à 10cm e os *foresets* apresentam mergulhos fortes de 35-40°, com sentido para NE.

Esses depósitos são formados pela migração de macro-formas onduladas em regime de fluxo inferior. As estruturas são formadas em decorrência aos processos sequenciais de deposição e avalanches no *lee side* da duna (Figura 13). A partir da crista das dunas, os grãos caem sobre a face da duna originando laminações com disposição bimodal (LANZARIRI; COSTA; CRUZ, 1986).

6.1.11 Litofácies App – arenito com estratificação plano-paralela

LitofÁCIE encontrada no topo do perfil 4 ocorre associada a fácies Ae e é composta por arenitos finos de cor amarelo avermelhada, com grãos arredondados, bem selecionados, com grãos bem arredondados, também apresentando películas de óxido-hidróxido de ferro.

As camadas com estratos plano-paralelos ocorrem com espessuras máximas de 30cm, apresentam internamente laminações plano-paralelas, truncadas por *sets* de estratificação cruzada tabular a tangencial de pequeno a médio porte (FIGURA 23).

FIGURA 23: A e B) Estratificações cruzadas de pequeno porte com *foresets* em média de 1cm, plano-paralela e cruzada tabular de médio porte, com *foresets* avariando de 5cm até 10cm; C) Destaque para a estratificação cruzada de pequeno porte, a qual apresenta sets formando até 40° com a superfície de truncamento.

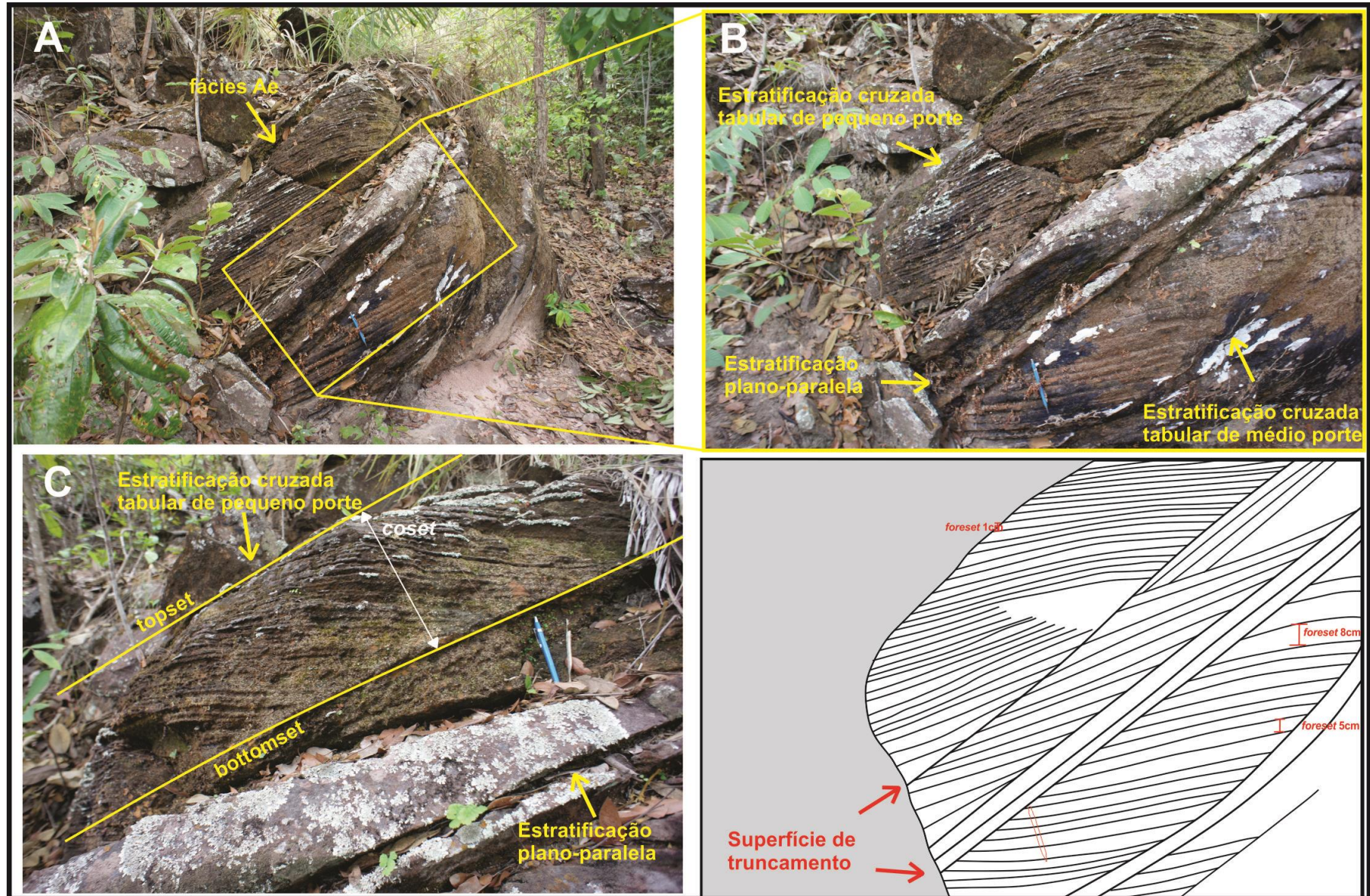
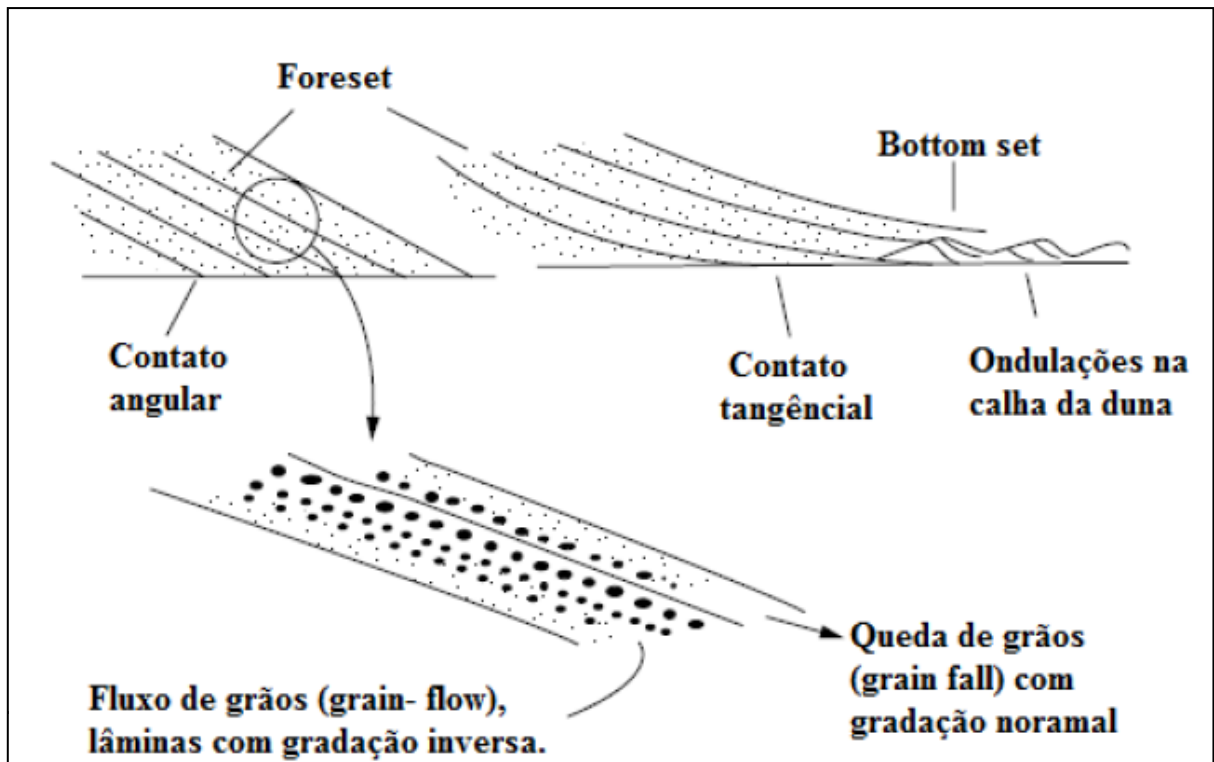
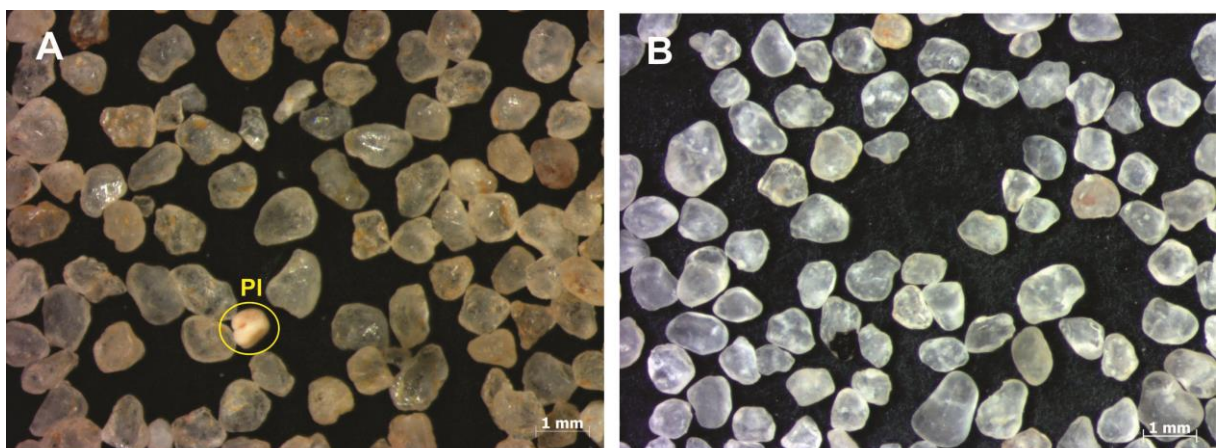


FIGURA 24: Feições de estratificações cruzadas com contatos angulares e tangenciais. Em detalhe das estruturas internas das lâminas.



FONTE: Modificado de Tucker (2003).

FIGURA 25: A) Os grãos apresentam-se cobertos com uma película de óxido-hidróxido de ferro e alguns grãos de feldspato, indicados pelo círculo vermelho (PI); B) Bimodalidade dos grãos.



6.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

6.2.1 Associação de fácies lagunares – laguna central (AF1)

A associação AF1 consiste nas fácies siltito maciço (Sm), siltito com laminação plano-paralela (SI) e arenito intercalado com siltito apresentando laminação ondulada (AI) . Esta associação abrange uma sucessão de até 12m de espessura com ciclos granocrescentes ascendentes formados por camadas espessas de pelito verdes, por hora avermelhados, recobertos por camadas tabulares de arenitos finos à médios com laminações onduladas ou arenitos maciços com estruturas de minerais evaporíticos. O espessamento ascendente destes ciclos, que tornam-se mais arenosos e com maior granulometria para o topo da sucessão, sugere o aumento do influxo de grãos de areia para dentro da laguna. Esta associação está exposta ao longo da TO-222, na região estudada (FIGURA 26).

Esta associação reflete períodos de chuva intensa, o qual eleva o nível de água na laguna e permite expansão do espaço de acomodação para sedimentação de sedimentos finos. Com o posterior fechamento da laguna estes depósitos foram interpretados como sendo produzidos por ciclos de sedimentação em lagos efêmeros (*playa lake*), comuns em ambientes desérticos de clima árido a semi-árido.

6.2.2 Associação de fácies lagunares – laguna marginal (AF2)

Eventos contínuos de cheias e secas influenciam constantemente no nível de água da laguna. Assim as margens destas lagunas permanecem em constante migração, tanto para porções mais internas, com os eventos de secas, pois a evaporação supera a precipitação, como para porções mais externas, devido às periódicas cheias, pois a precipitação de água pluviométrica é predominante. A AF2 está presente em grande parte nos perfis estudados, aflorando nos perfis 1 e 2, e de forma alternada no perfil 4 do Morro Pelado (FIGURA 26), com até 11m de espessura. Esta associação engloba as fácies Ap, Ac, As, Av, Ag, Am e AI.

A AF2 ocorre diretamente sobreposta a AF1. Na associação de fácies planície de lago as superfícies de exposições subaéreas evidenciadas pela recorrência de gretas de contração e *tepee*, marcam o final de ciclos granocrescentes ascendentes. A ação do vento sobre a delgada lamina de água na margem do lago, provoca

pequenas ondas contínuas e oscilatórias, as quais dão origem a fácies Ac. A fácies Ap é formada por meio de pequenos fluxos aquosos unidirecionais efêmeros, que transportam sedimentos mais grossos e depositam como lençõs de areias, formando laminações plano-paralelas.

Esta associação de fácies também é marcada por eventos de tempestades, identificados pelas estratificações cruzadas *Swales* presentes na fácies Ah, a qual um arenito fino apresenta base escavada devido a ondas de tempestades, provocadas por fluxos combinados predominantemente oscilatórios relacionados ao declínio de tempestades. A presença de uma delgada lamina d'água na margem da laguna, eventos de calmaria, uma supersaturação de sais nas águas combinados com as altas temperaturas, as quais provocam grandes evaporações, foram cruciais para a formação das estruturas evaporíticas como *popcorn*, *cauliflower* e *tepee* agora silicificadas.

Dentes milimétricos de peixes, valves e fragmentos de crustáceos foram observados na fácies Ae. As valves apresentam uma desarticulação por retrabalhamento nas margens do lago e por compactação dos sedimentos bioclásticos, onde a maioria dos fragmentos encontra-se alinhados, paralelos ao acamamento.

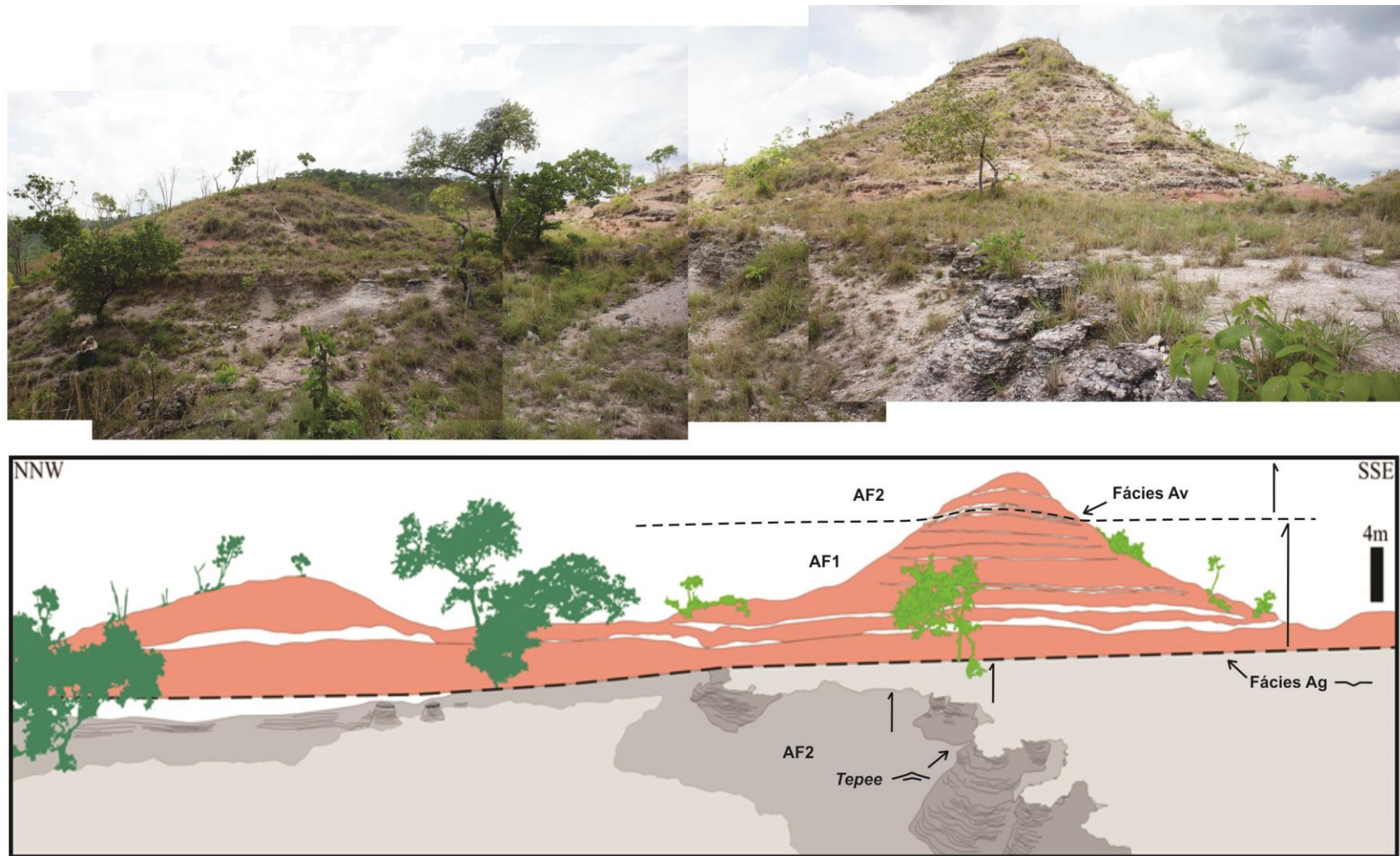
6.2.3 Associação de fácies eólica – campo de dunas (AF3)

Esta associação é constituída pelas litofácies Ae e App, que está presente no topo do perfil 4. Os campos de dunas são sistemas secos, pois o lençol freático se mantém abaixo da superfície de deposição. Na fácies Ae destacam-se dois tipos de depósitos, as dunas e as interdunas.

As de dunas são caracterizado por estratificações cruzadas tabulares e tangencial de pequeno à médio porte, cujos *forsets* apresentam inclinação superior a 30°. As formas de leito ou dunas de médio porte têm similaridade geométrica com aquelas descritas por Kocurek e Dott Jr. (1981), relacionadas a zonas de intensa deflação de uma planície marginal, com as dunas entrando em lagos rasos e suas planícies.

Os depósitos de interdunas são representados pelas estratificações plano-paralelas da fácies Ae. São formadas em regiões localizadas entre as dunas, onde os sedimentos são saturados em água devido ao lençol freático permanecer, quase sempre, a poucos centímetros da superfície.

FIGURA 26: Seção panorâmica do contato entre as associações AF e AF2, com destaque para a exposição do Morro Pelado (à direita). Em destaque as superfícies de exposição subaérea, definidas pelas gretas de contração e Tepee, e os ciclos granocrescetes ascendentes, interrompidos por um ciclo granodecrescente ascendente.



FONTE: Modificado de Andrade (2012).

7 PETROGRAFIA

7.1 ASSOCIAÇÃO LAGUNA CENTRAL

Cerca de 3 amostras foram analisadas petrograficamente pertencentes a AF1 e são comumente **dolomitos**, e **wackstones** (DUNHAM, 1962) ou **Bioesparitos** (FOLK, 1959). As estruturas sedimentares predominantes são estruturas maciças ou laminações plano-paralelas levemente onduladas com truncamento de baixo ângulo, por vezes apresentando fraturas e cavidades.

Os **wackstones** são moderadamente selecionados, com arcabouço frouxo, sustentados por grãos e pela matriz que representa cerca de 15% dos constituintes. Os constituintes principais são quartzo monocristalino (6%), micas (2%), óxido-hidróxido de ferro (3%), bioclastos (2%), plagioclásios (1%) e alguns minerais pesados (1%). A matriz é formada por micrito (FIGURA 27). O cimento apresenta-se de forma expressiva, com dolomita hipidiomórfica, óxido-hidróxido de ferro e sílica anedral (FIGURA 27).

Os grãos de quartzo variam de subangulosos à subarredondados, com moderada esfericidade e granulometria silte. Os grãos de óxido-hidróxido de ferro variam de subarredondados à arredondados, com tamanho médio de 20µm, pontualmente alongado e orientado com a laminação. As lamelas de micas brancas (muscovita e sericita) possuem tamanhos variando de 50µm à 100µm e em suma estão orientadas com a laminação. Os bioclastos não reconhecidos possuem formas arredondadas e contorcidas, com tamanho médio de 280µm. Os plagioclásios e minerais pesados são encontrados de forma pontual e em porcentagens não significativas. Estes grãos compõem cerca de 50% do arcabouço da rocha.

A matriz apresenta porcentagem de 15,83% e uma variação vertical de sua constituição mineralógica, passando de argilo minerais para presença de carbonatos disseminados na matriz.

As proporções de cimento de sílica e dolomita são de 22,82% e são proporcionais a silicificação da rocha, quanto mais afetada por tal evento, menor será a preservação do cimento dolomítico. O cimento de sílica microcristalina está disseminado por toda rocha e em grande parte preenchendo poros e substituindo o

cimento dolomítico (FIGURA 27), apresenta cristais anedráis límpidos e sujos de tamanho médio entre 40µm e 50µm. O cimento dolomítico apresenta-se preenchendo poros, com tamanho dos cristais variando de fino a muito fino (FOLK, 1974).

Os **dolomitos** apesar de possuírem em suma cristais hipidiomórficos de dolomita, cerca de 25% da rocha é composta pelos componentes que formam o arcabouço, tais como quartzo monocristalino, óxido-hidróxido de ferro e micas. A matriz esta disseminada na amostra e é formada por argilominerais, juntamente com cristais muito finos de dolomita. Por meio da difração de raio-x determinou-se que alguns desses argilo minerais são bentonitas (FIGURA 30). O cimento reflete quase que a metade dos constituintes da rocha, apresentando cristais de tamanhos variados, porém predominantemente muito finos (FOLK, 1974). A composição predominantemente carbonática proporciona a formação de texturas de dissolução como porosidade agigantada e estruturas de compactação mecânica como fraturas, (FIGURA 29).

Os grãos de quartzo são subangulosos, esfericidade baixa, com granulometria areia fina. Os grãos de óxido-hidróxido de ferro apresentam-se subarredondados, com granulometria areia fina. A mica branca apresenta habito lamelar alongada paralela à laminação com dimensão de 125µm. Estes grãos compõem cerca de 25% do arcabouço da rocha.

O cimento de dolomita preenche cavidades, apresenta cristais espáticos límpidos (raros), xenotópicos, variando de tamanho de 125µm à 250µm. Em grande parte o cimento de dolomita apresenta-se de forma microcristalina suja por argilo minerais, preenchendo cavidades (FIGURA 29). Sua proporção na rocha é estimada em 20,3%.

A análise dos difratogramas indica que os principais componentes dentríticos da Formação Pedra de Fogo são quartzo, feldspato e muscovita. Também são encontrados minerais como dolomita e esmectitas não reconhecidas agrupadas como bentonita.

O termo bentonita refere-se à rocha argilosa descoberta, com argila constituída principalmente do argilo mineral montmorilonita pertencente ao grupo da

esmetita. O termo bentonita também é usado para designar um produto com alto teor de esmetita, como: montmorilonita, beidelita, montronita, hectorita e sapronita.

7.2 ASSOCIAÇÃO LAGUNA MARGINAL

Na AF2 a presença de grãos é mais evidente, assim como bioclastos retrabalhados e uma grande silicificação em grande parte das rochas. Nesta associação de fácies foram descritas 6 amostras e classificadas rochas como: **Silexitos**, presentes na estrutura dos *Tepee*, **arenito**, **microesparitos**, **bioesparíto** ou **boundstone** (Coquina) e **dolomito**.

Os **silexitos** apresentam a morfologia de minerais evaporitos, devido a substituições posteriores. A descrição petrográfica das rochas revela calcita e dolomita microcristalinas e calcita espática sendo substituída parcialmente por dolomita. Grandes poros de dissolução são formados devido a instabilização destes minerais carbonáticos em um meio mais ácido, devido a percolação de fluidos (TUCKER, 2003). O cimento carbonático espático “pseudo-glomeroporfíricos”, apresenta bordas corroídas pela sílica. Em suma estes minerais carbonáticos estão substituídos por sílica microcristalina. O cimento de sílica pontualmente apresenta fibras radiais, característicos da variedade criptocristalina de quartzo denominado de calcedônia (FIGURA 32). Os grãos de plagioclásio, óxido-hidróxido de ferro e alguns minerais pesados, possuem proporções no arcabouço da rocha em torno de 46,7%; o cimento de sílica possui cerca de 50,5%, o de dolomita 1,2% e o de calcita 0,9%;

O **bioesparíto** ou **boundstone** descrita no perfil 4 pertencente a AF2, apresenta características incomuns, pois apresenta diversas conchas de *bivalvias* orientadas, compactadas e até contorcidas, formando uma espécie de laminação, a qual em diversos pontos está deformadas e contorcidas (FIGURA 31). Entre as laminas formadas pelas conchas, estão presentes alguns bioclastos arredondados, alongados e contorcidos, também não reconhecidos, porém um bioclasto apresenta características peculiares, como uma espécie de bolsa contendo vários pontos escuros, típico de material algálico (FIGURA 31). No meio desta trama de bioclastos, diversos quartzos monocristalinos, subarredondados e até anguloso, estão presentes (FIGURA 31). Sustentando este aglomerado de bioclastos e grãos, está o cimento de óxido-hidróxido de ferro, o qual ocupa o espaço entre as conchas

(FIGURA 31). Algumas conchas e outros bioclastos preservam cimentação de calcita, porém a cimentação por sílica substituiu grande parte dos constituintes. A porosidade está presente devido a desagregação de alguns grãos (FIGURA 31). Os bioclastos estão dispostos no arcabouço da rocha com proporção de 24,1% e o quartzo monocristalino apresenta 12,6%; o cimento de sílica possui proporção de 15,9% e o cimento de óxido-hidróxido tem proporção de 25,8%; os poros compõem cerca de 4,1% da rocha.

O **arenito** apresenta em suma grãos de óxido-hidróxido de ferro, lamelas de muscovitas, feldspatos debastados subarredondados, poucos minerais pesados e principalmente grãos de quartzo monocristalino. Os grãos em geral são subsangulosos, com granulometria fina, se tocam e por vezes encontram-se alongados e paralelos à laminação (FIGURA 33). As lamelas de micas também estão alinhadas e paralelas à laminação. Alguns grãos de quartzo apresentam linha de sujeira, contatos retos e pontos tríplexes indicando um sobrecrecimento do cimento de sílica. O cimento carbonático de dolomita está disseminado e em grande parte substituído pelo cimento de sílica. Os poros são tanto primários devido à porosidade intergranular, como secundária, por meio de um processo tardio de faturamento (FIGURA 33). Os grãos de quartzo monocristalino, óxido-hidróxido de ferro, muscovita, feldspato e minerais pesados, possuem proporção no arcabouço da rocha de 68,5%; o cimento de sílica possui cerca de 19,5% e o cimento dolomítico possui 6,9%; os poros compõem cerca de 4,7%.

O **microesparito** apresenta grande parte dos cristais de dolomita com tamanhos entre 5 e 15 μm são predominantemente xenotópicos, com tamanho segundo Folk (1968) muito fino, porém apresentando alguns cristais romboédricos de dolomita. Os grãos de quartzo monocristalino, biotita e feldspato, variam de subangulosos à subarredondados, e apresentam proporções de 26,5%. Os poros são alongados e paralelos à laminação e possuem porcentagens de 13% (FIGURA 34). O cimento de sílica microcristalina com proporção de 6,7% encontra-se substituindo o cimento dolomítico com proporção de 27,7%, assim como alguns poros. A porosidade é predominante secundária, formada por fraturas paralelas (FIGURA 34).

O **dolomito** é composto predominantemente por cristais de dolomita hipidiomórfica variando de finamente cristalina à cristalinidade média (Folk 1974). Os grãos são compostos por quartzo, muscovita e óxido-hidróxido de ferro, os quais apresentam granulometria fina, são subangulosos, e as micas estão paralelas à laminação levemente ondulada. O cimento de sílica está substituindo alguns romboedros de dolomita e cristais xenotópicos de calcita. Em meio aos cristais de dolomita destacam-se suáveis linhas de fantasmas de bioclastos. Os poros nesta rocha são secundários, determinados por dissolução, formando a porosidade agigantada (FIGURA 35 e 36). Os grãos de quartzo monocristalino, óxido-hidróxido de ferro e muscovita compõem cerca 21,4% da rocha; o cimento de dolomita compõem cerca de 56,5% e o cimento de sílica possui proporção de 11,5%; a matriz tem proporção de 6,5%; a porosidade apresenta-se com cerca de 3,5%.

A análise dos difratogramas indica que os principais componentes dentríticos desta associação de fácies da Formação Pedra de Fogo são quartzo, feldspato, Biotita e muscovita. Também são encontrados minerais como dolomita e esmectitas não reconhecidas agrupadas como bentonita (FIGURA 37).

FIGURA 27: Fotomicrografias da amostra de wackstone (RS-10), coletadas no perfil do Morro Pelado. A) e B) Aspecto geral da lâmina delgada com terrígenos de granulometria silte, lamelas de muscovita (círculos amarelos) e cimento de óxido; C) Romboedros de dolomita (Dt) substituídos parcialmente por cimento de sílica; D) Romboedros de dolomita, parcialmente substituído por sílica; E) laminações plano paralelas levemente onduladas recoberta por laminação cruzada (Fotos A, E com N// e B, C, D com NX).

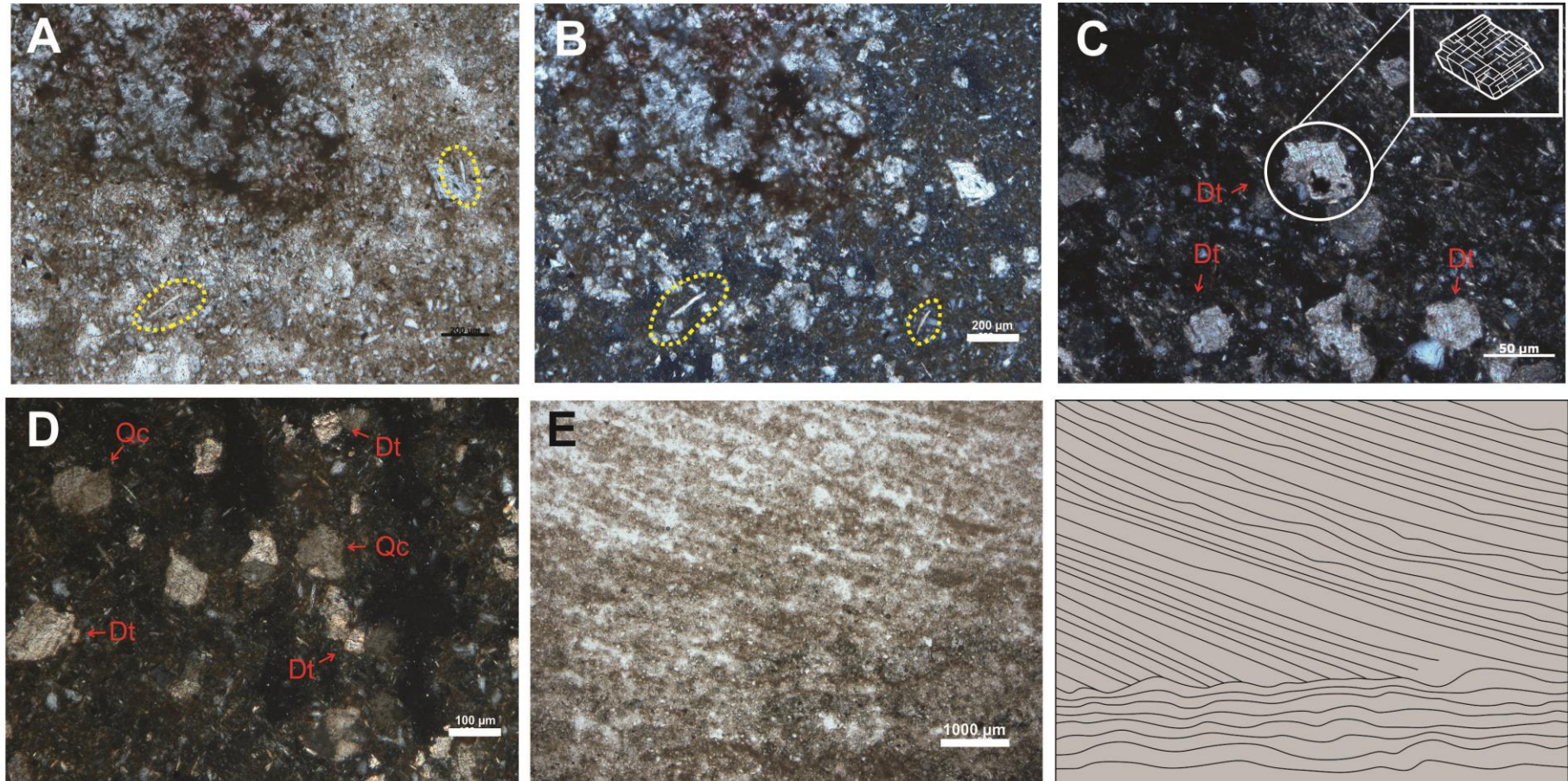


FIGURA 28: Fotomicrografias da amostra de bioesparito ou boundstone (RS-11), coletadas no perfil do Morro Pelado. A) Representação dos aspectos gerais da lâmina; B) Cimento de dolomita apresentando bordas corroídas por cimento de sílica; C) Destaque nos bioclastos, os quais não foram possíveis de serem identificados em lâmina delgada; D) Matriz carbonática microcristalina substituída parcialmente por cimento de sílica microcristalina E) Grãos de quartzo monocristalinos subangulosos, imersos em uma matriz carbonática argilosa substituída por cimento de sílica microcristalina (linha pontilhada amarela); F) Cimento dolomítico apresentando cristais romboédricos (Do) (Fotos A, C, E com N// e B, D, F com NX).

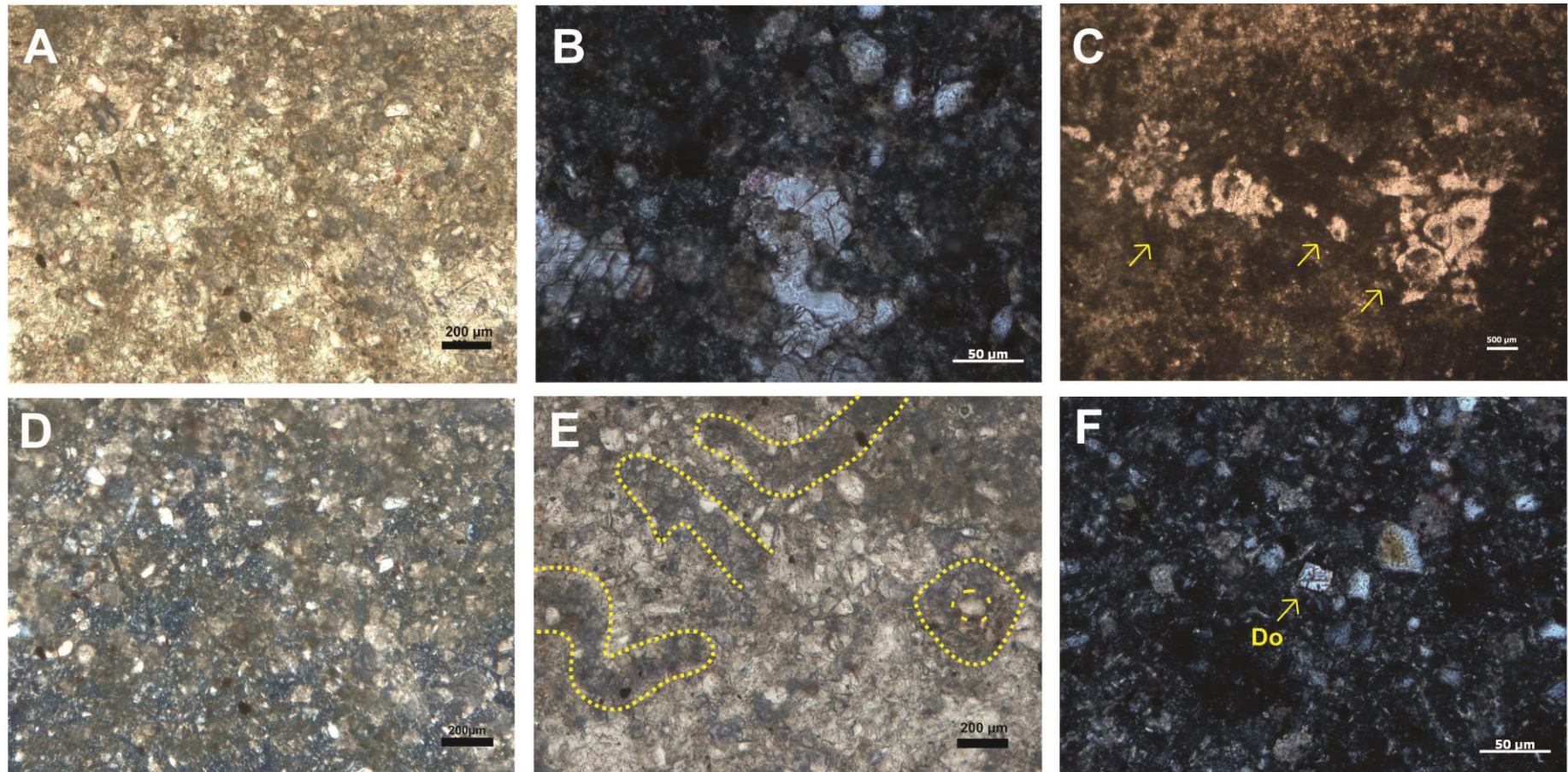


FIGURA 29: Fotomicrografias da amostra de dolomitito (RS-12), coletadas no perfil do Morro Pelado (Figura 1). A) Aspectos gerais da lâmina; B) Destaque para o cimento carbonático dolomítico (Do); C) Estrutura de compactação mecânica, fratura; D) Em destaque a matriz carbonática apresentando alta cor de interferência, e poros agigantados (Pr); (Fotos A,E com N// e C, D com NX).

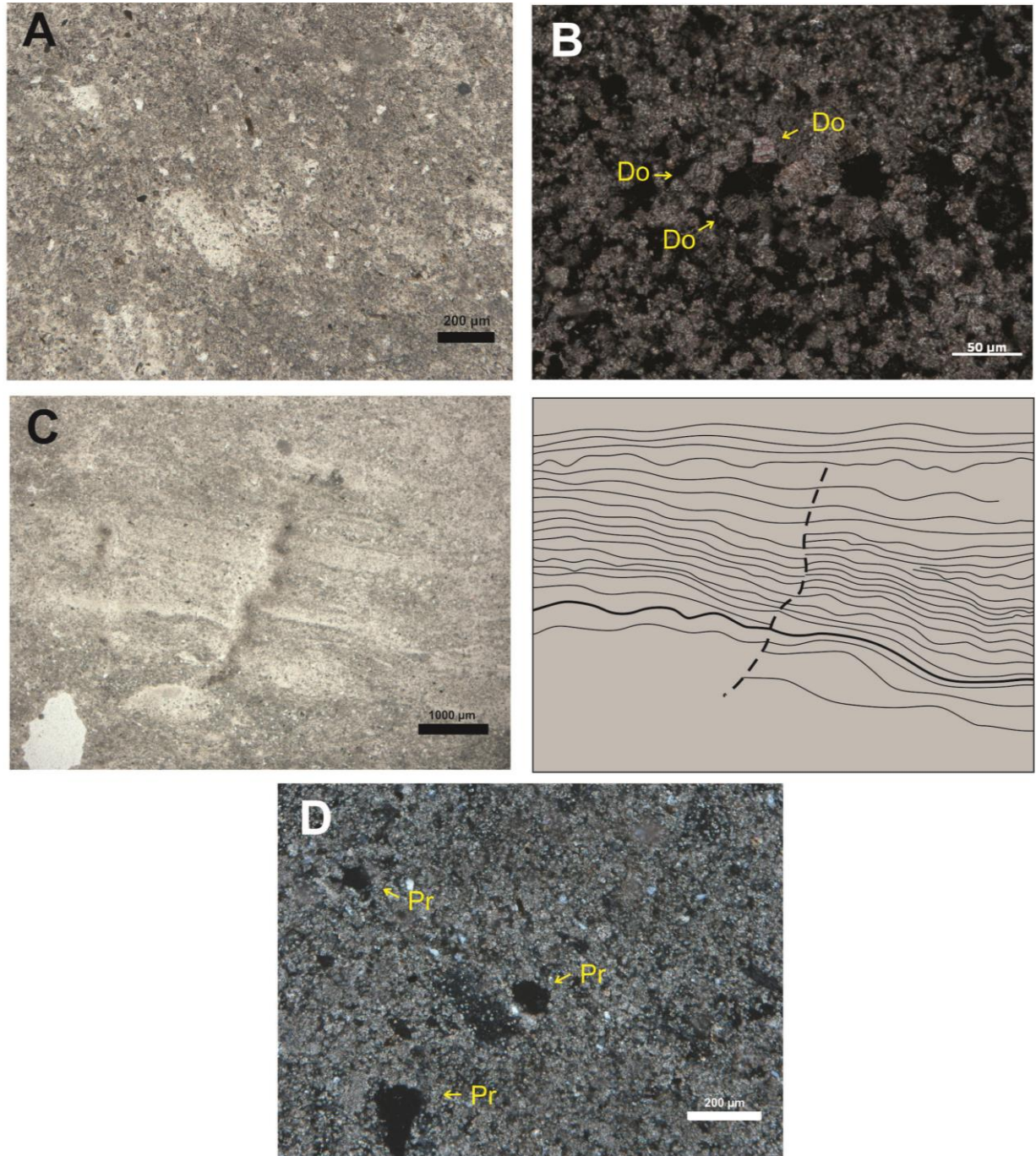


FIGURA 30: Análises de difrações de raio-x das amostras da AF1. A) Análise da amostra de dolomito; B) Análise da amostra de wackstone ou bioespárito; C) Análises de amostras de wackstone. QZ: quartzo, Do: dolomita, Fd: feldspato, Bn: bentonita, Ms: muscovita.

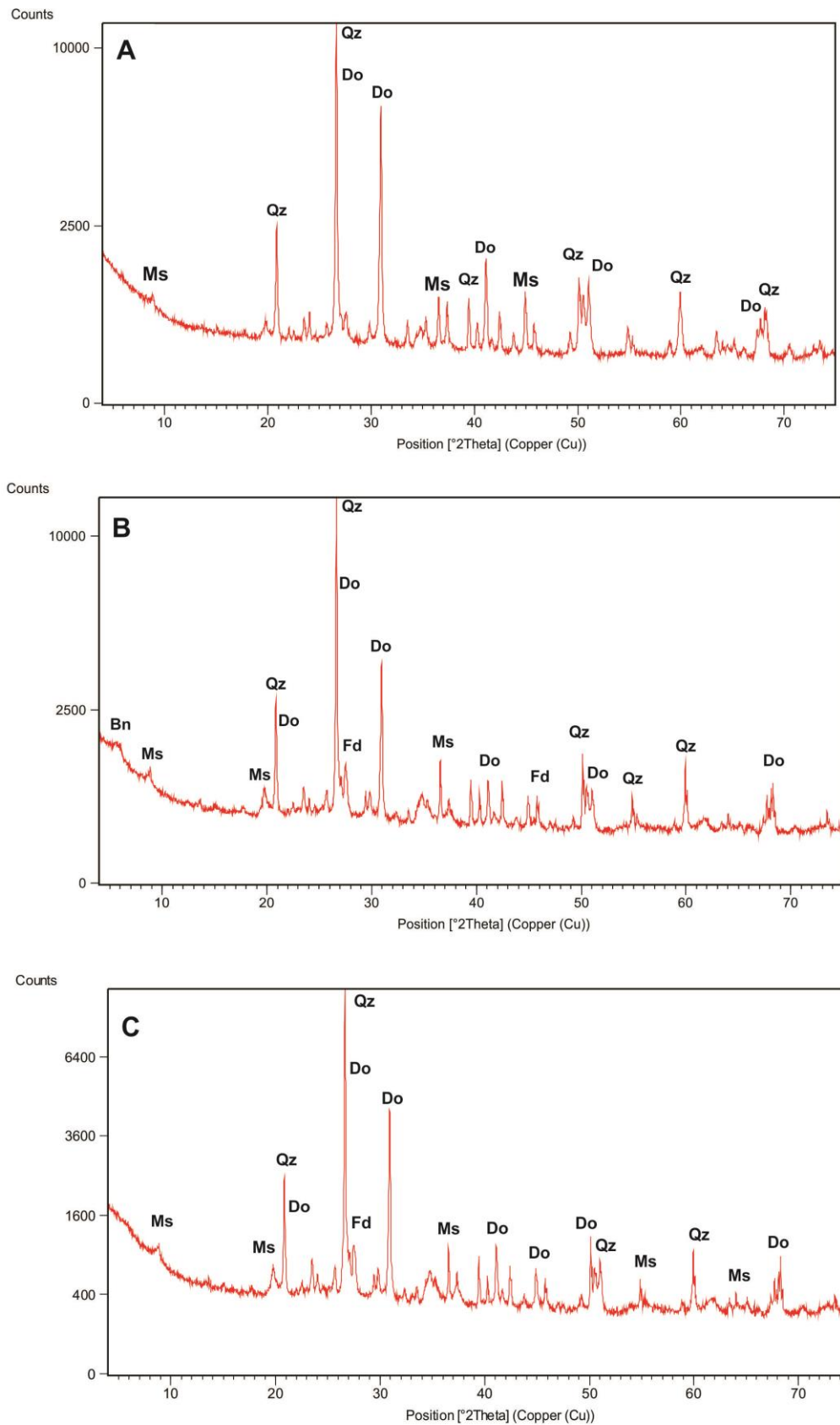


FIGURA 31: Fotomicrografias da amostra de Bioesparito ou Boundstone (RS-Coquina), coletadas no perfil do Morro Pelado. A) Diversos Bioclastos (possivelmente Valves de Bivalvia) (Bn) e grãos de quartzos monocristalinos (Qz) compactados e estirados em corte longitudinal na lâmina; B) Aspecto geral dos bioclastos em secção transversal na lâmina ; C) Dentre os bioclastos presentes na rocha, reconheceu-se algumas algas (Ag) e bioclastos indiferenciáveis (Bc)); D) Cimento de sílica microcristalina substituindo todos os bioclastos, devido a baixa cor de interferência; E) Emdestaque bioclasto contorcido não identificado (Bc), não paralelo a laminação; F) Bioclasto arredondado não reconhecido, circundado por cimento de óxido-hidróxido de ferro (Co).

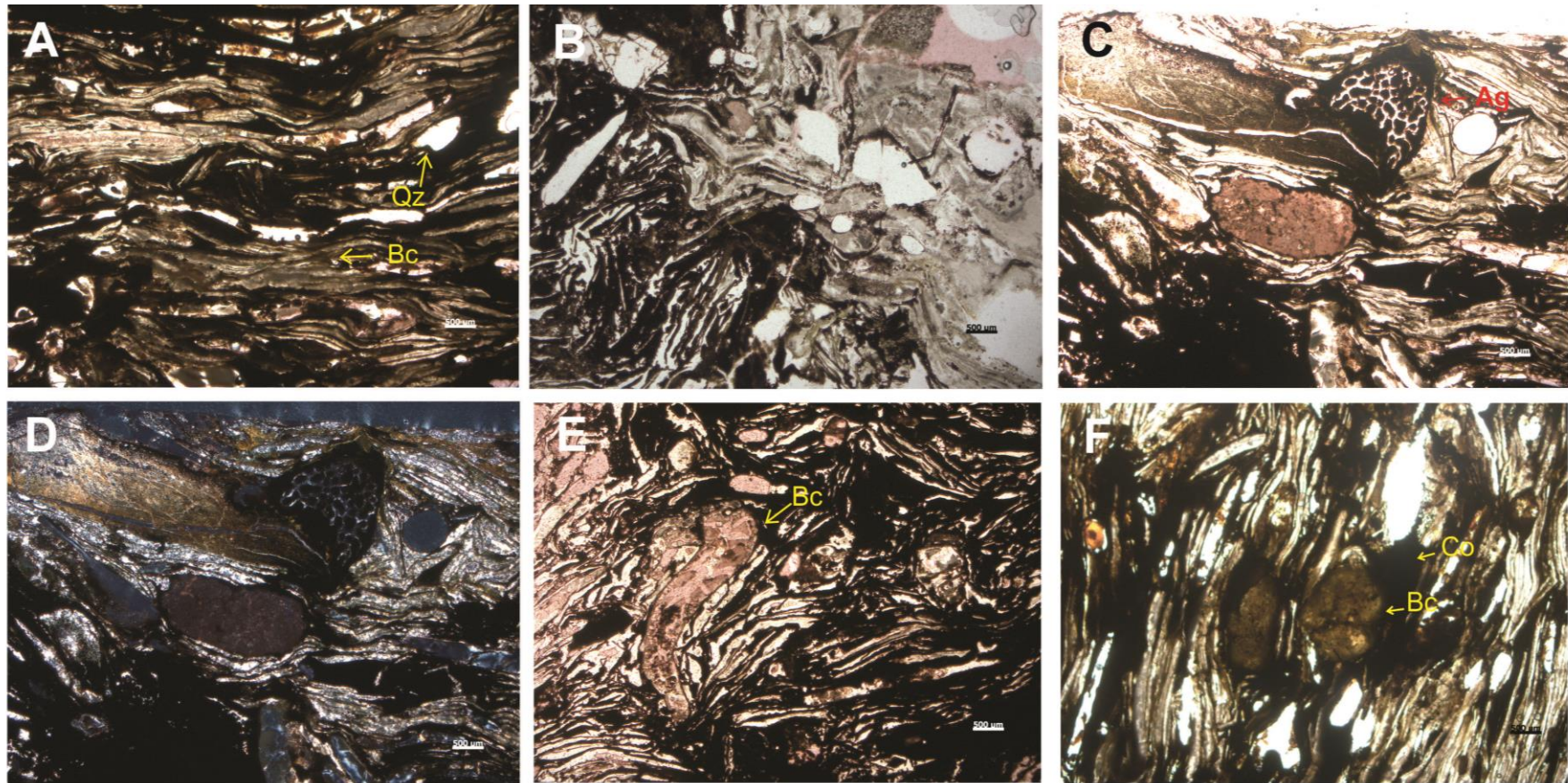


FIGURA 32: Fotomicrografias das amostras de silexito (RS-Tepee), coletadas no perfil do Morro Pelado. A) Destacam-se dois tipos de cimentos espáticos carbonáticos, a calcita em tom de rosa (Ca), dolomita apresenta-se incolor (Do); B) Cimento carbonático com borda corroída por cimento de sílica microcristalina; C) Aspecto geral da Lâmina; D) Megaristais de carbonato com aspecto límpido e de forma arredondada (pontilhado) apresentando indícios de neoformação diagenética, devido contatos com ângulos de 120°, provavelmente substituem algum constituinte primário; E) Calcedônia apresentando hábito fibro radial; F) Poros de dissolução (Fotos A, D com N// e B, C, E, F com NX).

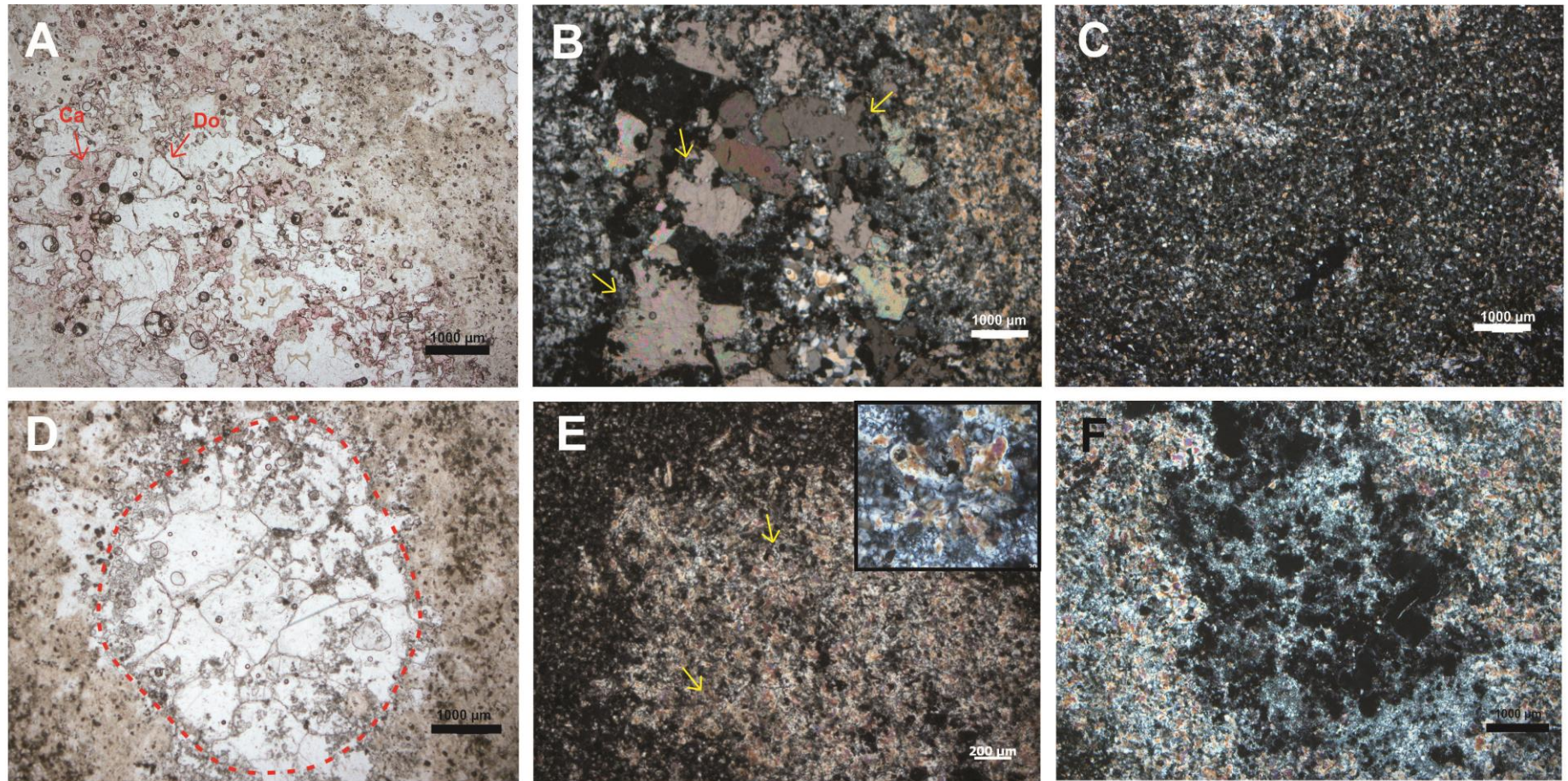


FIGURA 33: Fotomicrografias da amostra de arenito (RS-07), coletadas no perfil do Morro Pelado. A) Aspécto geral da lâmina; B) grãos de quartzo subarredondados e muscovitas (circulo vermelho) contorcidas e orientadas segundo a laminação ondulada; C) Cimento de sílica microcristalina, com porosidade secundária por fraturamento (pontilhado); D) Grãos de quartzo apresentando sobrecrecimento de sílica, linha de sujeira (Ls) (detalhe no canto superior direito) e contatos tríplices (Ct); E) Micas orientadas segundo a laminação (circulo vermelho); F) Grão feldspato subarredondado (Fd) (Foto A com N// e B, C, D, E, F com NX).

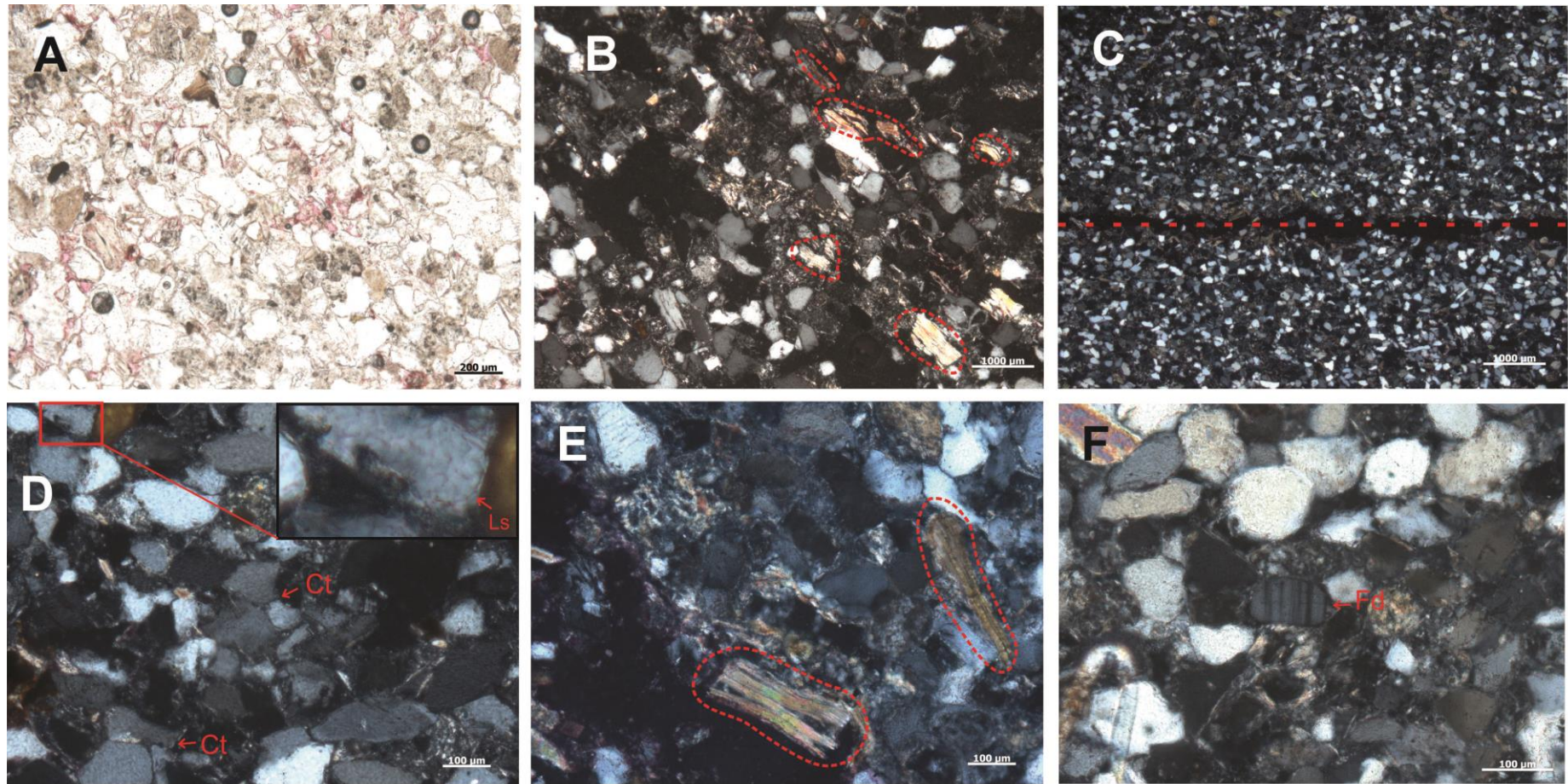


FIGURA 34: Fotomicrografias da amostrade Microesparito (RS-06), coletadas no perfil do Morro Pelado (Figura 1). A) Aspectos gerais da lâmina, mostrando as laminações levemente onduladas; B) Cimento de sílica microcristalina (Sc) preenchendo poros; C) cimento carbonático dolomítico xenotópico sendo corroído por cimento se sílica microcristalina (quadrado vermelho mostrando detalhe na figura D), e lamelas de muscovitas (circulo vermelho) (Foto A com N// e B, C, D com NX).

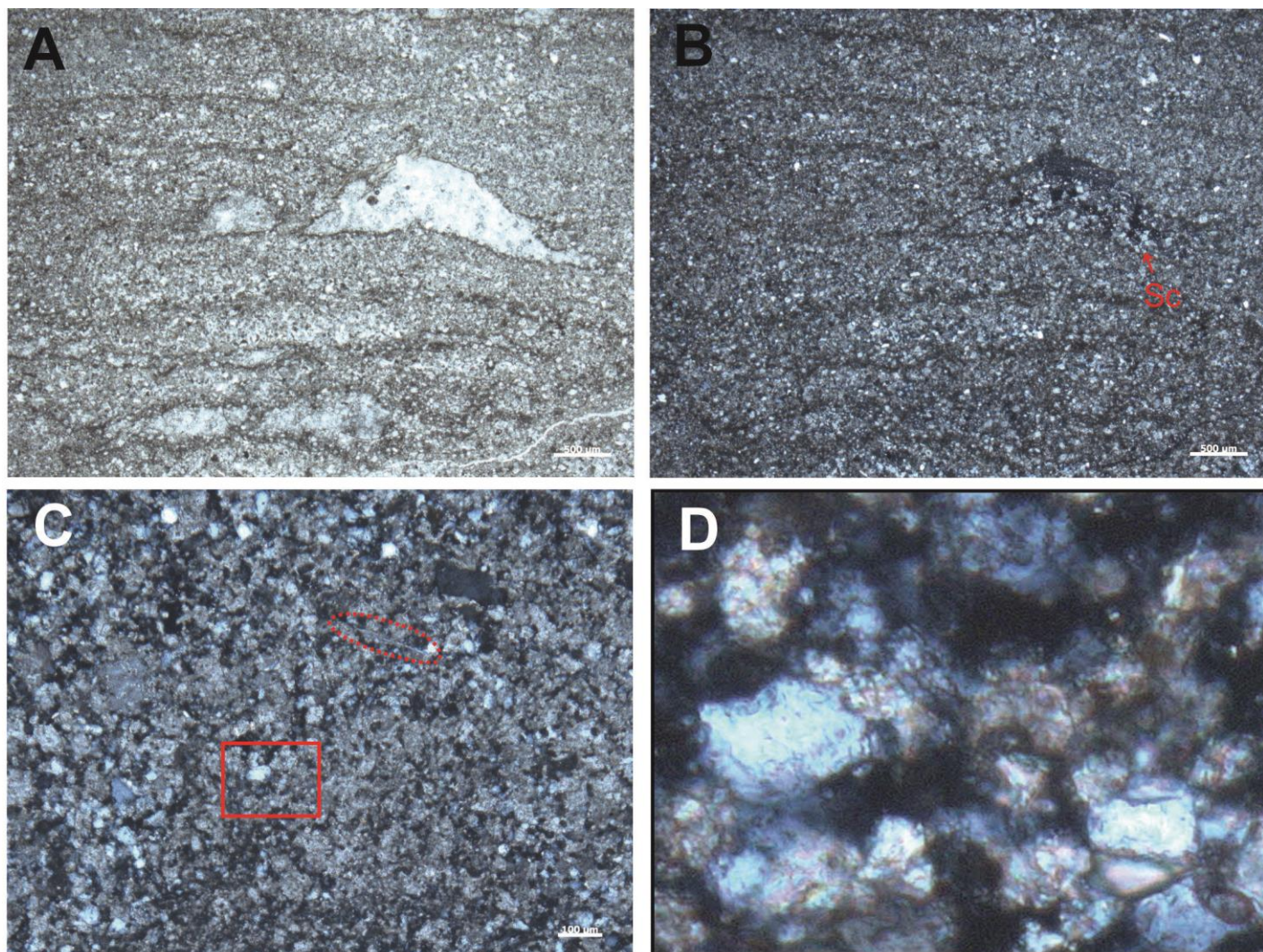


FIGURA 35: Fotomicrografia das amostras RS-17, coletadas no perfil 1. A) Aspecto geral da lâmina, com grande cimentação dolomítica, muscovita (círculo vermelho); B) Quartzo autigênico em meio ao cimento dolomítico (Qz); C) Poros de dissolução (porção escura) e romboedros de cimento dolomítico (Do) (Fotos A com N// e B, C com NX).

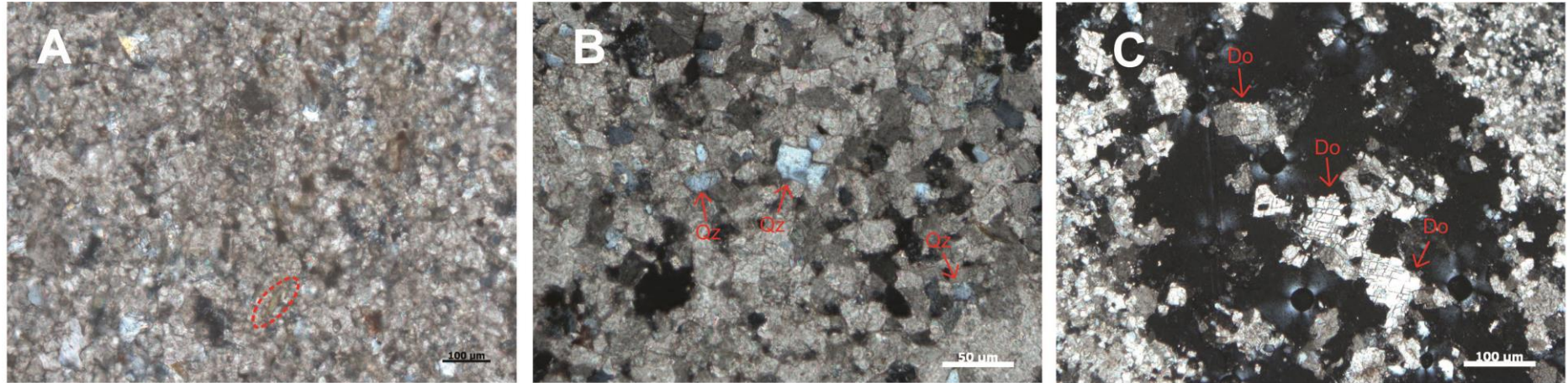


FIGURA 36: Fotomicrografia da amostra de dolomito (RS-14), coletadas no perfil 1. A) Aspecto geral da lâmina, apresentando cimento carbonático e grãos subarredondados de quartzo; B) Cristais de dolomita; C) Poros de dissolução em meio ao cimento dolomítico (Pr) (Fotos A, B e C com NX).

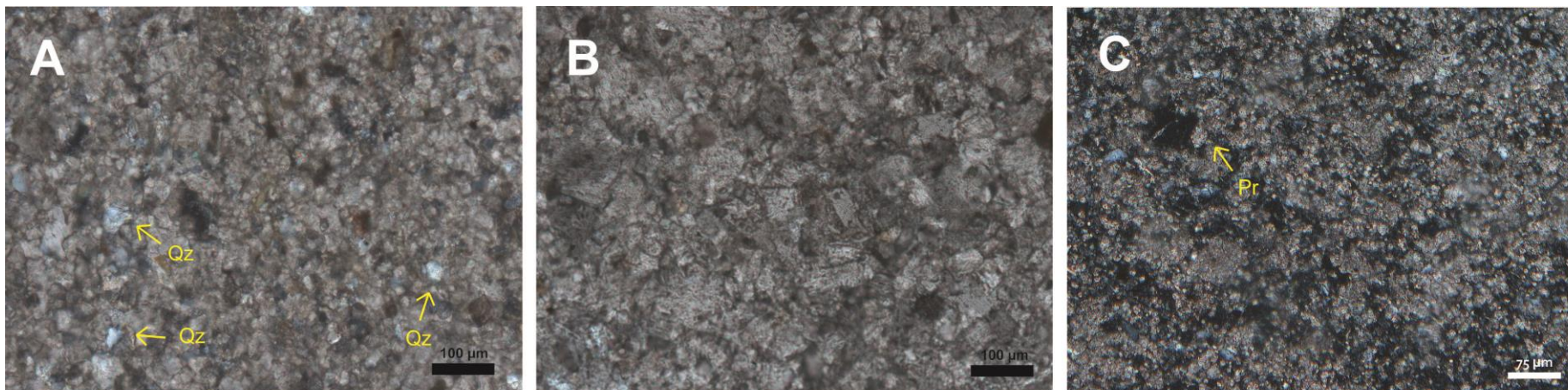
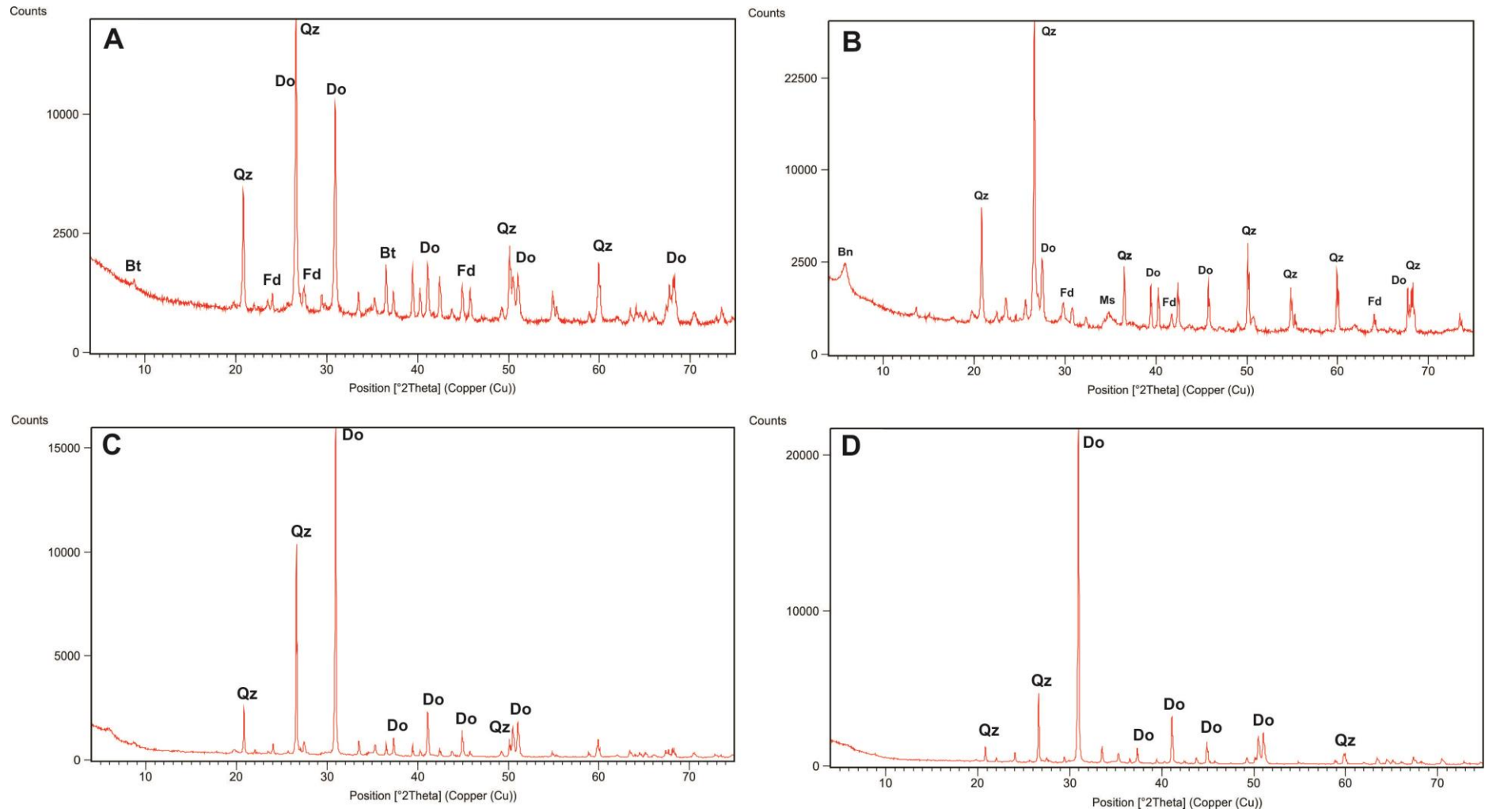


FIGURA 37: Análises de difrações de raio-x das amostras da AF2. A) Análise da amostra de microesparito; B) Análise da amostra de arenito; C e D) Análises de amostras de dolomito. Bt: biotita, Qz: quartzo, Do: dolomita, Fd: feldspato, Bn: bentonita, Ms: muscovita.



8 PALEONTOLOGIA

8.1 FRAGMENTOS DE PEIXES NA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

Nas amostragens realizadas na fácies Al descritas na Formação Pedra de Fogo, foram identificados materiais fossilíferos nos perfis 1 e 4. Os quais neste trabalho são enfatizados os fragmentos fósseis provenientes de peixes.

No perfil 1 foram coletadas amostras fossilíferas (RS-14) apresentando cinco morfotipos de dentes de *Euselachii*. A posição e forma dos dentes limitam o tipo de alimento que podem consumir. Dentes grandes e pontiagudos (dentes perfuradores) são geralmente encontrados em peixes caçadores predadores (TABELA 3). Dentes fortes e achatados indicam alimentação de organismos duros, como conchas e crustáceos com fortes carapaças (TABELA 2).

Presente em um nível específico da fácies Al, foi descoberto espículas centimétricas, estriadas e apresentando formas suavemente côncavas, possivelmente compatíveis com espículas dorsais de tubarões do gênero CF. *Hybodus sp.*. Tanto os dentes como as espículas apresentam-se mineralizados e fossilizados por apatita biológica o que foi verificado por análises químicas semi-quantitativas de EDS (espectroscopia de energia dispersiva).

Os fósseis de peixes estudados neste trabalho, foram alvo da tentativa modesta e inédita de descrever e identificar, tal material fossilífero na Formação Pedra de Fogo, devido não apresentar registros na literatura.

8.1.1 classe *Chondrichthyes*

Os primeiros *Chondrichthyes* (Smith & Sansom, 1997 *apud* CARVALHO, 2004) (*Elegestolepis grossi*) foram encontrados em sedimentos marinhos do Siluriano superior da Sibéria, mas já no Devoniano, algumas espécies invadiram às águas continentais. Pelo fato de apresentar esqueletos cartilagosos, o registro paleontológico destes peixes restringe-se normalmente as partes mineralizadas como dentes, escamas e os espinhos da cabeça ou da parte anterior da nadadeira

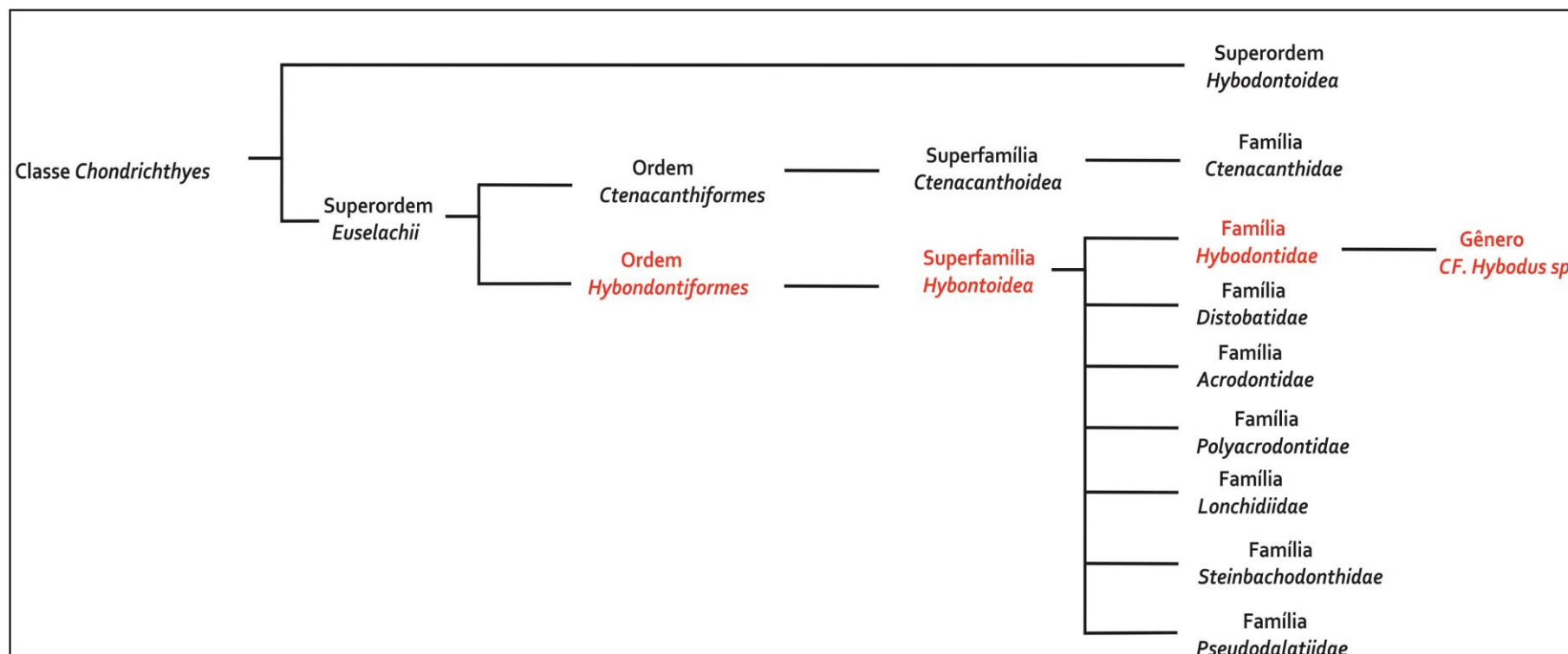
(*ictiodorulitos*). A dificuldade de fossilização do animal completo limita o traço da história evolutiva dessa classe.

Os *Chondrichthyes* ou peixes cartilaginosos são representados pelos tubarões, raias e as quimeras, muitas vezes classificadas como *Seláceos*, são peixes geralmente oceânicos que possuem um esqueleto totalmente formado por cartilagem, mas coberta por um tecido específico, a cartilagem prismática calcificada (CARVALHO, 2004).

Os *Gnastomados* (animais com maxilas) em que o esqueleto cartilaginoso permanece durante toda a vida, podem calcificar sob a forma de cartilagem prismática calcificada abaixo da membrana do pericôndrio ou podem permanecer não calcificado. Não há ossos dérmicos, o tegumento é coberto com dentículos (lepidomoria) ou seus derivados (escamas placóides) ou agregados, ou pode (secundariamente) estar desprovido de tais feições (CAPPETTA, 2012, p. 47).

Dentre os peixes *chondrichthyes* é descrita a Superordem *Euselachii* e as duas grandes ordens ***Ctenacanthiformes*** e ***Hybondontuformes***, as quais são subdivididas em várias famílias. Além da família ***Hybodontidae***, outras famílias são classificadas dentro da Superfamília ***Hybodontoidea***, bem como ***Distobatidae***, ***Acrodontidae***, ***Polyacrodontidae***, ***Lonchidiidae***, ***Steinbachodontidae*** e ***Pseudodalatiidae***. Na amostra RS-14 do perfil 1, foram identificados espículas, possivelmente de tubarões do Permiano pertencente ao gênero CF. *Hybodus sp* (FIGURA 38).

FIGURA 38: Árvore filogenética dos peixes *Chondrichthyes*, com destaque em vermelho para o elemento fóssil encontrado, possivelmente do gênero *CF. Hybodus sp.*



8.1.1.1 Subclasse *Elasmobranchii*

Chondrichthyes com cinco ou sete arcos branqueais bem espaçados, em que o cesto branquial é expandido por trás do neurocrânio. Possuem numerosos dentes, os quais se apresentam em diversas linhas enfileiradas, que continuamente se renovam. Um estudo realizado por Maisey (2001 *apud* CAPPETTA 2012) identificou 16 principais características diagnósticas para o grupo, tais como fossa completamente rodeada por cartilagem; o fechamento da fissura embriaonária; processos óticos laterais presente horizontalmente; ampola anterior localizada entre ou enfrente do processo pós-orbital; bloco occipital localizado entre as capsulas óticas.

8.1.1.2 Superordem *Euselachii*

Segundo Maisey (1975 *apud* CAPPETTA 2012) os *Euselachii* são caracterizados por possuir duas barbatanas dorsais com espinhos de morfologia *neoselachian*, coberto com uma camada de *orthodentine*. Uma vez que nenhum outro tubarão do paleozoico possui espinhos, Zanger (1981 *apud* CAPPETTA 2012) considerou como uma característica compartilhada apenas pelo grupo *Euselachii*, como um clado monofilético. Esta super Ordem é dividida por alguns autores pelas também super Ordens *Selachimorpha* (tubarões) e *Bathoidea* ou *Rajomorphii* (raias).

TABELA 2: Imagens de lupa e MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) dos três morfotipos de dentes adaptados para trituração, pertencentes *aff. Euselachii*.

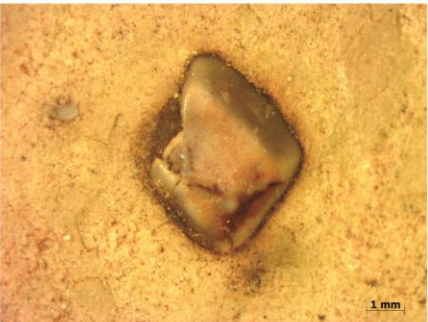
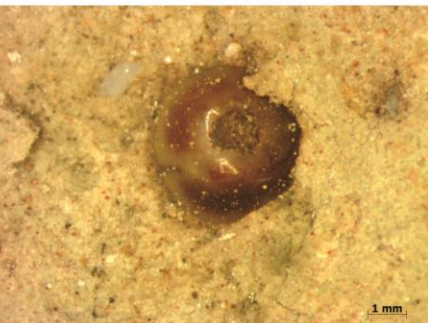
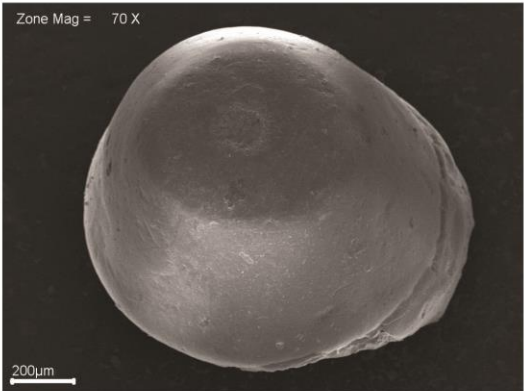
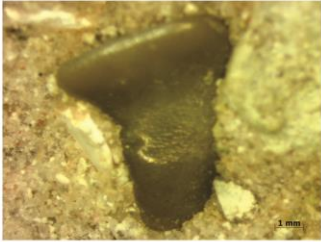
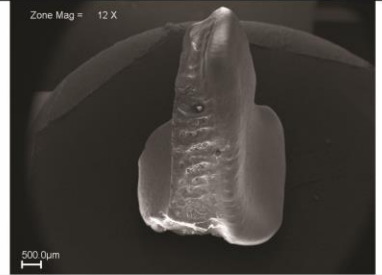
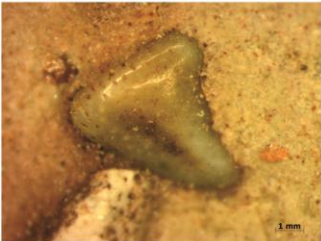
DENTES ADAPTADOS PARA TRITURAÇÃO		
	IMAGEM DE LUPA	IMAGEM DE MEV / VISTA LATERAL
MORFOTIPO 1		
MORFOTIPO 2		
MORFOTIPO 3		

TABELA 3: Imagens de lupa e MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) dos três morfotipos de dentes adaptados para perfuração, pertencentes *aff. Euselachii*.

DENTES ADAPTADOS PARA PERFURAÇÃO			
	IMAGEM DE LUPA	IMAGEM DE MEV	
		VISTA LATERAL	VISTA FRONTAL
MORFOTIPO 4			
MORFOTIPO 5			

8.1.1.3 Ordem *Hybodontiformes*

É admitido que os *Hybodontiformes* são o grupo irmão do *Neoselachii*, pois os dois clados compartilham ombros com forte apoio *propterygial*; possuem articulações peitorais giratórias; uma alargada “*propterygial*” pélvica e dentes coroados glossofaríngeos. Esta ordem inclui *Tristychius* e *Onychoselache*, que não pertencem à superfamília *Hybodontidae*. De fato os *Tristychius* poderiam ser parentes primitivos de *Acronemus*, *Hybodonts* e *neoselachians*, com base nas características de sua caixa craniana. Maysey (1982 *apud* CAPPETTA) resumiu as diferentes relações hipotéticas dos *Hybodonts* com *Seláquio*, outro grupo previamente estudado por uma dúzia de autores. Anos mais tarde, Maysey (1987 *apud* CAPPETTA) propôs duas hipóteses das relações de *Hybodontid* com base na sua histologia dentária. No que diz respeito a sua dentição é envolvido partes *Hybodontiforme* sem nenhuma característica apomórfica, na verdade eles são caracterizados por dentes com raízes *anaulacorrhize* e uma única camada *enameloid*. Sua distribuição vai do paleozoico ao cretáceo Superior na Europa, América do sul e do norte, Ásia central e Norte da África.

8.1.1.4 Superfamília *Hybodontoidae*

O grupo carece de vertebrais centrais calcificadas, porém as *neurapophyses*, *haemapophyses* e costelas apresentam-se calcificadas. As espinhas de alerta possuem uma camada exterior de tronco trabecular, com várias séries de canais longitudinais. Dentículos apresentam-se posteriores as espinhas de alerta, dispostos em um par de filas longitudinais. A coluna possui o lado posterior e o anterior espessos e a porção lateral fina, proporcionando a coluna um contorno oval na secção. A presença de espinhos cefálicos é característica do grupo. Sua distribuição vai do paleozoico ao cretáceo Superior na Europa, América do sul e do norte, Ásia central e Norte da África (CAPPETTA, 2012).

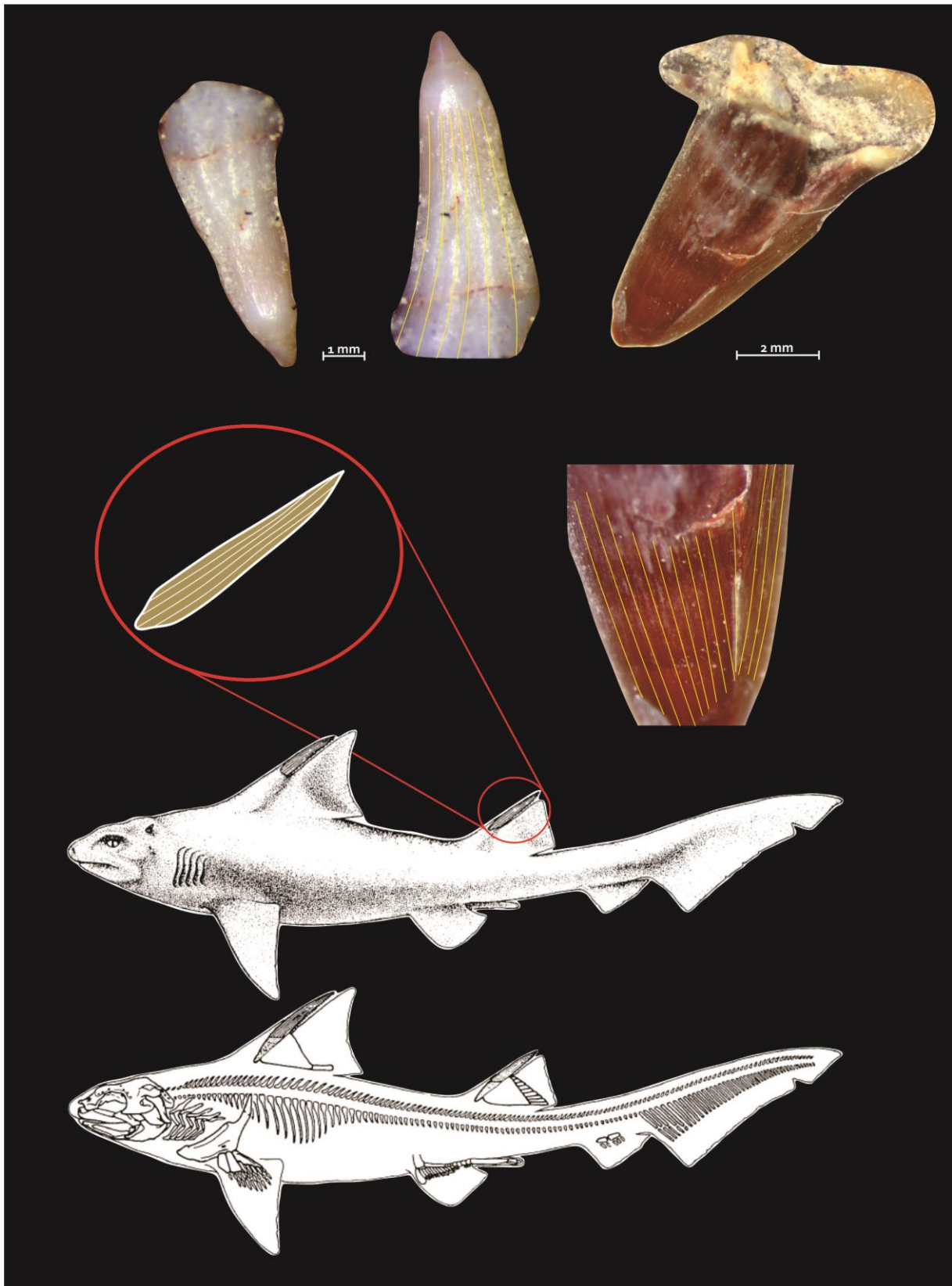
8.1.1.5 Família *Hybodontidae*

Esta família é conhecida desde o Paleozóico, Triássico (especialmente no *Rhaetic*), onde possui a maior quantidade de exemplares, e persiste até o Cretáceo Superior (*Maastrichtiano*). Os gêneros agrupados na família são muito variados em relação a suas dentições. Quase todas as formas do Triássico são normalmente incluídas na família, como os que possuem dentes do tipo rasgo, um exemplo é o *Hybodus*, e os que possuem dentes do tipo moagem, assim como *Acrodus*. Gluckman (1964 *apud* CAPPETTA) descreve peixes com dentes constituídos de osteodentina, porém esta família reúne gêneros com diferentes morfologia de dentes. Esta família possui distribuição no Permiano Superior ao Cretáceo Superior (*Maastrichtiano*), presentes na Europa, Américas do norte e do sul, norte e oeste da África, na Ásia.

8.1.1.6 Gênero CF. *HYBODUS* sp.

O gênero é conhecido a partir de esqueletos completos, numeros dentes isolados, **espinhos** e ganchos na nadadeira cefálica. O corpo é alongado e maciço, com uma boca subterminal. É caracterizado por possuir uma longa distância na região ótica, porém uma menor distância em relação ao resto da caixa craniana. As espículas (espinhos) da nadadeira são ligeiramente curvados posteriormente e possuem sulcos laterais separados por ranhuras, exemplificado nas figuras 39 e 40, com vista frontal. Nos *Asteracanthus* e em alguns *Hybodus* do Cretáceo Superior, possuem cristas substituídas por uma série de tubérculos dispostos longitudinalmente. A primeira barbatana dorsal é posicionada para frente dos peitorais, que são apoiadas por três bases ao invés de uma curta cartilagem radial. A barbatana dorsal é inserida acima da extremidade pélvica. A vertebra central não é calcificada e a notocorda persiste. A cúspide principal não é muito alta e é levemente dobrada. A face labial dos dentes é menos convexa e menos dobrada, as cúspides são maiores e mais robustas do lado distal. Possui distribuição do Permiano Superior ao Cretáceo Superior (*Maastrichtiano*), presentes na Europa, Américas do norte e do sul, norte e oeste da África, na Ásia (CAPPETTA, 2012).

FIGURA 39: Microfotografia de lupa com vista frontal das espículas da nadadeira dos tubarões do gênero CF. *Hybodus* sp. apresentando ranhuras longitudinais e uma leve encurvatura, encontrados na amostra RS-14 presentes no perfil 1, na fácies planície de lagos.



FONTE: Modificado de Maisey (1982 *apud* CAPPETTA).

FIGURA 40: Fotografia de microscópio eletrônico de varredura (MEV), destacando os sulcos laterais longitudinais, separados por ranhuras, das espículas mostradas nas figuras anteriores.

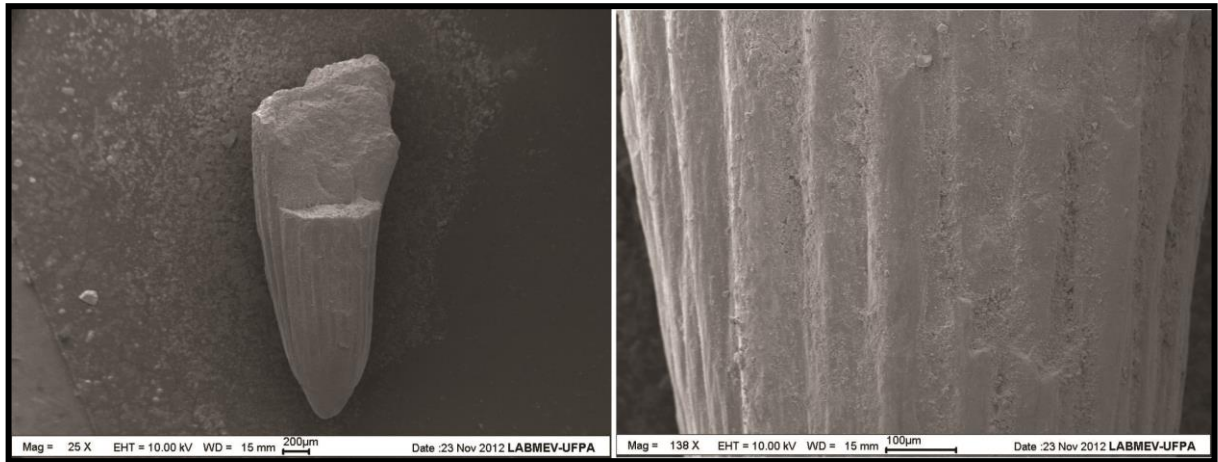
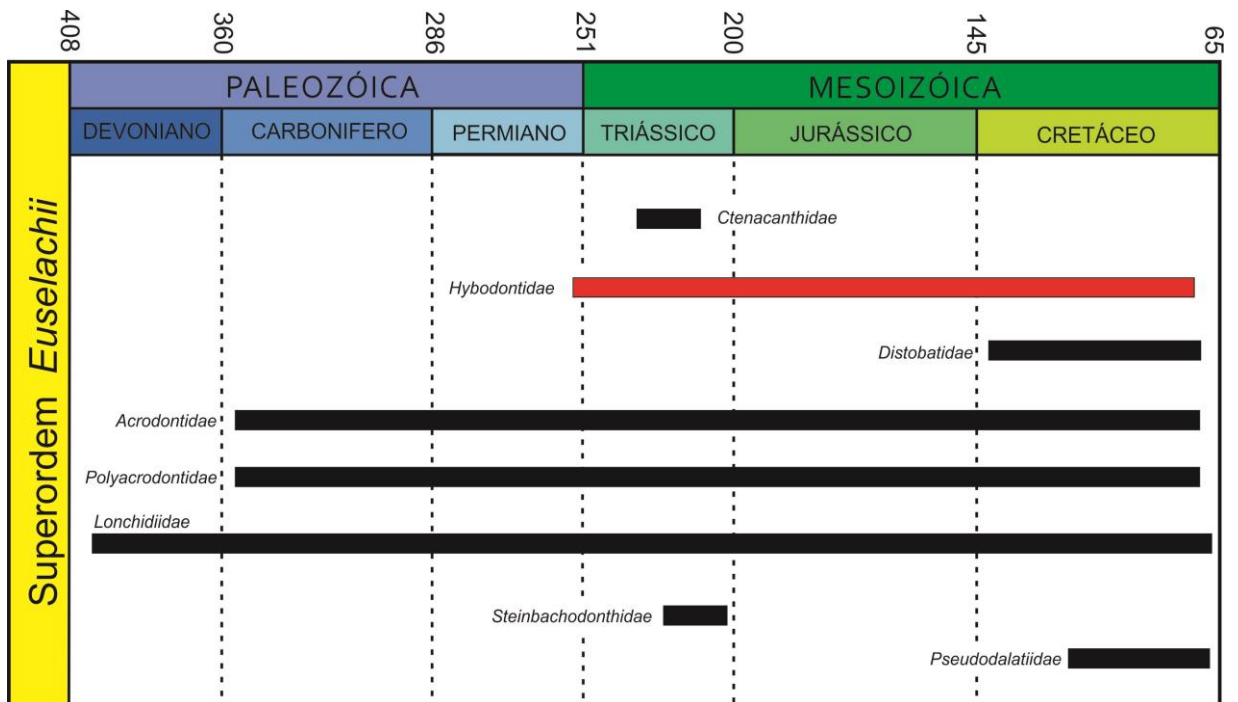


FIGURA 41: Distribuição bioestratigráfica das famílias pertencentes à Superordem *Euselachii*.



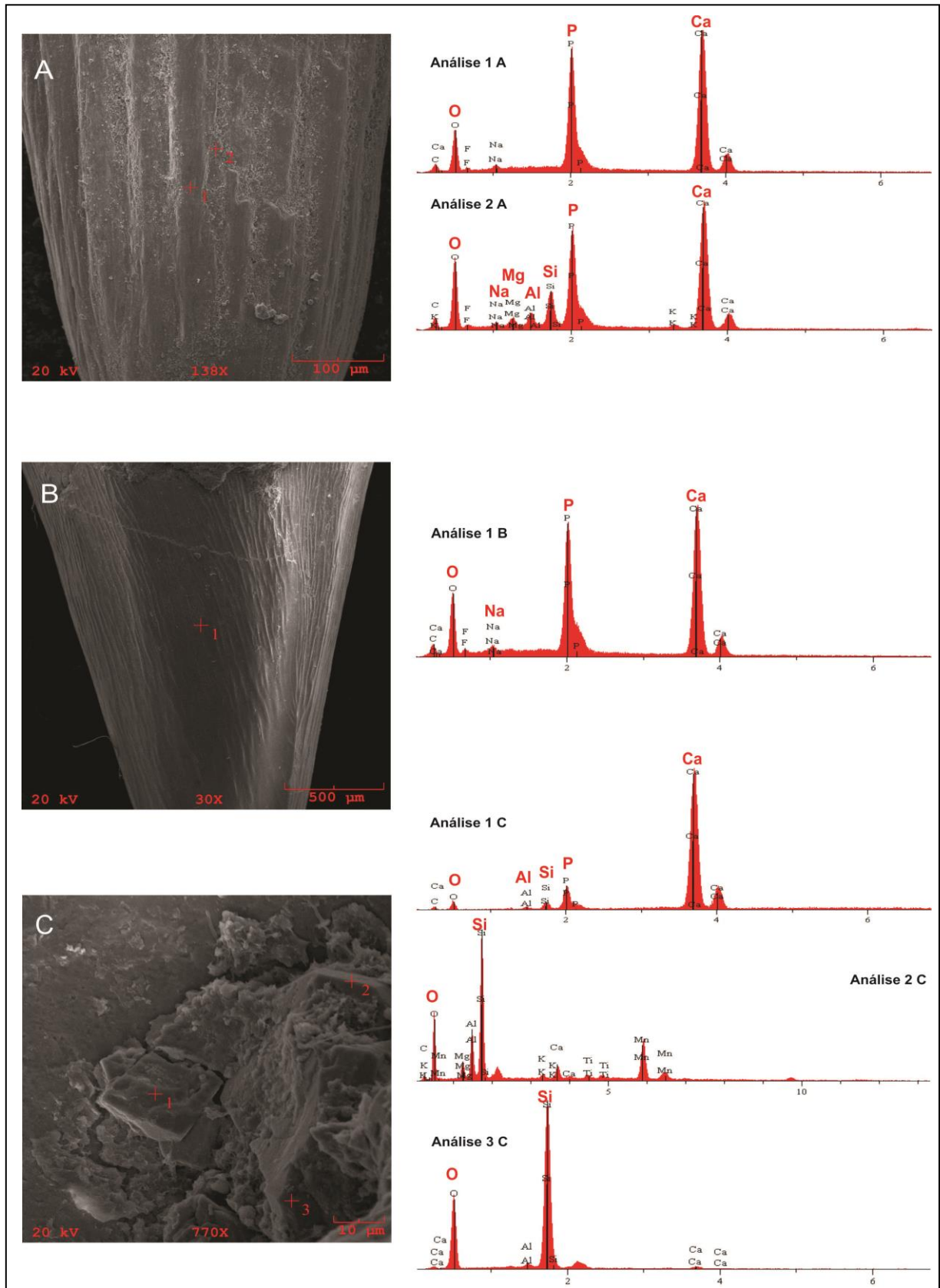
8.2 BIOMINERALIZAÇÃO E FOSSILIZAÇÃO DOS PEIXES

O tipo de biomineralização que ocorre no esqueleto dos vertebrados é a calcificação. O principal mineral que compõem dentes, escamas e ossos, e demais elementos que facilmente fossilizam, é a apatita biológica, a qual é um fosfato de cálcio semelhante à hidroxiapatita, cuja composição química é $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$. Esta apatita é encontrada atualmente, apenas nos vertebrados e braquiópodes, porém estava presente no esqueleto de diversos outros grupos de animais extintos. Tal mineral apresenta um padrão iônico variável que permite uma considerável variação em sua composição, por meio de substituições do cálcio por sódio ou magnésio, ou de fluorido e clorido na posição hidroxila (CARVALHO, 2004)

Os vertebrados vivos possuem todos os tecidos mineralizados apresentando uma matriz de colágeno (proteína), exceto do esmalte. A mineralização ocorre tanto na matriz entre as fibras colágenas, como dentro das próprias fibras. É o alto teor de hidroxiapatita encontrado naturalmente no esqueleto que favorece a fossilização (CARVALHO, 2004, p.734).

O material fossilífero encontrado no litotipo RS-14, espículas e dentes de peixes apresentam-se mineralizados e fossilizados por apatita biológica devido a análises químicas semi-qualitativas e quantitativas de EDS realizados no MEV. Apresentando grandes picos de Ca e P, juntamente com oxigênio nos diagramas de identificação do átomo presente no volume de interação (FIGURA 42).

FIGURA 42: Conjunto de imagens de MEV posicionando as análises químicas pontuais e diagramas de picos no espectro. A) A imagem mostra uma espícula de tubarões do gênero *CF. Hybodus sp* e análises químicas identificando altos picos de Ca, P e O, possivelmente de apatita biológica. C) Presença de incrustações de cimento de sílica (análises 3 B e 3 C) substituindo a apatita biológica (análise 3 A).



9 PALEOAMBIENTE E MODELO DEPOSICIONAL

A Formação Pedra de Fogo é retratada na grande maioria das bibliografias, como um paleoambiente transicional/fluvio-deltaico a marinho raso (Lima & Leite 1978; Faria Jr. 1979; Faria Jr. & Truckenbrodt 1980a, b; Faria Jr. 1984; Coimbra & Mussa 1984; Caldas *et al.* 1989, Dino *et al.* 2000) com alguma influência de tempestades (Góes & Feijó 1994). O desenvolvimento deste trabalho proporcionou descrever a Formação Pedra de Fogo na região de Araguaína-TO, com aproximadamente 60 m de espessura em uma sucessão siliciclástica com esporádicas ocorrências carbonáticas/evaporíticas, composta pelas associações lagunares: laguna central (AF1), laguna marginal (AF2); e associação eólica: campo de dunas (AF3). A interdigitação dos depósitos estudados da sucessão Pedra de Fogo reflete um padrão agradante-progradante, com variações climáticas úmido-seco-úmido, indicando uma oscilação do nível de base deposicional, que resultou na expansão e contração dos corpos lacustres posteriores a lagunas, na qual marcam variações de alta frequência na taxa de subida do lençol freático, que podem ser absolutas, ditadas pelo clima, ou relativamente induzidas pela tectônica (cf. Howell & Mountney 1997).

As primeiras associações de fácies se referem a um ambiente lacustre, descrito como uma laguna que deu origem a um lago do tipo *playa*, típicos de ambientes desérticos de clima árido a semi-árido vigente na região durante a passagem Permotriássica (Caputo *et al.* 2005). Este tipo morfológico de ambiente lacustre está constantemente sob influência das intemperes climáticas, como a paulatina e dual dicotomia dos períodos de intensa seca transpostos por esporádicos períodos de chuvas intensas, gerando depósitos areníticos e pelíticos, respectivamente (FIGURA 43).

As camadas de arenitos intercalados com pelitos pouco espessos são representativos de depósitos da laguna marginal (AF2). Com base nas análises dos perfis para este ambiente, determina-se um espessamento das camadas de arenito no final de cada ciclo granocrescente ascendente. Esse padrão progradante, associados com ocorrência de estruturas produzidas por onda, tais como as laminações onduladas, estratificação cruzada do tipo *swale*; e a presença de gretas de contração e estruturas evaporíticas de raseamento como *Tepee*, indicam que o lago tendeu a um raseamento ascendente com exposição subaérea esporádica.

Com um clima extremamente seco, em que o nível de água elevado da fase anterior foi substituído por condições de secamento completo do lago. Os lagos ricos em íons dissolvidos (Ca^{+2} e Na^{+2}) formaram planícies de *sabkha*, caracterizadas por apresentarem a precipitação de evaporitos, em estruturas conhecidas como *popcorn* e *cauliflower*. Tem-se nesse estágio então um dos mais acentuados período de aridez na qual foi submetida a área de estudo. A intensa presença de sílica e pseudonódulos evaporíticos completamente silicificados, indicam hiperalcalinidade e elevada salinidade dos lagos, que esporadicamente secavam em função das elevadas taxas de evaporação.

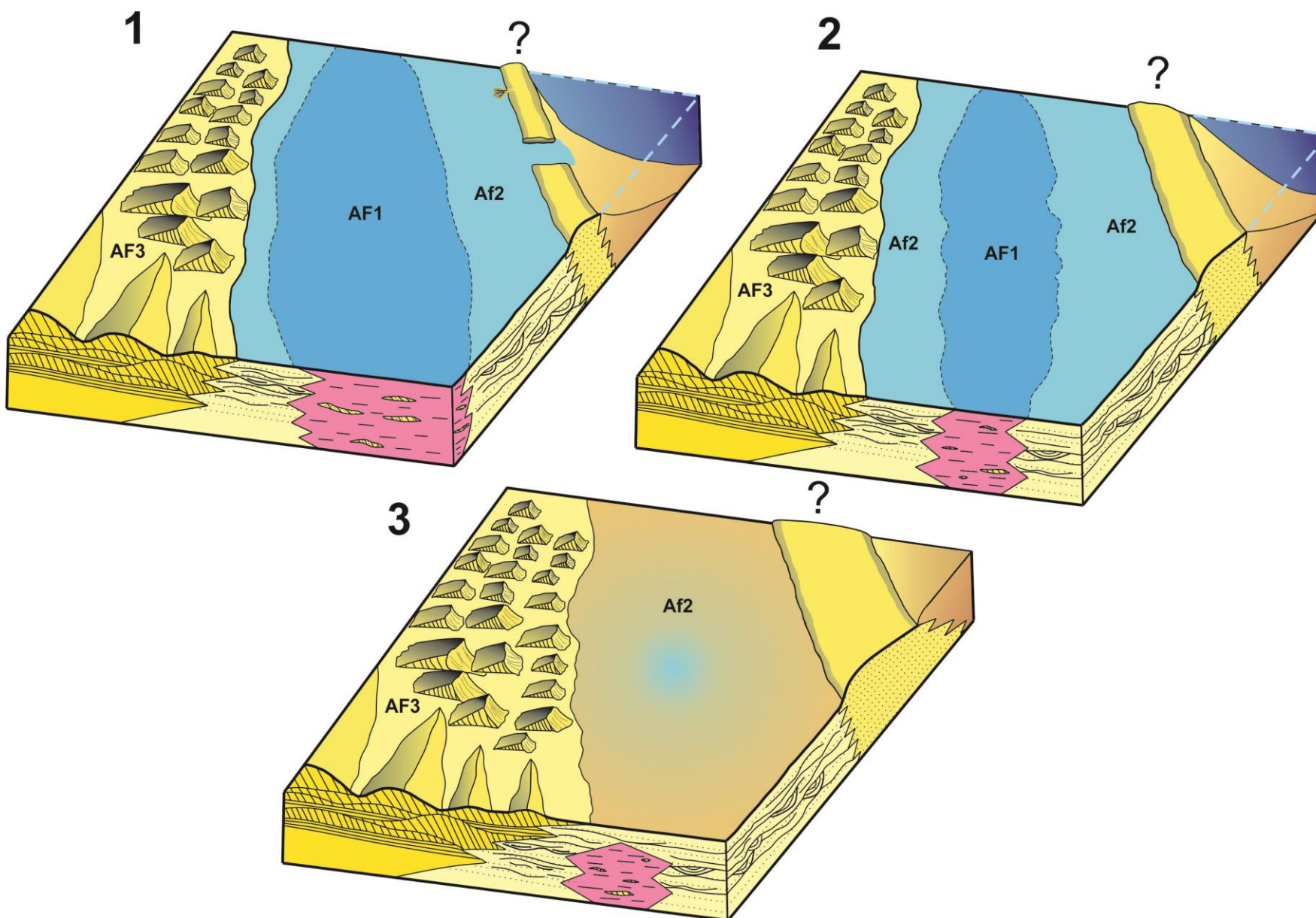
Os materiais fossilíferos encontrados nesta associação de fácies são inteiros ou fraturados devido à retrabalhamento, ocasionados pela ação de ondas em uma lamina d'água mais espessa, ou são poucos retrabalhados e depositados paralelamente as demais conchas de *bivalves*, devido a uma diminuição da lamina d'água e conseqüentemente da ação do vento sobre a mesma, exemplificados nas amostras de coquina. Entre os materiais fossilíferos encontrados, destacam-se os dentes de raias e principalmente espículas dorsais de tubarão, os quais são classificados como provavelmente pertencentes ao gênero *CF. Hybodus sp.*, e segundo Cappetta (2012) possuem distribuição temporal do final do Permiano (limite permo-triássico) até o Cretáceo Superior. A presença desta fauna no lago implica dizer que em determinado período este lago teve uma conexão com o oceano, possuindo características de laguna ou mar restrito.

O aumento do nível do corpo d'água proporcionou a transição de depósitos em grande parte areníticos, para depósitos mais pelíticos da laguna central (AF1). A manutenção do nível freático elevado era provavelmente propiciada por precipitações torrenciais que mantinham o sistema relativamente alimentado. Diversos grãos de quartzo de granulometria silte a areia fina, angulosos, são descritos em meio aos pelitos, devido a esporádicos influxos de materiais eólicos, transportados a partir das dunas presentes em torno do lago.

A presença de arenitos finos a médios, bem selecionados e bem arredondados com cosets de estratificação cruzada tabular a tangencial de pequeno a médio porte e estratificação plano-paralela da sucessão AF3, sugere que o campo de dunas restrito se implantou nos últimos estágios de deposição da Formação Pedra de

Fogo, durante o Permiano Superior. Este ambiente tinha um fornecimento de areia limitado evidenciado pela delgada espessura dos *sets* cruzados. Da mesma forma, lagos ou oásis implantados adjacentes ao campo de dunas permitiam a proliferação de vegetação tipo palmeiras que eram constantemente, após a morte, transportadas para o fundo dos lagos e fossilizadas antes de sua degradação.

FIGURA 43: Evolução do modelo deposicional. 1) Inicialmente a massa de água continental tinha conexão com o oceano, apresentando feições lagunares; 2) Processos tectônicos cortaram as conexões marinhas com o lago; 3) Secamento do lago, recuo do oceano e avanço do campo de duna.



10 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES

A análise faciológica e estratigráfica realizada na parte superior da Formação Pedra de Fogo permitiram definir uma sucessão siliciclástica com subordinadas ocorrências carbonáticas/evaporíticas de até 60m de espessura. Foram definidas 11 fácies sedimentares agrupadas em 3 associações de fácies (AF): laguna central (AF1), laguna marginal (AF2) e campo de duna (AF3), relacionadas a um sistema lacustre de clima árido adjacentes aos campos de dunas e *sabkha* continental.

1) Durante o final do Permiano, um sistema llagunar de clima árido se implantou na região sudoeste da Bacia do Parnaíba. Planícies de *sabkha* eram formadas nas porções marginais do lago e a parte subaquosa era influenciada por ondas de tempestades (AF2), enquanto as zonas mais centrais eram sítios de intensa deposição pelítica (AF1).

2) A presença de argilominerais detríticos, particularmente formando bentonitas, bem como a vasta ocorrência de evaporitos e superfície de exposição subaérea (gretas e *Tepee*) na AF2, e o predomínio absoluto de quartzo na AF1, corroboram que a deposição da Formação Pedra de Fogo se deu sob condições paleoclimáticas potencialmente mais quente e árida até de extrema aridez em direção ao topo da unidade.

3) A assembleia fossilífera encontrada nos permite interpretar que no estágio inicial tinha-se uma laguna, devido uma possível conexão marinha, por onde a fauna teria entrado. Processos tectônicos possivelmente atuaram na região, provocando um soerguimento, que proporcionou o recuo do mar, fechando a conexão com o mar e formando um lago (FIGURA 43).

4) A presença de uma fauna variada, principalmente marcada por peixes *Chondrichthyes* implica concluir que este lago possuiu uma conexão com ambiente marinho por um determinado período, adquirindo feições lagunares que propiciaram o deslocamento e aprisionamento da fauna no lago, quando as condições climáticas de aridez diminuíram o nível freático. O contínuo processo de aridez e evaporação no lago diminuiu o nível de água e conseqüentemente aumentou a temperatura e a concentração de solutos, sais, tornando o meio cada vez mais insalubre para estes animais (FIGURA 43).

5) O baixo suprimento de areias induzidas pelo vento propiciou a formação de um campo de dunas restrito (AF3) com desenvolvimento de lagos de interdunas úmidas. O aumento da umidade e a consequente elevação do nível do lençol freático precedeu a instalação do sistema lacustre da Formação Motuca, adjacente ao sistema eólico da Formação Sambaíba, como resultado definitivo da desertificação inicial do *Gondwana* no Triássico.

REFERÊNCIAS

- ABRANTES JÚNIOR, F. R. *Reconstituição paleoambiental do limite Permiano-Triássico da bacia do Parnaíba, região de Loreto (MA)*. 2011. 76f. Trabalho de conclusão de curso (graduação em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 2011.
- ALMEIDA, F. F. M. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., 1969, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1969, v. 2. p. 29 - 46.
- ANDRADE, L, S. *Fácies e estratigrafia da parte superior da Formação Pedra de Fogo, Permiano da Bacia do Parnaíba, região de Filadélfia – TO*. P.52. Dissertação de mestrado – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 2012, p.11.
- CAPPETTA, H. *Chondrichthyes II*. Vol 3B. New York. 2012.
- CAPUTO, M. V. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil. Thesis (Doctorate) - University of Califórnia, Santa Bárbara. 586 p. 1984.
- CAPUTO M.V., IANNUZZI R., FONSECA V.M.M. *Phoenix*, v. 81, n. 7, p.1-6, 2005.
- CAPUTO, M, V; PONCIANO, J, C, M, O. *Pavimento Estriado de Calembre, Brejo do Piauí – Registro de geleiras continentais há 360 milhões de anos no Nordeste do Brasil*. 2010.
- CARVALHO, I, S. *Paleontologia*. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2004. V.2.
- DELLA FÁVERA, J, C. *Tempestitos da Bacia do Parnaíba*. Um ensaio holístico. UFRGS, Porto Alegre. Tese de Doutorado. 1990.
- DUNHAM, R.J.. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (Ed.). *Classification of carbonate rocks*. Am. Ass. Petrol. Geol., 1962. p.108 – 121.
- FARIA JR., L.E.C. Estudo sedimentológico da Formação Pedra de Fogo – Permiano – Bacia do Maranhão. Dissertação de Mestrado, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológica, Universidade Federal do Pará, 57 p. 1979.
- FARIA JR, L.E.C. O permotriássico na Bacia do Maranhão: um modelo de paleodeserto. In: SBG, *Cong. Bras. Geol.*, 32, Rio de Janeiro, *Resumo*, 2:47-47.1984.
- FARIA JR., L.E.C. & TRUCKENBRODT a. Estratigrafia e petrografia da Formação Pedra de Fogo – Permiano da Bacia do Maranhão. In: SBG, *Cong. Bras. Geol.*, 31, *Balneário Camboriú, Anais*, 2:740-754.1980.

FARIA JR., L.E.C. & TRUCKENBRODT b. Estromatólitos na Formação Pedra de Fogo, Permiano, Bacia do Maranhão. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, Balneário Camboriú, *Anais*, **5**:3056-3067. 1980.

FOLK, R.L. *Petrografia Básica: textura, clasificación y nomenclatura de rocas*. Editora Paranino Madri. 1959,1962.

FOLK, R.L. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's Pub., Austin, TX, 107p. 1968.

GIANNINI, P.C.F.; ASSINE, M.L.; SOWAKUCHI, A.O. Ambientes eólicos. In: Silva A.J.C.L.P., Aragão M.A.N.F., Magalhães A.J.C. (orgs.) *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. Ed. Beca-BALL. São Paulo, p.73-101. 2008.

GLENNIE, K. W.; BULLER, A. T. The Permian Weissliegend of N.W. Europe: the Partial Deformation of Aeolian Dune Sand caused by the Zechstein Transgression. *Sediment. Geol.*, vol. 35, p. 43 - 81. 1983.

GÓES, A, M.; COIMBRA, A, M. Bacias sedimentares da província sedimentar do meio – norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, 1996, Belém. *Boletim de resumo expandido.... Belém: sociedade brasileira de geologia*, 1996.

GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, Bol. Geoc. PETROBRÁS. *Rel. interno*. v. 8, n. 1. 1994.

GOLONKA J. & FORD D. 2000. Pangean (Late Carboniferous–Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **161**:1-34.

HOWELL J.A. & MOUNTNEY N.P. Climatic cyclicity and accommodation space in arid to semi-arid depositional systems: an example from the Rotliegend Group of the Southern North Sea. In: Ziegler K., Turner P., Dalnes S.R. (eds.) *Petroleum Geology of the Southern North Sea: Future Potential*. Geological Society, London, Special Publication, **123**:63-86. 1997.

KIEHL J.T. & SHIELDS C.A. 2005. Climate simulation of the latest Permian: Implications for mass extinction. *Geology*, **33**(9):757–760

KOCUREK G. & DOTT R.H. 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation os eolian sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**(2):579-595.

KOEBERL, C.; FARLEY, K. A.; PEUCKER-EHRENBRINK, B.; SEPHTON, M. A. *Geochemistry of the end-Permian extinction event in Austria and Italy: No evidence for an extraterrestrial component*. *Geology*. v. 32. n. 12. p. 1053-1056. 2004.

LANZARINI, W, L; DA COSTA, MARIA DAS GRAÇAS F. & SOUZA CRUZ, C. E. Reconhecimento da fácies sedimentar eólica em subsuperfície: Critérios e exemplos de aplicação. *Anais XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia*, Goiânia, GO, v.1, 1986.

LIMA, E. A. M.; LEITE, J.F. *Projeto estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia do Parnaíba*. Relatório. Final da Etapa III. Volume II. DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral, CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Convênio DNPM/CPRM. 1978.

MESNER, J. G.; WOOLDRIDGE, L. C. Estratigrafia das bacias paleozóicas e cretáceas do Maranhão. *Bol. Téc. PETROBRÁS*. 7 (2): 137 - 164. 1964.

MEYER K.M., KUMP L.R., RIDGWELL A. 2008. Biogeochemical controls on photic-zone euxinia during the end-Permian mass extinction. *Geology*, **36**(9):747-750.

MIALL, A.D. *A review of the braided-river depositional environment*. *Earth Science Review*, 1977 13(1):1-62.

NASCIMENTO, M. S.; GÓES, A. M. Petrografia de arenitos e minerais pesados de depósitos cretáceos (Grupo Itapecuru), Bacia de São Luís Luís-Grajaú, norte do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 37(1): 50 - 63. 2007.

NEUMANN, V.M; ARAGÃO, M. A. N. F; VALENÇA, L. M. M; LEAL, P. L. *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*, 132-168 p. 2008.

NICHOLS, G.J. Sedimentary evolution of the Lower Clair Group, Devonian, west of Shetland. In: PETROLEUM GEOLOGY: Climate and sediment supply controls on fluvial, aeolian and lacustrine deposition. North West Europe and Global Perspectives - *Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference* (Eds Dore', A.G. & Vining, B.A.), 2005. p.957–967.

NICHOLS, G., *Sedimentology and stratigraphy*. 2º ed., Wiley-Blackwel, 419p. 2009.

OLIVEIRA, A. I.; LEONARDOS, O. H. *Geologia do Brasil*. 1ª edição, 472 p. XXXVI Estampas. 1940.

PARRISH, J. M.; PARRISH, J.T.; ZIEGLER, A. M. *Permian-Triassic Paleogeography and Paleoclimatology and Implications for the Rapsid Distributions*. Eds., Washington: Smithsonian Press, p. 109 - 132. 1986.

PINTO, C, P.; SAD, J,H,G. Revisão da estratigrafia da Formação Pedra de Fogo, borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 34, Goiânia. Anais..., SBG.v.1. 1986.

PLUMMER, F. B.; PRICE, L.I.; GOMES, F.A. Estado do maranhão e Piauí. in: Brasil, conselho nacional do petróleo, *relatório de 1946*. Rio de Janeiro, p.87-134.1948.

REINECK, H.E.; SINGH, I.B. *Depositional Sedimentary Environments*. SPRINGER-VERLAG. 455p. 1980.

RETALLACK, G. J.; SEYEDOLALI, A.; KRULL, E. S.; HOLSER, W. T.; AMBERS, C. P.; KYTE, F. T. *Search for evidence of impact at the Permian-Triassic boundary in Antarctica and Australia*. *Geology*: v. 26: n. 11: p. 979 - 982. 1998.

ROBINSON, P. L. *Paleoclimatology and Continental Drift: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*. Tarling, D. H. and Runcorn, S. K. Eds. New York: Academic, v. 1, p. 449 - 476. 1973.

SILVA, I, R.; BITTENCOURT, A, C, S, P; DOMINGUEZ, J, M, L; SILVA, S, B, M. *Uma contribuição a gestão ambiental da costa do descobrimento (litoral sul da costa da Bahia)*. 2003.

SILVA, A, J, C, L, P; ARAGAO, A, N, F; MAGALHAES, A, J, C. *Ambiente de sedimentação siliclástica do Brasil*. São Paulo. Ed, Beca. 2008.

SMALL, H. L. *Geologia e suprimento d'água subterrânea no Piauí e parte do Ceará*. Rio de Janeiro. 146p. (Brasil, insp. obr. Contra-secas, 1.D. publ. 32). 1914.

SUGUIO, KENITIRO. *Geologia do quaternário e mudanças ambientais*. São Paulo: Paulos's comunicações e Artes Gráficas, 1937.

SUGUIO, K. *Geologia Sedimentar* – São Paulo: Blucher, 400p. 2003.

TUCKER, M, E. *Sedimentary rocks in the field*. Department of geological science. University of Durham, Uk. England. 2003.

VAZ, P. T.; REZEN N. G. A. M.; FILHO, J. R. W.; TRAVASSOS, W. A. S. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p. 253-263, maio/nov. 2007.

WALKER, R. G. *Facies Models*. 2 ed. Toronto, Geoscience Canada, Reprint Series 1. 1984.

WALKER, R. G. e JAMES N. P. (EDS). *Facies models response to sea level change*. Geological Association of Canadá. P.1-113, .1992.

ZHARKOV, M. A.; CHUMAKOV, N. M. *Paleogeography and Sedimentation Settings during Permian-Triassic Reorganizations in Biosphere*. *Stratigraphy and Geological Correlation*, v.9, n.4, p.340–363. 2001.

ANEXO

ANEXO A – TABELAS PETROGRÁFICAS

GSSED/UFGA	DESCRIÇÃO DE LÂMINAS PETROGRÁFICAS	
<i>Laboratório de Geologia</i>		
Bacia:	Lâmina: RS-10	Tipo de Amostra: amostra de superfície
Bacia do Parnaíba		
Associação de fácies:	Campo: Araguaína	Formação: Pedra de fogo
AF1	Estudante de geologia: Renato Sol Paiva de medeiros	Data da Descrição: 01/07/2012

Nº de pontos Solicitados: 300	Nº de pontos Descritos: 783
-------------------------------	------------------------------------

TEXTURA

Granulometria: Silte : 0,062 á 0,031	Arredondamento: subarredondados
	Modificadores de arredondamento:
	Empacotamento:

ESTRUTURAS E ESCALAS

ESTRUTURAS:	ESCALAS (mm)	
Laminação plana levemente ondulada com truncamento de baixo ângulo	1 (objetiva 2,5)	2 (objetiva 2,5)

COMPOSIÇÃO

ARCABOUÇO (A)		
ESPÉCIE	nº pts	% Total
Quartzo monocristalino (tamanho silte = 0,05mm) (50 µm)	134	19,67
Micas (50 µm á 100 µm)	64	9,39
Óxido-Hidróxido de ferro (40 µm)	109	16
Total (A)	307	45,06

CIMENTO (C)					
MINERALOGIA	TEXTURA	FORMA CRISTAL	TAMANHO CRISTAL Folk 1974 (P/ carbonatos)	n° pts	% Total
Dolomita	Preenchendo Poros	Hipidiotópico	Cristais muito finos	167	21,32
Óxido-Hidróxido de ferro	Preenchendo Poros	Anedral		12	1,5
Total (C)				179	22,82

MATRIZ (M)				
TIPO	COMP.	ESTRUTURA	n° pts	% Total
Dentritica	Argilo Minerais		124	15,83
Total (M)			124	15,83

SUBSTITUIÇÃO (S)			
ESPÉCIE MINERAL	SUBSTITUINDO	n° pts	% Total
Sílica	Dolomita	35	4,46
Dolomita	Matriz	30	3,83
Total (S)		15	8,29

PORO (P)					
TIPO	ORIGEM	FORMA	EM	n° pts	% Total
Total (P)					

CLASSIFICAÇÃO	
Segundo DUNHAM (1962)	wackestone

GSED/UFGA	DESCRIÇÃO DE LÂMINAS PETROGRÁFICAS	
<i>Laboratório de Geologia</i>		
Bacia:	Lâmina: RS-11	Tipo de Amostra: amostra de superfície
Bacia do Parnaíba		
Associação de fácies:	Campo: Araguaína	Formação: Pedra de fogo
AF1	Estudante de geologia: Renato Sol Paiva de medeiros	Data da Descrição: 01/07/2012

Nº de pontos Solicitados:	Nº de pontos Descritos: 300
---------------------------	-----------------------------

TEXTURA

Granulometria:	
	Arredondamento: subangulosos
Silte : 0,062 á 0,031	Modificadores de arredondamento: sobrecrecimento
	Empacotamento:

ESTRUTURAS E ESCALAS

ESTRUTURAS:	ESCALAS (mm)	
ARCABOUÇO (A)		
ESPÉCIE	nº pts	% Total
Quartzo monocristalino (tamanho silte = 0,04mm) (40 µm)	57	19
Óxido-Hidróxido de ferro (20 µm)	15	5
Mica (16 µm)	6	2
Dolomita (35µm à 65 µm)	12	4
Bioclasto (280 µm)	3	1
Plagioclásio (70 µm)	3	1
Minerais Pesados	3	1
Total (A)	99	33

CIMENTO (C)					
MINERALOGIA	TEXTURA	FORMA CRISTAL	TAMANHO CRISTAL Folk 1974 (P/ carbonatos)	n° pts	% Total
Sílica	Substituindo	Anedral	Microcristalino ou fino	90	30
Dolomita	Preenchendo Poros	Hipidiotópico	Cristais finos	27	9
Total (C)				117	39

MATRIZ (M)				
TIPO	COMP.	ESTRUTURA	n° pts	% Total
carbonática	Carbonato e Argilo Minerais		24	8
Total (M)			24	8

SUBSTITUIÇÃO (S)			
ESPÉCIE MINERAL	SUBSTITUINDO	n° pts	% Total
Sílica	Matriz	96	32
Sílica	Dolomita	21	7
Total (S)		117	39

PORO (P)					
TIPO	ORIGEM	FORMA	E M	n° pts	% Total
Intergranular	Primária	Alongada/ Subarredondado		15	5
Total (P)				15	5

CLASSIFICAÇÃO	
Segundo FOLK (1959)	Bioesparito
Segundo DUNHAM (1962)	wackestone

GSED/UFPA	DESCRIÇÃO DE LÂMINAS PETROGRAFICAS	
<i>Laboratório de Geologia</i>		
Bacia:	Lâmina: RS-12	Tipo de Amostra: amostra de superfície
Bacia do Parnaíba		
Associação de fácies:	Campo: Araguaína	Formação: Pedra de fogo
AF1	Estudante de geologia: Renato Sol Paiva de medeiros	Data da Descrição: 01/07/2012

Nº de pontos Solicitados: 300	Nº de pontos Descritos: 300
-------------------------------	-----------------------------

TEXTURA

Granulometria:	
Tamanho médio dos cristais (Dolomita): 5µm à 10µm	Arredondamento: subangulosos
Areia Fina: 0,125 á 0,062	Modificadores de arredondamento: Sobrecrecimento e dissolução
	Empacotamento: ?

ESTRUTURAS E ESCALAS

ESTRUTURAS:	ESCALAS (µm)	
Laminação plana levemente ondulada	40	80
Fraturas	120	280

COMPOSIÇÃO

ARCABOUÇO (A)			
ESPÉCIE		nº pts	% Total
Nº de pontos Solicitados:		Nº de pontos Descritos: 300	
Quartzo monocristalino (15 µm à 20 µm)		30	10
Micas (105 µm)		15	5
Óxido-Hidróxido de ferro (25 µm à 40µm)		31	10
Total (A)		76	25

CIMENTO (C)					
MINERALOGIA	TEXTURA	FORMA CRISTAL	TAMANHO CRISTAL (Folk 1974)	n° pts	% Total
Dolomita	Preenchendo Poros	Hipidiotópico	Cristais muito finos	61	20,3
Total (C)				61	20,3

MATRIZ (M)				
TIPO	COMP.	ESTRUTURA	n° pts	% Total
carbonática	Carbonato e Argilo Minerais		67	22,3
Total (M)			67	22,3

SUBSTITUIÇÃO (S)			
ESPÉCIE MINERAL	SUBSTITUINDO	n° pts	% Total
Dolomita	Matriz	83	27,6
Total (S)		83	27,6

PORO (P)					
TIPO	ORIGEM	FORMA	EM	n° pts	% Total
Agigantados	Secundária	Alongada/ Subarredondado		9	3
Fraturamento	Secundária	Alongada		6	2
Total (P)				15	5

CLASSIFICAÇÃO	
Classificação da rocha:	Dolomitito

GSED/UFPA	DESCRIÇÃO DE LÂMINAS PETROGRAFICAS	
<i>Laboratório de Geologia</i>		
Bacia:	Lâmina: RS-Coquina	Tipo de Amostra: amostra de superfície
Bacia do Parnaíba		Formação:
Associação de fácies:	Campo: Araguaína	Pedra de fogo
AF2	Estudante de geologia: Renato Sol Paiva de medeiros	Data da Descrição: 01/07/2012

Nº de pontos Solicitados: 300	Nº de pontos Descritos: 506
-------------------------------	------------------------------------

TEXTURA

Granulometria:	Arredondamento: Angulosos
Areia Fina : 0,125 á 0,062	Modificadores de arredondamento:
	Empacotamento:

ESTRUTURAS E ESCALAS

ESTRUTURAS:	ESCALAS (mm)	
Laminação Plano-paralela	0,5 (obj 2,5)	1 (obj 2,5)

COMPOSIÇÃO

ARCABOUÇO (A)		
ESPÉCIE	nº pts	% Total
Quartzo Monocristalino (3 cm obj 10)	64	12,6
Bioclasto (2 à 8 cm obj 5)	122	24,1
Total (A)	186	36,7

CIMENTO (C)					
MINERALOGIA	TEXTURA	FORMA CRISTAL	TAMANHO CRISTAL	nº pts	% Total
Sílica	Preenchendo Poros	Subedral	Espático	28	5,5
Sílica	Preenchendo Poros	Anedral	Microcristalino	53	10,4
Óxido-Hidróxido Óxido-Hidróxido	Preenchendo Poros	Anedral		131	25,8
Total (C)				212	41,7

MATRIZ (M)				
TIPO	COMP.	ESTRUTURA	n° pts	% Total
Total (M)				

SUBSTITUIÇÃO (S)			
ESPÉCIE MINERAL	SUBSTITUINDO	n° pts	% Total
Sílica	Calcita	65	12,8
Calcita	Bioclastos	11	2,1
Total (S)		76	14,9

PORO (P)					
TIPO	ORIGEM	FORMA	EM	n° pts	% Total
Intergranular	Primário	Alongado		21	4,1
Total (P)				21	4,1

CLASSIFICAÇÃO	
Segundo FOLK (1959)	Bioesparito
Segundo DUNHAM (1962)	Boundstone
Classificação da rocha:	Coquina

GSSED/UFPA	DESCRIÇÃO DE LÂMINAS PETROGRAFICAS	
<i>Laboratório de Geologia</i>		
Bacia:	Lâmina: RS-Tepee	Tipo de Amostra: amostra de superfície
Bacia do Parnaíba		Formação:
Associação de fácies:	Campo: Araguaína	Pedra de fogo
AF2	Estudante de geologia: Renato Sol Paiva de medeiros	Data da Descrição: 01/07/2012

Nº de pontos Solicitados: 300	Nº de pontos Descritos: 552
-------------------------------	------------------------------------

TEXTURA

Granulometria:	
	Arredondamento:
	Modificadores de arredondamento:
	Empacotamento:

ESTRUTURAS E ESCALAS

ESTRUTURAS:	ESCALAS (mm)	

COMPOSIÇÃO

ARCABOUÇO (A)		
ESPÉCIE	nº pts	% Total
Plagioclásio	5	0,9
Óxido-Hidróxido de Ferro	157	28,4
Minerais pesados	96	17,4
Total (A)	258	46,7

CIMENTO (C)					
MINERALOGIA	TEXTURA	FORMA CRISTAL	TAMANHO CRISTAL Folk 1974 (P/ carbonatos)	nº pts	% Total
Sílica	Substituindo e Preenchendo Poros	Anedral	Microcristalino	102	18,4
Calcita	Preenchendo Poros	Xenotópica	Muito Grosseiramente Cristalino	7	1,2

Dolomita	Preenchendo Poros	Idiotópica	Muito Grosseiramente Cristalino	5	0,9
Total (C)				114	20,5

MATRIZ (M)				
TIPO	COMP.	ESTRUTURA	nº pts	% Tot al
Total (M)				

SUBSTITUIÇÃO (S)			
ESPÉCIE MINERAL	SUBSTITUINDO	nº pts	% Tot al
Sílica	Calcita	38	6,8
Sílica	Dolomita	140	25,3
Total (S)		178	32,1

PORO (P)					
TIPO	ORIGEM	FORMA	EM	nº pts	% Tot al
Intergranular	Primário	Subarredondado/Alongado		15	2,7
Dissolução	Secundária	Romboédrica e amorfa		8	1,4
Total (P)				23	4,1

CLASSIFICAÇÃO	
Nome da rocha	silexito

GSED/UFPA	DESCRIÇÃO DE LÂMINAS PETROGRAFICAS	
<i>Laboratório de Geologia</i>		
Bacia:	Lâmina: RS-07	Tipo de Amostra: amostra de superfície
Bacia do Parnaíba		Formação:
Associação de fácies:	Campo: Araguaína	Pedra de fogo
AF2	Estudante de geologia: Renato Sol Paiva de medeiros	Data da Descrição: 01/07/2012

Nº de pontos Solicitados: 300	Nº de pontos Descritos: 317
-------------------------------	------------------------------------

TEXTURA

Granulometria: Areia Fina: 0,07 – 0,012	Arredondamento: Angulosos
	Modificadores de arredondamento: Sobrecrescimento
	Empacotamento: Normal

ESTRUTURAS E ESCALAS

ESTRUTURAS:	ESCALAS (mm)	
Laminação Ondulada	80µm	160 µm

COMPOSIÇÃO

ARCABOUÇO (A)		
ESPÉCIE	nº pts	% Total
Quartzo Monocristalino	175	55,2
Oxido -Hidróxido de ferro	17	5,3
Muscovita	15	4,7
Feldspato	5	1,5
Mineral Pesado	6	1,8
Total (A)	218	68,5

CIMENTO (C)					
MINERALOGIA	TEXTURA	FORMA CRISTAL	TAMANHO CRISTAL (Folk 1974)	nº pts	% Total
Dolomita	Preenchendo Poros	Xenotópico	Muito finamente cristalino	22	6,9

Total (C)	22	6,9
------------------	-----------	------------

MATRIZ (M)				
TIPO	COMP.	ESTRUTURA	n° pts	% Total
Total (M)				

SUBSTITUIÇÃO (S)			
ESPÉCIE MINERAL	SUBSTITUINDO	n° pts	% Total
Silica	Dolomita	62	19,5
Total (S)		62	19,5

PORO (P)					
TIPO	ORIGEM	FORMA	EM	n° pts	% Total
Intergranular	Primário	Alongado		13	4,1
Fraturamento	Secundário	Alongado		2	0,6
Total (P)				15	4,7

CLASSIFICAÇÃO	
Segundo FOLK (1959)	
Segundo DUNHAM (1962)	Grainstone

GSED/UFGA	DESCRIÇÃO DE LÂMINAS PETROGRÁFICAS	
<i>Laboratório de Geologia</i>		
Bacia:	Lâmina: RS-06	Tipo de Amostra: amostra de superfície
Bacia do Parnaíba		Formação:
Associação de fácies:	Campo: Araguaína	Pedra de fogo
AF2	Estudante de geologia: Renato Sol Paiva de medeiros	Data da Descrição: 01/07/2012

Nº de pontos Solicitados: 300	Nº de pontos Descritos: 922
-------------------------------	------------------------------------

TEXTURA

Granulometria: Areia Fina: 0,125 á 0,062	Arredondamento: subangulosos à subarredondado
	Modificadores de arredondamento:
	Empacotamento:

ESTRUTURAS E ESCALAS

ESTRUTURAS:	ESCALAS (mm)	
Laminação Ondulada	80 µm	160 µm

COMPOSIÇÃO

ARCABOUÇO (A)		
ESPÉCIE	nº pts	% Total
Quartzo Monocristalino	222	24
Biotita	18	1,9
Plagioclásio	6	0,6
Total (A)	246	26,5

CIMENTO (C)					
MINERALOGIA	TEXTURA	FORMA CRISTAL	TAMANHO CRISTAL (Folk 1974)	nº pts	% Total
Dolomita	Preenchendo Poros	Xenotópico	Finamente cristalina	256	27,7
Total (C)				256	27,7

MATRIZ (M)

TIPO	COMP.	ESTRUTURA	n° pts	% Total
Total (M)				

SUBSTITUIÇÃO (S)			
ESPÉCIE MINERAL	SUBSTITUINDO	n° pts	% Total
Silica	Dolomita	62	6,7
Total (S)		62	6,7

PORO (P)					
TIPO	ORIGEM	FORMA	EM	n° pts	% Total
Intergranular	Primário	Alongado		41	4,4
Agigantados/ dissolução	Secundário	Arredondados		80	8,6
Total (P)				121	13

CLASSIFICAÇÃO	
Segundo FOLK (1959)	Microesparito
Segundo DUNHAM (1962)	

GSSED/UFPA	DESCRIÇÃO DE LÂMINAS PETROGRAFICAS	
<i>Laboratório de Geologia</i>		
Bacia:	Lâmina: RS-17	Tipo de Amostra: amostra de superfície
Bacia do Parnaíba		
Associação de fácies:	Campo: Araguaína	Formação: Pedra de fogo
AF2	Estudante de geologia: Renato Sol Paiva de medeiros	Data da Descrição: 01/07/2012

Nº de pontos Solicitados: 300	Nº de pontos Descritos: 364
-------------------------------	------------------------------------

TEXTURA

Granulometria: Silte: 0,031 – 0,062	Arredondamento: subangulosos
	Modificadores de arredondamento:
	Empacotamento:

ESTRUTURAS E ESCALAS

ESTRUTURAS:	ESCALAS (mm)	
Laminação Ondulada	30 µm	50 µm

COMPOSIÇÃO

ARCABOUÇO (A)		
ESPÉCIE	nº pts	% Total
Quartzo Monocristalino	31	8,5
Oxido -Hidróxido de ferro	28	7,6
Muscovita	12	3,2
Fantasmas de bioclasto	8	2,1
Total (A)	79	21,4

CIMENTO (C)					
MINERALOGI A	TEXTURA	FORMA CRISTAL	TAMANHO CRISTAL (Folk 1974)	nº pts	% Total
Dolomita	Preenchendo Poros	Hipidiotópico	Finamente cristalino	206	56,5
Total (C)				206	56,5

MATRIZ (M)				
TIPO	COMP.	ESTRUTURA	n° pts	% Total
Argilo mineral			24	6,5
Total (M)			24	6,5

SUBSTITUIÇÃO (S)			
ESPÉCIE MINERAL	SUBSTITUINDO	n° pts	% Total
Silica	Dolomita	42	11,5
Total (S)		42	11,5

PORO (P)					
TIPO	ORIGEM	FORMA	EM	n° pts	% Total
Dissolução	Secundário	Arredondado		13	3,5
Total (P)				13	3,5

CLASSIFICAÇÃO	
Nome da rocha:	Dolomitito

GSED/UFPA	DESCRIÇÃO DE LÂMINAS PETROGRAFICAS	
<i>Laboratório de Geologia</i>		
Bacia:	Lâmina: RS-14	Tipo de Amostra: amostra de superfície
Bacia do Parnaíba		
Associação de fácies:	Campo: Araguaína	Formação: Pedra de fogo
AF2	Estudante de geologia: Renato Sol Paiva de medeiros	Data da Descrição: 01/07/2012

Nº de pontos Solicitados: 300	Nº de pontos Descritos:
-------------------------------	-------------------------

TEXTURA

Granulometria: Silte: 0,031 – 0,062	Arredondamento: subarredondados
	Modificadores de arredondamento:
	Empacotamento:

ESTRUTURAS E ESCALAS

ESTRUTURAS:	ESCALAS (mm)	
Laminação Ondulada	20 µm	50 µm

COMPOSIÇÃO

ARCABOUÇO (A)		
ESPÉCIE	nº pts	% Total
Quartzo Monocristalino	75	19,7
Oxido -Hidróxido de ferro	49	12,9
Muscovita	15	3,9
Total (A)	139	36,5

CIMENTO (C)					
MINERALOGIA	TEXTURA	FORMA CRISTAL	TAMANHO CRISTAL (Folk 1974)	nº pts	% Total
Calcita	Preenchendo Poros	Xenotópico	Finamente cristalino	18	4,7
Dolomita	Preenchendo Poros	Xenotópico	Média cristalinidade	61	16
Total (C)				79	20,7

MATRIZ (M)				
TIPO	COMP.	ESTRUTURA	n° pts	% Total
Argilo mineral			26	6,8
Total (M)			26	6,8

SUBSTITUIÇÃO (S)			
ESPÉCIE MINERAL	SUBSTITUINDO	n° pts	% Total
Dolomita	Calcita	74	19,5
Silica	Dolomita	25	6,5
Total (S)		99	26

PORO (P)					
TIPO	ORIGEM	FORMA	EM	n° pts	% Total
Agigantados/ Dissolução	Secundário	Arredondado		36	9,4
Total (P)				36	9,4

CLASSIFICAÇÃO	
Nome da rocha:	Dolomitito