



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

RAPHAEL NETO ARAUJO

**RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL E PETROGRAFIA DA
FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO, PERMIANO DA BACIA DO
PARNAÍBA, REGIÃO DE FILADÉLFIA – TO**

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM – PARÁ
OUTUBRO DE 2012

RAPHAEL NETO ARAUJO

**RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL E PETROGRAFIA
DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO, PERMIANO DA BACIA
DO PARNAÍBA, REGIÃO DE FILADÉLFIA – 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
2012

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

A663r Araújo, Raphael Neto

Reconstituição paleoambiental e petrografia da Formação Pedra de Fogo, Permiano da Bacia do Parnaíba, região de Filadélfia – TO / Raphael Neto Araujo; Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira – 2012

111 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geofísica, Belém, 2012.

1. Sedimentologia. 2. Geologia estratigráfica –Permiano. 3. Formação Pedra de Fogo. 4. Reconstituição paleoambiental. I. Nogueira, Afonso César Rodrigues, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22^a ed.: 552.5098117

RAPHAEL NETO ARAUJO

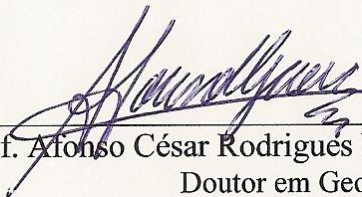
**RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL E PETROGRAFIA
DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO, PERMIANO DA BACIA
DO PARNAÍBA, REGIÃO DE FILADÉLFIA – TO.**

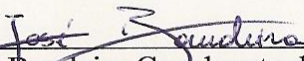
Trabalho de Conclusão de Curso,
apresentado à Faculdade de Geologia
do Instituto de Geociências da
Universidade Federal do Pará - UFPA,
em cumprimento às exigências para
obtenção do grau de Bacharel em
Geologia.

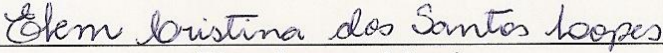
Data da aprovação: 14 / 11 / 2012

Conceito: EXCELENTE

Banca Examinadora:


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


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


Elem Lopes - Membro
Mestre em Geologia
Serviço Geológico do Brasil - CPRM

À minha mãe, minha protetora,
conselheira e amiga de todas as horas.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, por ter me dado força e sabedoria nesses quase cinco anos de estudo e dedicação ao curso de Geologia, que me fez chegar até aqui e simplesmente por tudo em minha vida!

Aos meus pais Rosiane e Roberto, por terem sido minha fortaleza e pelo amor incondicional que me deram ao longo dessa caminhada.

Ao meu irmão Roberto Filho por diversos momentos de companheirismo, principalmente quando íamos assistir jogos do Mengão depois de um dia inteiro de trabalho. É muito bom estar ao seu lado.

Agradeço também as minhas duas outras mães Edite (maroca) e Ana (tia Ana) por terem me dado apoio e amor em tudo que fiz, desde quando cheguei para morar em Belém, sem vocês eu não teria conseguido!

A minha namorada Quézia pelo amor, amizade e dedicação durante esses mais de dois anos em que estou ao seu lado, sem ela este trabalho não poderia ter sido concretizado. Do seu lado é aonde eu quero continuar até o fim dos meus dias!

Ao restante da minha família, minha prima Gabi, meus tios Hélio e Manoel, meu avô Ofir e as minhas tias Rosângela e Rosilene, pelo apoio e amor que me deram!

Agradeço também a minha outra família, Dona Amélia, Seu Joel e Esther pelos vários finais de semana de alegria e pelas orações incondicionais que fizeram para o meu sucesso.

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

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

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

Aos meus amigos mais chegados: José (tubarão), Maurição, Ingrid, Chelsea, Renato (socé baleado), Carlão e Popinho por todos esses anos juntos que tive que aturar vocês. Vocês são demais!

Ao Msc. Joelson Soares, e outros amigos do GSED, Pedro, Valber, Hudson, Latino, Clerber, Isacc Salém, Isacc Rudnitzki, Mayra e Natália pelos momentos de descontração e contribuições dadas a esta monografia.

Ao PET Geologia da UFPA, na qual faço parte há mais de três anos e fiz boas e inesquecíveis amizades. Em especial a figura do professor Vladimir Távora.

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!

Ao meu amigo pablitos por ter me ajudado nos momentos finais da confecção desta monografia.

E todos aqueles que participaram desta conquista, de forma direta ou indireta. Meu muito obrigado a todos!

“Aquele que habita no esconderijo do altíssimo,
à sombra do onipotente descansará. Direi do
Senhor: Ele é meu refúgio, meu baluarte, Deus
meu em quem confio”.

Salmos 91:1-2

RESUMO

A Formação Pedra de Fogo da Bacia do Parnaíba, na região de Filadélfia, Tocantins, encontra-se distribuída lateralmente por dezenas de quilômetros sendo representada principalmente por fácies predominantemente pelíticas. O estudo faciológico e estratigráfico em afloramentos permitiu a individualização de 13 fácies agrupadas em 7 associações de fácies (AF), representativas de parte de um paleoambiente predominantemente lacustre associado com campo de dunas eólicas, planícies de *sabkhas* continentais e rios efêmeros subordinados. Os depósitos lacustres (AF1) são constituídos predominantemente por pelitos com laminação levemente ondulada/planar (fácies Po) e subordinadamente por arenitos finos e médios com laminação levemente ondulada/planar (fácies Ao) formando ciclos centimétricos a métricos de espessamento ascendente dos arenitos. Os depósitos lacustres com rios efêmeros (AF2) constituídos de paraconglomerados/arenitos predominantemente grossos e maciços com base escavada (fácies CAm) são interpretados como resultado de episódios de inundação relâmpago que causaram fluxos canalizados para as zonas marginais lacustres. Os depósitos lacustres com restos de madeira fossilizada (AF3) constituem-se de pelitos com laminação levemente ondulada/planar (fácies Po) com fósseis silicificados, classificados preliminarmente no gênero *Psaronius*. Os depósitos de *sabkhas* continentais (AF4) são caracterizados pela ocorrência de arenitos médios com moldes evaporíticos silicificados do tipo *popcorn* e *cauliflower* (fácies Ame). Campos de dunas formam depósitos restritos e são representados por arenitos bem selecionados com estratificação cruzada tangencial (fácies At) e cruzada acanalada (fácies Aa2) de médio e pequeno porte. Os depósitos de fluxos em lençol (AF6) constituem-se principalmente de paraconglomerados com acamamento maciço (fácies CAm) e são resultado da sedimentação episódica através de fluxos não canalizados. A associação de fácies de lobos de suspensão (AF7) é representante única dos depósitos da Formação Motuca e constituem arenitos finos a grossos com estratificação cruzada sigmoidal (fácies As) e com geometria das camadas em forma de lobos sigmoidais suspensos em pelitos da fácies Po.

Palavras-chave: Sedimentologia. Geologia estratigráfica - Permiano. Formação Pedra de Fogo. Reconstituição paleoambiental.

ABSTRACT

The Pedra de Fogo Formation from Parnaíba Basin, in Filadelfia region, Tocantins State, extends over an area of dozens of square kilometers and consists mainly of muddy facies. The faciological and stratigraphic analysis in outcrops allowed the recognition of 13 facies. These facies have been grouped into 7 facies associations (FA) that represent part of a lacustrine paleoenvironment associated with eolian dunes, *inland sabkhas* and, subordinately, ephemeral rivers. The lacustrine deposits (FA1) consist, predominantly, of mudstones with slightly undulating /planar lamination (Po facies) and, subordinately, of fine to medium sandstones with slightly undulating/planar lamination (Ao facies), forming centimetric to metric thickening-upward cycles. The lacustrine deposits with ephemeral rivers (FA2) consist of paraconglomerates and predominantly coarse and massive sandstones with scoured base structure (CAm facies), that are interpreted as a result of flash-flood episodes which caused channel flows to the marginal lacustrine zones. The lacustrine deposits with rests of fossilized wood (AF3) are composed of mudstones with slightly undulating/planar lamination (Po facies) with silicified fossils, classified preliminarily in the genera *Psaronius*. The inland *sabkhas* deposits (AF4) are characterized by the occurrence of medium sandstones with silicified evaporitic molds of popcorn and cauliflower kinds (facies Ame). Eolian dunes form restricted deposits and are represented by well sorted sandstones with small to medium-scale tangential (At facies) and trough (Aa2 facies) cross-bedding. The deposits of sheet flows (AF6) consist mainly of massive paraconglomerates (CAm facies) and are result of episodic sedimentation by flows not channeled. The facies association suspension lobes (AF7) is the only representative of Motuca Formation deposits and consists of fine to coarse sandstones with sigmoidal cross-bedding (As Facies) and the geometry of the strata forms sigmoid lobes suspended in the mudstones from Po facies.

Keywords: Sedimentology. Estratigraphic Geology - Permian. Pedra de Fogo Formation. Paleoenvironmental reconstruction.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Localização da área de estudo, próximo ao município de Filadélfia, Tocantins. Os pontos descritos foram plotados de acordo com as suas coordenadas geográficas.23
- Figura 2 - Distribuição espacial das principais sucessões sedimentares que constituem o arcabouço litoestratigráfico da Bacia do Parnaíba.26
- Figura 3 - Modelo de Estiramento-Litosférico. Esse modelo é caracterizado por estiramento litosférico sob condições de cisalhamento simples e deformação heterogênea. Apresentando uma geometria assimétrica construída pelo *detachment* lístrico que confere soerguimentos e subsidência, posições assimétricas dentro da bacia.27
- Figura 4 - Comparação entre colunas cronoestratigráficas da Bacia do Parnaíba: Plummer (1949), Campbell et al. (1949), Kegel (1953), Mesner e Wooldridge (1984), Aguiar (1971), Carozzi et al. (1975), Brito (1979), Quadros (1982), Caputo (1984a), Melo (1984a), Granh (1992) e Loboziak et al. (1992).30
- Figura 5 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Em destaque o Grupo Balsas (em amarelo) e a Formação Pedra de Fogo (em vermelho).31
- Figura 6 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Em destaque o Grupo Balsas (em amarelo) e a Formação Pedra de Fogo (em vermelho).32
- Figura 7 - CONSOLIDAÇÃO do Pangea durante o Triássico Superior e Inferior.36
- Figura 8 - Modelo deposicional esquemático para lagos tipo playa.40
- Figura 9 - Tipos básicos de dunas eólicas. A) “Transversal”; B) Barcanóide; C) Barcana; D) “Linear” ou seif; E) Estrela; F) Reversa; G) Parabólica; H) Ruptura de deflação ou blowout, e; I) Dômica.41
- Figura 10 - Método de transporte de grãos eólicos. A) superfície de arrasto creep; B) colisões aéreas devido a saltação de grãos, e; C) Impacto entre os grãos em saltação com os grãos da superfície de arrasto.42

Figura 11 - Padrões de estratificação cruzada em depósitos de ambientes eólicos. Modelos ilustrativos da geometria das superfícies de reativação, superposição de superfícies, superfícies de migração interduna e supersuperfícies em sistema eólico.	43
Figura 12 - Subambientes deposicionais de uma bacia hidrologicamente fechada (lago salino perene).	44
Figura 13 - Mecanismos de distribuição e sedimentos resultantes propostos para uma sedimentação clástica, em lagos oligotróficos com estratificação termal anual.	45
Figura 14 - Modelo esquemático das etapas de análise de fácies.	47
Figura 15 - Caracterização mineralógica por DRX. A) Preparação das amostras para DRX (Método do pó); B) Espectrômetro seqüencial Axios Minerals; C) Difrátômetro X'Pert MPD-PRO PANalytical.	49
Figura 16 - Perfil tipo da Formação Pedra de Fogo estabelecido por Melo e Prade (1968), na região de Boa Esperança, entre os estados do Maranhão e Piauí.	51
Figura 17 - Crosta laterítica concrecionária encontrada próximo ao topo da Formação Pedra de Fogo sustentando morros testemunhos. A) Afloramento de crosta laterítica com aproximadamente 3 metros de espessura e 30 metros de comprimento (destacado); B) e C) Aspecto concrecionário da crosta laterítica desmantelada, e; D) Imagem de morros sustentados por crosta laterítica.	56
Figura 18 - Coluna litoestratigráfica da região de Filadélfia, Tocantins, com descrição das principais litologias, estruturas sedimentares e conteúdo fossilífero e ambientes deposicionais.	56
Figura 19 - Perfis Estratigráficos confeccionados em afloramentos da Formação Pedra de Fogo e da Formação Motuca, próximos a Filadélfia, Tocantins, compondo um perfil composto de aproximadamente 70 metros de espessura. O quadro a direita mostra o posicionamento estratigráfico dos perfis nas unidades e foram plotados de acordo com as cotas em que se encontram.	57

Figura 20 - Aspectos faciológicos da fácies Po e Ao, pertencentes aos depósitos lacustres com restos de madeira fossilizada (AF3). A) camadas com restos de madeira fossilizada da fácies Po; B) C) Restos de madeira fossilizada na fácies Po; D) Afloramento onde foram encontrados lenhos fósseis; E) Camadas intercaladas das fácies Ao e Po. Lenhos fossilizados são descritos na fácies Po; F) Lenhos fósseis dispostos paralelos a laminação, e; G) Imagem em planta dos lenhos fósseis na camadas da fácies Po. 61

Figura 21 - Concreções silicosas descritas na fácies Po dos depósitos lacustres da Formação Pedra de Fogo (AF1). A) Nódulos silicificados em formato semelhante ao de bonecas russas matrioska, em destaque na foto, e; B) Nódulos silicificados em formato oblato (achatado) semelhantes a bolachas. Notar linhas de crescimento discoidal. 62

Figura 22 - Depósitos lacustres da Formação Pedra de Fogo, fácies Agl. A) e B) Aspectos faciológicos da fácies Agl dos depósitos lacustres da Formação Pedra de Fogo (AF1) em associação com a fácies Po e com a fácies Ao. 63

Figura 23 - Aspectos faciológicos das fácies Ao e Po pertencentes aos depósitos lacustres da Formação Pedra de Fogo (AF1). A) Intercalação entre as fácies Ao e Po, que ocorrem associadas nestes depósitos; B) Intercalação entre as fácies Ao e Po. Notar que os ciclos progradantes tornam-se menores em direção ao topo do perfil, indicativo de raseamento ascendente; C) Fácies Ao. Notar marcas onduladas simétricas e assimétricas de cristas sinuosas. D) Detalhe da fácies Ao e; F) Detalhe em afloramento dos arenitos com laminação levemente ondulada/planar (fácies Ao). 64

Figura 24 - Depósitos lacustres da parte superior da Formação Pedra de Fogo (AF1). A) perfil estratigráfico localizado no ponto seis. Notar pacotes espessos de pelitos com laminação levemente ondulada/planar (Po) intercalados com pacotes delgados de arenitos com laminação levemente ondulada planar (Ao), formando grandes ciclos granocrescentes (padrão progradante) com máximo de 6 metros de amplitude, próximo ao contato com a Formação Motuca; B) Afloramento de corte de estrada onde afloram este depósito; C) Seção esquemática de A, mostrando a geometria tabular dos depósitos lacustres com detalhe para o posicionamento das figuras D, E e F. Notar os ciclos granocrescentes em vermelho, e; D), E) e F).

Intercalação das fácies Ao e Po nos depósitos lacustres da Formação Pedra de Fogo.....65

Figura 25 - Aspectos faciológicos das fácies Ac, Aqb e Alc, constituintes dos depósitos lacustres da da Formação Pedra de Fogo (AF1). A) Imagem do afloramento onde foram descritos fácies lacustres associadas a esta unidade; B) Detalhe das fácies Ac, Apb, Alc e o padrão *pinch and swell* de topo e base das camadas de arenito, produzido pela ação de onda; C) Detalhe da laminação cruzada gradando lateralmente para plano-paralelas; D) Detalhe do padrão *pinch and swell* do topo e base das camadas; E. Detalhe da laminação cruzada com mergulhos opostos com recobrimento *drapes*, e; F) Laminação cruzada cavalgante supercrítica de alto ângulo.67

Figura 26 - Aspectos faciológicos da fácies Ag, pertencente aos depósitos lacustres da porção Superior da Formação Pedra de Fogo (AF1). A) Arenito com gretas de contração poligonal de diâmetro aproximado de 4 cm, e; B) Arenitos com gretas de contração dispostas em topo de camada. Ambas são evidência de exposição subaérea periódica de ambiente hidrológico raso.68

Figura 27 - Depósitos lacustres com rios efêmeros da Formação Pedra de Fogo (AF2), fáceis CAm e Aa1. A) Conglomerado/ arenito maciço de base escavada (fácies CAm), associado a fácies de pelito com laminação levemente ondulada/planar (fácies Po); B) Camada de arenito grosso a médio com segregação granulométrica, base com areia grossa varia para o topo com areia média; C) Arenito com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte, e; D) laminações convolutas na base dos *sets* das estratificações cruzadas acanaladas.69

Figura 28 - Depósitos de sabkhas continentais da Formação Pedra de Fogo (AF4). Arenitos finos a médios com moldes evaporíticos silicificados. A) moldes evaporíticos semelhantes a pipocas (popcorn); B) moldes evaporíticos silicificados em forma de couve-flor (*cauliflowers*).70

Figura 29 - Aspectos faciológicos da fácies At e Aa2, pertencentes aos depósitos de campos de dunas eólicas da Formação Pedra de Fogo (AF5). A) Arenitos com estratificação cruzada tangencial de (fácies At); B) Detalhes da foto A. Observar os topsets sempre planos a ligeiramente ondulados, e a tendência de adelgaçamento

ascendente Limites laterais em baixo ângulo entre os *sets*, algumas vezes gerando truncamentos (setas); C) Fácies At, com estrutura de deslizamento (*sliding*) associada; D) Detalhes da foto C. Notar adelgaçamento ascendente dos *sets* e massa rochosa deformada em processo pós-deposicional; E) e F) Fácies Aa2 associada à fácies At; G) Grãos de quartzo observados em lupa, mostrando textura fosca e alto grau de seleção, e; H) Grãos de quartzo com superfícies polidas e fraturamento conchoidal produzidos por abrasão eólica. 72

Figura 30 - Depósitos de lobos sigmoidais de suspensão da Formação Motuca (AF7). A) Seção esquemática do afloramento, ponto 7, onde foram descritos lobos sigmoidais. Notar arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (fácies As), em geometria de lobos sigmoidais encaixados em litologia pelítica da fácies Po; B), C) e D) Detalhe do primeiro, segundo e terceiro (sentido SE-NW) corpo arenoso com estratificação cruzada sigmoidal (fácies As), encaixados em pelitos avermelhados semelhantes a *red beds* da Formação Motuca, e; E) perfil litoestratigráfico referente ao ponto 5, com destaque para o posicionamento das figuras B, C e D. Lobos sigmoidais em suspensão. 73

Figura 31 - Imagens do mineral calcedônia em Microscópio eletrônico de varredura (MEV) e microscópio petrográfico em nicóis cruzados. Imagens a), b), c) e e) obtidas a partir de Elétrons Retroespalhados. Em a) e b) microfratura preenchida. Suas análises EDS mostradas respectivamente em 5 e 3 determinam a presença de calcita e dolomita como minerais de preenchimento das fratura na sílica (calcedônia); c) Detalhe para o mineral biotita formado na massa de sílica, apontada em análise EDS em 2 ; e) Imagem do hábito fibroradial da calcedônia, suas análises EDS em 1 confirmam a presença de sílica. Imagem f) obtida a partir de elétrons secundários mostrando microcristais da calcedônia; d) e g) imagens obtidas em nicóis cruzados, em aumento de 10 X e 1X. 76

Figura 32 - Associação de fácies de ambiente lacustre com rios efêmeros (AF2). A) Camadas tabulares de espessura centimétrica de arenitos finos com laminação levemente ondulada/planar intercalados com pelitos laminados (Po) com troncos silicificados (Po). B. Detalhe do tronco silicificado na fácies Po. Fonte: Modificado de Andrade (2012). 78

- Figura 33 - Microfotografias de troncos fossilizados de *Psaronius* depositados em pelitos (fácies Po) da Formação Pedra de Fogo. A), B), C), D), E) e F) Morfologia vegetal. e; G) e F) Detalhes da substituição da matéria orgânica, mineralizada sílica e poros preenchidos por calcita (Cal). H) e B) Nicóis cruzados.80
- Figura 34 - Dentes de peixes ósseos encontrados na fácies Po da associação de fácies 3 (AF3) da Formação Pedra de Fogo. A), D), E) e H) imagem da morfologia dos dentes; B) dente de peixe incrustado com material pelítico (destacado); C) detalhe do dente mostrado em B, e; F) e G) Detalhe da imagem E, mostrando as ornamentações presentes na superfície dos dentes.81
- Figura 35 - Microfotografias de escolecodontes encontrados em pelitos da Formação Pedra de Fogo (imagens A, B, C, D, E, F e G), e; H) microfotografia de escolecodontes encontrados na Bacia do Amazonas, para comparação com os descritos na Formação Pedra de Fogo. Notar a morfologia externa do aparelho bucal. Fonte: Nascimento (2008).82
- Figura 36 - Ostracodes e briozoários descritos em pelitos da fácies Po da Formação Pedra de Fogo. A), B), C) e D) imagens em MEV dos ostracodes; F) microfotografia mostrando ostracode em seção longitudinal, e; E) briozoários descritos na unidade.83
- Figura 37 - Diagrama triangular, com a composição detrítica dos arenitos da Formação Pedra de Fogo, em amarelo, e da Formação Motuca, em azul.87
- Figura 38 - Microfotografias de arenitos com cimento carbonático intercalados com pelitos da AF1 – Lacustre da Formação Pedra de Fogo. A) Níveis de arenito com grãos de areia muito fina a média (Acc), intercalados com pelito (Pe). Notar contato entre os níveis marcado pelas linhas tracejadas em vermelho; B) Imagem com nicóis cruzados da imagem A.; C) Detalhe dos arenitos com cimento carbonático. São destacados quartzos detríticos de diferentes classes granulométricas (Qtz) e o cimento de calcita (Cal), e; D) Imagem com nicóis cruzados da imagem D.90
- Figura 39 - Microfotografias de arenitos da AF5 – campo de dunas da Formação Pedra de Fogo. A) Imagem em aumento de 2,5 X mostrando arcabouço geral destes arenitos com grãos que variam de areia fina a média, bem arredondados e bem selecionados; B) Aumento de 10X. Notar contatos pontuais entre os grãos (círculos

vermelhos). Setas vermelhas apontam para poros móldicos (Pm); B) Películas de argilominerais (cutans - Cta) envolvem praticamente todos os grãos de quartzo detrítico presentes no arcabouço da rocha, sugerindo infiltração mecânica da argila no sítio deposicional, e; D) Poros móldicos agigantados (Pma) conectados por gargantas, e grãos flutuantes (GrF), advindos de dissoluções químicas.91

Figura 40 - Microfotografias de arenitos da AF5 – campo de dunas da Formação Pedra de Fogo. A) Imagem em aumento de 20 X. Notar no centro da imagem clasto de argilomineral (Arg) retrabalhado esmagado entre os grãos de quartzo detrítico (Qtz); B) fragmentos líticos no arcabouço da rocha são principalmente de *chert* (sílica retrabalhada); C) Feldspatos (Felds) presentes como constituinte da rocha são principalmente do tipo plagioclásio. Círculos vermelhos mostram contatos pontuais entre os grãos enquanto que círculos verdes mostram contatos retilíneos, e; D) Variedade de quartzo policristalino (Qtzp) como constituinte da rocha. Círculos vermelhos mostram contatos pontuais e círculos verdes contatos retilíneos.....92

Figura 41 - Microfotografias de arenitos da AF6 – Depósitos de fluxo em lençol da Formação Pedra de Fogo. A) Imagem do arcabouço dos arenitos com grãos que variam de areia fina a média. Os grãos encontram-se moderadamente bem selecionados, às vezes arredondados, subarredondados e subangulosos. Notar a cimentação por calcedônia (Cac) que cimenta grãos de quartzo (Qtz); B) Nível (entre as linhas amarelas) com presença de cimento de óxido e/ou hidróxido de ferro (Oxi) cimentando os grãos de quartzo. Notar o aumento de porosidade neste nível em virtude da maior frequência de poros móldicos (Pm); C) Grãos de quartzo (Qtz) cimentados por sílica, com linhas de sujeira (Ls) realçando as bordas dos grãos. Presença de minerais pesados em grande quantidade. Anfibólios (Anf), turmalina (Tur) e opacos (Opc), e; D) Clastos de argilominerais esmagados (pseudomatriz). .93

Figura 42 - Microfotografias de arenitos da AF7 – Lobos de suspensão da Formação Motuca. A) Imagem em aumento de 2,5 X mostrando arcabouço geral destes arenitos com grãos que variam de areia fina a grossa, subangulosos a angulosos, esporadicamente ocorre grãos arredondados, que tendem a ser mais grossos. Poros móldicos (Pm) são comuns, assim como poros móldicos agigantados (Pma); B) Imagem em nicóis cruzados da imagem A; C) Detalhe de poros móldicos e grãos

parcialmente dissolvidos (Gpd) de quartzo,e ; D) Cimento de óxido e/ou hidróxido de ferro (Oxi) cimentando grãos de quartzo (Qtz).95

Figura 43 - Difratogramas de raios-x dos arenitos da Formação Pedra de Fogo - Motuca, das associações de fácies (AF): AF1, AF5, AF6 e AF7. A), B) e C) pertencem a associação AF1; D) e E) pertencem a associação AF5; F) pertence a associação AF6, e; G) e H) pertence a associação AF7. 98

Figura 44 - Proposta de reconstituição paleoambiental para a Formação Pedra de Fogo. A associação de fácies 7 (AF7) interpretada para a Formação Motuca está sendo representado no Perfil 7 (P7), região de Filadélfia, Tocantins..... 102

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Fácies da Formação Pedra de Fogo e da Formação Motuca, região de Filadélfia-TO.	58
Tabela 2 - Associação de fácies para a Formação Pedra de Fogo, região de Filadélfia-TO.	59
Tabela 3 - Associação de fácies para a Formação Motuca, região de Filadélfia-TO.	60
Tabela 4 - Análise de difração de raios-x em arenitos da Formação Pedra de Fogo e Motuca, pertencentes às associações de fácies AF1, AF5, AF6 e AF7.....	96

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	22
1.1 APRESENTAÇÃO	22
1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	23
1.3 OBJETIVOS.....	24
2 A BACIA DO PARNAÍBA.....	25
2.1 ASPECTOS GERAIS	25
2.2 ASPECTOS TECTÔNICOS	27
2.3 ASPECTOS LITOESTRATIGRÁFICOS	28
2.3.1 O Grupo Balsas	33
2.3.1.1 Formação Piauí	33
2.3.1.2 Formação Pedra de Fogo.....	33
2.3.1.3 Formação Motuca.....	34
2.3.1.4 Formação Sambaíba	34
3 O PERÍODO PERMIANO: PALEOGEOGRAFIA E ASPECTOS CLIMÁTICOS.....	35
4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	39
4.1 SISTEMA DESÉRTICO	39
4.2 SISTEMA LACUSTRE	44
5 MATERIAIS E MÉTODOS	47
5.1 ANÁLISE DE FÁCIES	47
5.2 PETROGRAFIA SEDIMENTAR E CARACTERIZAÇÃO TEXTURAL.....	48
5.3 DIFRAÇÃO DE RAIOS – X (DRX)	48
5.4 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV) E ESPECTROMETRIA DE ENERGIA DISPERSIVA DE RAIOS –X (EDS).....	50
6 A FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO	51
6.1 TRABALHOS PRÉVIOS	51
6.2 ASPECTOS GERAIS.....	54

6.3 ANÁLISE DE FÁCIES DA PORÇÃO SUPERIOR DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO E INFERIOR DA FORMAÇÃO MOTUCA	58
6.3.1 Descrição e interpretação das fácies	58
6.3.1.1 Pelito com laminação levemente ondulada/planar (Po)	60
6.3.1.2 Argilito laminado (Agl).....	62
6.3.1.3 Arenito com laminação levemente ondulada/planar (Ao)	62
6.3.1.4 Arenito com laminação quase planar com truncamentos de baixo ângulo (Aqb).....	63
6.3.1.5 Arenito com laminação cruzada gerada por ação de onda (Ac).....	66
6.3.1.6 Arenito com laminação cruzada cavalgante supercrítica (Alc)	66
6.3.1.7 Arenito com gretas de contração (Ag)	67
6.3.1.8 Conglomerado/arenito maciço de base escavada (CAm)	68
6.3.1.9 Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa1)	69
6.3.1.10 Arenito com moldes evaporíticos silicificados (Ame)	70
6.3.1.11 Arenito com estratificação cruzada tangencial (At)	70
6.3.1.12 Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa2)	71
6.3.1.13 Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As).....	71
6.3.2 Associação de fácies (AF) para a Formação Pedra de Fogo	74
6.3.2.1 Associação de fácies 1 (AF1) – Lacustre.....	74
6.3.2.2 Associação de fácies 2 (AF2) – Lacustre com rios efêmeros.....	77
6.3.2.3 Associação de fácies 3 (AF3) – Lacustre com restos de madeira fossilizada	77
6.3.2.4 Associação de fácies 4 (AF4) – <i>Sabkhas</i> continentais.....	84
6.3.2.5 Associação de fácies 5 (AF5) – Campo de dunas	84

6.3.2.6 Associação de fácies 6 (AF6) – Depósitos de fluxos de lençol	85
6.3.3 Associação de fácies (AF) para a Formação Motuca	85
6.3.3.1 Associação de fácies 7 (AF7) – Lobos de suspensão.....	85
7 PETROGRAFIA E CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DE ARENITOS	87
7.1 PETROGRAFIA DE ARENITOS	87
7.1.1 Arenitos da associação de fácies 1 (AF1) - Lacustre	88
7.1.2 Arenitos da associação de fácies 5 (AF5) – Campo de dunas	88
7.1.3 Arenitos da associação de fácies 6 (AF6) – Depósitos de fluxo em lençol	89
7.1.4 Arenitos da associação de fácies 7 (AF7) – Lobos de suspensão	94
7.2 CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DE ARENITOS POR DIFRAÇÃO DE RAIOS-X (DRX)	96
8 PALEOAMBIENTE E MODELO DEPOSICIONAL.....	99
9 CONCLUSÕES	103
REFERÊNCIAS	105

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A passagem entre o Permiano e o Triássico é caracterizada no norte do Brasil pela implantação de sistemas desérticos e de bacias evaporíticas, sobre a influência de climas áridos a semiáridos, como resultado do soerguimento tectônico da região, resultante da Orogenia Gonduanide (CAPUTO, 1984; VAZ et al., 2007). Neste período grandes massas de terra estavam aglutinadas formando o supercontinente Pangéia, circundado pelo megaoceano Pantalassa (GOLONKA; FORD, 2000). Estes eventos tectônicos fizeram mudar o clima do Permiano rapidamente, em aproximadamente 10 Ma, condições glaciais foram modificadas para condições de superaquecimento ou “*Super Hot-House*” (SCOTESE et al., 1999).

Condições de extrema aridez foram registradas em grande parte do interior do Pangéia, 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).

Estes eventos estão registrados nos depósitos da Bacia do Parnaíba, representados pelo Grupo Balsas, constituído pelas formações Piauí (arenitos e subordinadamente calcários), Pedra de Fogo (siltitos, folhelho, arenitos, calcários e evaporitos intercalados), Motuca (siltitos, folhelhos, arenitos e evaporitos) e Sambaíba (arenitos eólicos) (CAPUTO et al., 2005).

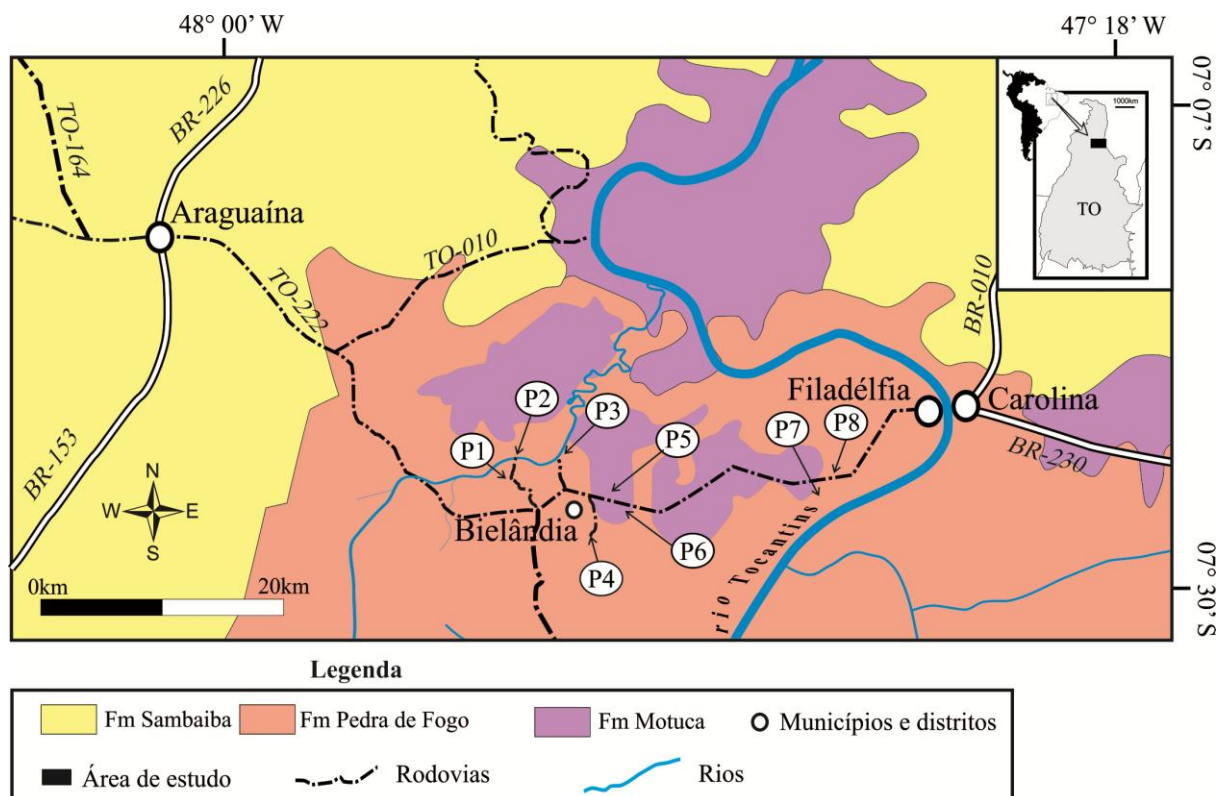
Existe uma carência muito grande de trabalhos estratigráficos e sedimentológicos de detalhe, a respeito das mudanças climáticas globais registradas na Formação Pedra de Fogo. Em virtude disso, este trabalho busca estabelecer parâmetros para reconstrução paleoambiental da porção superior da Formação Pedra de Fogo, tão bem exposta nas proximidades do município de Filadélfia, TO. Além disso, o entendimento do ambiente deposicional desta unidade e por consequente do limite Permiano-Triássico, onde há predominância de arenitos flúvio-eólicos, motiva a procura de análogos de rochas reservatórios como os da Formação Pedra de Fogo.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se na região Norte do país, porção norte do Estado do Tocantins e sudoeste da Bacia do Parnaíba, próxima ao município de Filadélfia, distante 106 Km do município de Araguaína e engloba o distrito de Bielândia localizado as margens da rodovia estadual TO-222 (Figura 1.1). Na escala de 1:100.000 a área de estudo está inserida na Folha Babaçulândia (SB-23-Y-C-I).

O acesso à área de trabalho se dá partindo-se de Belém, pela rodovia federal BR-316 e BR-010. No Estado do Tocantins o acesso pode ser feito pela rodovia BR-226 até chegar ao município de Araguaína. A rodovia TO-222 liga os municípios de Araguaína e Filadélfia e dá acesso a área de estudo. Os oito pontos descritos encontram-se localizados em cortes de estradas da mesma rodovia e em vicinais de primeira e segunda ordem (Figura 1)

Figura 1 - Localização da área de estudo, próximo ao município de Filadélfia, Tocantins. Os pontos descritos foram plotados de acordo com as suas coordenadas geográficas.



Fonte: Modificado de Aguiar e Nahass (1969), e DNIT (2002).

1.3 OBJETIVOS

Esta monografia tem como objetivo principal a reconstituição paleoambiental da Formação Pedra de Fogo na região próxima ao município de Filadélfia - TO, propondo para esta unidade um modelo deposicional, baseados em estudos estratigráficos, sedimentológicos, petrográficos 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 da Formação Pedra de Fogo e entender as mudanças paleoambientais ocorridas na passagem para a Formação Motuca;
- ❖ Redescrição e redefinição litoestratigráfica;
- ❖ Inferir implicações paleoclimáticas;
- ❖ Determinar parâmetros petrográficos e sedimentológicos de análogos de rochas reservatórios pertencentes a Formação Pedra de Fogo.

2 A BACIA DO PARNAÍBA

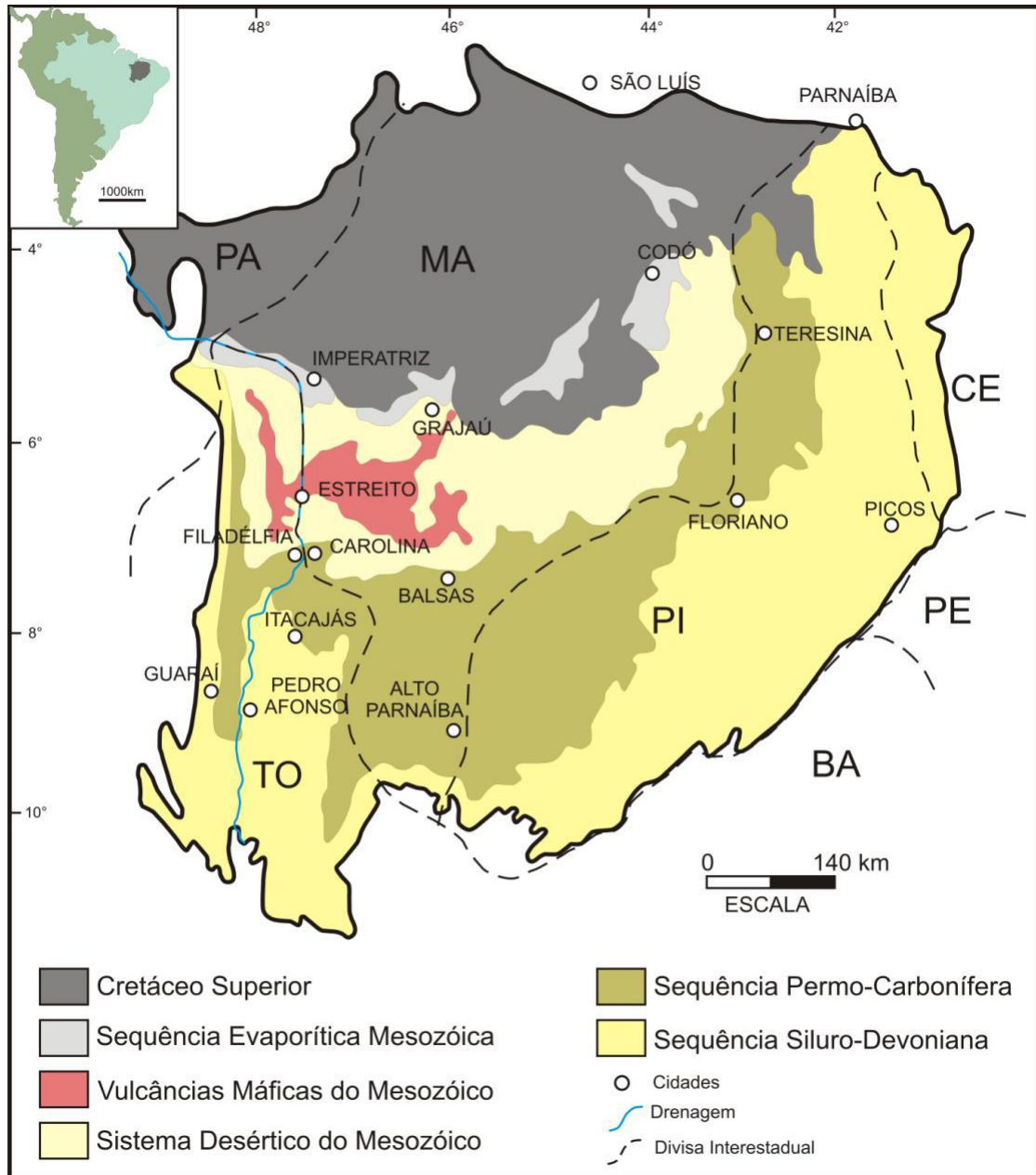
2.1 ASPECTOS GERAIS

As primeiras informações geológicas acerca da área onde hoje se situa a Bacia do Parnaíba foram obtidas pelo conde Francis de Castelnau em 1846. A denominação Bacia do Parnaíba, foi originalmente proposta por Derby (1884 apud COIMBRA, 1991), porém, as denominações Bacia do Maranhão, Meio Norte e Piauí-Maranhão foram utilizadas impropriamente em diversas literaturas geológicas (COIMBRA, 1991). Góes e Feijó (1994) geograficamente posicionam-na região nordeste ocidental do território brasileiro abrangendo cerca de 600 mil km² e ocupando terrenos do estado do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia (Figura 2). Apresenta formato poligonal, com diâmetro máximo aproximado de 1000 km alongado na direção NE-SW. Em seu depocentro atual, a espessura total do pacote litológico alcança cerca de 3500 m, porém, espessuras bem maiores podem ocorrer em grábens mais antigos, proterozóicos e cambro - ordovicianos, sendo assim, a espessura de 3500m é relativa à bacia, que se desenvolveu a partir do Siluriano (GÓES; COIMBRA, 1996). Segundo Cunha (1986) a pequena espessura e ampla distribuição dos sedimentos são atribuídas a uma lenta subsidência ao longo do tempo geológico.

A área compreendida pela Bacia do Parnaíba, tida como unidade tectônica única e responsável por toda sedimentação intracratônica paleozóica e mesozóica do meio norte do Brasil foi recentemente subdividida em quatro bacias menores com gêneses e idades distintas: Parnaíba (Siluriano - Triássico), Alpercatas (Jurássico-Eocretáceo), Grajaú (Cretáceo) e Espigão-Mestre (Cretáceo), passando a integrar a Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil (GÓES; COIMBRA, op cit.). Ainda, Góes e Rosseti (2001) admitem que as Bacias de São Luís e Grajaú possuem histórias evolutivas e sedimentação relacionada, denominando a área como Bacia de São Luís-Grajaú.

Os limites com o embasamento são efetuados ao norte pelo Cráton de São Luís a oeste pelo Cráton Amazônico, a Faixa de Dobramentos Paraguai - Araguaia e o Maciço de Goiás, ao sul pela Faixa de Dobramentos Brasília, e a leste pelo Cráton do São Francisco e pela Faixa de Dobramentos Nordeste (CUNHA, 1986).

Figura 2 - Distribuição espacial das principais sucessões sedimentares que constituem o arcabouço litoestratigráfico da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Modificado de Santos e Carvalho (2004).

À luz da Estratigrafia de Sequências, o arcabouço litológico sedimentar da bacia, para alguns autores como Góes (1996) e Cunha (1986) pode ser dividido em três superseqüências, entretanto para outros como Góes e Feijó (1994) e Vaz et al. (2007) esta sucessão pode ser dividida em cinco superseqüências depositadas do Siluriano ao Cretáceo.

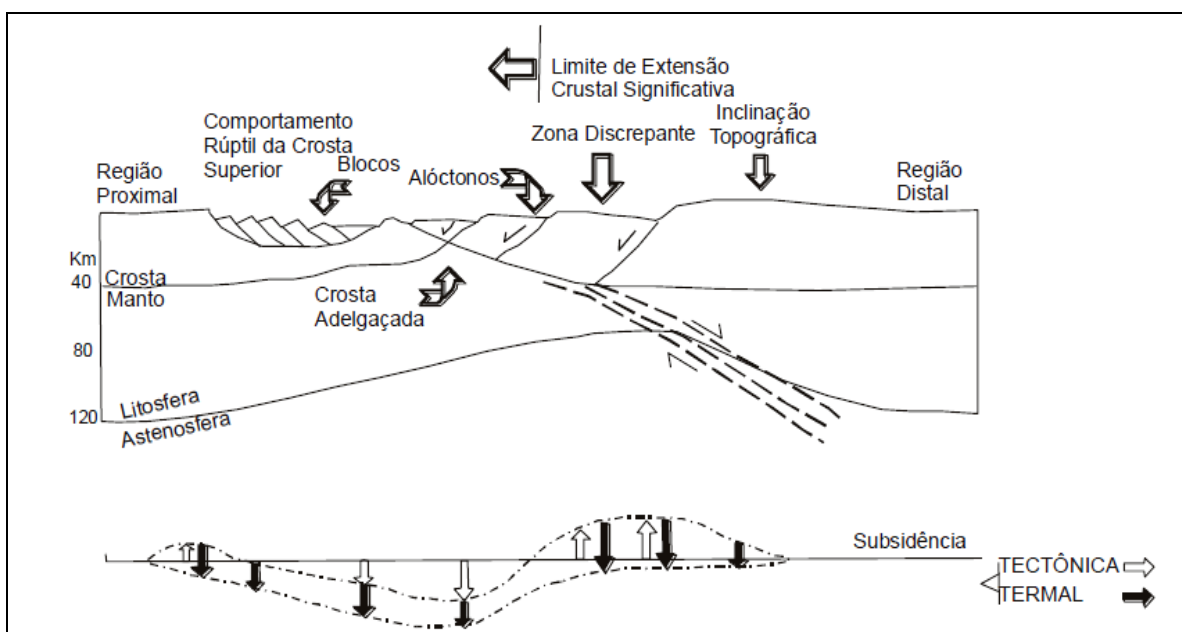
A sedimentação é predominantemente siliciclástica, ocorrendo subordinadamente calcário, anidrita, sílex, diabásio e basalto (GÓES; FEIJÓ, 1994).

2.2 ASPECTOS TECTÔNICOS

O quadro tectônico atual da Bacia do Parnaíba é configurado pelos lineamentos: Picos-Santa Inês (NW-SE), Tocantins-Araguaia (N-S) e o lineamento Transbrasiliano que compreende uma zona de falha (NE-SW). Sendo esta última unidade morfotectônica a mais proeminente na bacia (VAZ et al., 2007). Carozzi et al. (1975), Fortes (1978), Cunha (1986) e Cordani et al. (1994 apud SANTOS; CARVALHO, 2009) reconheceram estas estruturas como pertencentes ao Ciclo Brasileiro que atuaram na estruturação principal da Bacia durante o Paleozóico.

De acordo com Cordani et al. (2000 apud MILANI; THOMAS FILHO, 2000) o modelo de formação de bacia em padrão Flexural/Termal, típico de bacias com formato poligonal semelhante a um “prato” com bordas falhadas, seria o melhor modelo para explicar a formação da Bacia do Parnaíba. Entretanto, ao longo de sua evolução a Bacia do Parnaíba evoluiu para um modelo mais típico de bacias formadas por estiramento litosférico como proposto por Wernicke (1981). Neste caso a extensão na direção NW-SE justifica o posicionamento do maior diâmetro atual da bacia na direção NE-SW (Figura 3).

Figura 3 - Modelo de Estiramento-Litosférico. Esse modelo é caracterizado por estiramento litosférico sob condições de cisalhamento simples e deformação heterogênea. Apresentando uma geometria assimétrica construída pelo *detachment* lístrico que confere soerguimentos e subsidência, posições assimétricas dentro da bacia.



Fonte: Proposto por Wernicke (1981).

Segundo Carozzi et al. (1975), e Fortes (1978) a distribuição dos eixos deposicionais e dos estratos durante a evolução da bacia foram condicionados por elementos estruturais como as estruturas de grábens e hemigrábens. Para Cunha (1986) na época do fim do Ciclo Brasileiro/Pan-africano antigas zonas de cisalhamento, falhas transcorrente e fraturas do embasamento foram reativadas, sob a forma de falhas normais, propiciando a instalação de extensas fossas estruturais, grábens e hemigrábens, que serviram de espaço de acomodação para os sedimentos. E ainda, a pequena espessura sedimentar observada contrasta com as amplas dimensões da bacia, o que por si só vem denunciar uma lenta subsidência da bacia.

A forma da bacia constitui-se de um perímetro anguloso de seis lados, configurando um hexágono, com vértices próximos as cidades de Sobral (CE), Fronteiras (PI), Dianópolis (GO), Remansão (PA) e Tomé-Açu (PA). Estando a forma hexágona relacionada ao hexágono tensional gerado por grandes lineamentos e falhamentos, que cruzam a Bacia do Parnaíba (FORTES, op.cit.).

2.3 ASPECTOS LITOESTRATIGRÁFICOS

Segundo Santos (2005) o arcabouço litoestratigráfico da Bacia do Parnaíba, desde Small (1914), vem sendo modificado por vários autores, como Plummer et al. (1948), Campbell et al. (1949), Kegel (1953), Mesner e Wooldridge (1964), Aguiar (1971), Brito (1979), Quadros (1982), Caputo e Lima (1984), Melo (1988), Grahm (1992), Loboziak et al. (1992) (Figura 4). As cartas mais recentes propostas para a Bacia do Parnaíba são as cartas propostas por Góes e Feijó (1994) e Vaz et al. (2007), nas Figuras 5 e 6, está sendo mostrado a carta estratigráfica mais recente proposta por Vaz et al. (2007), assinaladas com as unidades que são objetos de estudo deste trabalho: A Formação Pedra de Fogo, pertencente ao Grupo Balsas.

Para Góes e Rossetti (2001) o arcabouço litoestratigráfico da Bacia do Parnaíba deve ser representado apenas pelos sedimentos paleozóicos correspondentes aos grupos Serra Grande (Siluriano), Canindé (Devoniano) e Balsas (Carbonífero-Triássico), haja vista, que tais grupos tiveram seu desenvolvimento tectono-sedimentar associado à subsidência do substrato da bacia. E assim para estes mesmos autores, os aspectos tectônicos e deposicionais dos

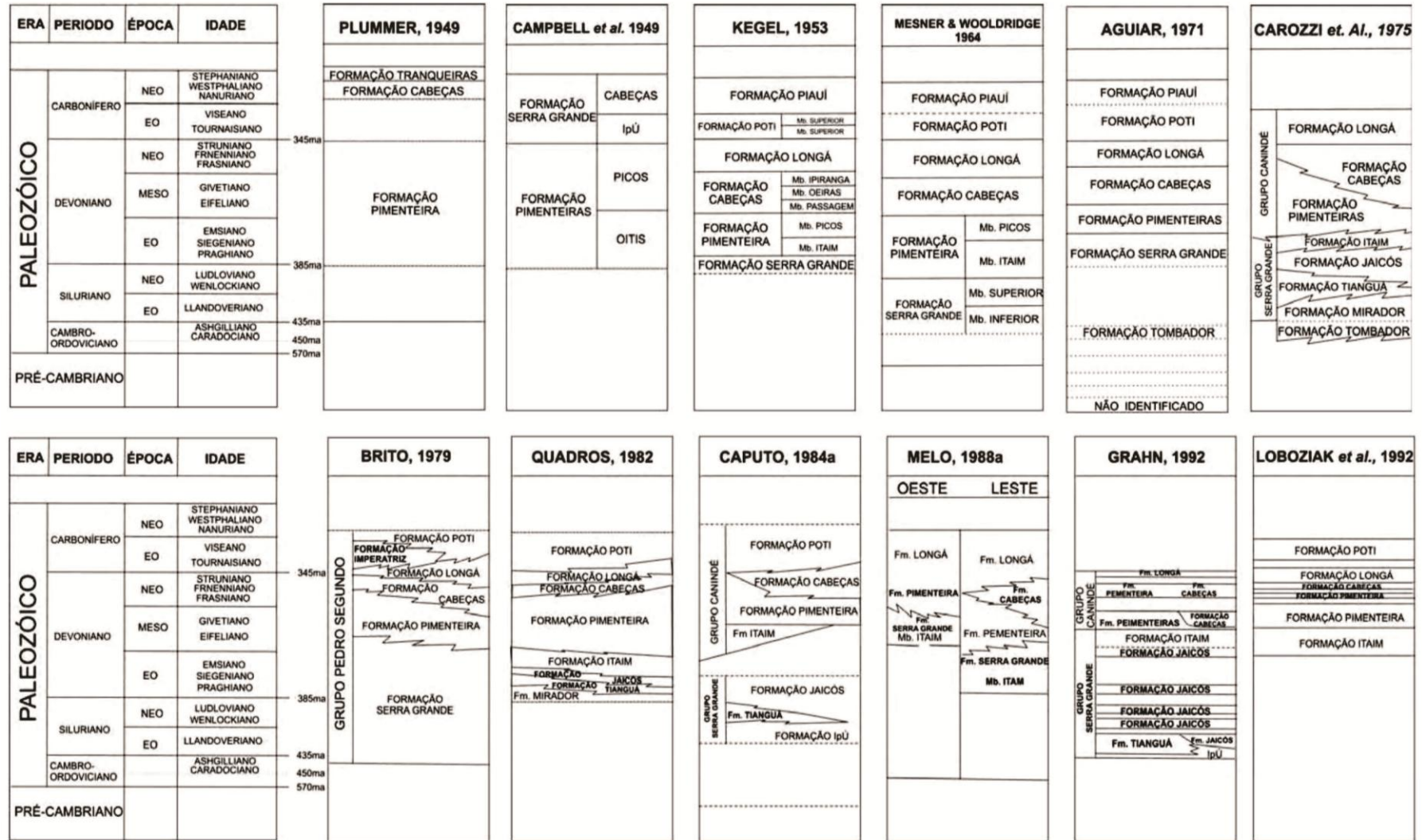
sedimentos pós Grupo Balsas estão associados ao processo de ruptura do Gondwana e devem ser tratados e estudados como uma bacia de evolução distinta à da Bacia do Parnaíba. Neste contexto, estes autores sugerem ainda a denominação de Bacia São Luís-Grajaú, Bacia de Alpercatas e Bacia Espigão-Mestre, como bacias distintas da Bacia do Parnaíba.

Segundo Góes e Feijó (1994) a coluna sedimentar da bacia deve ser subdividida em cinco grupos, correspondente ao Grupo Serra Grande (Siluriano), Grupo Canindé (Devoniano), Grupo Balsas (Carbonífero-Triássico), Grupo Mearim (Neojurássica-Eocretácea) e as Formações Grajaú, Codó, Itapecuru, Urucuia e Areado (unidades associadas a um único ciclo deposicional), que preenchem a sinéclise. Estas unidades seriam correlacionáveis a ciclos tectônicos de caráter global.

Para Góes e Feijó (1994), Vaz et al. (2007) e outros, a sucessão de rochas sedimentares e magmáticas da Bacia do Parnaíba pode ser disposta em cinco superseqüências deposicionais: Seqüência Siluriana, Seqüência Mesodevoniana/Eocarbonífera, Seqüência Neocarbonífera/Eotriássica, Seqüência Jurássica e Seqüência Cretácea. Porém, para outros como Góes (1995 apud SANTOS; CARVALHO, 2009) e Cunha (1986), pode ser definida em três grandes seqüências que correspondem a uma sequencia Siluriana, Devoniana/Carbonífero Inferior e Carbonífero Superior/Permiano/Triássico.

O embasamento da Bacia do Parnaíba é constituído por litologias ígneas, metamórficas e sedimentares, cujas idades vão do Arqueano ao Ordoviciano, porém com possível predominância de rochas formadas entre o final do Proterozóico e o início do Paleozóico. As unidades sedimentares que fazem parte do embasamento correspondem a Formação Riachão (Neoproterozóico) e o Grupo Jaibaras (Cambo-Ordoviciano) (VAZ et. al., 2007). Para Góes et al. (1994) o Grupo Jaibaras é uma tentativa de correlação com a Formação Mirador no qual, junto com a Formação Riachão constituem o embasamento sedimentar da bacia. Este pensamento é compartilhado por diversos autores.

Figura 4 - Comparação entre colunas cronoestratigráficas da Bacia do Parnaíba: Plummer (1949), Campbell et al. (1949), Kegel (1953), Mesner e Wooldridge (1984), Aguiar (1971), Carozzi et al. (1975), Brito (1979), Quadros (1982), Caputo (1984a), Melo (1984a), Granh (1992) e Loboziak et al. (1992).



Fonte: Santos (2005).

Figura 5 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Em destaque o Grupo Balsas (em amarelo) e a Formação Pedra de Fogo (em vermelho).

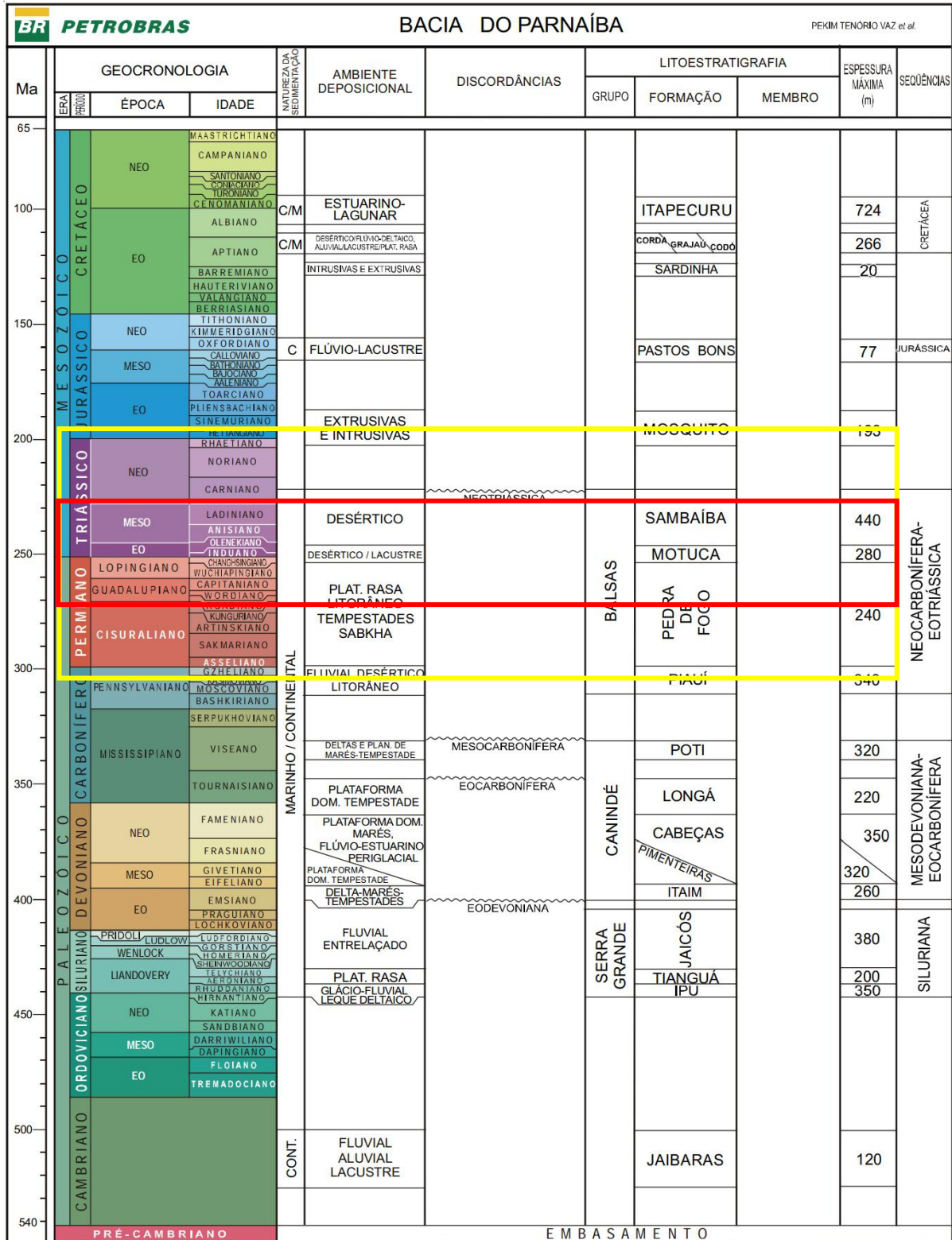
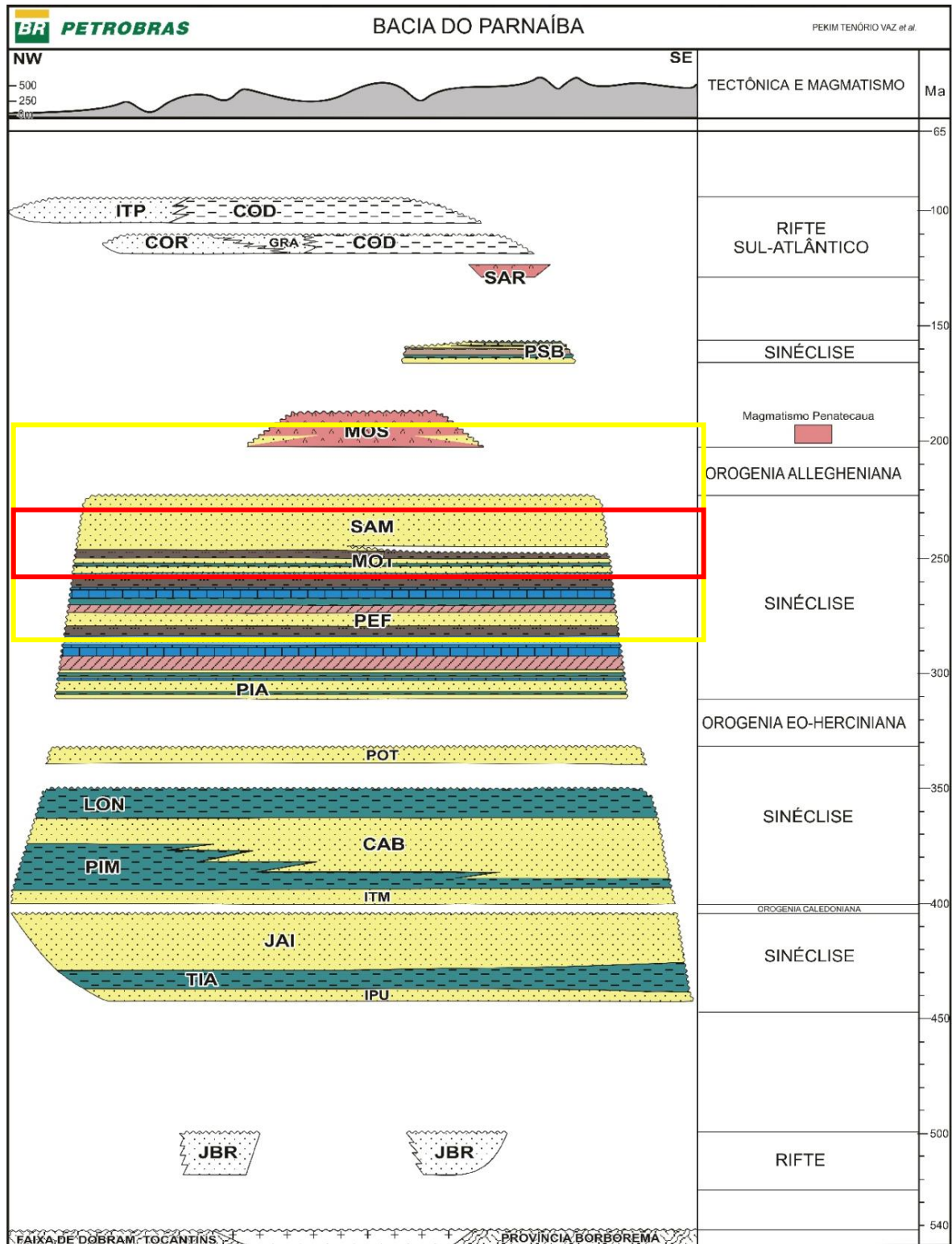


Figura 6 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Em destaque o Grupo Balsas (em amarelo) e a Formação Pedra de Fogo (em vermelho).



Fonte: Vaz et al. (2007).

2.3.1 O Grupo Balsas

Góes e Feijó (1994) usam o termo para reunir o complexo clástico-evaporítico sobreposto em discordância ao Grupo Canindé e sotoposto, também em discordância, às formações Mosquito (leste da bacia), Grajaú, Codó e Itapecuru (norte e noroeste), Urucuia (sul da bacia) e ao Grupo Mearim na parte central. Segundo Vaz et al. (2007) o Grupo Balsas é constituído por quatro formações, correspondendo a Seqüência Neocarbonífera/Eotriássica, sendo observada principalmente nas regiões centro-sul e parte das regiões oeste e leste-nordeste da bacia.

2.3.1.1 Formação Piauí

Denominada inicialmente por Small (1914 apud GÓES; FEIJÓ, 1994). Lima e leite (1978) dividiram esta unidade em duas sucessões; a inferior, composta de arenitos cor-de-rosa, médios, maciços ou com estratificação cruzada de grande porte e intercalações de folhelho vermelho, e a superior, formada de arenitos vermelhos, amarelos, finos a médios, contendo intercalações de folhelhos vermelhos, calcários e finas camadas de sílex. Para Caputo (1984), siltitos e lentes conglomeráticas também ocorrem. Melo *et al.* (1998) definem esta unidade como de idade pensilvaniana. Seu ambiente deposicional é interpretado como fluvial com contribuição eólica sob condições semi-áridas, ocasionalmente desérticas para a parte interior (MESNER; WOOLDRIDGE, 1964 apud GÓES; FEIJÓ, 1994). Na porção superior ocorrem registros de condições desérticas com breves incursões marinhas (VAZ et al., 2007).

2.3.1.2 Formação Pedra de Fogo

Denominada primeiramente por Plummer (1946), esta unidade é caracterizada por uma diversificação de rochas como, sílex, calcário oolíticos e pisolítico creme a branco, eventualmente estromatolítico, intercalado com arenito fino a médio amarelado, folhelho cinzento, silito, anidrita, e, eventualmente, dolomito (VAZ et al., 2007). Para Góes e Feijó (1994), os sedimentos dessa unidade foram depositados num ambiente marinho raso a litorâneo com planícies de *Sabkha*, sob ocasional influência de tempestades. Ciclos deposicionais podem ser identificados na sucessão de camadas desta unidade (AGUIAR, 1971).

2.3.1.3 Formação Motuca

Proposta primeiramente por Plummer (1946) denominam siltito vermelho e marrom, arenito branco fino a médio, subordinadamente folhelho, anidrita e raros calcários. Esses dois últimos litotipos, segundo Lima e Leite (1978), ocorrem sob a forma de lentes delgadas nos pelitos. O contato apresenta-se concordante com a Formação Pedra de Fogo (subjacente). Para Góes e Feijó (1994), esta unidade foi depositada num sistema desértico, com lagos associados. De acordo com Caputo (1984), sua idade se estende desde o final do Permiano ao início do Eotriássico.

2.3.1.4 Formação Sambaíba

Denominada pela primeira vez por Plummer (1948 apud GÓES; FEIJÓ, 1994) designam arenitos que quando silicificados constituem mesetas. Sua litologia é composta por arenitos róseos e amarelos, médio a fino, bem selecionado, bimodal, subangulosos, subarredondados e com estratificação cruzada de grande porte, depositado por sistemas eólicos de ambiente desértico com contribuição fluvial (VAZ et al. 2007). Porém, alguns dados permitem inferir uma contemporaneidade entre as camadas do topo da Formação Sambaíba e a porção mais inferior dos basaltos Mosquito. Sua idade de acordo com Mesner e Wooldrige (1964 apud GÓES; FEIJÓ op.cit) é Triássico Médio a Superior.

3 O PERÍODO PERMIANO: PALEOGEOGRAFIA E ASPECTOS CLIMÁTICOS

Em 1841 o geólogo Roderick Murchison fez uso da denominação Permiano para incluir vastas séries de margas, xistos, calcários, arenitos e conglomerados que se sobrepunham as formações carboníferas na parte oriental da Rússia (BENTON et al., 2010). O Permiano (299 a 251 Ma) é caracterizado pela maior extinção em massa já registrada na história da vida na Terra (KIEHL; SHIELDS, 2005), que dizimou 95% das espécies marinhas, entre elas todas as espécies de trilobitas, corais rugosos e tabulados, e cerca de 70% das espécies terrestres, nas quais, *Pelicossauros* e outros grupos de *Sinápsidos* dentre muitos anfíbios também foram extintos (KOEBERL et al., 2004; KIEHL; SHIELDS, 2005; MEYER et al., 2008). Este período é marcado também pela transição de um período glacial para interglacial, o último da Era Paleozóica (SCOTESE et al., 1999; FORD; GOLONKA, 2003).

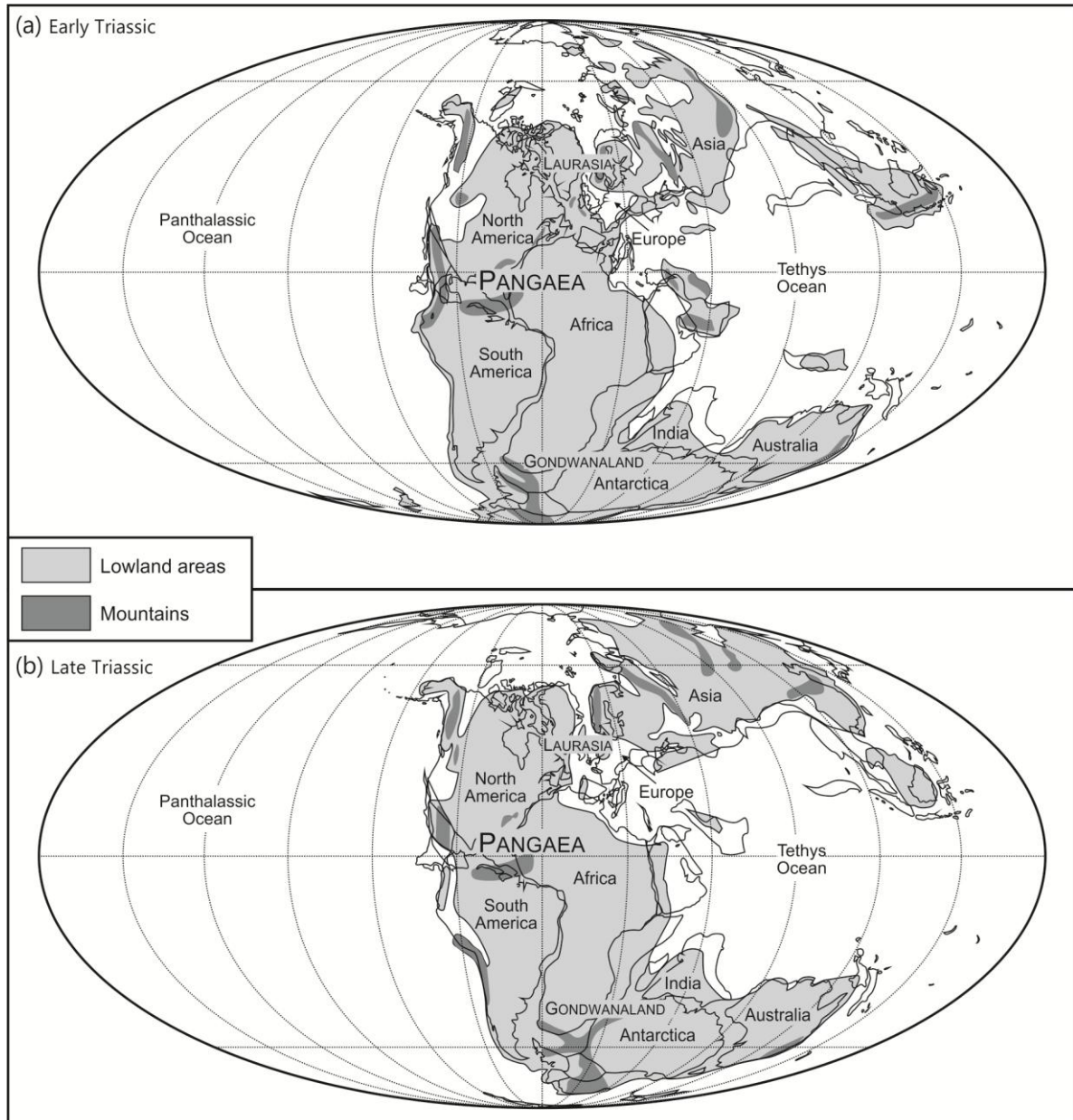
Até o início do Permiano, a grande movimentação de placas tectônicas ocasionou acreção de grandes blocos continentais resultando na formação do supercontinente Pangéia (Figura 7), originado a partir da colisão entre o Gondwana e a Laurussia/Laurásia, no final do Carbonífero e início do Permiano (GOLONKA; FORD, 2000). Este supercontinente incluía Austrália, Índia, Antártica, África, Arábia, Américas do Sul e Norte, Europa, Cazaquistão, Sibéria, além da placa Cimeriana (FORD; GOLONKA, 2003).

As intensas colisões entre placas continentais ocasionaram soerguimentos e geração de enormes cinturões montanhosos no interior, bem como nas bordas do supercontinente. O choque entre Gondwana e Laurásia, durante o Permiano Inferior, submeteu a parte central do Pangéia a um expressivo soerguimento que gerou corredores e/ou cinturões montanhosos que cruzavam toda extensão do supercontinente, dividindo-o nas partes norte (Laurásia) e sul (Gondwana) (ZIEGLER et al., 1997). Enquanto que o extremo oeste do supercontinente era afetado por zona convergente de colisão continente-oceano, que resultava na geração de cinturão montanhoso por toda a paleocosta oeste do Pangéia.

A formação dessas cadeias de montanhas provocou mudanças significativas no regime de circulação dos ventos, fazendo com que as regiões mais internas ao Pangéia fossem afetadas por forte aridez. Somam-se às intensas e volumosas erupções vulcânicas na região da atual Sibéria, conhecidas como “Armadilhas

Siberianas” (COURTILLOT; RENNE, 2003), além de prováveis diminuições nos valores do albedo da Terra (CHUMAKOV; ZHARKOV, 2003). O efeito conjunto desses eventos desencadeou drásticas mudanças climáticas globais, passando de condições glaciais no início do Permiano, para quentes de extrema aridez ou “*Super Hot House*” no final do Permiano (SCOTESE et al., 1999).

Figura 7 - CONSOLIDAÇÃO do Pangea durante o Triássico Superior e Inferior.



Na passagem Carbonífero-Permiano o planeta se encontrava inserido em um período glacial. Indícios dessa glaciação não são encontrados no Hemisfério Norte, devido provavelmente, neste período, o Pangéia estar deslocado mais para o polo sul, afetando apenas as porções de terras do Gondwana (CHUMAKOV; ZHARKOV,

2002; CHUMAKOV, ZHARKO, 2003; ZHARKOV; CHUMAKO, 2001). Durante o Permiano Inferior (Asseliano-Sakmariano), o cinturão glacial expandiu-se por toda a parte sul do Gondwana, deixando registros de depósitos glaciais na América do Sul, como o Grupo Itararé, na Bacia do Paraná (MARTIN, 2000; FRANCA et al., 1995; SANTOS et al., 1996). Já no final do Permiano Inferior (Sakmariano-início do Artinskiano), a grande capa de gelo que cobria mais da metade do Gondwana começou a diminuir, enquanto a zona ou cinturão árido do sul começou a se expandir atingindo paleolatitudes entre 0° e 45°S, tornando-se duas vezes maior que a zona árida oposta ao norte (CHUMAKOV; ZHARKOV, 2002; CHUMAKOV; ZHARKOV, 2003).

Durante o decorrer do Permiano Superior, o cinturão glacial desapareceu completamente enquanto o cinturão sul-árido encontrava-se plenamente expandido, englobando a maior parte da atual América do Sul e centro norte da África. Nesse período as bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná eram preenchidas por mares rasos e quentes com corrente sedimentação terrígena-carbonática nas duas primeiras, e predomínio de terrígenos nessa última (ZHARKOV; CHUMAKOV, 2001). Contemporaneamente, nos arredores do Pangéia e microcontinentes vizinhos predominava sedimentação de fácies carbonáticas (SHI; ARCHBOLD, 1998).

Durante o Permiano, na Bacia do Parnaíba, ocorreu o progressivo deslocamento do depocentro da bacia para o centro, e houve o predomínio de sedimentação subaérea (SANTOS; CARVALHO, 2009).

As bacias de mares interiores sob condições de águas quente nas partes norte do Pangéia (Laurásia), correspondente a atual América do Norte, e península Arábica, a nordeste, ambas influenciadas pelos cinturões climáticos árido, semiárido a temperado, também experimentavam ampla deposição carbonática-evaporítica em zonas de *sabkhas*, além de massiva acumulação de *chert* biogênico (BEAUCHAMP; BAUD, 2002). As sucessivas regressões de mares epicontinentais proporcionaram a formação de extensos depósitos de sal nas bacias do Peru-Bolívia, além de *red beds* e sistemas alúviais e lacustres de clima árido, com planícies de *sabkha/evaporitos*, e áreas de desertos nas bacias do Amazonas, Parnaíba e Barreirinhas no Brasil. A principal característica do Permiano na Bacia do Parnaíba é um forte ressecamento e predomínio de condições continentais. Nos intervalos regressivos, as indicações são para climas quentes e áridos, adversos, com as

manifestações de vida dadas pelos estromatólitos. Correspondendo a uma fase transgressiva, no topo da Formação Pedra de Fogo, as indicações são para mudanças para climas quentes e úmidos, com ambientes aquáticos e presença de fauna e flora. O clima voltou a ser quente e árido e as madeiras foram preservadas por permineralização (SANTOS; CARVALHO, 2009).

Segundo Wnuk (1996) tanto a vegetação micro como a macro foram escassas nessas regiões, ficando confinada a oásis de vales de rios e lagos efêmeros. Na América do Sul, mais especificamente Brasil e Argentina, predominou flora tipicamente de deserto, como a Euramericana-Gondwanica característica de climas áridos com umidades sazonais em áreas restritas.

Nas regiões do Pangéia com clima mais temperado desenvolveu-se a flora *Glossopteris*, característica desse período, bem como *Gimnospermas* e *Aminotas* espalharam-se por todo o continente, e passaram a habitar também os ambientes aquáticos (WNUK, op. cit.). Litologicamente, os sedimentos continentais de idade permiana são representados por margas, calcários dolomíticos, sedimentos arcoseanos e evaporitos. Os sedimentos marinhos são principalmente, calcários, *cherts* biogênicos, arenitos e folhelhos escuros.

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1 SISTEMA DESÉRTICO

O ambiente desértico corresponde a uma região desprovida ou com pouca vegetação, onde em geral a taxa de evaporação potencial excede a taxa de precipitação pluvial o que torna o vento um dos agentes geológicos mais efetivos nos processos de erosão e sedimentação (SUGUIO, 2003). Essas regiões distribuem-se pela zona compreendida entre 10° e 30°C ao norte e ao sul do Equador e a pluviosidade média anual não excede a 250 mm. Consequentemente, a vegetação é muitíssimo pobre ou inexistente (MENDES, 1984).

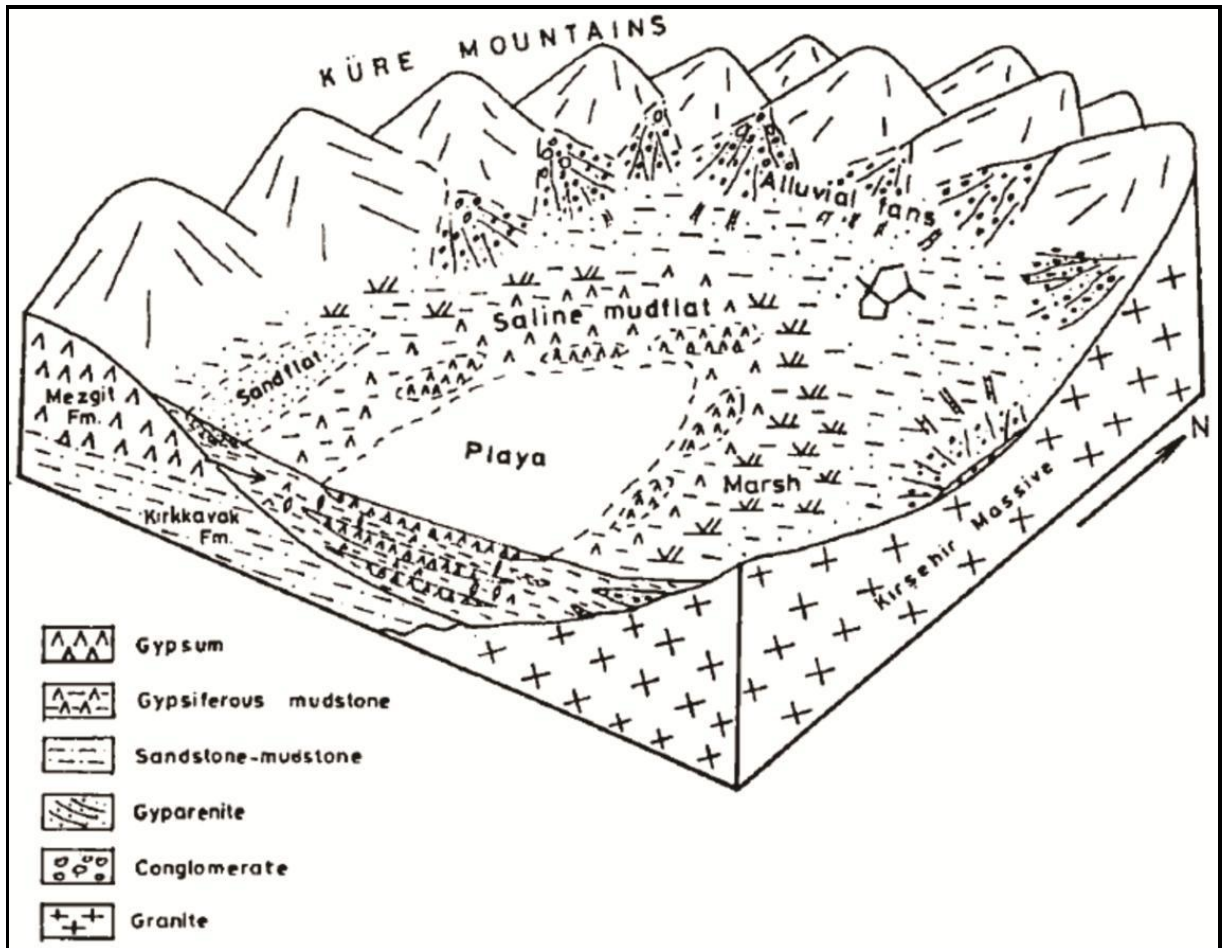
A erosão, o transporte e a deposição de partículas através da ação do vento são processos inerentes aos desertos, podendo originar os *ergs* (desertos arenosos) ou mares de areia (*sand seas*). Contudo, também há sedimentação promovida por cursos de água temporários, formação de leques aluviais (ou leques de *wadi*), deposição lacustre (lagos temporários) e frequentemente, precipitação de evaporitos (MENDES, 1984).

Em um sistema desértico são encontradas fácies depositadas em ambientes áridos e semi-áridos. Composto, em termos de subambientes, pelo lago de deserto, uede (*wady*) que são rios de canal anastomosados de deserto e campo de dunas eólicas, formados apenas por ocasião das chuvas, sendo encontrados principalmente próximos a montanhas e colinas, onde a precipitação pluvial é mais significativa. São caracterizados por atividades fluviais abruptas e esporádicas e também por uma taxa água/sedimento bastante baixa. A acelerada perda de velocidade e absorção de água pelo subsolo tornam a deposição muito rápida provocada por inundações relâmpago (*flash foods*), e geram ondulações de pequeno e grande porte, as quais geram estratificação cruzada (DELLA FÁVERA, 2001).

As fácies dos *uedes* pouco se diferenciam dos outros rios entrelaçados, entretanto uma única característica pode diferenciar que é a íntima intercalação de sedimentos produzidos pela água e o vento, de maneira quase inseparável (DELLA FÁVERA, op. cit).

Nas partes mais baixas dos desertos formam-se, comumente, lagos rasos, à custa de águas pluviais, água de *wadi* ou águas supridas pelos lençóis freáticos. Esses lagos recebem o nome de lagos de *playa* ou *playa lakes* (MENDES, 1984) (Figura 8).

Figura 8 - Modelo deposicional esquemático para lagos tipo playa.



Fonte: Torkmen e Ozkul (1999).

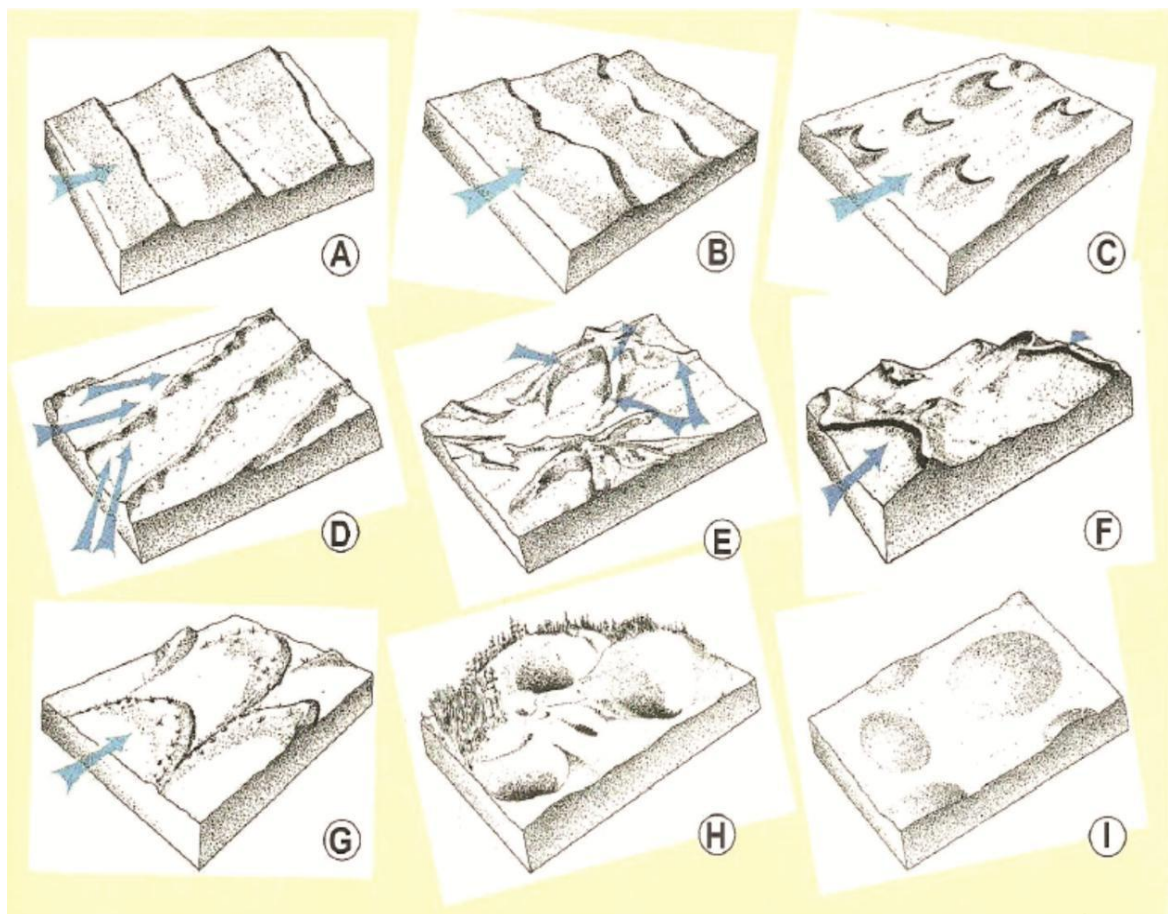
Os lagos de deserto são temporários e, geralmente, são formados pela barragem de alguns canais de *wadi* por dunas eólicas. A elevada taxa de evaporação provoca uma salinização rápida dos lagos, dando origem as *sabkhas* continentais. Por serem efêmeros, essas feições geram depósitos intercalados de sedimentos lacustres, fluviais e eólicos (DELLA FÁVERA, 2001).

As *sabkhas* de interior (*inland sabkhas*) são áreas planas, assoalhadas por sedimentos, em que o nível freático aflora; constituem sítios de deposição de argilas, siltes e areias e, comumente, de formação de incrustações salinas. Ocorrem com

frequência nas margens dos lagos de *playa*. Nos depósitos de *sabkha* ocorrem, comumente, lamas gipsíferas. E, com frequência, formam-se marcas onduladas e a estratificação ondulada irregular é muito difundida (MENDES, 1984).

As formas de depósito eólico de deserto mais conhecidas e também mais importantes são as dunas (Figura 9). Há, porém, outras modalidades de depósitos de areia, entre os quais se destacam os amontoados de areia (*sand drifts, sand-laden wind*) e os lençóis de areia (*sand sheets*). Amontoados de areia são depósitos produzidos quando um obstáculo qualquer reduz a velocidade da corrente aérea e, portanto reduz sua capacidade de transporte. Conforme as condições, a areia é depositada antes ou depois do obstáculo. Lençóis de areia são depósitos psamíticos tabulares com as bordas bem definidas, mas sem faces de deslizamento de areia. Dunas são depósitos eólicos variáveis em forma e tamanho, mas apresentando, sempre, uma face de inclinação, situada a sotavento e designada face de deslizamento (*slip face*) (MENDES, 1984).

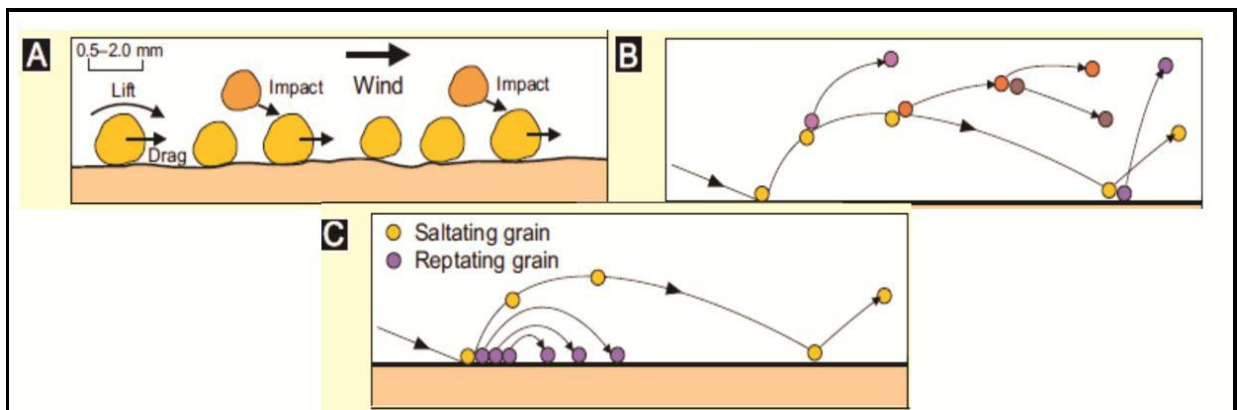
Figura 9 - Tipos básicos de dunas eólicas. A) "Transversal"; B) Barcanóide; C) Barcana; D) "Linear" ou seif; E) Estrela; F) Reversa; G) Parabólica; H) Ruptura de deflação ou blowout, e; I) Dômica.



Fonte: Giannini et al. (2008).

No campo de dunas eólicas o transporte se faz por suspensão, saltação ou arraste superficial (Figura 10). Os grãos maiores e mais resistentes às ações intempéricas terminam por permanecer no assoalho do deserto e dão origem aos depósitos de deflação. As dunas principais são longitudinais e transversais. As dunas atingem proporções consideráveis como 500 m, por exemplo, entretanto a porção que se preserva é bem menor, dependendo da altura do nível freático no momento da formação da duna (DELLA FÁVERA, 2001).

Figura 10 - Método de transporte de grãos eólicos. A) superfície de arrasto creep; B) colisões aéreas devido a saltação de grãos, e; C) Impacto entre os grãos em saltação com os grãos da superfície de arrasto.

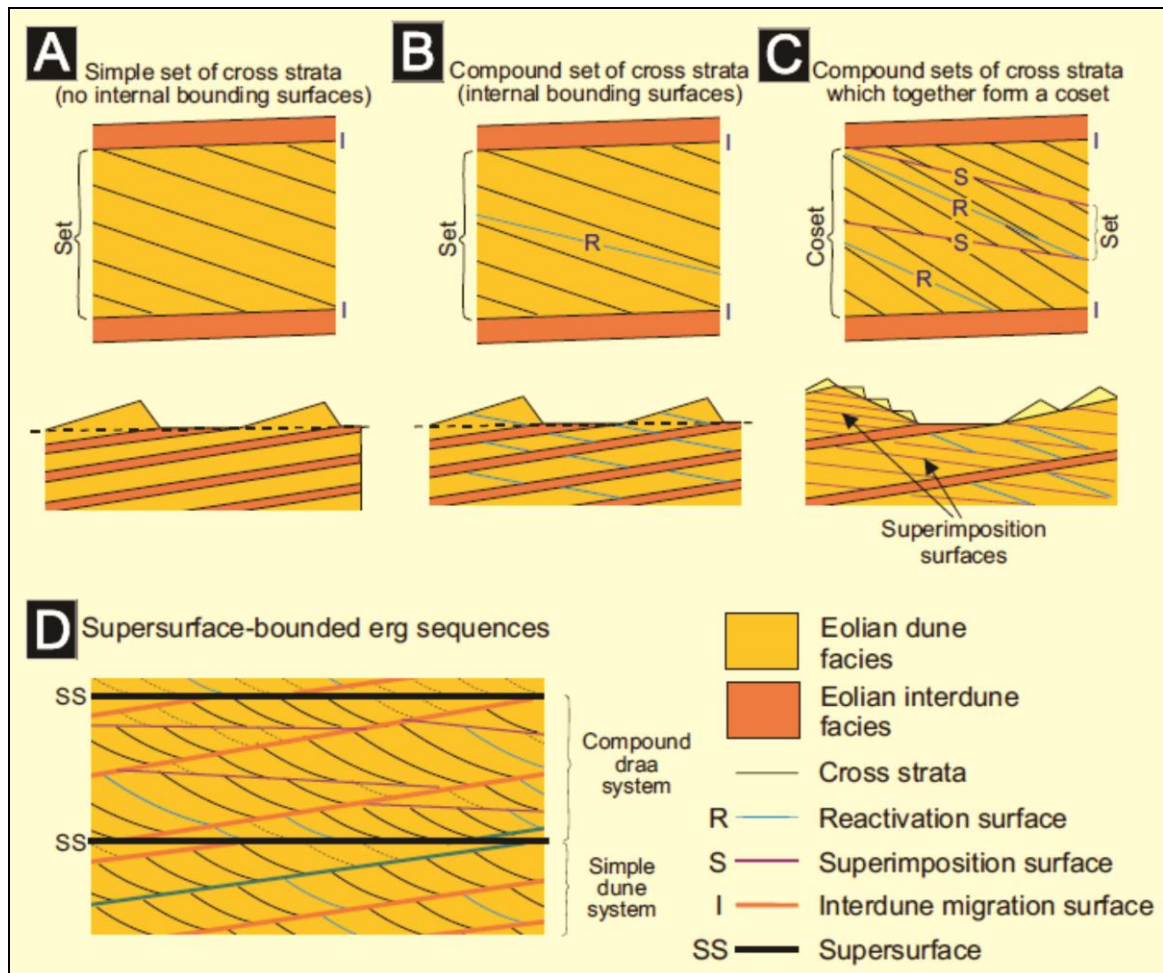


Fonte: Modificado de Walker e Posamentier (2006).

No sistema desértico os sedimentos apresentam uma alternância de influência da água e do vento onde o retrabalhamento provocado por um desses agentes pode tornar difícil a identificação do ambiente original do sedimento (DELLA FÁVERA, 2001).

Nichols (2009) sumariza as principais características dos depósitos desérticos. Segundo este autor, são arenitos médios e siltitos, compostos principalmente por quartzo. Apresentam-se como lençóis ou lentes de areia, com estratificação cruzada de grande porte e plano-paralela em arenitos. A orientação das dunas (estratificação cruzada) indica a direção da paleocorrente (Figura 11). Ainda segundo este mesmo autor, estes depósitos encontram-se associados à fácies de leques aluviais, rios e lagos efêmeros e depósitos de praia.

Figura 11 - Padrões de estratificação cruzada em depósitos de ambientes eólicos. Modelos ilustrativos da geometria das superfícies de reativação, superposição de superfícies, superfícies de migração interduna e supersuperfícies em sistema eólico.

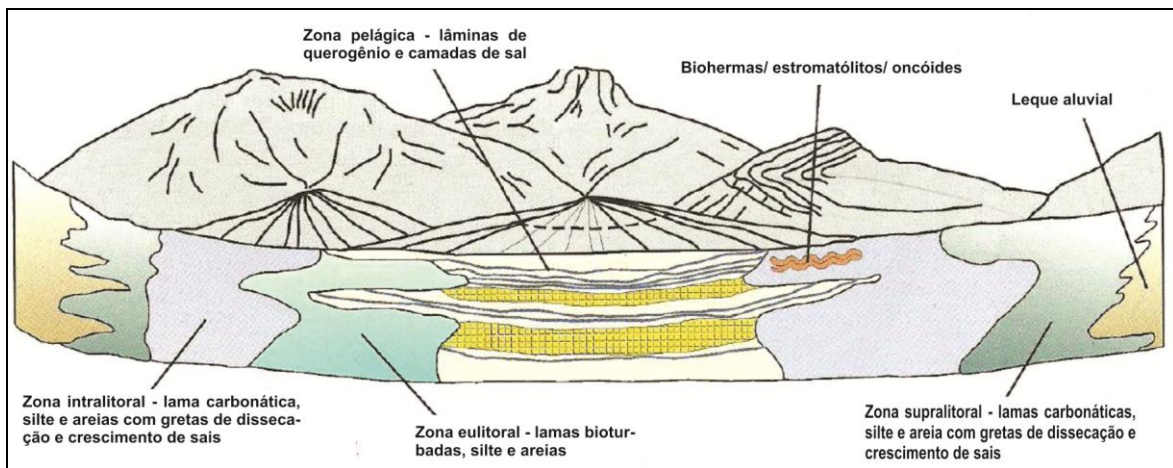


Fonte: Walker e Posamentier (2006).

4.2 SISTEMA LACUSTRE

O lago se forma quando há suprimento de água a uma área continental de baixa topografia. Eles são alimentados principalmente por rios e perdem água por evaporação e/ou por outras drenagens (NICHOLS, 2009). Segundo o mesmo autor, o baixo influxo de água, juntamente com elevadas taxas de evaporação, podem resultar na precipitação de evaporitos em um lago perene salino (Figura 12) ou quando um lago efêmero seca.

Figura 12 - Subambientes deposicionais de uma bacia hidrologicamente fechada (lago salino perene).



Fonte: Neumann et al. (2008).

É um ambiente caracterizado pela presença de água relativamente tranquila, na sua maioria doce, exceto por alguns lagos de água salgada e até hipersalina encontrados comumente no interior continental (SUGUIO, 2003).

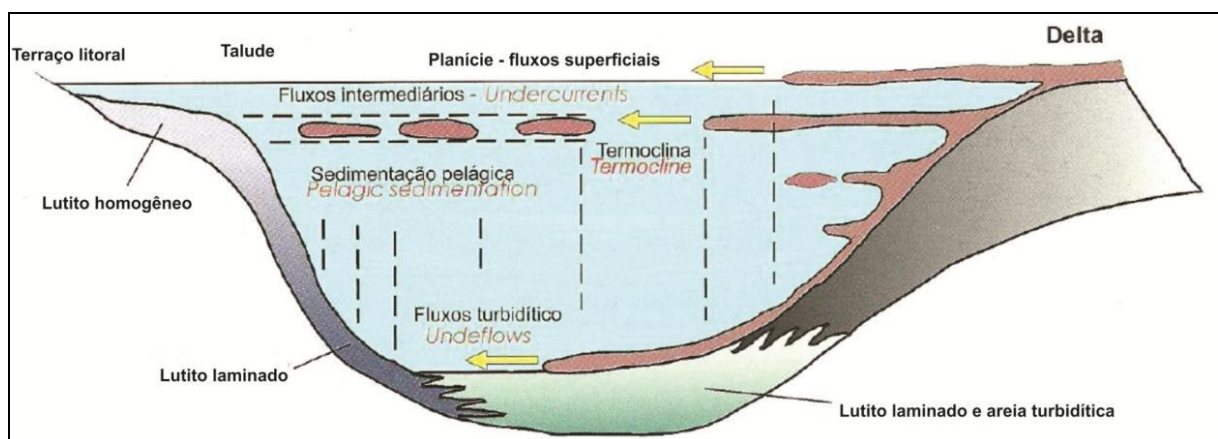
O modelo ideal de sedimentação em um lago alimentado por um rio, consiste em zonas concêntricas, diminuindo a granulometria da margem para o centro, em consequência da distribuição da energia hidráulica. As sequências de sedimentos lacustres apresentam granocrescência ascendente; os depósitos de granulometria fina do centro do lago são sucedidos pelas areias deltáicas grosseiras (fácies deltáica). Podem incorporar-se ao complexo lacustre, os depósitos rudáceos do canal fluvial e dos leques subaquáticos e os sedimentos pelíticos de planície de inundação (MENDES, 1984).

Em regiões de clima árido e semi-árido, onde as taxas de precipitação são menores que as de evaporação, ocorrem mais frequentemente, os lagos efêmeros, também chamados *playa lakes* (Figura 8). Quando ocorrem as chuvas, os rios se tornam ativos e fluxos rápidos drenam a água para regiões mais baixas da bacia, formando lagos. Uma vez formado o lago, as partículas em suspensão na água começam a depositar, formando camadas de granulometria fina. A evaporação da massa de água gradualmente reduz seu volume e a área do lago começa a diminuir, deixando as margens expostas e permitindo a formação de gretas de dissecação.

Com a continuação da evaporação, os minerais menos solúveis começam a precipitar, seguidos por outros evaporitos, até que o lago seque completamente. Repetidas inundações e evaporações resultam na intercalação de lâminas de pelito e evaporito. Depósitos de *playa lakes* normalmente são encontrados interdigitados com fácies de ambientes áridos como depósitos de dunas, leques aluviais e material depositado por correntes rápidas de rios efêmeros (NICHOLS, 2009).

Nos lagos clásticos (Figura 13), segundo o modelo ideal de deposição, ocorreria uma faixa externa de cascalhos lacustres, seguida pela de areia, uma zona interna de marga e por último uma lama muito carbonosa central. Essa zonação é provocada pelas diferenças de energia hidrodinâmica, que tem origem na zona litorânea com quebra de ondas, seguidas pelas zonas de cima e por último abaixo da base das ondas (SUGUIO, 2003).

Figura 13 - Mecanismos de distribuição e sedimentos resultantes propostos para uma sedimentação clástica, em lagos oligotróficos com estratificação termal anual.



Fonte: Neumann et al. (2008).

Os lagos químicos são típicos de lagos efêmeros presentes em ambientes desérticos, denominados de lago do tipo *playa* e são compostos por lamito vermelho-castanho, contendo quantidades variáveis de argila, silte e carbonato disseminados. Esses lagos ocupam as regiões hidrográficas mais baixas de bacia de drenagem e são influenciados por um conjunto de subambientes deposicionais. Os depósitos podem dar origem a áreas economicamente exploráveis, pois a composição química das águas dos lagos depende das substâncias dissolvidas, e desse modo, vários tipos de sais (carbonatos, sulfatos, cloretos, boratos, nitratos, dentre outros) podem ser precipitados como evaporitos nos ambientes lacustres (SUGUIO, 2003).

Nichols (2009) sumariza as principais características de depósitos lacustres. Segundo ele, são arenitos moderadamente selecionados, pelitos, calcários finos e evaporitos. As camadas, frequentemente, são pouco espessas e apresentam marcas onduladas e laminação plano-paralela. Plantas e animais que vivem em lagos podem ser preservados como fósseis em depósitos lacustres, devido ao ambiente redutor que se instala no fundo de muitos lagos, e concentrações de matéria orgânica podem formar camadas de carvão ou rochas fontes de petróleo e gás.

Segundo Suguio (2003) esses depósitos são caracterizados pela presença de granulação fina e delgadas laminações, que indicam deposição subaquosa, onde combinadas com a ausência de fósseis marinhos e eventual presença de fósseis característicos de água doce, auxiliam na identificação de uma fácies originalmente lacustre. A geometria dos depósitos lacustres é bastante variável, por causa da forma dos lagos que é muito diversificada e das profundidades também bastante variáveis (SUGUIO, op cit.).

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 ANÁLISE DE FÁCIES

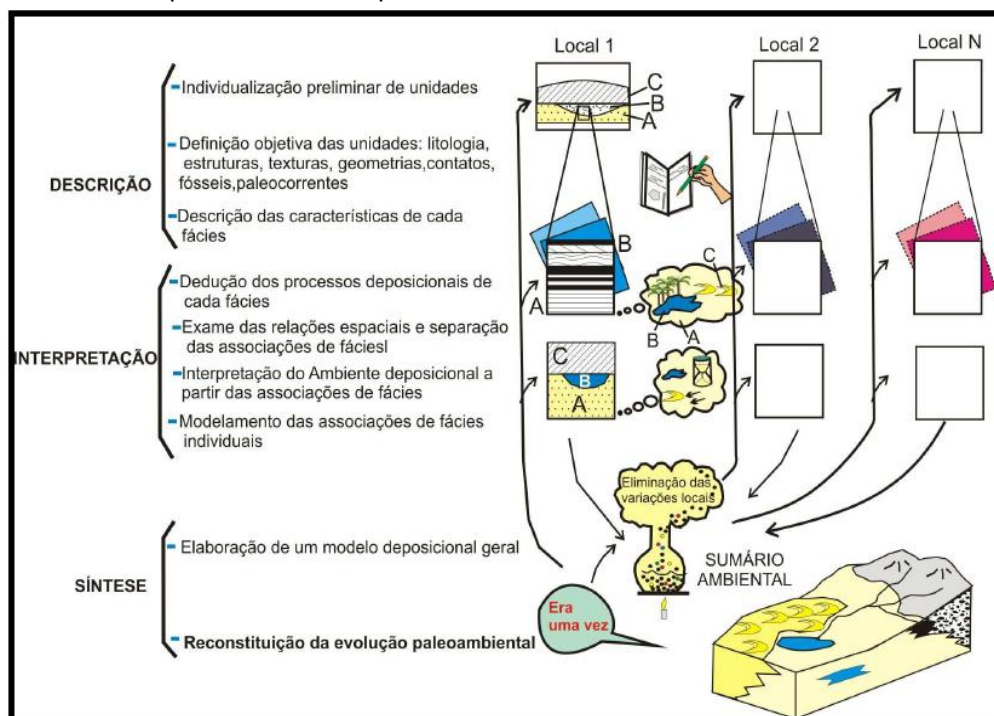
O estudo de análise de fácies foi realizado nos pontos localizados as margens da rodovia TO-222 e vicinais, próximas a Filadélfia, Tocantins, seguindo o modelamento de fácies de Walker (1990; 1992) e Miall (1977; 1985), que envolve os seguintes passos (Figura 14):

i) a individualização e descrição de fácies, que procura caracterizar a composição, a geometria, as texturas, as estruturas sedimentares, o conteúdo fóssilífero e os padrões de paleocorrente;

ii) a compreensão dos processos sedimentares, que revela como a fácies foi gerada, e;

iii) a associação de fácies, que agrupa fácies contemporâneas e cogenéticas, que refletem os diferentes ambientes e sistemas deposicionais. A descrição de fácies, na escala dos diferentes litotipos e de afloramentos foi auxiliada por perfis colunares e seções panorâmicas, estas últimas obtidas por meio de fotomosaicos de afloramentos (Figuras 6.10 e 6.16), seguindo o procedimento de Wizevic (1991).

Figura 14 - Modelo esquemático das etapas de análise de fácies.



5.2 PETROGRAFIA SEDIMENTAR E CARACTERIZAÇÃO TEXTURAL

A petrografia de lâminas delgadas foi realizada em amostras de arenitos como objetivo de obter e quantificar os constituintes. Foram realizadas estimativas da proporção de cada constituinte a partir da utilização da carta de estimativa modal e determinação dos aspectos mineralógicos, texturais e diagenéticos segundo Folk (1968). As Fotomicrografias das principais feições e relações entre os constituintes da rocha foram obtidas em Microscópio Petrográfico modelo ZEISS AxiosKop 40 com câmera acoplada AxioCam HRc pertencente ao laboratório de Petrografia Sedimentar do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED - UFPA).

A caracterização textural dos grãos de quartzo foi realizada no mesmo laboratório e consistiu na separação granulométrica e na avaliação dos grãos de quartzo na fração areia fina e média, visando à obtenção de parâmetros de arredondamento e esfericidade e texturas superficiais, seguindo a metodologia utilizada por Suguio (2003).

Foram utilizadas técnicas de coloração seletiva, para auxiliar na identificação de diferentes tipos de carbonatos consistindo no tingimento de lâminas com solução de *red-alizarine* com HCl (2%). Este é um método auxiliar que permite a distinção entre calcita (CaCO_3) e dolomita (CaMgCO_3).

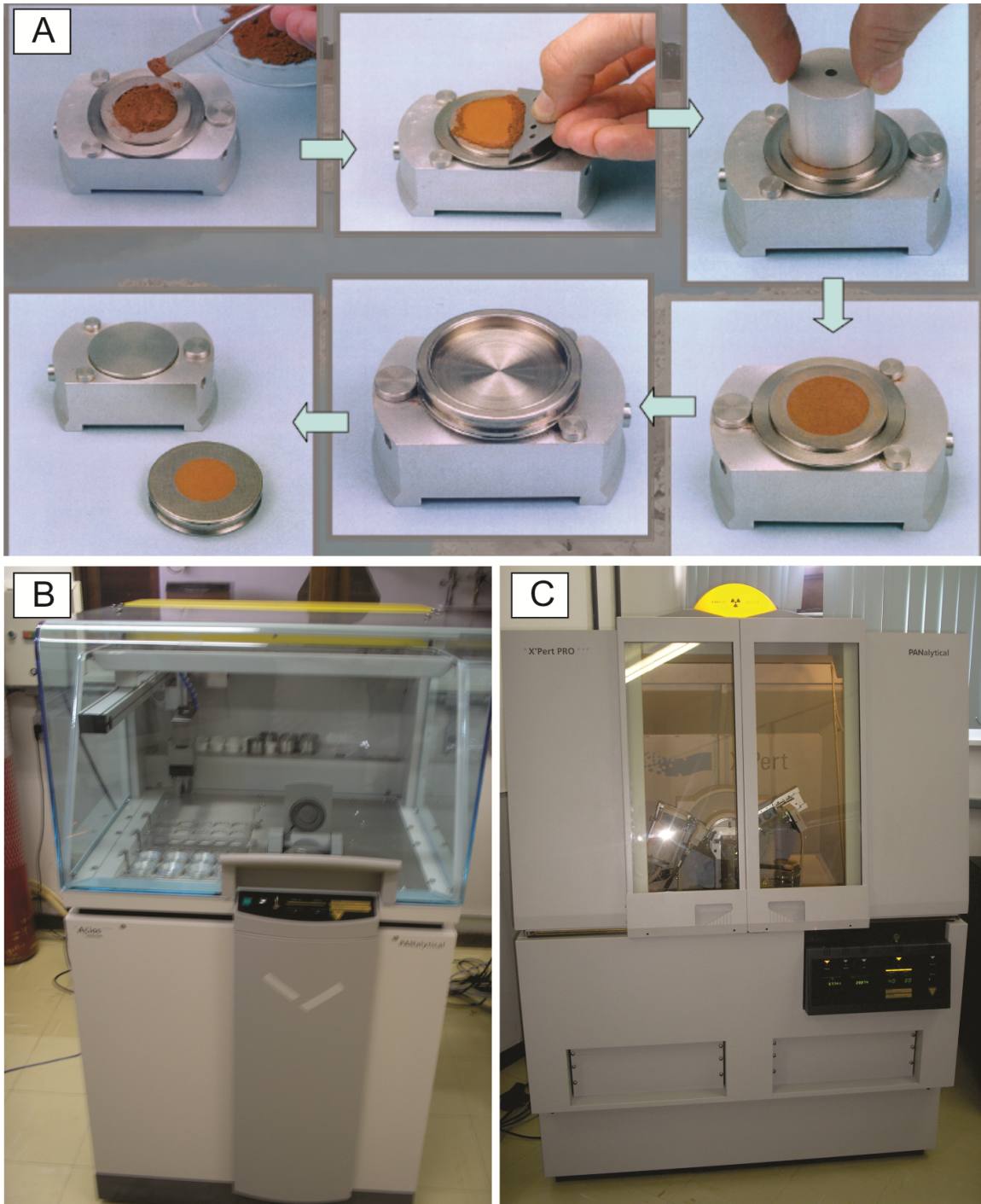
5.3 DIFRAÇÃO DE RAIOS – X (DRX)

Análises realizadas através de difração de raios-x permitiu a caracterização mineralógica de arenitos pertencentes às diferentes associações de fácies da Formação Pedra de Fogo e Motuca, a fim de comprovar ou identificar outras espécies minerais que não tenham sido descritas na petrografia. Foram selecionadas 8 amostras de arenitos e pulverizadas (método do pó) para caracterização mineral (Figura 15).

Posteriormente, utilizou-se o difratômetro X'Pert MPD-PRO PANalytical (Figura 2.7 C), equipado com ânodo de Cu ($\lambda=1,5406$), pertencente ao Laboratório de Raio-X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, para identificação da assembléia de minerais presentes em cada amostra. Esta

identificação foi efetuada 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 15 - Caracterização mineralógica por DRX. A) Preparação das amostras para DRX (Método do pó); B) Espectrômetro seqüencial Axios Minerals; C) Difratômetro X'Pert MPD-PRO PANalytical.



5.4 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV) E ESPECTROMETRIA DE ENERGIA DISPERSIVA DE RAIOS -X (EDS)

Foi utilizada a técnica de microscopia eletrônica de varredura (MEV) em duas amostras de arenitos da associação de fácies de campo de dunas (AF5) da Formação pedra de Fogo e em concreções de sílica da mesma unidade. Foram obtidas imagens através de elétrons secundários e elétrons retroespalhados, em lâmina polida da concreção de sílica, que puderam auxiliar na identificação mineralógica, e classificação do tipo de quartzo presente nas concreções.

Imagens a partir da utilização de eletros retroespalhados foram geradas a partir do imageamento de grãos de quartzo da AF5, a fim de caracterizar o padrão textural dos sedimentos.

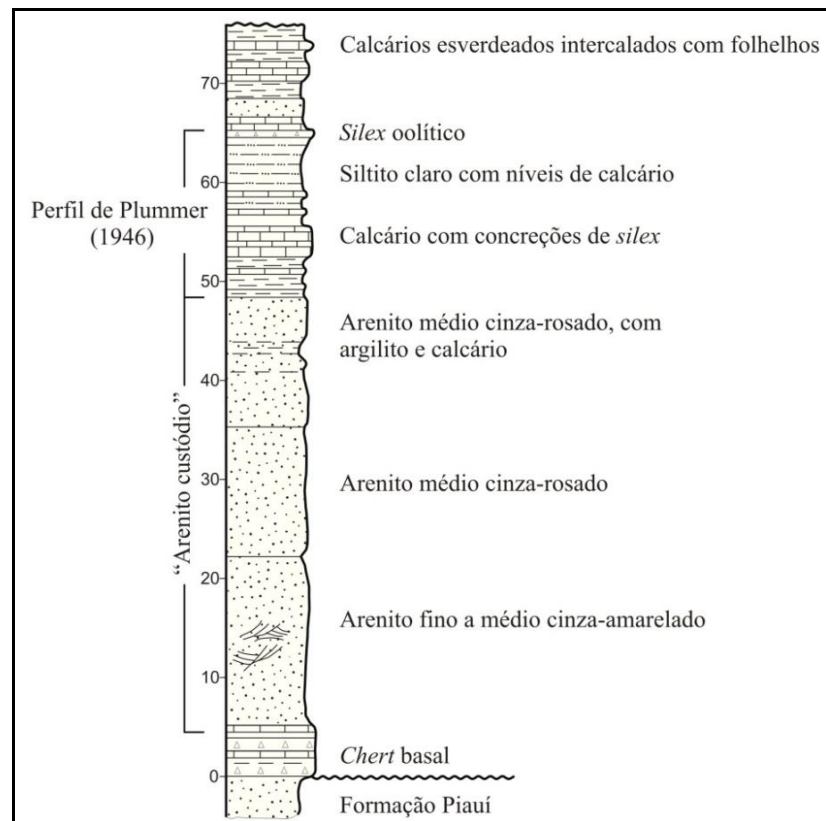
A técnica de energia dispersiva de raios-x (EDS) foi utilizada somente na amostra da concreção de sílica e as análises apontaram a química dos materiais que compõem as concreções como, biotita, calcita e dolomita.

6 A FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

6.1 TRABALHOS PRÉVIOS

A Formação Pedra de Fogo se refere a uma sucessão de arenitos, folhelhos, calcários e principalmente *sílex* (*chert*), com restos de madeiras fossilizadas ocorrendo na sua seção-tipo no Rio Pedra de Fogo, entre os municípios de Pastos Bons e Nova Iorque no Maranhão (PLUMMER, 1946). Calcários oolíticos e pisolíticos, eventualmente estromatolíticos ocorrem nesta unidade que distribuiu-se na região central da Bacia do Parnaíba, formando uma faixa de direção leste-oeste de aproximadamente 600 km (FARIA JR., 1979; FARIA JR.; TRUCKENBRODT, 1980a). A ciclicidade desta unidade tem sido relatada por Barbosa e Gomes (1957) na área do Rio Tocantins, geralmente com tendência granodecrescente ascendente, desde arenitos, siltitos, lentes de calcários oolíticos ou concrecionários e folhelhos com restos vegetais. A seção tipo foi restabelecida por Melo e Prade (1968), em trabalhos na região de Boa Esperança, entre os estados do Maranhão e Piauí, onde foi inserido *sílex* na base e arenitos finos a médios no topo da unidade (Figura 16).

Figura 16 - Perfil tipo da Formação Pedra de Fogo estabelecido por Melo e Prade (1968), na região de Boa Esperança, entre os estados do Maranhão e Piauí.



Fonte: Modificado de Faria Jr. (1979).

Faria Jr. (1979) estudou os aspectos texturais e mineralógicos da unidade, inferindo 100m de espessura aflorante e subdividindo-a nos membros: 1) *Sílex* Basal: siltitos e folhelhos intercalados por bancos dolomíticos e concreções silicosas, e larga distribuição na bacia; 2) Médio: encontrado na parte central da bacia, consistindo de arenitos e/ou siltitos, às vezes carbonáticos, folhelhos com níveis de *sílex*, feições de algas estromatolíticas em bancos carbonáticos com gretas de contração centimétricas; 3) Membro superior ou “Trisidela”: ocorrendo nas regiões central e oeste da bacia, formado por bancos dolomíticos, intercalados por siltitos e folhelhos carbonáticos e base marcada por intercalações laminares de folhelhos, níveis milimétricos de *sílex* e brechas intraformacionais. No topo da Formação Pedra de Fogo ocorrem restos fósseis de madeira silicificada e níveis de *pellets* silicificados frequentemente associados aos siltitos e arenitos avermelhados (*red beds*) da Formação Motuca.

A composição mineralógica e petrográfica da Formação Pedra de Fogo é formada por interestratificados de illita-montmorilonita e clorita-montmorilonita e principalmente pela esmectita que é o argilomineral mais abundante que sugere condições climáticas áridas e semi-áridas, além de grãos subarredondados a arredondados, monocristalinos e policristalinos de quartzo, seguido por k-feldspato, oligoclásio e muscovita. A assembleia típica de minerais pesados é constituída por: granada, turmalina, estaurolita, zircão, rutilo, apatita e cianita, além de anatásio, barita e principalmente dolomita como produtos de alterações diagenéticas e calcita ocorre como cimento (FARIA JR., 1979; FARIA JR.; TRUCKENBRODT, 1980a).

Plummer (1946) denominou a Formação Pedra de Fogo como “Formação de *Sílex*” devido à intensa silicificação que ocorre por toda sua extensão, e que geram abundantes e variadas camadas de *sílex* (*cherts*). O *sílex* ocorre sob as mais variadas formas, desde horizontes estromatolíticos e silicificados, identificados na parte central da bacia, até nódulos concrecionários milimétricos a centimétricos denominados informalmente de “bolachas” (FARIA JR., 1979).

O *sílex*, constituído principalmente por calcedônia e sílica micro-cristalina e em menor proporção por quartzino, concentrasse nos níveis inferior e superior, em associação direta com as rochas carbonáticas. Sua gênese pode estar relacionada a processos de silicificação diagenéticos iniciais e tardios, bem como inorgânicos de

precipitação em ambientes restritos com intensa evaporação e pH elevado (FARIA JR., 1979; FARIA JR.; TRUCKENBRODT 1980a).

No que se refere ao conteúdo paleontológico, a Formação Pedra de Fogo é conhecida por conter excelentes unidades de troncos fossilizados, principalmente do gênero *Psaronius*. Entretanto, outros gêneros foram coletados com certa frequência na unidade e são exemplos: Calamitáceas (*Arthropitys cacundensis*) e formas aproximadas de Cordaitales (*Carolinapitys maranhensis*), raízes de *Amielon bieloi*, dentre outros, sempre associados ao chamado “arenito Cacunda”, nas proximidades de Carolina-MA (COIMBRA; MUSSA, 1984). Também são descritas Calamitáceas (*Cyclomedulloxylon parnaibense*) e Cycadoxyleae (*Cycadoxylon fremji*), além de referências a Pteridófitas e Pteridospermas (*Araguainorachis simplíssima*), associadas a folhos lagunares (MUSSA; COIMBRA 1987).

Trabalhos mais recentes na Formação Pedra de Fogo, em regiões próximas ao município de Filadélfia, revelaram novas espécies para esta unidade, como *Tietea singularis* e *Psaronius brasiliensis*, ambas pertencentes à família das *Psaroniaceae* (MARTINS, 2000), além de novas espécies de samambaias como a *Grammatopteris freitasii* nov. sp. (RÖBLER; GALTIER, 2002a), *Dernbachia brasiliensis* gen. nov. et sp. nov. (RÖBLER; GALTIER, 2002b) e *Botryopteris nollii* sp. nov. (RÖBLER; GALTIER, 2003).

Existe uma variedade de espécies faunísticas descritas para a Formação Pedra de Fogo e que vieram a contribuir na datação permiana desta unidade, principalmente restos de peixes e anfíbios, com fragmentos de *Ctenacanthus*, *Xenacanthus*, *Holocefalídeos* (COX; HUTCHINSON, 1991), espinhos de “*Ctenacanthus*” sp., dentes de *Xenacanthus* sp., *Itapyrodus punctatus*, dentes e espinhos de “*Xenacanthus*” *Albuquerquei*, “*Ctenacanthus*” *Maranhensis* e *Anisopleurodontis pricei* (SANTOS, 1989, 1990, 1994), além de restos de *Celacantídeos*, *Dipnóicos* e *Paleonisciformes* (COX; HUTCHINSON; 1991).

A idade Permiana atribuída para Formação Pedra de Fogo é consensual, entretanto, divergências entre dados paleontológicos, estratigráficos e sedimentológicos, levam as controvérsias de qual intervalo específico de tempo ela foi depositada.

Caldas et al. (1989) descreveram espécies e gêneros de troncos fósseis encontrados próximo a Teresina-PI, nas margens do rio Poti, dentre os quais, o espécime *Teresinonoxylon euzebioi*, que apresenta grande afinidade com espécies Mesopermianas.

Dino et al. (2002) identificaram similaridades entre as associações palinológicas do Membro Superior “Trisidela” da Formação Pedra de Fogo, com a palinozona *Tornopollenites toreutos*, descrita por Playford e Dino (2000) na Bacia do Amazonas. Este fato levou Dino et al. (2002) a inferir idades Neopermianas para o topo desta unidade, além de correlacioná-la à parte superior da Formação Andirá – Permiano da Bacia do Amazonas (PLAYFORD; DINO, 2000).

Diversos foram os ambientes deposicionais sugeridos para a Formação Pedra de Fogo. Em trabalhos mais antigos, um ambiente transicional/fluvio-deltaico a marinho raso é atribuído para esta unidade (BARBOSA; GOMES, 1957; OLIVEIRA, 1961; MOORE, 1964; AGUIAR, 1964; CUNHA, 1964; NORTHFLEET, 1965; OJEDA; BEMBOM; 1966; OJEDA; PERILLO, 1967; LIMA; LEITE, 1978; FARIA JR., 1979; FARIA JR.; TRUCKENBRODT. 1980a, b; COIMBRA; MUSSA, 1984; CALDAS et al., 1989, dentre outros). Entretanto, Góes e Feijó (1994) afirmaram que a deposição desta unidade se deu em ambiente nerítico raso a litorâneo com planícies de *sabkhas*, sob eventuais influências de tempestade. Dino et al. (2002) baseado em dados paleontológicos e palinológicos, propuseram um ambiente do tipo marinho raso a costeiro, sob condições áridas a semi-áridas quentes para a Formação Pedra de Fogo.

6.2 ASPECTOS GERAIS

A porção superior da Formação Pedra de Fogo exposta na região próxima ao município de Filadélfia, Estado do Tocantins, aflora principalmente em cortes de estradas, pequenos vales naturais, lajedos, serras e morros. A base da unidade é constituída por camadas em geometria tabular, levemente inclinada e lateralmente extensas da ordem de dezenas de quilômetros.

A constituição principal da unidade, da base para o topo, é a intercalação entre material fino (pelitos) e arenitos finos a grossos com cimento carbonático que

formam ciclos delgados granocrescentes ascendentes, com espessamento das camadas de arenito em direção ao topo. Subordinadamente ocorrem gretas de contração, moldes evaporíticos silicificados e níveis ricos em fósseis.

Sobrepostos a estas camadas ocorrem arenitos finos a médios, bem selecionados e bem arredondados com espessura próxima de 7 metros e com restrita continuidade lateral. Logo acima, foram observados pelitos levemente ondulados com troncos fossilizados em posição de morte e, sobrepostos a estes arenitos, foram descritas novamente intercalações entre pelitos e arenitos formando líclos espessos granocrescentes ascendentes, sotopostos a paraconglomerados/arenitos e pelitos levemente ondulados em geometria tabular ou em lençol.

Foi admitido que o contato entre a Formação Pedra de Fogo e Motuca é brusco, apesar de não ter sido possível a sua visualização em campo. Próximo as camadas do topo da Formação Pedra de Fogo, principalmente capeando e sustentando morros testemunhos, foram descritas crostas lateríticas de aproximadamente 3 metros de espessura e contínuas lateralmente (Figura 17).

O final do perfil estudado neste trabalho constitui-se de arenitos com estratificação cruzada sigmoidal suspensos em pelitos com laminação levemente ondulada, em geometria de lobos sigmoidais. Estes depósitos foram atribuídos a Formação Motuca.

Evidências de silicificação foram descritas em quase todos os níveis da Formação Pedra de Fogo. Os vestígios de silicificação mais frequentemente encontrados são nódulos (concreções) de sílica, níveis de *sílex* intercalados com arenitos e pelitos, e restos de lenhos e moldes evaporíticos silicificados.

O estudo faciológico e estratigráfico em afloramentos realizados por este trabalho permitiu a definição de uma sucessão siliciclástica com subordinadas ocorrências carbonáticas/evaporíticas de até 70 m de espessura (Figura 18 e 19), subdividida em 13 fácies sedimentares (Tabela 1) agrupadas em seis associações de fácies (AF) para a porção superior da Formação Pedra de Fogo (Tabela 2) e uma associação de fácies (AF) para a porção inferior da Formação Motuca (Tabela 3), relacionados a um sistema principal lacustre de clima árido com contribuições de rios efêmeros adjacentes aos campos de dunas e *sabkha* continental.

Figura 17 - Crosta laterítica concrecionária encontrada próximo ao topo da Formação Pedra de Fogo sustentando morros testemunhos. A) Afloramento de crosta laterítica com aproximadamente 3 metros de espessura e 30 metros de comprimento (destacado); B) e C) Aspecto concrecionário da crosta laterítica desmantelada, e; D) Imagem de morros sustentados por crosta laterítica.

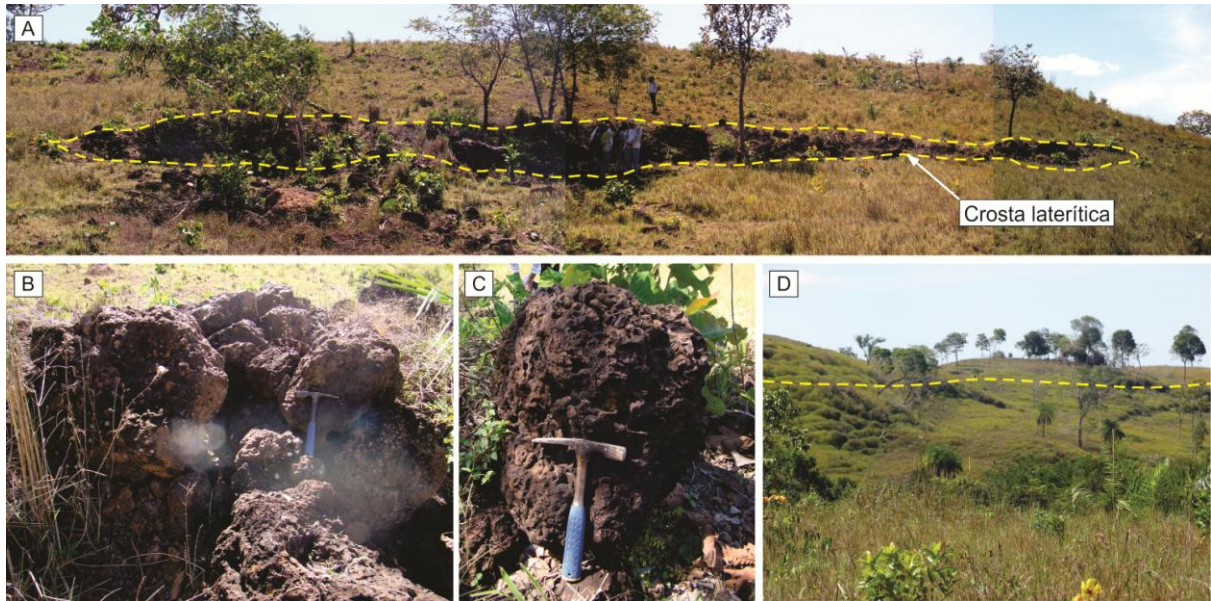
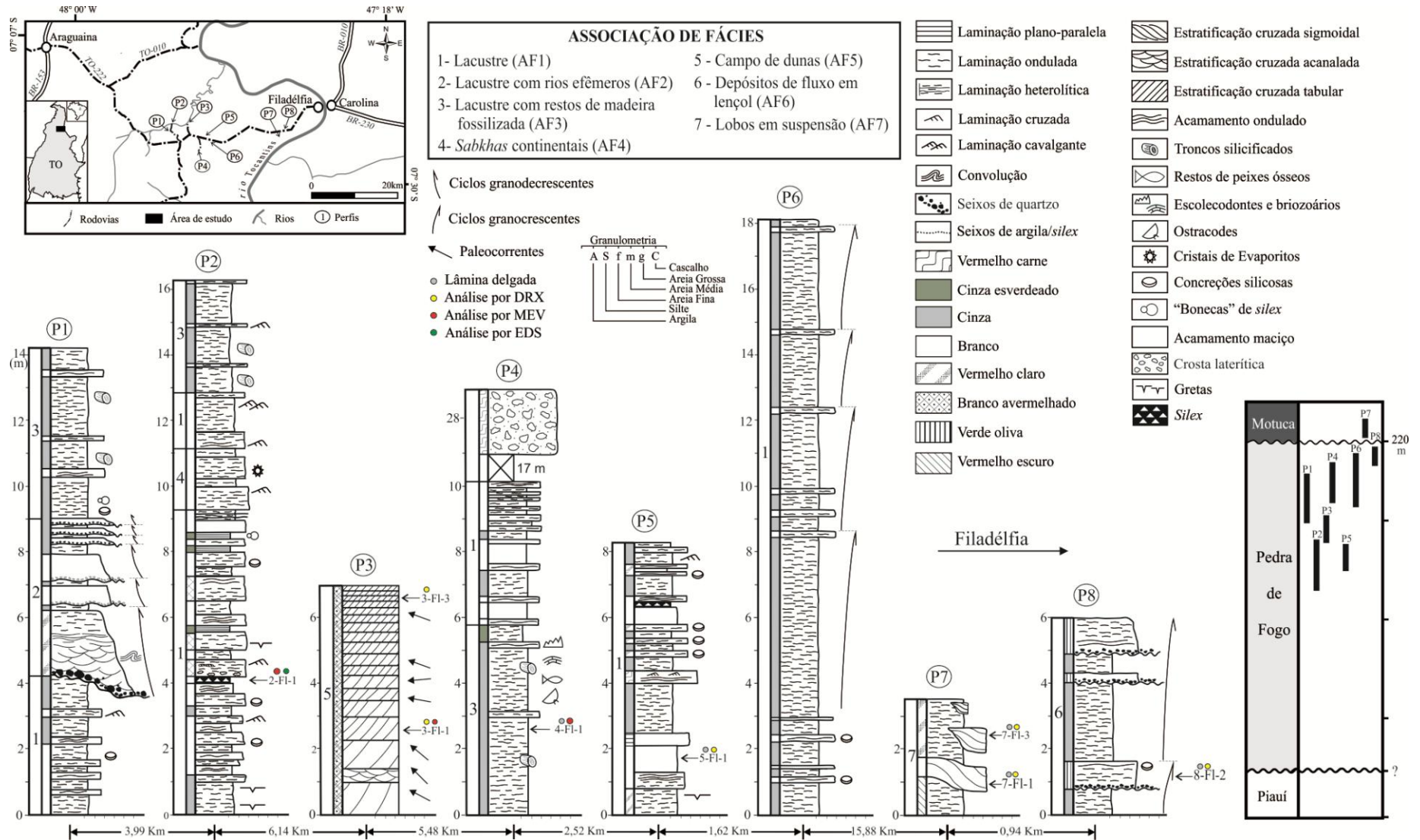


Figura 18 - Coluna litoestratigráfica da região de Filadélfia, Tocantins, com descrição das principais litologias, estruturas sedimentares e conteúdo fóssilífero e ambientes deposicionais.

IDADE	FORMAÇÃO	LITOESTRATIGRAFIA	LITOLOGIA/ ESTRUTURAS	PALEOMBIENTE
		<i>WNW</i> Araguaina-TO	<i>ESE</i> Filadélfia-TO	
TRIÁSSICO	Sambaíba (440 m)		Arenito fino a médio com estratificação cruzada de grande porte. Arenitos com estratificação plano-paralela.	DESÉRTICO
	Motuca (280 m)		Pelito arenoso avermelhado macio. Camadas métricas de evaporitos.	LACUSTRE/ SABKHA
PERMIANO	Pedra de Fogo (70 m)		 Arenito fino a médio com estratificação cruzada tangencial	LACUSTRE COM LENHOS FÓSSEIS (AF3) CAMPO DE DUNAS (AF5)
			Pelito cinza laminado, com níveis de <i>chert</i> , intercalado a arenito fino a médio com laminações onduladas a cruzadas, e eventuais lobos sigmoidais, gretas, troncos silicificados e pseudonódulos de evaporitos.	LACUSTRE/ SABKHA (AF1, AF2, AF3 e AF4)

Fonte: Modificado de Andrade (2012).

Figura 19 - Perfis Estratigráficos confeccionados em afloramentos da Formação Pedra de Fogo e da Formação Motuca, próximos a Filadélfia, Tocantins, compondo um perfil composto de aproximadamente 70 metros de espessura. O quadro a direita mostra o posicionamento estratigráfico dos perfis nas unidades e foram plotados de acordo com as cotas em que se encontram.



6.3 ANÁLISE DE FÁCIES DA PORÇÃO SUPERIOR DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO E INFERIOR DA FORMAÇÃO MOTUCA

6.3.1 Descrição e interpretação das fácies

Tabela 1 - Fácies da Formação Pedra de Fogo e da Formação Motuca, região de Filadélfia-TO.

FÁCIES	DESCRIÇÃO	PROCESSOS
(Po) - Pelito com laminação levemente ondulada/planar	Laminação plano-paralela a levemente ondulada. Subordinadamente ocorre à formação nódulos de sílica intercalados com as laminações. Troncos silicificados dispostos horizontalmente ao acamamento, classificados preliminarmente no gênero <i>Psaronius</i> , associados a outras espécies fósseis são descritas nesta fácies.	Marcas onduladas formadas em regime de fluxo inferior produzido por fluxos direcionais de baixa energia. Deposição por fluxo combinado, com predomínio de suspensão e subordinadamente ação de onda. Presença de nódulos por processos diagenéticos de concentração química. Processo de silicificação sindeposicional a eodiagenética da madeira.
(Agl) - Argilito laminado	Laminação plano-paralela	Deposição a partir de suspensão em condições de baixa energia.
(Ao) - Arenito fino a médio, moderadamente selecionado com laminação levemente ondulada/planar	Laminação ondulada gerada por ondas simétricas e assimétricas lateralmente gradando para laminação plano-paralela. Nódulos silicificados são paralelos a laminação.	Migração de pequenas marcas onduladas em regime de fluxo inferior produzida por ação de ondas/correntes. Níveis silicificados são associados a processos diagenéticos de concentração química.
(Aqb) - Arenito fino a muito fino, moderadamente selecionado com laminação quase planar com truncamentos de baixo ângulo	Topo e base ligeiramente ondulados. Laminações quase planares variam lateralmente para laminações com truncamentos de baixo ângulo.	Migração e agradação de formas de leito de relevo suave. Regime de fluxo superior e subordinadamente fluxo oscilatório.
(Ac) - Arenito fino a muito fino, moderadamente selecionados com laminação cruzada gerada por ação de onda	Laminação cruzada gradando lateralmente para plano-paralela, as vezes mergulhando em sentidos opostos. <i>Foresets</i> indicam sentido da paleocorrente para NE e SW. Laminações geradas por ondas com padrão <i>pinch and swell</i> .	Agradação e migração de microondulações (<i>ripples</i>) por fluxo combinado e/ou unidirecional produzidos por onda.
(Aic) - Arenito fino a médio com laminação cruzada cavalgante supercrítica	Laminações cavalgantes supercríticas de alto ângulo.	Correntes trativas e migração de marcas onduladas de crista sinuosa.
(Ag) - Arenito fino a muito fino com gretas de contração	Encontram-se gretas de contração do tipo poligonal e <i>syneresis</i> localmente expostas, em mais de uma fase de gretação.	Exposição subaérea ou desidratação de material coloidal.
(CAm) - Conglomerado/arenito fino a grosso, mal selecionado com acamamento maciço de	Acamamento maciço e base escavada de médio porte.	Deposição a partir de correntes trativas unidirecionais em canais desconfiados/espriados. Rápida sedimentação com fluidização.

base escavada		Dispersão sedimentares altamente concentradas, através de movimentos gravitacionais (de massa).
(Aa1) - Arenito fino a médio, moderadamente bem selecionado com estratificação cruzada acanalada	Estratificação cruzada acanalada de pequeno porte. Laminações convolutas na base dos sets.	Migração de dunas 3D sob a ação de correntes trativas em regime de fluxo inferior.
(Ame) - Arenito fino a médio com moldes evaporíticos silicificados	Moldes evaporíticos substituídos por sílica dos tipos <i>porcorn</i> e <i>cauliflower</i> .	Condições de saturação e precipitação química de evaporitos. Posterior substituição por processo de silicificação sindeposicional a eodiagenética.
(At) - Arenito fino a médio, bem selecionado e alta esfericidade com estratificação cruzada tangencial	Ocorrem em camadas tabulares organizadas em sets de estratificação cruzada de pequeno a médio porte, base dos <i>foresets</i> tangencial com migração para E-SE, e inclinação de até 35°.	Migração de dunas eólicas 2D de pequeno a médio porte e de “ <i>wind ripples</i> ”.
(Aa2) - Arenito fino a médio, bem selecionado e alta esfericidade com estratificação cruzada acanalada	Estratificação cruzada acanalada de médio a pequeno porte.	Esta fácies foi gerada pela migração de dunas 3D sob a ação de correntes trativas em regime de fluxo inferior.
(As) - Arenito fino a grosso com estratificação cruzada sigmoidal	Lobos sigmoidais com sets de até 0,5 m de espessura. Ocorre associado a fácies Po.	Migração de macroformas de leito sob fluxo unidirecional e rápida desaceleração.

Tabela 2 - Associação de fácies para a Formação Pedra de Fogo, região de Filadélfia-TO.

ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES (AF)	FÁCIES	DESCRIÇÃO
AF1 – LACUSTRE	Po, Agl, Ao, Aqb, Ac, Alc e Ag	Intercalação entre arenitos finos a médios e pelitos com laminação levemente ondulada/planar. Subordinadamente ocorrem arenitos com laminação gerada por onde e cruzada cavalgante, pelitos laminados e gretas de contração subaéreas.
AF2 – LACUSTRE COM RIOS EFÊMEROS	CAm, Aa1 e Po	Paraconglomerados e arenitos finos a grossos de base escavada com acamamento maciço e estratificação cruzada acanalada de pequeno porte.
AF3 – LACUSTRE COM RESTOS DE MADEIRA FOSSILIZADA	Po e Ao	Intercalação entre arenitos finos a médios e pelitos com laminação levemente ondulada/planar associado a presença de restos de troncos fossilizados
AF4 – SABKHAS CONTINENTAIS	Po, Ao e Ame	Arenitos finos a médios com laminação levemente ondulada/planar. Ocorrência de moldes evaporíticos silicificados associados e subordinadamente pelitos laminados.
AF5 – CAMPO DE DUNAS	At e Aa2	Arenitos finos a médios, bem selecionados e arredondados, com estratificação tangencial e subordinadamente acanalada, ambas com sets de pequeno a médio porte

AF6 – DEPÓSITO DE FLUXO EM LENÇOL	Po, Ao e CAm	Arenitos finos a médios e pelitos com laminação levemente ondulada/planar e subordinadamente paraconglomerados associados a arenitos finos a grossos com acamamento maciço
--	--------------	--

Tabela 3 - Associação de fácies para a Formação Motuca, região de Filadélfia-TO.

ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES (AF)	FÁCIES	DESCRIÇÃO
AF7 – LOBOS DE SUSPENSÃO	As e Po	Arenitos finos a médios com estratificação cruzada sigmoidal, em camadas com geometria de lobos em suspensão em pelitos com laminação levemente ondulada/planar, subordinados.

6.3.1.1 Pelito com laminação levemente ondulada/planar (Po)

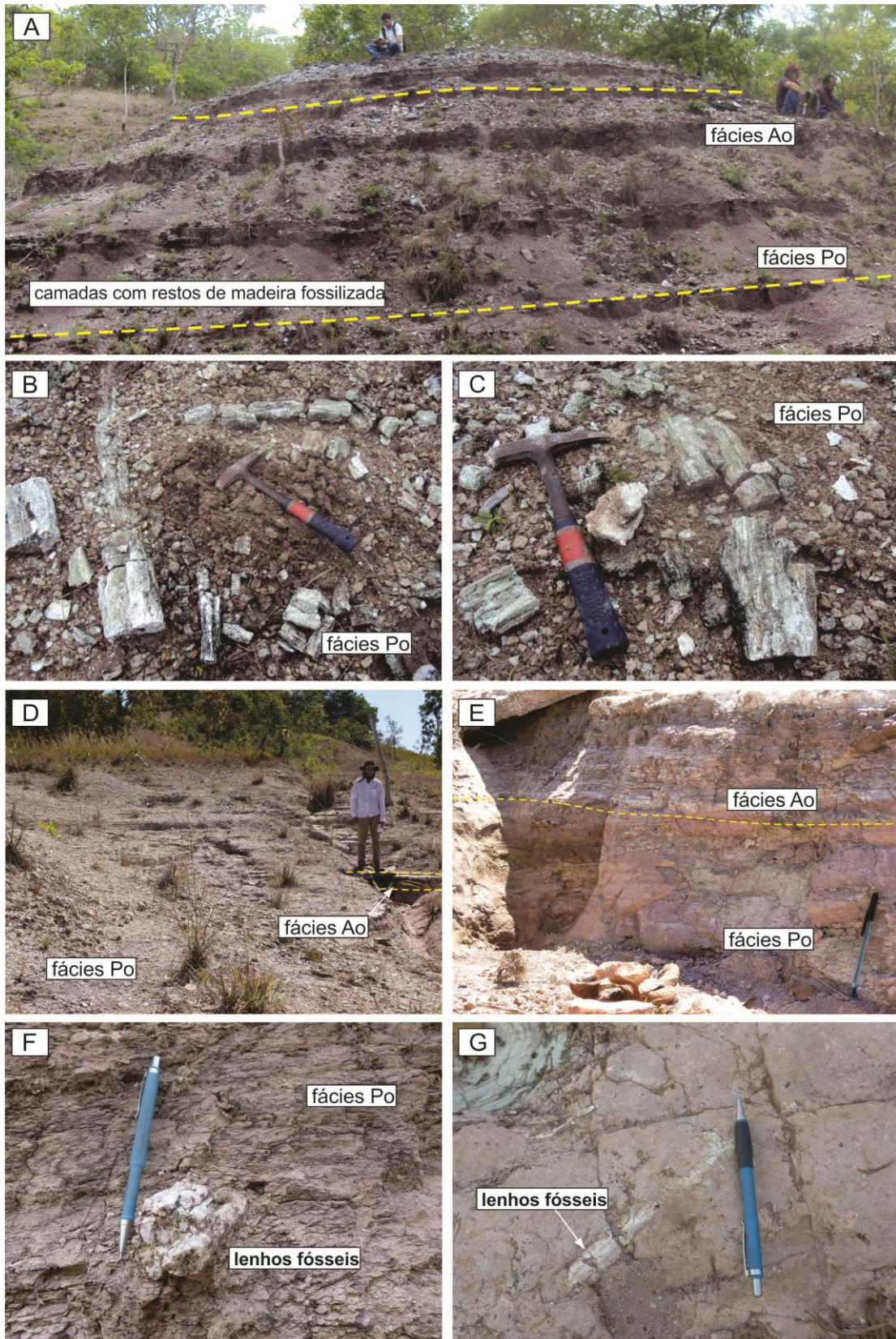
Esta fácies é composta por pelito com laminação levemente ondulada a planar. É a fácies mais recorrente dentro dos depósitos lacustres da Formação Pedra de Fogo, ocorrendo também nos depósitos da Formação Motuca. As camadas possuem grande continuidade lateral e podem alcançar a ordem de centenas de metros. Em contra partida, a espessura das camadas é variável de centímetros a metros. Quando a espessura das camadas é de escala centimétrica, geralmente desenvolvem-se laminações heterolíticas arenito/pelito entre esta fácies e a fácies Ao. A espessura máxima observada foi de aproximadamente 6 metros no ponto seis (Figura 19).

São encontrados nesta fácies, restos de troncos fossilizados dispostos horizontalmente ao acamamento de maneira caótica, classificados preliminarmente no gênero *Psaronius* (Figura 20). Os níveis nos quais se encontram os lenhos fósseis atingem espessura de 2 a 3 metros. Outros fósseis foram descritos para esta fácies como restos de peixes ósseos, escolecodontes, briozoários e ostracodes, além de restos fósseis não identificados.

Esta fácies é rica em concreções de sílica, dentro da qual chegam a compor níveis e comumente tomam forma de bonecas russas *matrioskas* e formas achatadas, conhecidas como “bolachas de sílex” (Figura 21).

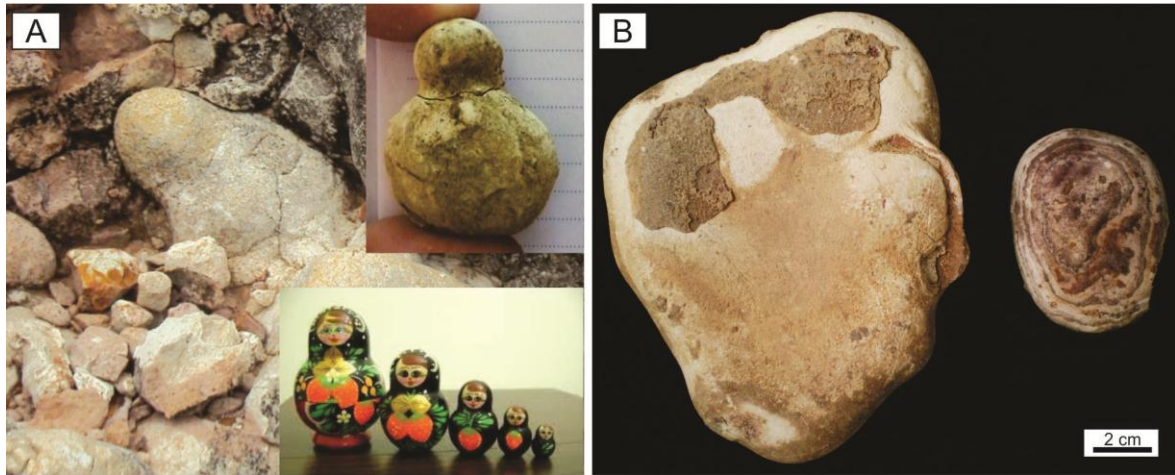
A origem desta fácies se dá pela formação de marcas onduladas em regime de fluxo inferior produzido por fluxos direcionais de baixa energia. E, deposição por fluxo combinado, com predomínio de suspensão e subordinadamente por onda.

Figura 20 - Aspectos faciológicos da fácies Po e Ao, pertencentes aos depósitos lacustres com restos de madeira fossilizada (AF3). A) camadas com restos de madeira fossilizada da fácies Po; B) C) Restos de madeira fossilizada na fácies Po; D) Afloramento onde foram encontrados lenhos fósseis; E) Camadas intercaladas das fácies Ao e Po. Lenhos fossilizados são descritos na fácies Po; F) Lenhos fósseis dispostos paralelos a laminação, e; G) Imagem em planta dos lenhos fósseis na camadas da fácies Po.



A presença de nódulos silicificados é resultante de processos diagenéticos de concentração química. E a ocorrência de *Psaronius* apontam processos de silicificação sindeposicional a eodiagenética da madeira.

Figura 21 - Concreções silicosas descritas na fácies Po dos depósitos lacustres da Formação Pedra de Fogo (AF1). A) Nódulos silicificados em formato semelhante ao de bonecas russas matrioska, em destaque na foto, e; B) Nódulos silicificados em formato oblato (achatado) semelhantes a bolachas. Notar linhas de crescimento discoidal.



6.3.1.2 Argilito laminado (Agl)

Esta fácies é constituída por argilito com laminação plano paralela, associada a fácies Po e Ao. As camadas tem espessura máxima de 10 centímetros, com topo e base planos, possuindo uma continuidade lateral de ordem decamétrica (Figura 22). A cor da rocha cinza esverdeado é provavelmente em virtude da concentração de material orgânico presente no arcabouço da rocha. Esta fácies foi originada em ambientes de baixa energia com deposição por suspensão em nível de fluxo inferior.

6.3.1.3 Arenito com laminação levemente ondulada/planar (Ao)

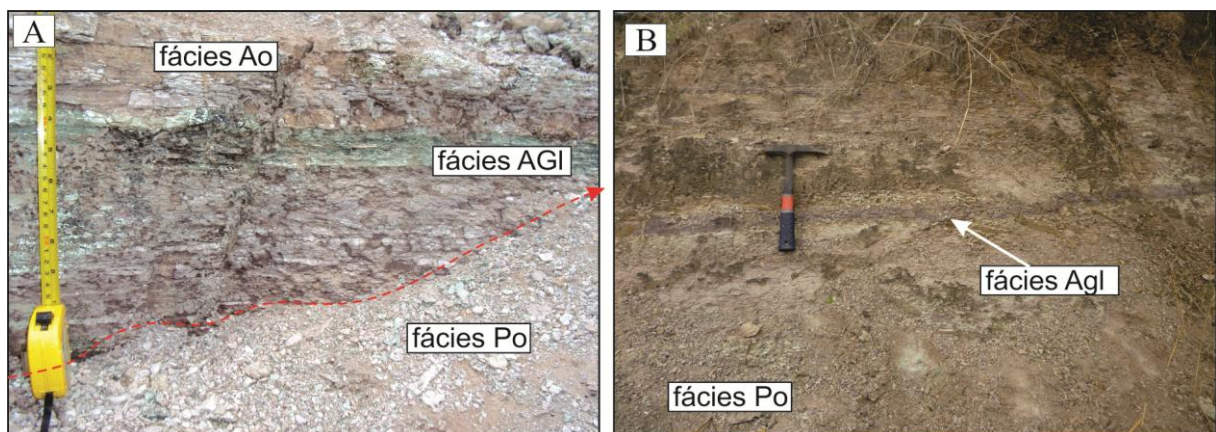
Esta fácies consiste de arenitos com grãos de areia muito fina a fina e moderadamente selecionados. As camadas estão estruturadas com laminação levemente ondulada/planar, ocorrendo em associação com a fácies Po (Figura 23). As camadas da fácies Ao apresentam extensa continuidade lateral e são comumente descritas na sucessão vertical. Juntamente com a fácies Po, constituem

as fácies mais extensas lateralmente e frequentes nos depósitos da porção superior da Formação Pedra de Fogo (Figura 24).

As camadas tabulares de arenito com laminação levemente ondulada/planar são contínuas por centenas de metros e de espessura variável de poucos centímetros, 5 a 10 cm, até poucos metros, atingindo uma espessura máxima observada de 2 metros. Foram descritas marcas onduladas simétricas e assimétricas, com laminações levemente onduladas geradas por ação de onda, que subordinadamente gradam lateralmente para laminação planar. É frequente nas camadas a ocorrência de nódulos silicificados paralelos à laminação.

Esta fácies resulta da migração de pequenas marcas onduladas em regime de fluxo inferior produzida por ação de ondas/correntes. A ocorrência de níveis silicificados é associada a processos diagenéticos de concentração química.

Figura 22 - Depósitos lacustres da Formação Pedra de Fogo, fácies Agl. A) e B) Aspectos faciográficos da fácies Agl dos depósitos lacustres da Formação Pedra de Fogo (AF1) em associação com a fácies Po e com a fácies Ao.



6.3.1.4 Arenito com laminação quase planar com truncamentos de baixo ângulo (Aqb)

Esta fácies é constituída por arenitos finos a muito finos moderadamente selecionados. As camadas possuem topo e base ligeiramente ondulados, da ordem de 10 centímetros e as laminações quase planar variam lateralmente com truncamentos de baixo ângulo ($<5^\circ$). Essa fácies ocorre apenas em um ponto dos perfis estudados em associação com as fácies Ac e Alc com limitada continuidade lateral (Figura 25). Sua origem relaciona-se a migração e agradação de formas de leito de relevo suave sob regime de fluxo superior e subordinadamente por onda.

Figura 23 - Aspectos faciológicos das fácies Ao e Po pertencentes aos depósitos lacustres da Formação Pedra de Fogo (AF1). A) Intercalação entre as fácies Ao e Po, que ocorrem associadas nestes depósitos; B) Intercalação entre as fácies Ao e Po. Notar que os ciclos progradantes tornam-se menores em direção ao topo do perfil, indicativo de raseamento ascendente; C) Fácies Ao. Notar marcas onduladas simétricas e assimétricas de cristas sinuosas. D) Detalhe da fácies Ao e; F) Detalhe em afloramento dos arenitos com laminação levemente ondulada/planar (fácies Ao).

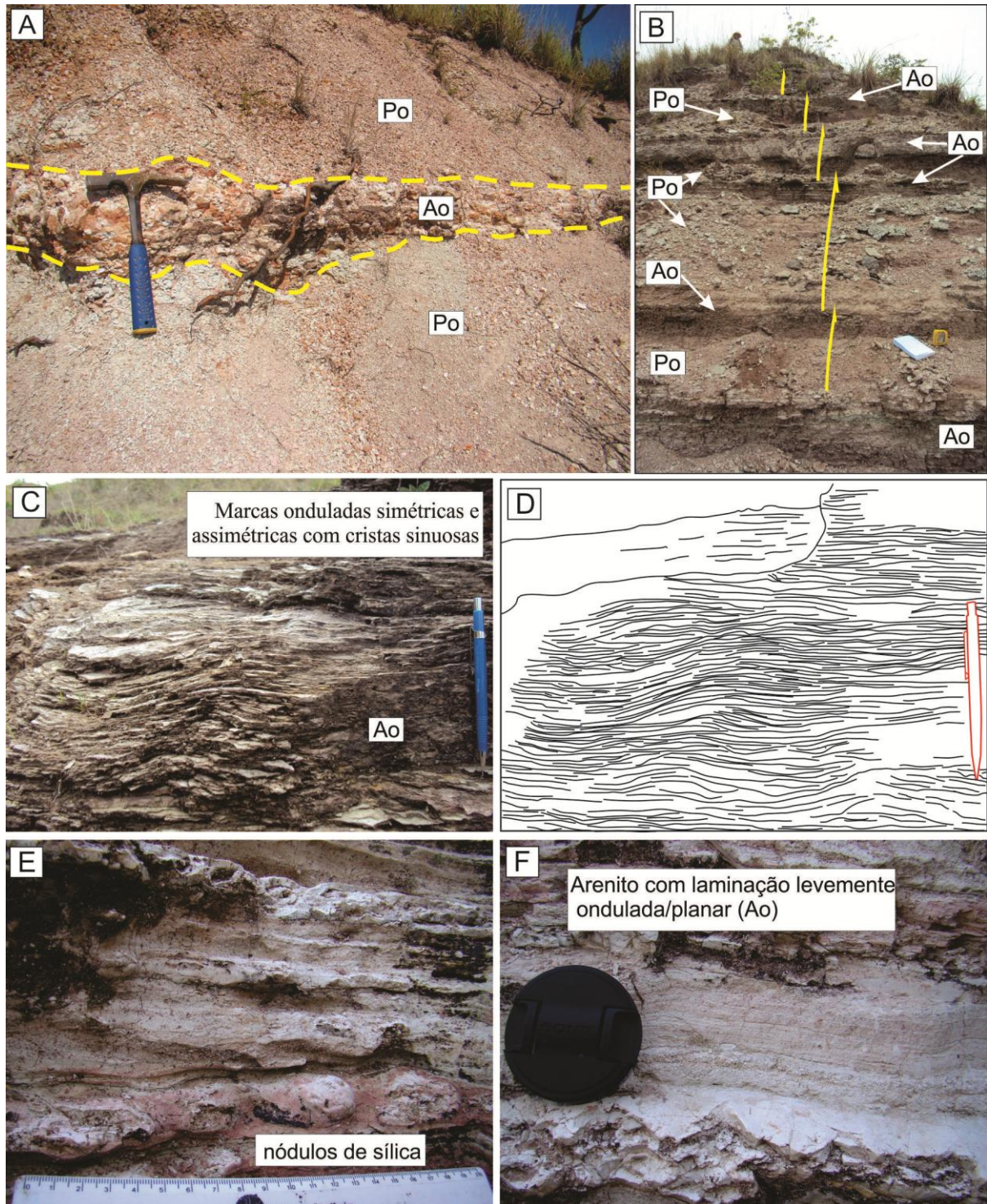
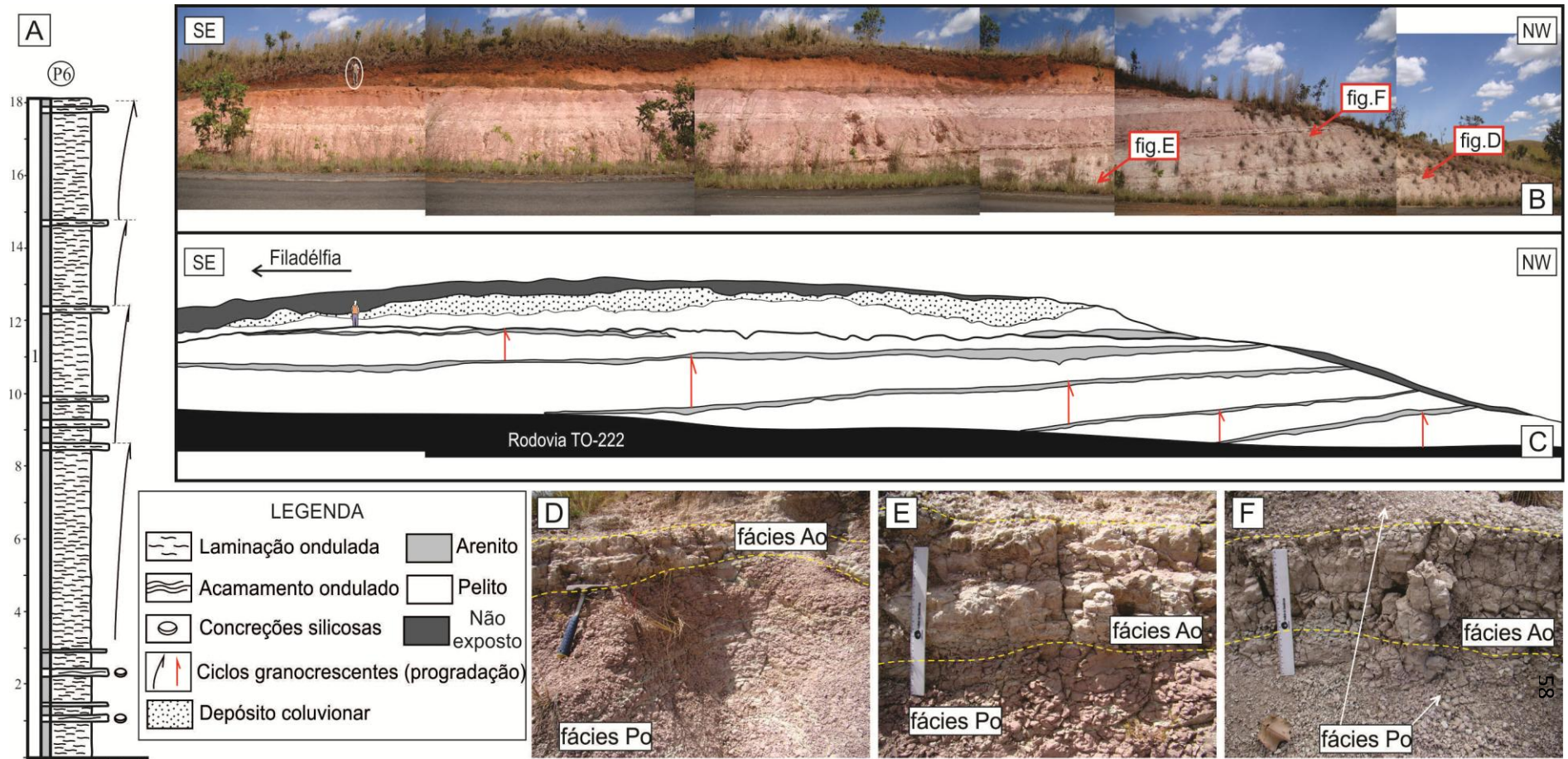


Figura 24 - Depósitos lacustres da parte superior da Formação Pedra de Fogo (AF1). A) perfil estratigráfico localizado no ponto seis. Notar pacotes espessos de pelitos com laminação levemente ondulada/planar (Po) intercalados com pacotes delgados de arenitos com laminação levemente ondulada planar (Ao), formando grandes ciclos granocrescentes (padrão progradante) com máximo de 6 metros de amplitude, próximo ao contato com a Formação Motuca; B) Afloramento de corte de estrada onde afloram este depósito; C) Seção esquemática de A, mostrando a geometria tabular dos depósitos lacustres com detalhe para o posicionamento das figuras D, E e F. Notar os ciclos granocrescentes em vermelho, e; D), E) e F). Intercalação das fácies Ao e Po nos depósitos lacustres da Formação Pedra de Fogo.



6.3.1.5 Arenito com laminação cruzada gerada por ação de onda (Ac)

Esta fácies consiste de arenitos com grãos de areia fina a média, moderadamente selecionados que variam de subarredondados a subangulosos, dispostos em camadas decimétricas com laminação cruzada gerada por ação de onda. Lateralmente as camadas são restritas e verticalmente ocorrem intercaladas a fácies Po (Figura 25). Esta fácies é rara no depósito, sendo restrita a um intervalo vertical da ordem de 3 metros, posicionada ao final de um ciclo progradante.

Laminações cruzadas são de pequeno porte com *sets* de dimensões centimétricas, não ultrapassando 10 centímetros, e gradam lateralmente para laminação plano-paralela. Topo e base são escavados gerando um padrão *pinch and swell*. Ocorrem laminações cruzadas mergulhando para sentidos opostos com recobrimentos *drapes*. De Raff et al. (1977) associam esse quadro faciológico como sendo diagnóstico de ação de ondas relacionados a ambientes hidrológicos rasos.

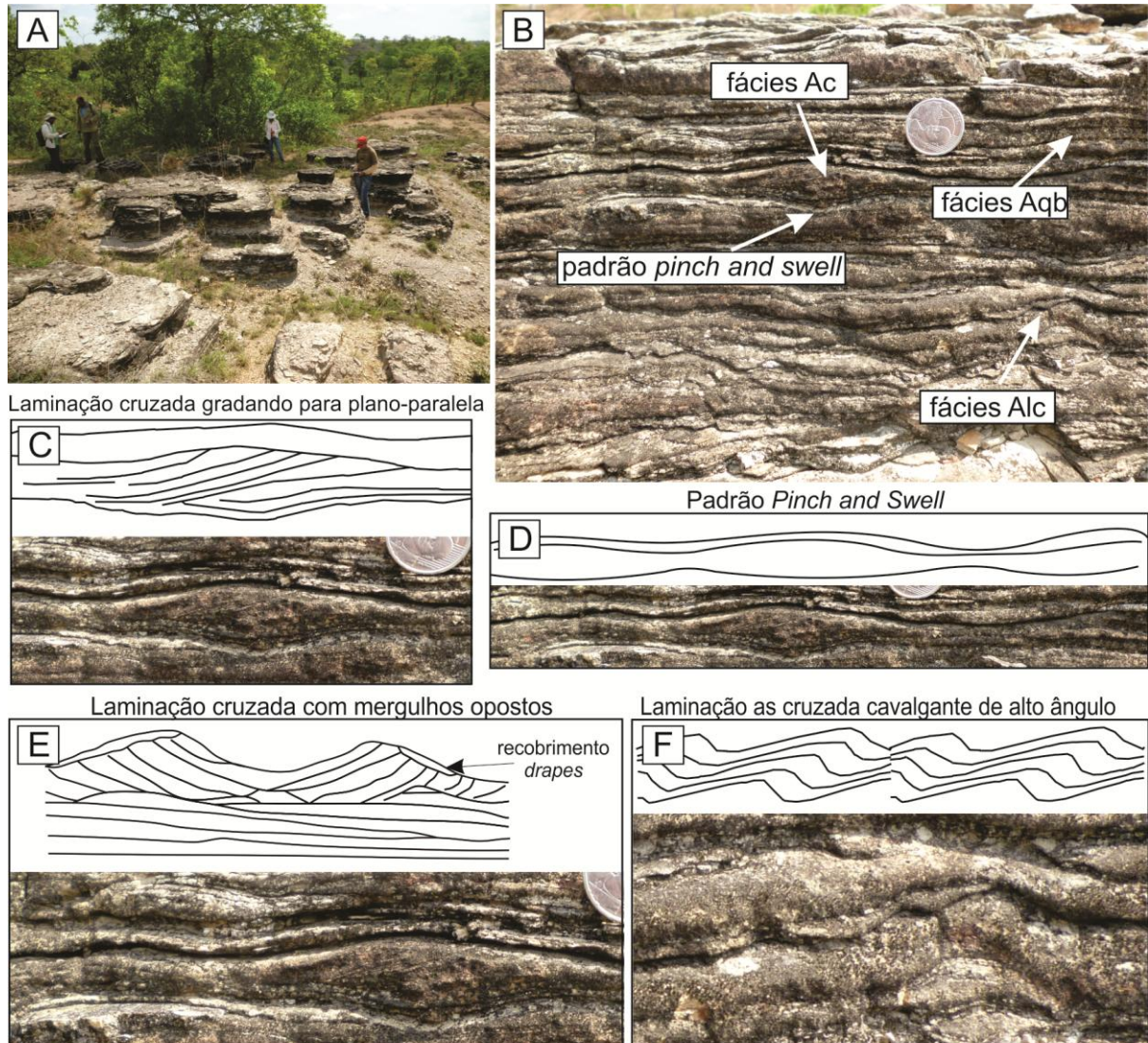
Esta fácies é resultado de agradação e migração de microondulações (*ripples*) por fluxo combinado e/ou unidirecional produzido por ação de onda. Laminações cruzadas com mergulhos opostos relacionam-se a dominação do processo de agradação em relação ao processo de migração, enquanto que em laminações cruzadas que gradam lateralmente para plano-paralelas, a taxa de migração é maior do que a agradação.

6.3.1.6 Arenito com laminação cruzada cavalgante supercrítica (Alc)

Esta fácies é composta por arenitos com grãos de areia fina a média, moderadamente selecionados e variam de subarredondados a subangulosos. Esta fácies ocorre associada à fácies Ac e Aqb (Figura 25).

A rocha apresenta laminações cruzadas supercríticas de alto ângulo (*climb angle*) com preservação de *stoss side* e *lee side* das marcas onduladas. Sua origem está ligada a correntes trativas e migração de marcas onduladas de crista sinuosa.

Figura 25 - Aspectos faciológicos das fácies Ac, Aqb e Alc, constituintes dos depósitos lacustres da da Formação Pedra de Fogo (AF1). A) Imagem do afloramento onde foram descritas fácies lacustres associadas a esta unidade; B) Detalhe das fácies Ac, Aqb, Alc e o padrão *pinch and swell* de topo e base das camadas de arenito, produzido pela ação de onda; C) Detalhe da laminação cruzada gradando lateralmente para plano-paralelas; D) Detalhe do padrão *pinch and swell* do topo e base das camadas; E. Detalhe da laminação cruzada com mergulhos opostos com recobrimento *drapes*, e; F) Laminação cruzada cavalgante supercrítica de alto ângulo.



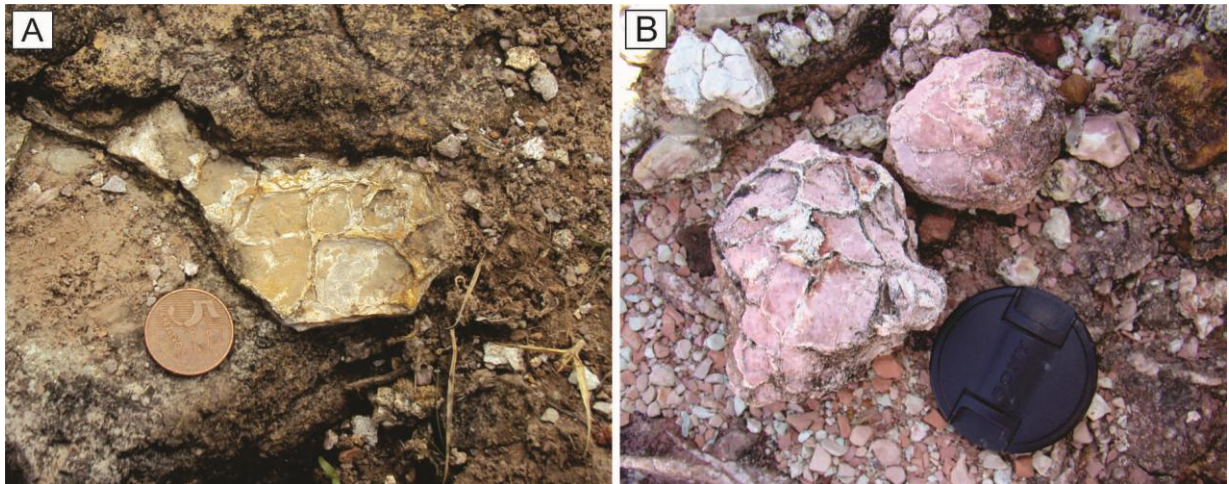
6.3.1.7 Arenito com gretas de contração (Ag)

Esta fácies consiste de sucessão de camadas centimétricas de arenito fino a muito fino com gretas de contração do tipo poligonal e *syneresis* (Figura 26). Gretas são descritas comumente nos depósitos lacustres da Formação Pedra de Fogo, com três fases de gretação principais identificados (Figura 19 perfil 2).

As camadas com gretas de contração possuem espessuras de poucos centímetros e continuidade lateral limitada de até 50 cm, posteriormente ocorre o

desaparecimento gradativo da estrutura. As gretas mais comuns são do tipo poligonal e atingem poucos centímetros de diâmetro, subordinadamente são encontradas gretas do tipo *syneresis*. A ocorrência dessa fácies está relacionada à exposição subaérea de litologia fina ou desidratação de material coloidal.

Figura 26 - Aspectos faciológicos da fácies Ag, pertencente aos depósitos lacustres da porção Superior da Formação Pedra de Fogo (AF1). A) Arenito com gretas de contração poligonal de diâmetro aproximado de 4 cm, e; B) Arenitos com gretas de contração dispostas em topo de camada. Ambas são evidência de exposição subaérea periódica de ambiente hidrológico raso.



6.3.1.8 Conglomerado/arenito maciço de base escavada (CAm)

Esta fácies compõe-se de paraconglomerados com acamamento maciço, formando camadas da ordem de 15 centímetros até aproximadamente 1 metro. Os clastos são de seixos retrabalhados de quartzo e fragmentos de sílex (0,5 a 0,2cm) e variam de angulosos a subarredondados, e a matriz é constituída de areia fina a grossa, mal selecionada e sem organização interna (Figura 27 A e B). Subordinadamente há seleção granulométrica por segregação gravitacional, gerando camadas com areia grossa na base e variando para o topo com areia média. As camadas comumente exibem base erosiva e geometria irregular. Esta fácies está associada aos arenitos com estratificação cruzada acanalada (Aa1) e pelitos com laminação levemente ondulada/planar (Po).

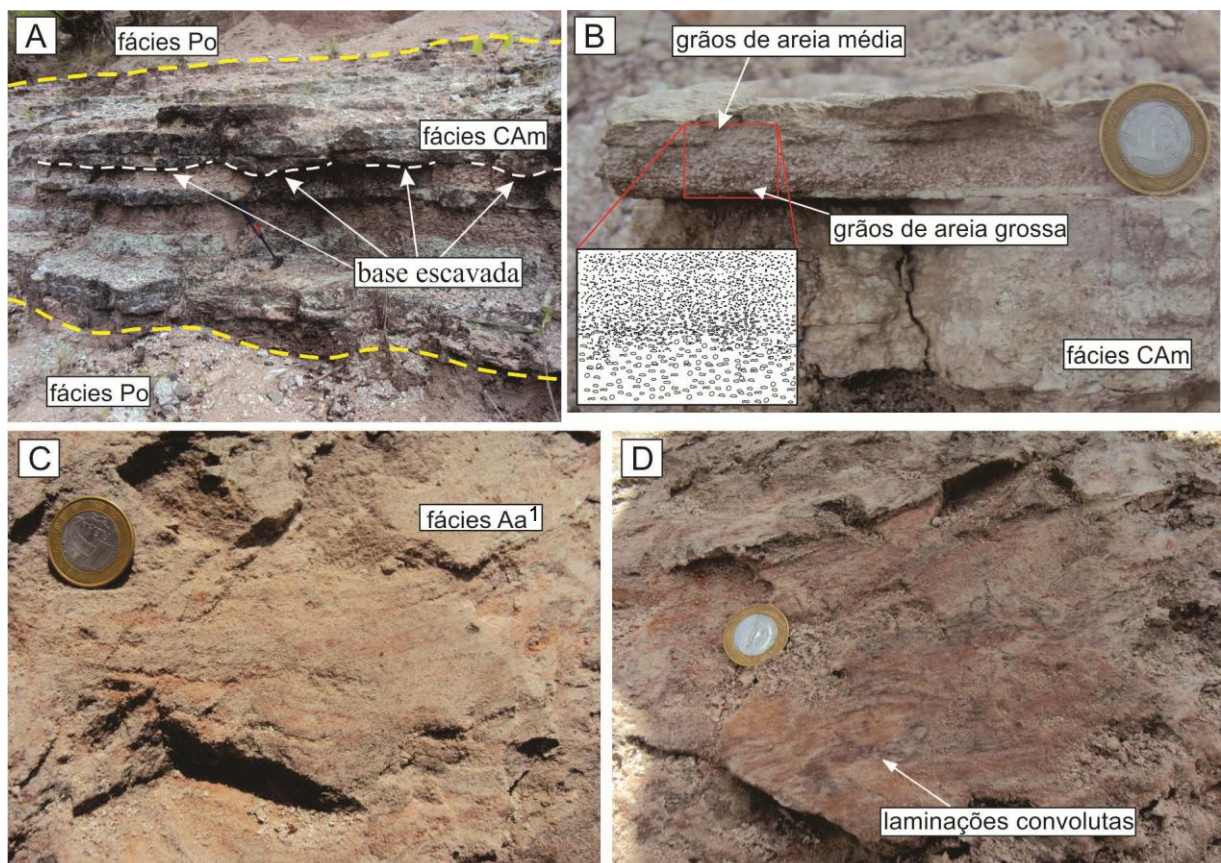
A granulação grossa dessa fácies associada ao acamamento maciço e base irregular/erosiva, sugere regime de fluxo inferior a superior formando fluxos canalizados sobre uma região plana.

6.3.1.9 Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa1)

Esta fácies é constituída por arenitos com grãos de areia fina a média, mal selecionados, tendo grãos subangulosos a arredondados com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte com sets que variam de 2 a 5 centímetros (Figura 27 C e D). Comumente na base dos sets encontram-se laminações convolutas associadas, em virtude de ajustamento plástico entre litologias saturadas em água.

As camadas possuem continuidade lateral da ordem de 5 metros e espessura máxima próxima a 1 metro. Esta fácies ocorre associada com as fácies de conglomerado/arenito maciço de base escavada (CAm) e a fácies pelito com laminação levemente ondulada/planar (Po). Esta fácies foi descrita apenas no ponto 1 e sua origem está ligada a migração de dunas 3D sob a ação de correntes trativas em regime de fluxo inferior.

Figura 27 - Depósitos lacustres com rios efêmeros da Formação Pedra de Fogo (AF2), fácies CAm e Aa1. A) Conglomerado/ arenito maciço de base escavada (fácies CAm), associado a fácies de pelito com laminação levemente ondulada/planar (fácies Po); B) Camada de arenito grosso a médio com segregação granulométrica, base com areia grossa varia para o topo com areia média; C) Arenito com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte, e; D) laminações convolutas na base dos sets das estratificações cruzadas acanaladas.

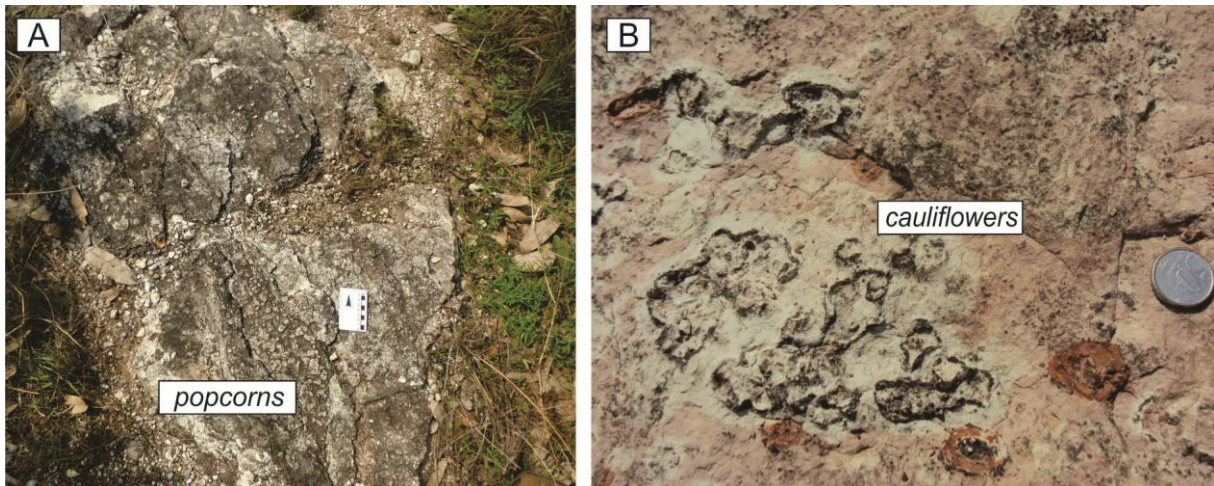


6.3.1.10 Arenito com moldes evaporíticos silicificados (Ame)

Esta fácies é constituída por arenitos com grãos finos a médios, moderadamente selecionados, que variam de subangulosos a arredondados, com moldes evaporíticos silicificados semelhantes a forma de pipocas (*popcorn*) e couve-flor (*cauliflower*) (Figura 28 A e B). Esta fácies ocorre em camadas tabulares contínuas lateralmente. Os moldes de evaporitos possuem dimensões centimétricas, entre 1 a 5 centímetros de diâmetro.

A ocorrência de moldes evaporíticos sugere condições ambientais que favoreceram a saturação e precipitação química de evaporitos, com posterior substituição dos sais por processo de silicificação sindeposicional a eodiagenética.

Figura 28 - Depósitos de sabkhas continentais da Formação Pedra de Fogo (AF4). Arenitos finos a médios com moldes evaporíticos silicificados. A) moldes evaporíticos semelhantes a pipocas (*popcorn*); B) moldes evaporíticos silicificados em forma de couve-flor (*cauliflowers*).



6.3.1.11 Arenito com estratificação cruzada tangencial (At)

Esta fácies compõe-se de arenitos com grãos de areia fina a média, bem selecionados, arredondados, de alta esfericidade, com textura fosco e marcas de abrasão eólica (Figura 29 G e H). Apresentam estratificação cruzada tangencial de médio a pequeno porte com *sets* que atingem espessura máxima de 1,5 metros (Figura 29 A a D). Andrade (2012) trabalhou em mesmo ponto e concluiu que os *sets* exibem adelgaçamento ascendente (*thinning-upward*) com *topsets* sempre planos e lateralmente exibindo baixo ângulo, com migração preferencial dos *foresets* para E-SE com limites laterais em baixo ângulo entre os *sets*, algumas vezes

gerando truncamentos (setas) (Figura 29 B). O ângulo de inclinação dos *foresets* varia de 10° a 35°. Os *topsets* são planos a ligeiramente ondulados.

As camadas possuem continuidade lateral da ordem de dezenas de metros no depósito e o pacote de camadas com essa fácies atinge espessura próxima de 30 metros. A origem da fácies At está relacionada a migração de dunas eólicas 2D de pequeno a médio porte e de “*wind ripples*”.

6.3.1.12 Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa2)

Esta fácies é constituída por arenitos com grãos de areia fina a média, bem selecionados, bem arredondados de alta esfericidade com estratificação cruzada acanalada de médio a pequeno porte, com *sets* de até 20 centímetros de espessura (Figura 29 E e F). A fácies Aa2 encontra-se associada a fácies At, e sua ocorrência é subordinada pela mesma fácies em virtude de relações geométricas de corte das estruturas formadas pela migração de dunas 3D sob a ação de correntes trativas em regime de fluxo inferior.

6.3.1.13 Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As)

Esta fácies é constituída por arenitos com grãos de areia fina a média com estratificação cruzada sigmoidal com *sets* de até 0,5 metros de espessura (Figura 30). A geometria das camadas é de lobos sigmoidais suspensos em pelitos da fácies Po, em associação com a fácies As. Os lobos tem extensão lateral de até 22 metros e espessuras que variam de 0,5 metros a 1,5 metros.

A origem da fácies As está relacionada à migração de macroformas de leito sob fluxos homopícnais unidirecionais que ao adentrarem as bacias receptoras (lagos), dominadas por processos de suspensão, são rapidamente desacelerados gerando a geometria sigmoidal com padrão progradante.

Figura 29 - Aspectos faciológicos da fácies At e Aa2, pertencentes aos depósitos de campos de dunas eólicas da Formação Pedra de Fogo (AF5). A) Arenitos com estratificação cruzada tangencial de (fácies At); B) Detalhes da foto A. Observar os topsets sempre planos a ligeiramente ondulados, e a tendência de adelgaçamento ascendente. Limites laterais em baixo ângulo entre os sets, algumas vezes gerando truncamentos (setas); C) Fácies At, com estrutura de deslizamento (*sliding*) associada; D) Detalhes da foto C. Notar adelgaçamento ascendente dos sets e massa rochosa deformada em processo pós-deposicional; E) e F) Fácies Aa2 associada à fácies At; G) Grãos de quartzo observados em lupa, mostrando textura fosca e alto grau de seleção, e; H) Grãos de quartzo com superfícies polidas e fraturamento conchoidal produzidos por abrasão eólica.

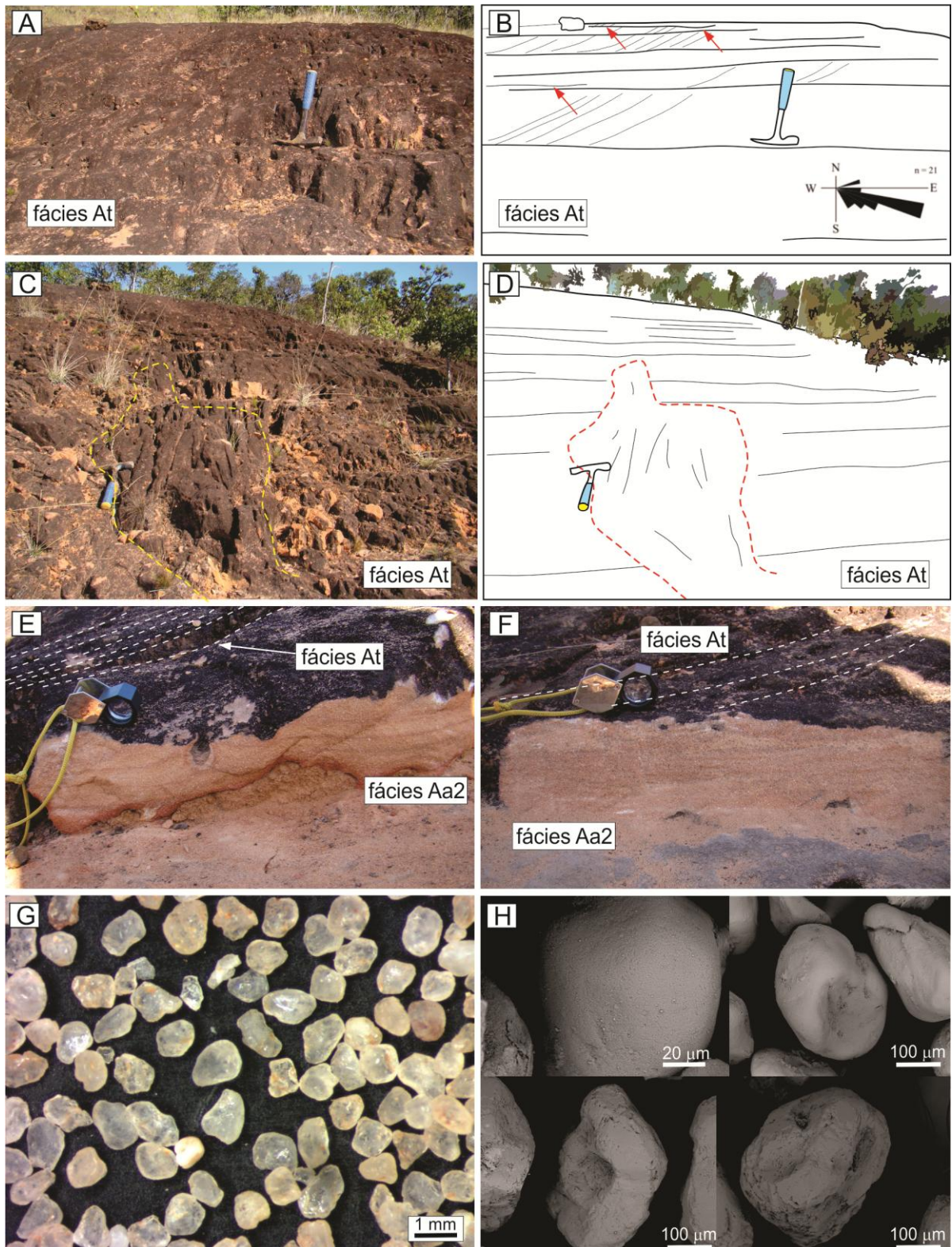
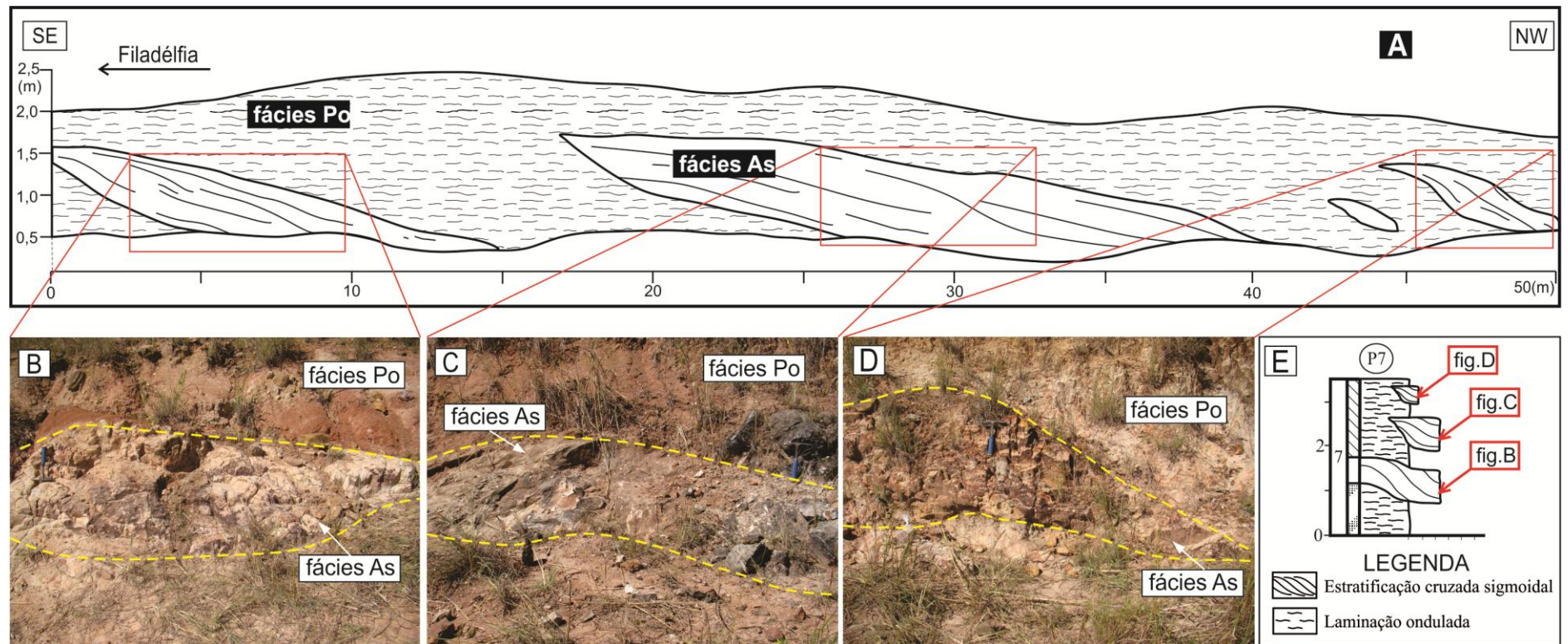


Figura 30 - Depósitos de lobos sigmoidais de suspensão da Formação Motuca (AF7). A) Seção esquemática do afloramento, ponto 7, onde foram descritos lobos sigmoidais. Notar arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (fácies As), em geometria de lobos sigmoidais encaixados em litologia pelítica da fácies Po; B), C) e D) Detalhe do primeiro, segundo e terceiro (sentido SE-NW) corpo arenoso com estratificação cruzada sigmoidal (fácies As), encaixados em pelitos avermelhados semelhantes a *red beds* da Formação Motuca, e; E) perfil litoestratigráfico referente ao ponto 5, com destaque para o posicionamento das figuras B, C e D. Lobos sigmoidais em suspensão.



6.3.2 Associação de fácies (AF) para a Formação Pedra de Fogo

6.3.2.1 Associação de fácies 1 (AF1) – Lacustre

Esta associação de fácies (AF1) é constituída pelas litofácies Po, Agl, Ao, Aqb, Ac, Alc, e Ag. Arenitos e pelitos com laminação levemente ondulada/ planar, fácies Ao e Po, constituem os mais recorrentes e expressivos litotipos descritos para esse depósito. As fácies Ao e Po ocorrem de maneira intercalada, constituídas por camadas com espessura variável que lateralmente atingem dimensões de centenas de metros. A AF1 possui espessura de aproximadamente 36 metros (Figura 19, perfis 1, 2, 4, 5, 6 e 8) configurando a associação de fácies mais espessa dentre todas as associações, que reflete um paleoambiente predominantemente lacustre.

Na base desses depósitos (Figura 19, perfis 1 e 4) os ciclos são delgados e apresentam padrão progradante. Os perfis possuem tendência granocrescente ascendente, marcados pelo aumento de sedimentos grossos em direção ao topo do perfil. As camadas da fácies Ao tornam-se ascendentemente mais espessas e frequentes, ao contrário do que ocorre com as camadas da fácies Po que se adelgaçam em direção ao topo do perfil.

Entretanto em pontos localizados próximos ao contato com a Formação Motuca (Figura 19, perfil 6) nota-se que os ciclos tornam-se espessos, permanecendo com padrão progradante. O aumento dos ciclos é sugestivo de que tenha ocorrido eventos de inundação próximos ao limite inferior com a Formação Motuca, que fizeram aumentar o espaço de acomodação para finos bem registrado nesses depósitos.

A fácies Ag registra a exposição subaérea periódica do lago no qual favoreceu o aparecimento de diferentes fases de gretação no depósito, enquanto que as fácies Ac, Alc e Aqb, dão indicativos de que nas porções mais basais do depósitos lacustres existiram condições favoráveis a ação de ondas num ambiente hidrológico raso. Estas características evidenciam que este ambiente deposicional esteve fortemente influenciado pelas variações do nível da lâmina d'água do lago, ora criando espaço de acomodação para sedimentos finos, ora para grossos.

Os depósitos da AF1 foram interpretados como sendo produzidos por ciclos de sedimentação em lagos efêmeros (*playa lakes*), comumente encontrados em ambientes desérticos de clima árido a semiárido (NICHOLS, 2009).

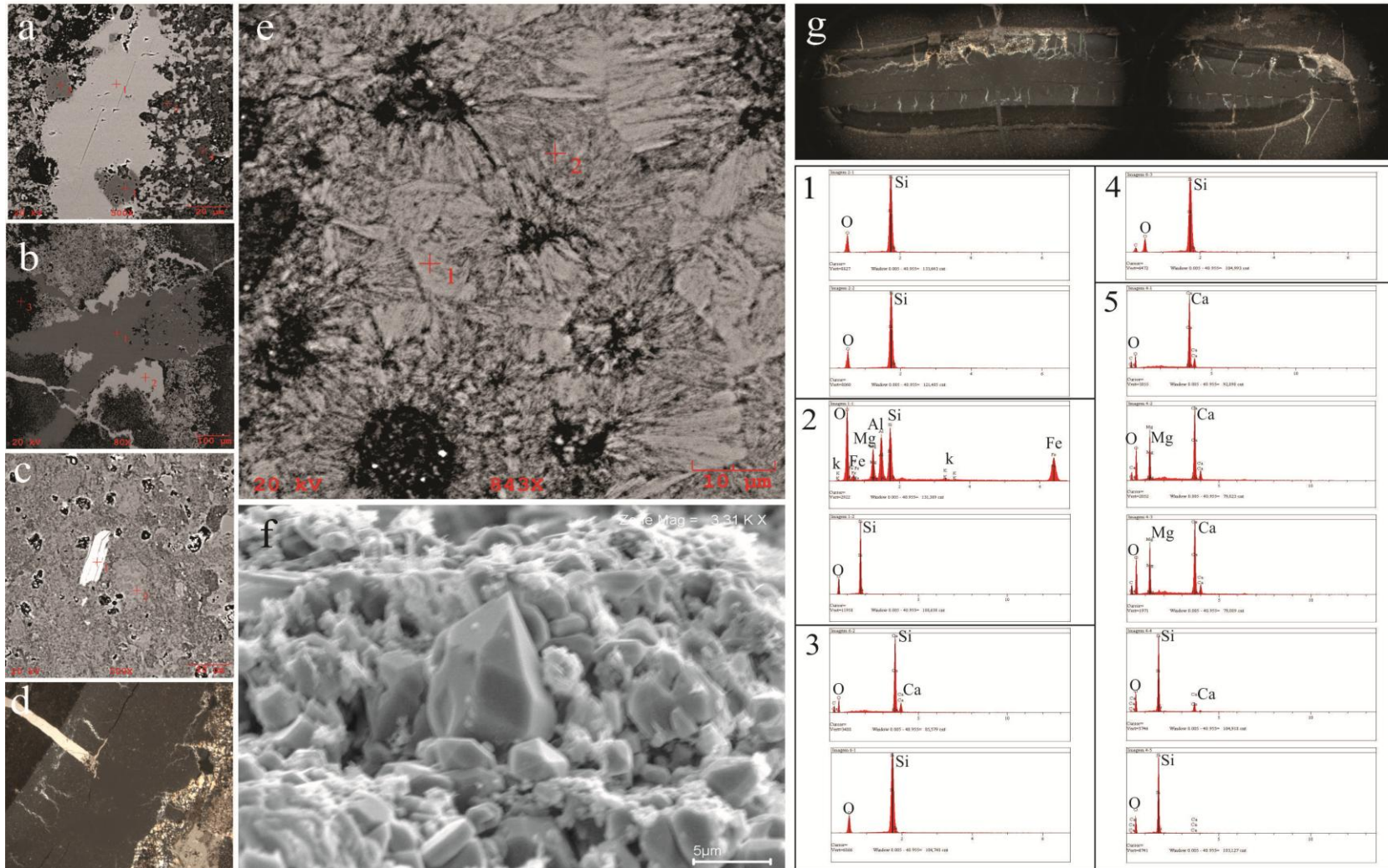
Nesta associação é comum a presença de concreções silicosas intercaladas as fácies Ao e Po. Em amostra de mão, os nódulos ocorrem geralmente com aspecto leitoso, endurecidos e de tamanhos que variam de 2 a 30 centímetros, apresentando um formato esférico oblato com evidências de crescimento concêntrico que dão aos nódulos a aparência de bolachas.

Petrograficamente as concreções de sílica possuem formato de esferólitos concêntricos. As análises realizadas com MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) nas bolachas apontaram predominância de sílica com 98%, associada com outros minerais como a biotita (Figura 31).

Análises realizadas com EDS (Espectrometria de Energia Dispersiva de raios-x) em microfraturadas presentes nas concreções, apontaram preenchimento por calcita e subordinadamente por dolomita. Foram obtidas imagens com o auxílio de elétrons retroespalhados e elétrons secundários que denunciaram a criptocristalinidade e o hábito fibroradial da sílica com diâmetros que variam da ordem de 40 e 100 μm . O zoneamento que acompanha as linhas de crescimento dos nódulos é resultado de diferenças de cristalinidade da sílica e não de diferenciações composicionais.

Os resultados finais apontaram que o mineral de composição química SiO_2 , que constitui quase inteiramente as concreções presentes nas camadas da Formação Pedra de Fogo e ausentes na Formação Motuca, é um quartzo do tipo calcedônia. Conclusões similares foram obtidas por Faria Jr. (1979) e Faria Jr. e Truckenbrodt (1980a).

Figura 31 - Imagens do mineral calcedônia em Microscópio eletrônico de varredura (MEV) e microscópio petrográfico em nicóis cruzados. Imagens a), b), c) e e) obtidas a partir de Elétrons Retroespalhados. Em a) e b) microfratura preenchida. Suas análises EDS mostradas respectivamente em 5 e 3 determinam a presença de calcita e dolomita como minerais de preenchimento das fratura na sílica (calcedônia); c) Detalhe para o mineral biotita formado na massa de sílica, apontada em análise EDS em 2; e) Imagem do hábito fibroradial da calcedônia, suas análises EDS em 1 confirmam a presença de sílica. Imagem f) obtida a partir de elétrons secundários mostrando microcristais da calcedônia; d) e g) imagens obtidas em nicóis cruzados, em aumento de 10 X e 1X.



6.3.2.2 Associação de fácies 2 (AF2) – Lacustre com rios efêmeros

Esta associação de fácies (AF2) é constituída pelas fácies CAm, Aa1 e Po. São paraconglomerados e arenitos que variam de fino a grosso com acamamento maciço e estratificação cruzada acanalada de pequeno porte. As camadas exibem geometria tabular com base escavada (erodida). A AF2 possui espessura próxima de 5 metros nos pontos estudados (Figura 19, perfil 1).

A fácies Aa1 e CAm são as unidades fundamentais da AF2, interpretada como um ambiente lacustre associado a rios efêmeros. Esses rios têm sido associados, em trabalhos mais recente como o de Andrade (2012), à rios efêmeros de ambiente desértico (*wadís*), ocorrentes em regiões áridas a semiáridas, tendo seu desenvolvimento associado a inundações relâmpago (*flash floods*). As inundações ocorrem durante um curto intervalo de tempo (horas e dias), geralmente após uma tempestade alternado com longos períodos sem qualquer escoamento superficial (NANSON et al., 2002; LANGORD e BRAKEN, 1987; BENITO et al., 2003 apud SCHERER, 2000).

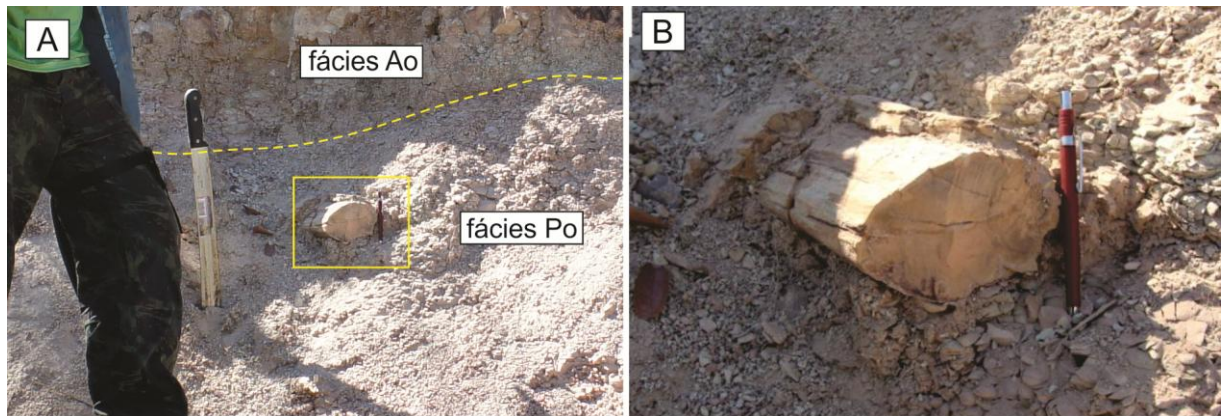
Os *wadís* são caracterizados por atividades fluviais abruptas e esporádicas e por uma taxa água/sedimento bastante baixa. A deposição é muito rápida, devido a acelerada perda de velocidade e absorção de água pelo subsolo (DELLA FÁVERA, 2001). De acordo com Stear (1985) correntes efêmeras variam desde tipos canalizados até configurações totalmente desconfinadas, podendo transportar e depositar sedimentos de várias classes granulométricas. Durante o escoamento desses rios efêmeros, fragmentos de troncos expostos nas margens podiam ser arrastados e transportados para o interior desses lagos, sendo posteriormente recobertos por sedimentos em suspensão (ANDRADE, 2012) (Figura 32).

6.3.2.3 Associação de fácies 3 (AF3) – Lacustre com restos de madeira fossilizada

Esta associação de fácies (AF3) possui espessura aproximada de 10 metros e é constituída pelas fácies Po e Ao. A característica particular desta associação é a presença de restos de madeira fóssilizadas encontrados depositados em pelitos com laminação levemente ondulada/planar (fácies Po) da Formação Pedra de Fogo (Figura 33).

Foram descritos, associados aos troncos fósseis: dentes de peixes ósseos (Figura 34), escolecodontes (Figura 35), ostracodes (Figura 36 A a D) e briozoários (Figura 36 E e F) compondo a assembleia fóssil descrita para a Formação Pedra de Fogo neste trabalho (Figura 19, perfis 1, 2 e 4).

Figura 32 - Associação de fácies de ambiente lacustre com rios efêmeros (AF2). A) Camadas tabulares de espessura centimétrica de arenitos finos com laminação levemente ondulada/planar intercalados com pelitos laminados (Po) com troncos silicificados (Po). B. Detalhe do tronco silicificado na fácies Po. Fonte: Modificado de Andrade (2012).



Os troncos de madeira fossilizada foram preliminarmente descritos no gênero *Psaronius* e são encontrados em posição horizontal em relação às camadas, com distribuição aleatória sugerindo transporte *post-mortem* por fluxos de baixa energia no lago, com soterramento e mineralização relativamente rápidos. A presença dos lenhos fósseis sugere a proliferação de vegetação nas margens lacustres com águas supersaturadas em sílica que substituiu a matéria orgânica vegetal durante a epigênese.

Faria Jr. e Truckenbrodt (1980) afirmam que madeiras fósseis, incluindo os *Psaronius*, pertencem às partes mais superiores da Formação Pedra de Fogo. Andrade (2012), em trabalho mais recente, afirma que abundantes fragmentos de madeira silicificada (até 0,5 m de diâmetro por 0,8 m de comprimento) constituem importantes guias bioestratigráficos para o topo desta unidade. Neste trabalho os níveis que contêm restos de madeira fossilizada foram descritos principalmente próximos do contato com a Formação Motuca, entretanto ocorrem níveis abaixo desses que também exibem exemplares do gênero, enquanto que os depósitos da Formação Motuca são afossilíferos.

Segundo Di Michelle e Gastaldo (2008) a conservação de vegetais em rochas está diretamente ligada às configurações fluvio/lacustres e são derivadas da flora adjacente aos corpos de água. Entretanto, nestes ambientes existe um potencial grande para inclusões de elementos alóctones que podem ser transportados até as bacias receptoras (lagos). Fazer uma separação dos materiais derivados das zonas adjacentes, daqueles transportados por longas distâncias até o lago é muito difícil, haja vista, que todos os vegetais sofreram algum tipo de transporte em suspensão no corpo de água.

A preservação de lenhos fósseis, além do eficiente recobrimento por litologias finas, se deve as condições geoquímicas ambientais que retardaram ou evitaram a decomposição, para fim, estabelecer condições propícias para o processo de fossilização (DI MICHELLE; GASTALDO, 2008).

Os dentes de peixes ósseos, assim como os briozoários, ostracodes e escolecodontes descritos, não foram classificados taxonomicamente à nível de gênero ou espécie. Interpretações paleoambientais a partir destas assembleias fossilíferas tornam-se necessárias para a compreensão do sistema deposicional da Formação Pedra de Fogo durante o Período Permiano.

Briozoários habitam preferencialmente águas salgadas, mas também água doce. No ambiente marinho podem ser encontrados em todas as profundidades, sendo, porém, mais comuns em águas rasas em mares tropicais. Escolecodontes são peças bucais, compostas por quitina, de vermes marinhos poliquetos. Eles são orgânicos e geralmente são encontrados como elementos dissociados em associação com acritarcos e quitinozoários ocorrendo desde o ordoviciano até o recente (CARVALHO, 2004).

Ostracodes são essencialmente aquáticos e vivem em águas doces, salobras e marinhas e até supersalinas ou em outros tipos de ambientes, incluindo solos de floresta e mesmo em axilas de bromeliáceas e interstícios de sedimentos, abaixo do solo. Restos de peixes podem ser encontrados em uma grande diversidade de ambientes, habitando águas hipersalinas até doces (CARVALHO, 2004).

Figura 33 - Microfotografias de troncos fossilizados de *Psaronius* depositados em pelitos (fácies Po) da Formação Pedra de Fogo. A), B), C), D), E) e F) Morfologia vegetal. e; G) e F) Detalhes da substituição da matéria orgânica, mineralizada por sílica e poros preenchidos por calcita (Cal). H) e B) Nicóis cruzados.

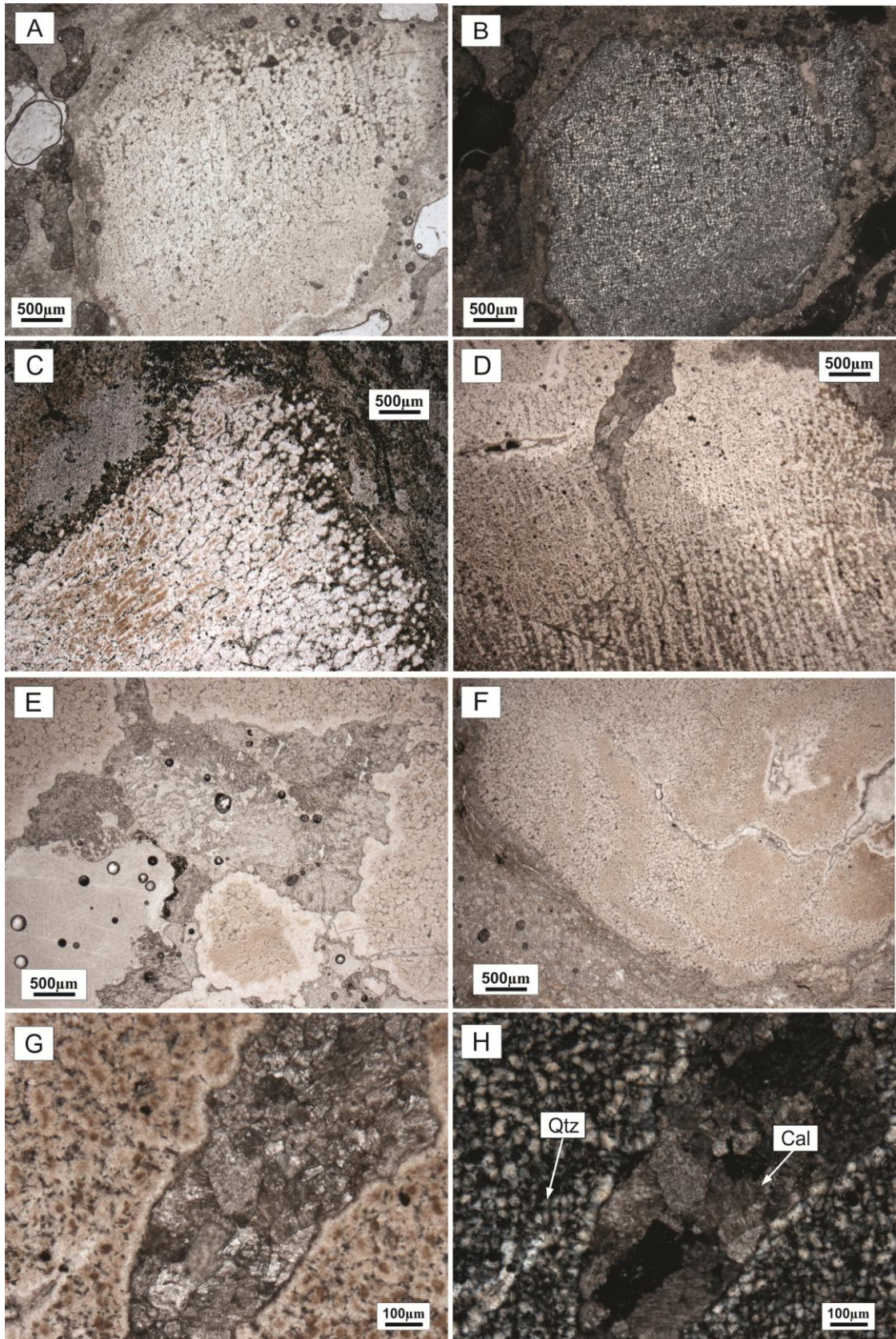


Figura 34 - Dentes de peixes ósseos encontrados na fácies Po da associação de fácies 3 (AF3) da Formação Pedra de Fogo. A), D), E) e H) imagem da morfologia dos dentes; B) dente de peixe incrustado com material pelítico (destacado); C) detalhe do dente mostrado em B, e; F) e G) Detalhe da imagem E, mostrando as ornamentações presentes na superfície dos dentes.

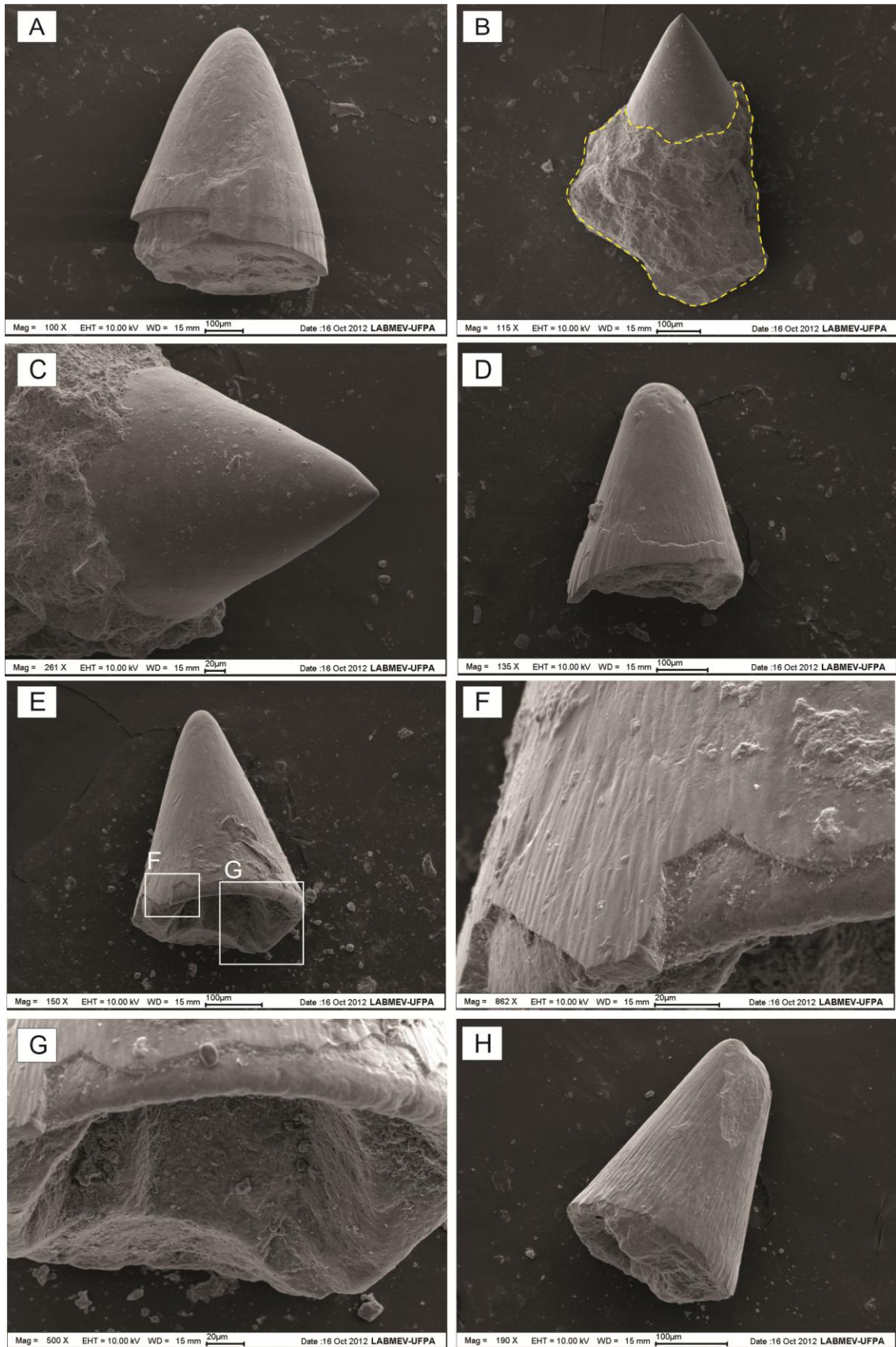


Figura 35 - Microfotografias de escolecodontes encontrados em pelitos da Formação Pedra de Fogo (imagens A, B, C, D, E, F e G), e; H) microfotografia de escolecodontes encontrados na Bacia do Amazonas, para comparação com os descritos na Formação Pedra de Fogo. Notar a morfologia externa do aparelho bucal. Fonte: Nascimento (2008).

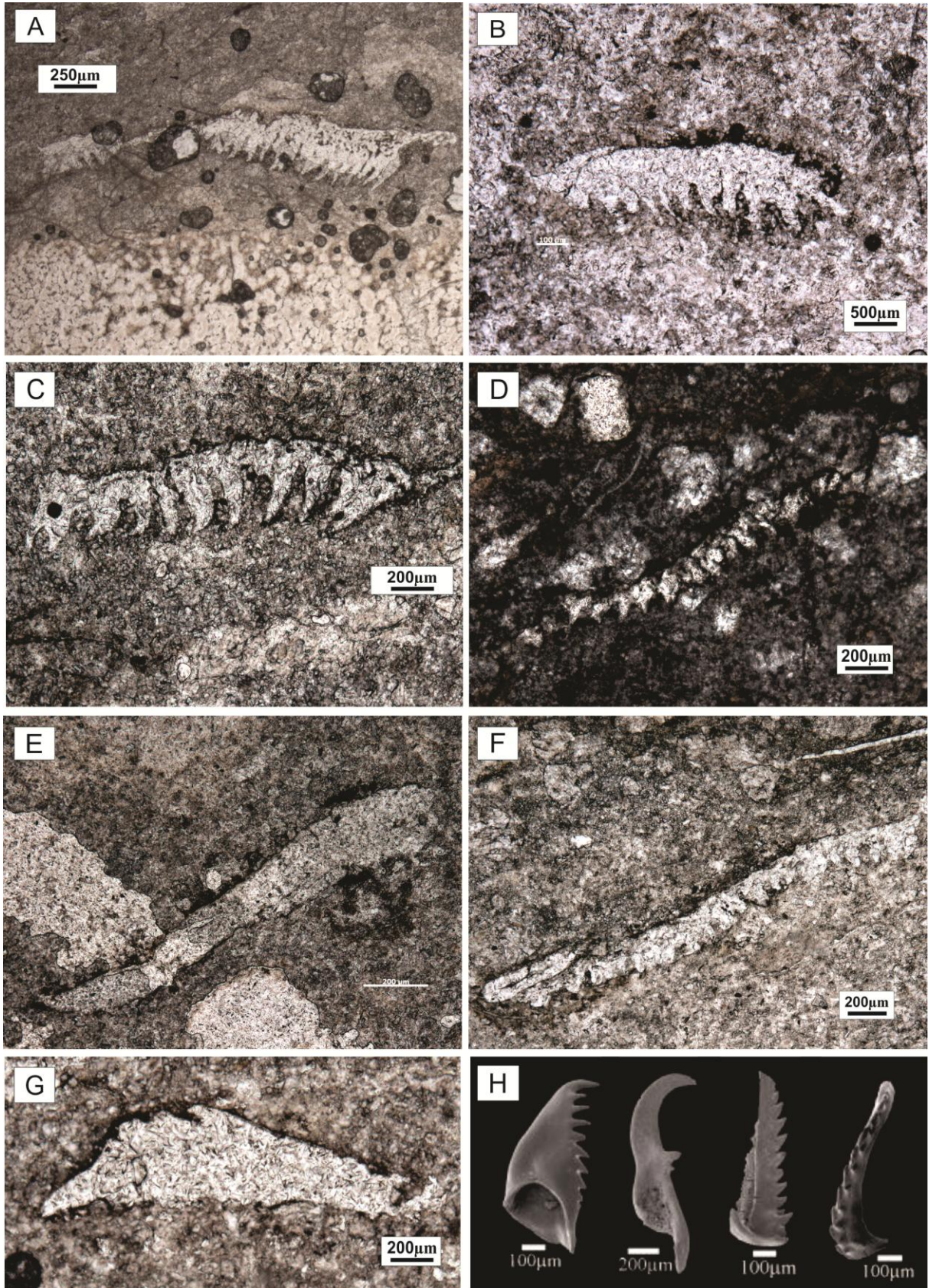
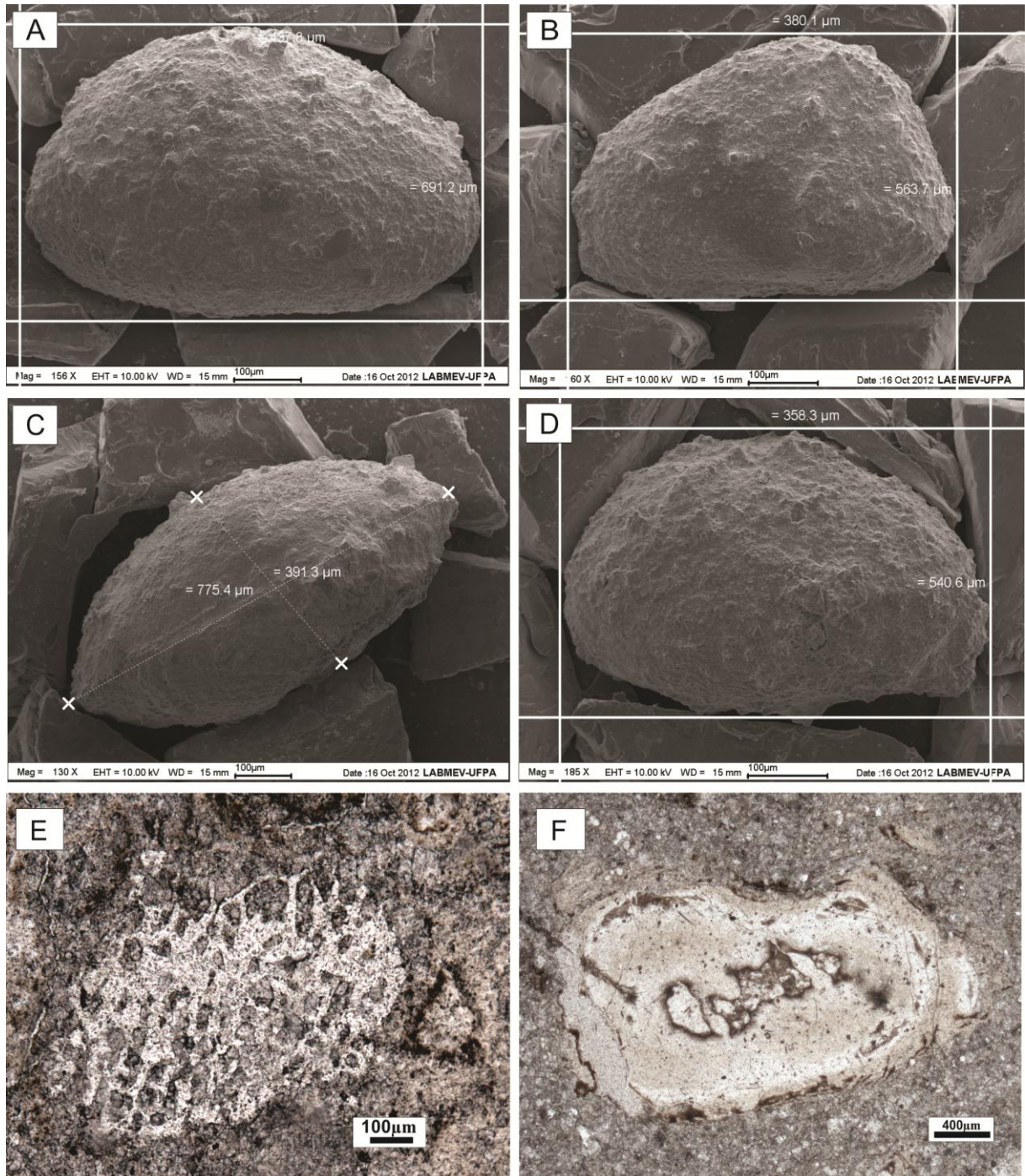


Figura 36 - Ostracodes e briozoários descritos em pelitos da fácies Po da Formação Pedra de Fogo. A), B), C) e D) imagens em MEV dos ostracodes; F) microfotografia mostrando ostracode em seção longitudinal, e; E) briozoários descritos na unidade.



6.3.2.4 Associação de fácies 4 (AF4) – *Sabkhas* continentais

Esta associação de fácies (AF4) compõem-se das fácies Ame, Ao e Po. A unidade Ame é determinante para a interpretação da AF4. Esta associação é representada por arenitos finos a médios com moldes evaporíticos silicificados semelhantes à forma de pipoca (*popcorn*) e couve-flor (*cauliflower*).

Subordinadamente ocorrem associados, arenitos finos a médios e pelitos com laminação levemente ondulada/planar. A espessura dessa associação atinge no máximo 3 metros (Figura 19, perfil 2).

A AF4 alterna camadas tabulares centimétricas de arenitos aonde ocorrem os moldes evaporíticos silicificados, e pelitos. Estes depósitos são extensos lateralmente por dezenas de metros, e organizam-se em ciclos granocrescentes ascendentes, com tendência de espessamento das camadas de arenito para o topo.

Lowenstein e Hardie (1985 apud NICHOLS, 2009) afirmam que as planícies de *sabkha* continentais após a sua formação, podem ser recobertas posteriormente por material pelítico devido ao aumento do nível de água do lago e novamente serem recobertas por novas planícies de *sabkha*. Essa repetição de secamento completo do lago com aumento do nível de água produzem litologicamente uma intercalação de pelitos e evaporitos: essa intercalação é tipicamente de poucos centímetros de espessura, sendo esta a característica faciológica determinante da existência de lagos efêmeros (*playa lakes*) com planícies de *sabkha* continentais associadas.

6.3.2.5 Associação de fácies 5 (AF5) – Campo de dunas

Esta associação de fácies (AF5) compõem-se das fácies At e Aa2. Consistem em arenitos finos a médios, bem selecionados e de alta esfericidade com estratificação cruzada tangencial e acanalada de médio e pequeno porte, com espessura máxima de 7 metros (Figura 19, perfil 3).

A AF5 não possui grande continuidade lateral e encontra-se sobreposta aos pelitos lacustres das associações AF1 e sotoposta em contato brusco com a associação AF2, na qual constitui importante superfície discordante mapeável por dezenas de quilômetros (ANDRADE, 2012). Os campos de dunas da Formação

Pedra de Fogo eram restritos, adjacentes ao sistema deposicional principal de natureza essencialmente lacustre.

6.3.2.6 Associação de fácies 6 (AF6) – Depósitos de fluxos de lençol

Esta associação de fácies (AF6) é constituída pelas fácies Po, Ao e CAm e possui espessura de aproximadamente 6 metros (Figura 19, perfil 8). É constituída por arenitos finos a grossos e paraconglomerados, ambos com acamamento maciço, ocorrendo subordinadamente arenitos finos a médios e pelitos com laminação levemente ondulada/planar com acamamento ondulado subordinado. A AF6 localiza-se próxima ao limite inferior com a Formação Motuca e representa a última associação de fácies da porção superior da Formação Pedra de Fogo (Figura 19).

As camadas possuem geometria tabular ou em lençol, extensas lateralmente por dezenas de metros. As camadas de paraconglomerados atingem até 15 centímetros de espessura e variam gradualmente para arenitos finos a médios com laminação levemente ondulada (Ao), subordinadamente com acamamento ondulado.

A geometria e textura deste conjunto sugere sedimentação episódica em eventos de inundações relâmpagos (*flash floods*) que desenvolvem correntes de turbidez de fluxos em lençol hiper-concentrados (hiperpicnal), não canalizados, que sofrem expansão ao adentrarem nos domínios lacustres liberando sua carga sedimentar (NICHOLS, 2009; RENAUT; GIERLOWSKI-KORDESCH, 2010).

6.3.3 Associação de fácies (AF) para a Formação Motuca

6.3.3.1 Associação de fácies 7 (AF7) – Lobos de suspensão

Esta associação de fácies (AF7) é constituída pelas fácies As e Po. A ocorrência de arenitos finos a grossos com estratificação cruzada sigmoidal (fácies As) é a unidade fundamental para determinação da associação de fácies de lobos em suspensão (AF7).

Os arenitos apresentam formas de lobos sigmoidais e ocorrem suspensos em pelitos da fácies Po. Esta associação compreende geometria lobada para as camadas de arenito e tabular para as camadas de pelitos, estes últimos de cor vermelho claro a vermelho escuro (Figura 30), sendo esta uma das características faciológicas diagnósticas da Formação Motuca: pelitos *red beds*.

Lobos de suspensão são relacionados a barras de desembocaduras proximais (SAÉZ et al. 2007). A geometria sigmoidal se forma a partir da rápida desaceleração do influxo sedimentar homopical ao adentrar meio lacustre de baixa energia, provavelmente com lâmina d'água pouco espessa, gerando progradação de lobos de suspensão nas partes proximais (margens) da bacia lacustre (RENAUT; GIERLOWSKI-KORDESCH 2010).

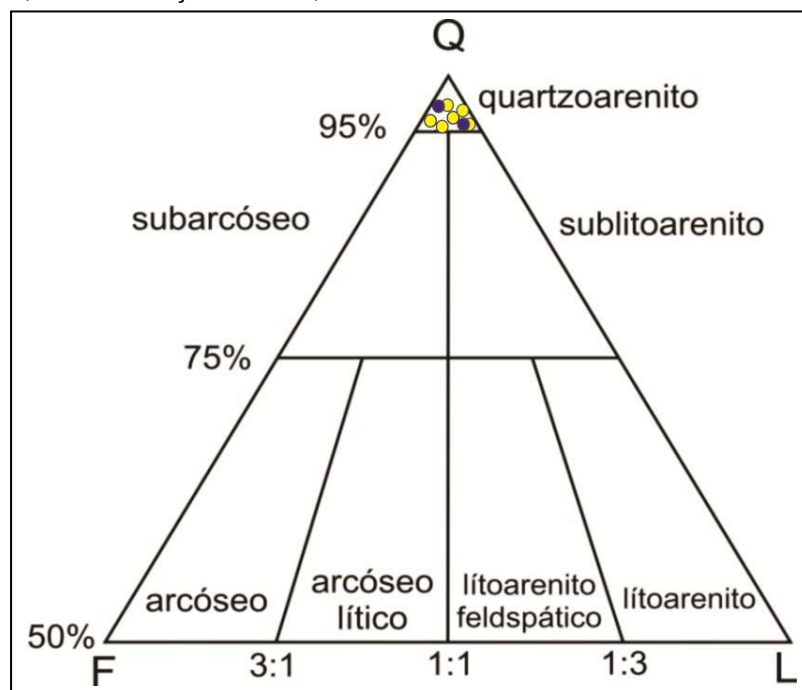
7 PETROGRAFIA E CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DE ARENITOS

7.1 PETROGRAFIA DE ARENITOS

Foram coletados sistematicamente para análises petrográficas, arenitos representantes das diferentes associações de fácies das formações Pedra de Fogo e Motuca. Foram analisados arenitos dos depósitos lacustres (AF1), do campo de dunas (AF5) e dos depósitos de fluxo em lençol (AF6), da Formação Pedra de Fogo e dos depósitos de lobos de suspensão (AF7), da Formação Motuca. O posicionamento estratigráfico de cada lâmina dentro das associações de fácies estudadas pode ser consultado na figura 6.4. Para cada depósito estudado foram confeccionadas em média duas lâminas petrográficas das suas respectivas amostras mais representativas.

A classificação dos arenitos seguiu a proposta de Folk (1968). Os arenitos da Formação Pedra de Fogo e Motuca foram classificados como quartzo-arenitos (Figura 37), entretanto, os arenitos das diferentes associações de fácies descritas para a Formação Pedra de Fogo e Motuca possuem características petrográficas distintas, que corroboram com os dados estratigráficos.

Figura 37 - Diagrama triangular, com a composição detrítica dos arenitos da Formação Pedra de Fogo, em amarelo, e da Formação Motuca, em azul.



Fonte: Folk (1968)

7.1.1 Arenitos da associação de fácies 1 (AF1) - Lacustre

São constituídos por grãos que variam de areia muito fina a média, mal selecionados e variam de arredondados a angulosos. Os grãos de quartzo encontram-se cimentados por calcita que formam níveis que se intercalam com argilominerais. Esta microintercalção reflete a intercalação entre as fácies Ao e Po encontradas nos depósitos lacustres da Formação Pedra de Fogo.

Apresentam como constituintes classificatórios: feldspato do tipo plagioclásio (<1%), fragmentos líticos, principalmente *chert* (<1%) e quartzo (98%) (Figura 38).

7.1.2 Arenitos da associação de fácies 5 (AF5) – Campo de dunas

Estes arenitos são constituídos por grãos que variam de areia fina a areia média, bimodalidade textural. Os grãos apresentam-se bem selecionados, bem arredondados e com alta esfericidade (Figura 39 e 40).

A composição mineralógica do arenito foi definida em quartzo (97%), feldspato (2%) e alguns fragmentos de rocha (1%). Foram encontrados quartzo do tipo hidrotermal, do tipo policristalino (metamórfico alongado) e quartzo comum do tipo plutônico, sendo que o último é mais frequente em relação aos demais. Os grãos de feldspatos encontrados são aparentemente do tipo plagioclásio, e a luz natural, são bem destacados devido aos seus aspectos de alteração bem desenvolvidos. Os fragmentos de rocha encontrados restringem-se a fragmentos de *chert*, que podem ser advindos de fontes proximais. Praticamente todos os grãos estão envoltos por uma película fina de argila. De acordo com Folk (1968) essa película cria uma morfologia em cutans (*coatings*) ou massas compactas de lamelas subparalelas às superfícies dos grãos, como resultado de infiltrações mecânicas de argila através de sedimentos grosseiros, particularmente ativa em regiões de clima árido onde o lençol freático está anormalmente rebaixado.

Há presença de pseudomatriz de argilomineral. Contatos pontuais entre os grãos são o mais frequentes, ocorrendo subordinadamente contatos côncavo-convexos e retilíneos. Feições de dissolução química estão presentes como bordas de corrosão na maioria dos grãos de quartzo e poros móldicos, que determinam o principal tipo de porosidade encontrada na rocha: porosidade móldica e o tipo de empacotamento encontrado, frouxo, com valores de índice de empacotamento

abaixo de 40% que denunciam que a rocha praticamente não sofreu eventos de compactação mecânica.

É frequente ainda, o aparecimento de poros agigantados conectados por gargantas (zona de estrangulamento) que conectam os poros móldicos. A dissolução química dos grãos de quartzo conduz ainda ao aparecimento de contatos de compromisso (contatos grão-não-grão) e grãos flutuantes.

A dissolução química pode ter causado a dissolução de feldspatos anteriormente presentes na rocha e os espaços deixados constituem atualmente os poros móldicos presentes na rocha. Assim, a rocha anteriormente formada nesses depósitos provavelmente não eram quartzo-arenitos, talvez subarcósios, que tiveram seus grãos de feldspato consumidos.

7.1.3 Arenitos da associação de fácies 6 (AF6) – Depósitos de fluxo em lençol

Estes arenitos são constituídos por grãos que variam de areia fina a média, moderadamente bem selecionados, às vezes arredondados, subarredondados e subangulosos (Figura 41). Os constituintes principais da rocha são quartzo (97%), feldspato (2%) e fragmentos de líticos (1%). Apresentam grande quantidade de minerais pesados, como turmalina (variedades verde e amarelada) e hornblenda.

O principal cimento existente é a sílica (calcedônia) e subordinadamente óxido e/ou hidróxido de ferro. Argilomineral ocorre como pseudomatriz. A silicificação do arenito estrutura-se em níveis horizontalizados, ora silicificados e em outros não silicificados. Nas porções não silicificadas, o cimento principal são os óxidos e hidróxidos de ferro. Os níveis silicificados, por conta da cimentação, apresentam menor porosidade e evidências de crescimento sintaxial, confirmados pelas bordas de crescimento e linhas de sujeira, enquanto que nos outros níveis menos silicificados a porosidade é maior.

A corrosão química atuou principalmente nos níveis não silicificados, que apresenta diversos grãos com bordas corroídas, grãos completamente dissolvidos permanecendo poros móldicos e agigantados conectados por gargantas entre os grãos. A atuação da corrosão química gera o principal tipo de porosidade da rocha: do tipo móldica.

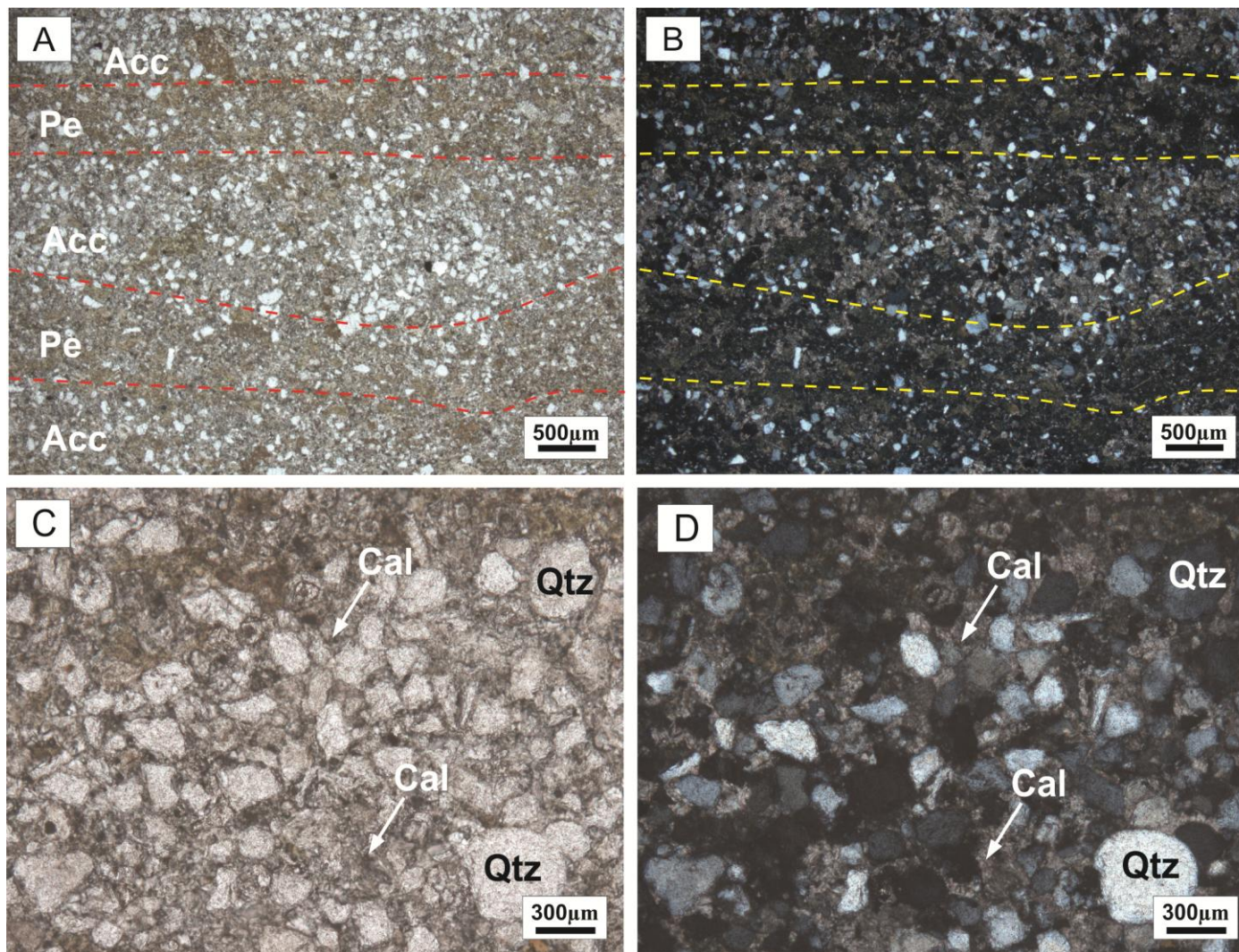


Figura 38 - Microfotografias de arenitos com cimento carbonático intercalados com pelitos da AF1 – Lacustre da Formação Pedra de Fogo. A) Níveis de arenito com grãos de areia muito fina a média (Acc), intercalados com pelito (Pe). Notar contato entre os níveis marcado pelas linhas tracejadas em vermelho; B) Imagem com nicóis cruzados da imagem A.; C) Detalhe dos arenitos com cimento carbonático. São destacados quartzos detríticos de diferentes classes granulométricas (Qtz) e cimento de calcita (Cal), e; D) Imagem com nicóis cruzados da imagem D.

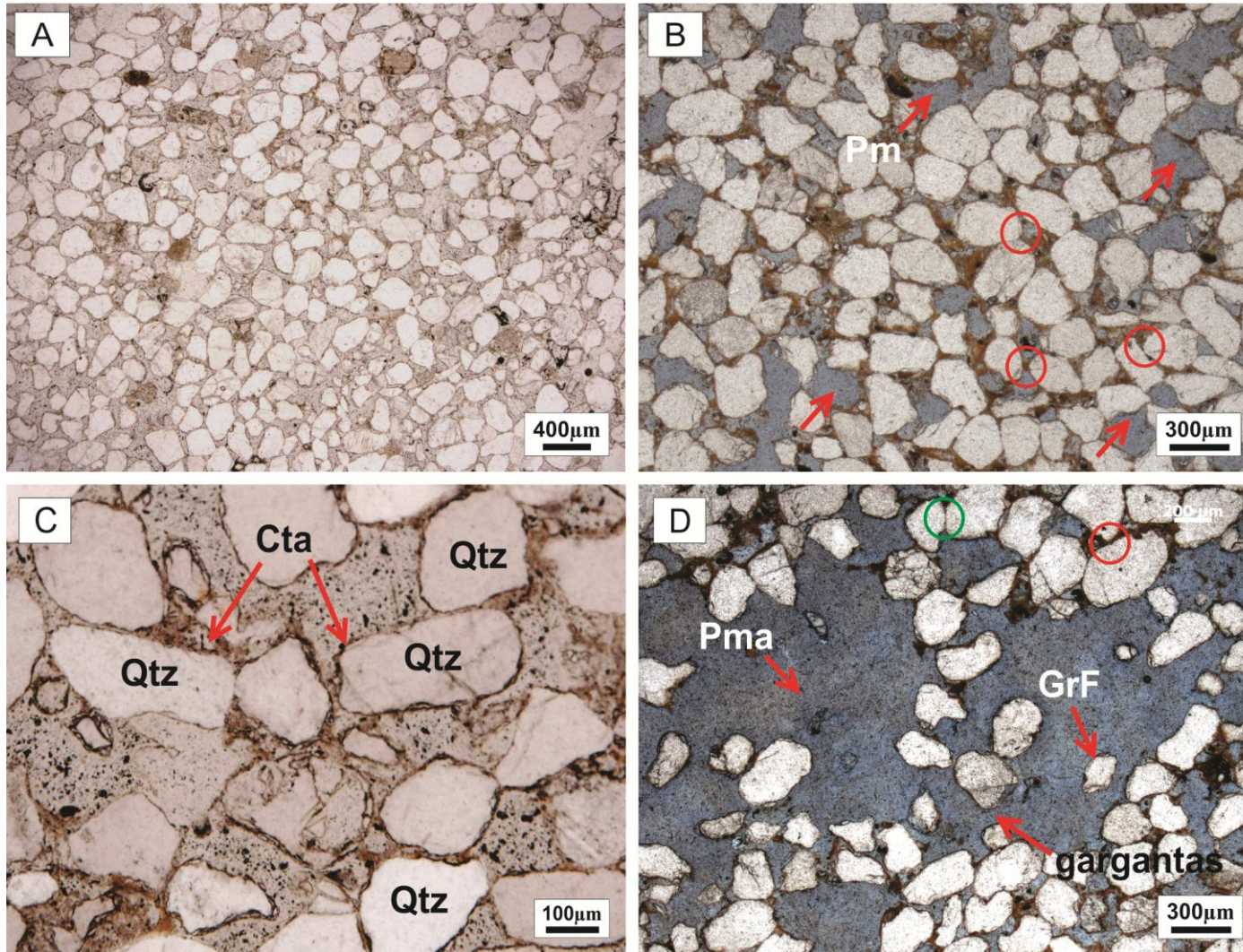


Figura 39 - Microfotografias de arenitos da AF5 – campo de dunas da Formação Pedra de Fogo. A) Imagem em aumento de 2,5 X mostrando arcabouço geral destes arenitos com grãos que variam de areia fina a média, bem arredondados e bem selecionados; B) Aumento de 10X. Notar contatos pontuais entre os grãos (círculos vermelhos). Setas vermelhas apontam para poros móldicos (Pm); B) Películas de argilominerais (cutans - Cta) envolvem praticamente todos os grãos de quartzo detrítico presentes no arcabouço da rocha, sugerindo infiltração mecânica da argila no sítio deposicional, e; D) Poros móldicos agigantados (Pma) conectados por gargantas, e grãos flutuantes (GrF), advindos de dissoluções químicas.

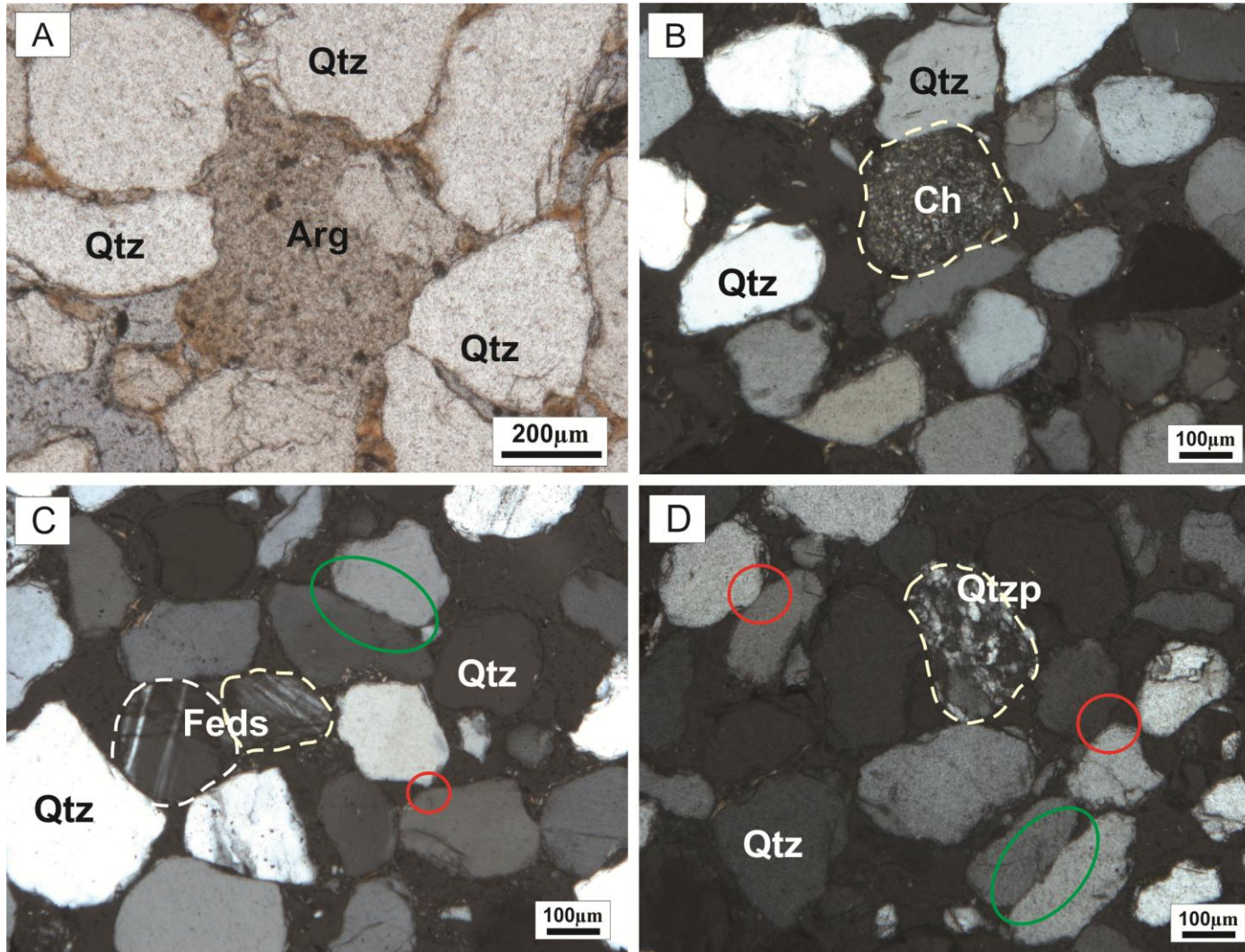


Figura 40 - Microfotografias de arenitos da AF5 – campo de dunas da Formação Pedra de Fogo. A) Imagem em aumento de 20 X. Notar no centro da imagem clasto de argilomineral (Arg) retrabalhado esmagado entre os grãos de quartzo detrítico (Qtz); B) fragmentos líticos no arcabouço da rocha são principalmente de *chert* (sílica retrabalhada); C) Feldspatos (Felds) presentes como constituinte da rocha são principalmente do tipo plagioclásio. Círculos vermelhos mostram contatos pontuais entre os grãos enquanto que círculos verdes mostram contatos retilíneos, e; D) Variedade de quartzo policristalino (Qtzp) como constituinte da rocha. Círculos vermelhos mostram contatos pontuais e círculos verdes contatos retilíneos.

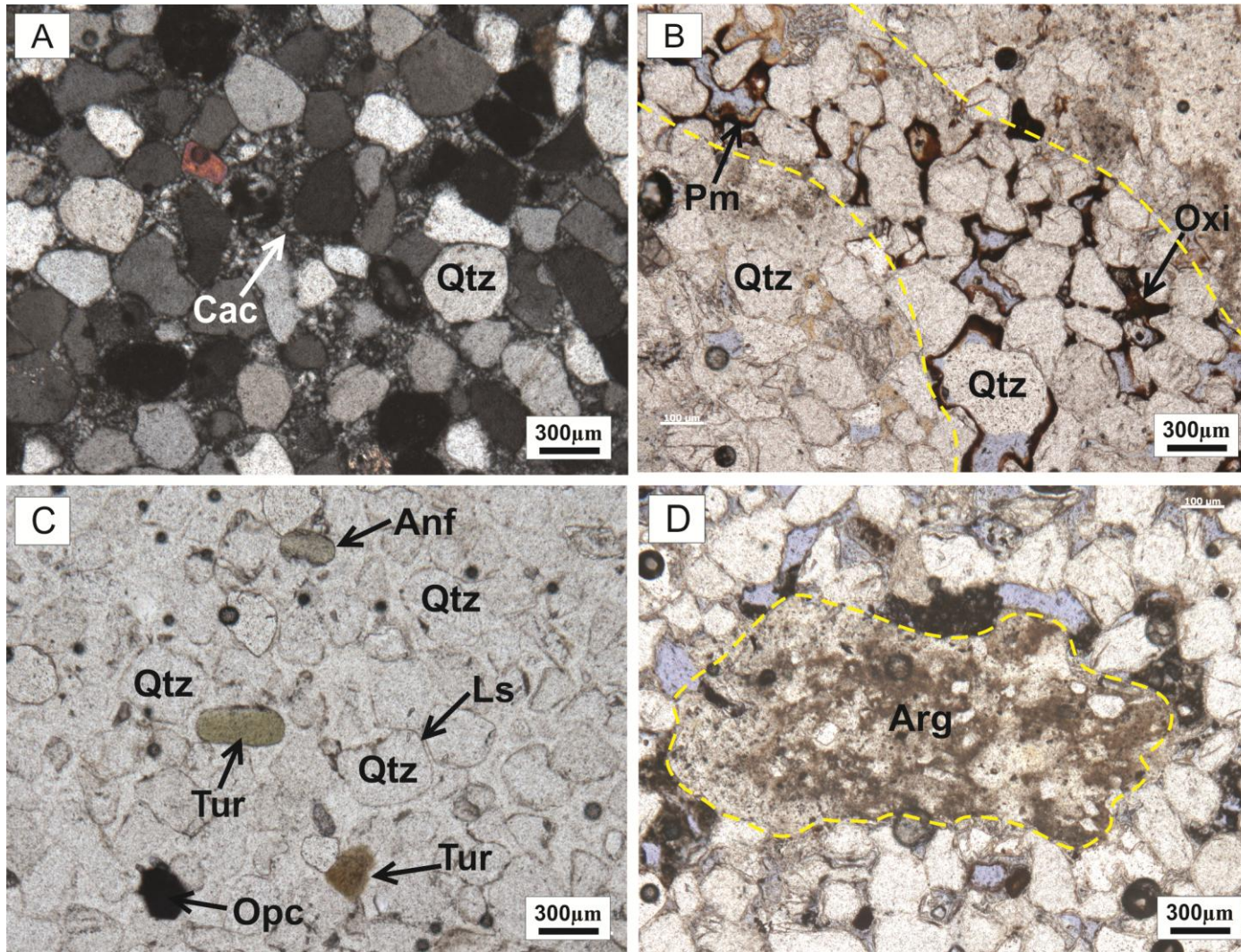


Figura 41 - Microfotografias de arenitos da AF6 – Depósitos de fluxo em lençol da Formação Pedra de Fogo. A) Imagem do arcabouço dos arenitos com grãos que variam de areia fina a média. Os grãos encontram-se moderadamente bem seleccionados, às vezes arredondados, subarredondados e subangulosos. Notar a cimentação por calcedônia (Cac) que cimenta grãos de quartzo (Qtz); B) Nível (entre as linhas amarelas) com presença de cimento de oxido e/ou hidróxido de ferro (Oxi) cimentando os grãos de quartzo. Notar o aumento de porosidade neste nível em virtude da maior frequência de poros móldicos (Pm); C) Grãos de quartzo (Qtz) cimentados por sílica, com linhas de sujeira (Ls) realçando as bordas dos grãos. Presença de minerais pesados em grande quantidade. Anfibólios (Anf), turmalina (Tur) e opacos (Opc), e; D) Clastos de argilominerais **esmagados (pseudomatrix)**.

7.1.4 Arenitos da associação de fácies 7 (AF7) – Lobos de suspensão

Os arenitos dos depósitos de lobos em suspensão (AF7) possuem grãos moderadamente selecionados, variando do tamanho areia fina a grossa, subangulosos a angulosos, esporadicamente ocorrendo grãos arredondados que tendem a ser mais grossos (Figura 42). As populações de areia fina e média predominam amplamente. Os grãos de quartzo são do tipo metamórfico alongado, recristalizado, veio e plutônico, sendo o último o mais comum.

Estes arenitos são constituídos em maior quantidade por quartzo (98%), feldspatos do tipo microclina e plagioclásio (1%), e em pouquíssima quantidade por fragmentos de rocha, principalmente clastos de *chert* retrabalhados (<1%).

Evidências de corrosão química estão presentes como bordas de corrosão, poros móldicos e agigantados, grãos flutuantes e contatos de compromisso. Frequentemente os poros agigantados estão conectados por gargantas. O principal tipo de contato é o longitudinal, subordinadamente pontual. A porosidade é relativamente baixa em virtude da má seleção dos grãos, classificados como moderadamente selecionados. O principal cimento presente na rocha é óxido e/ou hidróxido de ferro. Argilominerais ocorrem como pseudomatriz (clastos de argila esmagados por compactação mecânica).

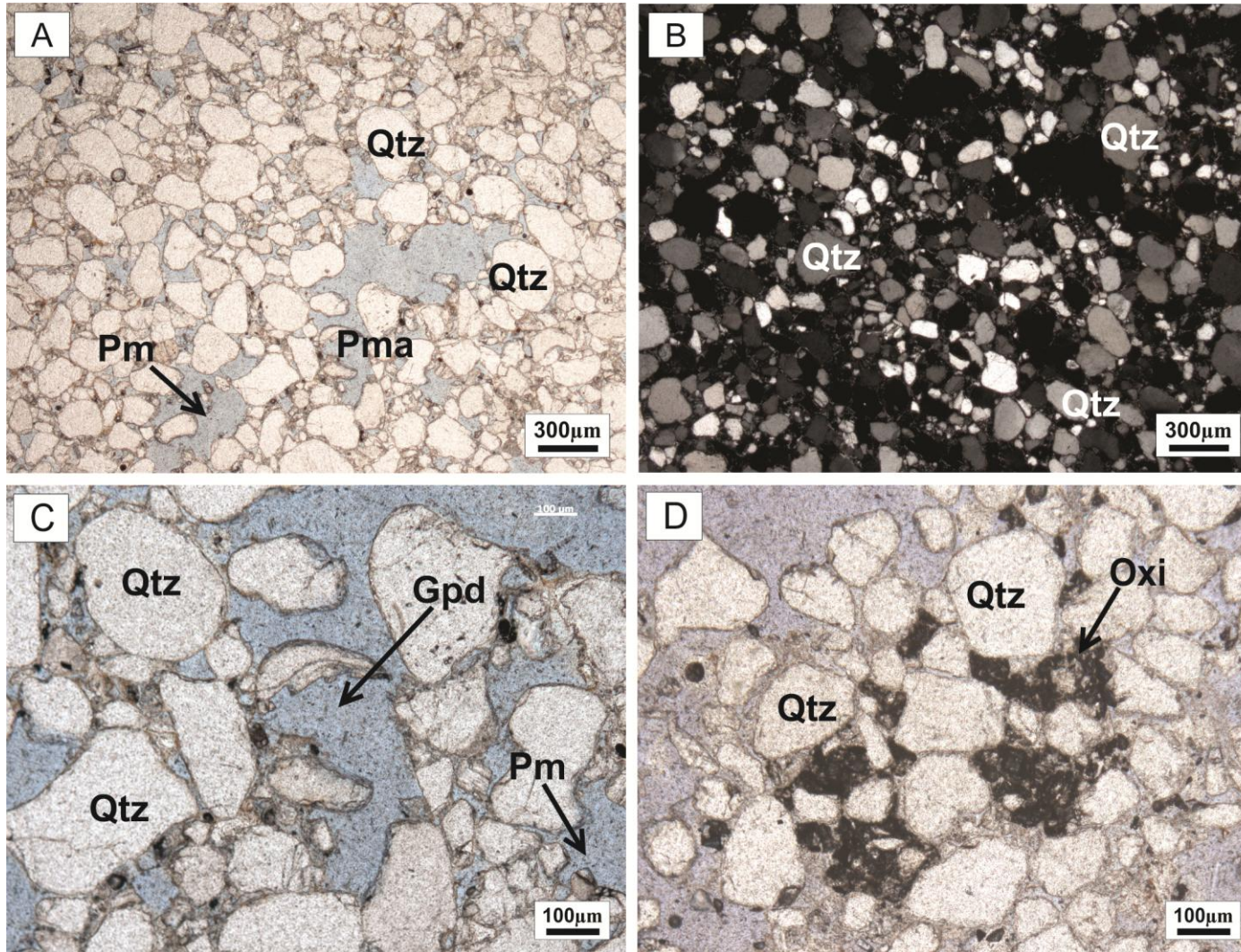


Figura 42 - Microfotografias de arenitos da AF7 – Lobos de suspensão da Formação Motuca. A) Imagem em aumento de 2,5 X mostrando arcabouço geral destes arenitos com grãos que variam de areia fina a grossa, subangulosos a angulosos, esporadicamente ocorre grãos arredondados, que tendem a ser mais grossos. Poros móldicos (Pm) são comuns, assim como poros móldicos agigantados (Pma); B) Imagem em nicóis cruzados da imagem A; C) Detalhe de poros móldicos e grãos parcialmente dissolvidos (Gpd) de quartzo,e ; D) Cimento de óxido e/ou hidróxido de ferro (Oxi) cimentando grãos de quartzo (Qtz).

7.2 CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DE ARENITOS POR DIFRAÇÃO DE RAIOS-X (DRX)

A técnica de difração de raios-x em rocha total foi aplicada em arenitos para confirmação dos dados petrográficos levantados e identificação de novas espécies minerais que possivelmente poderiam auxiliar em interpretações paleoambientais. Foram analisadas através dessa técnica amostras de arenitos das associações de fácies: AF1, fácies Ao e amostras 5-FI-1 e 5-FI-2; AF5, fácies At e amostras 3-FI-1 e 3-FI-3; AF6, fácies CAm e amostras 8-FI-2, e 8-FI-4; AF7, fácies As e amostras 7-FI-1 e 7-FI-3, sumarizadas na Tabela 4.

Tabela 4 - Análise de difração de raios-x em arenitos da Formação Pedra de Fogo e Motuca, pertencentes às associações de fácies AF1, AF5, AF6 e AF7.

Formação	Associação de Fácies	Fácies	Amostras	Mineralogia	Difratograma
Pedra de Fogo	AF1	Ao	5-FI-1 e 5-FI-2	Qtz, Ms, Mc, Fs, Tnt, Hlp, Ank, Tur	A e B
	AF5	At	3-FI-1 e 3-FI-3	Qtz, Ms, Kln	C e D
	AF6	CAm	8-FI-2 e 8-FI-4	Qtz, Ms, Mc	E e F
Motuca	AF7	As	7-FI-1 e 7-FI-3	Qtz, Ms, Mc, Ntr	G e H

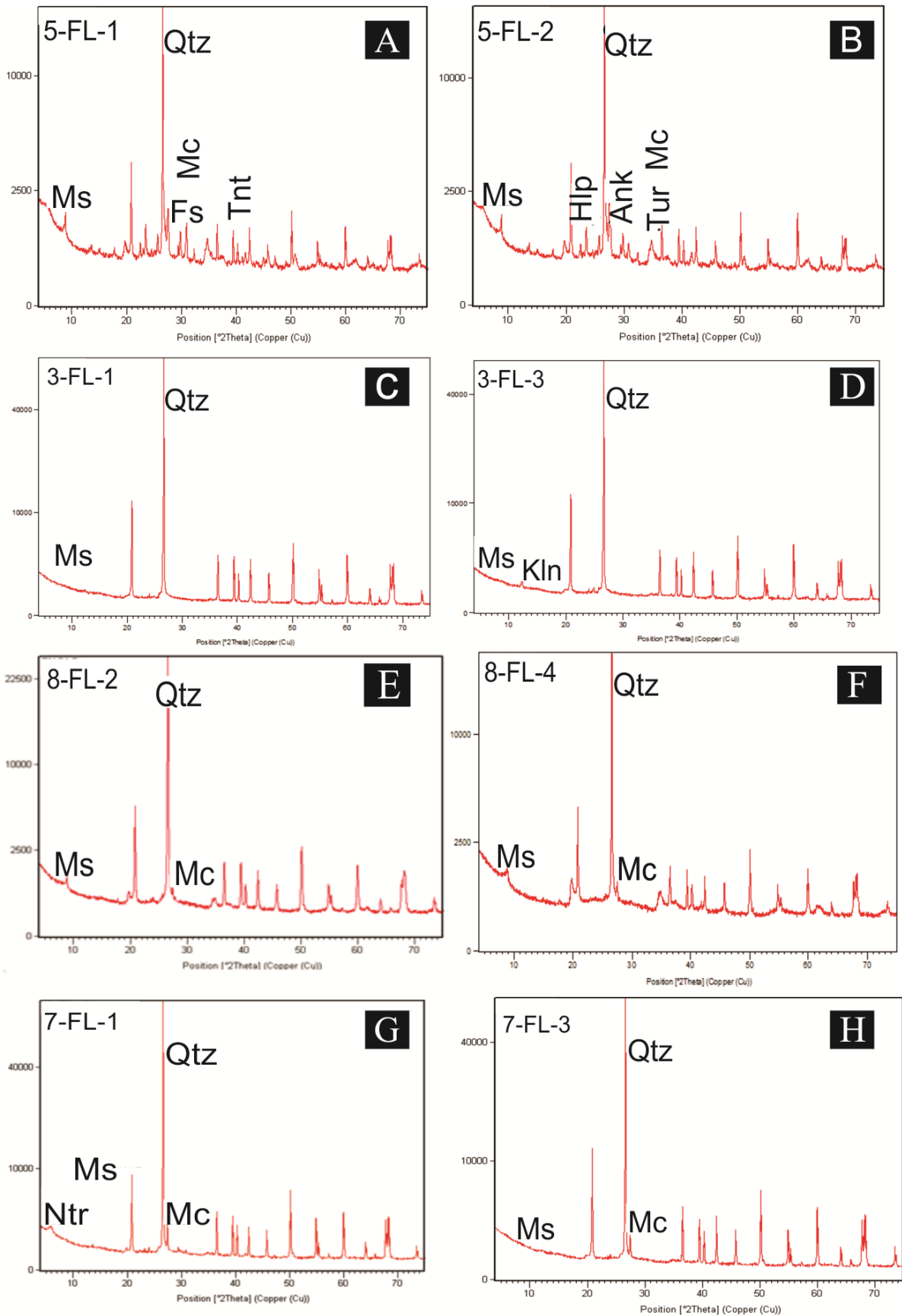
Qtz. Quartzo; **Tnt.** Titanita; **Tur.** Turmalina; **Ms.** Muscovita; **Mc.** Microclina; **Hlp.** Hialofana; **Ank.** Ankerita; **Kln.** Caulinita; **Ntr.** Nontronita

Os resultados das difrações (Figura 43) apontaram uma composição mineralógica similar aquelas estabelecidas através da petrografia, para os arenitos, a saber: o constituinte principal é o quartzo, seguido de muscovita/biotita e microclina/hialofana (feldspatos), estas últimas ausentes na AF6, e subordinadamente ocorrem titanita, ankerita, turmalina, caulinita e nontronita.

A ocorrência de titanita e turmalina pode estar relacionado a concentrações de minerais pesados na rocha ou a eventos hidrotermais, que podem ter afetado os depósitos sedimentares. Ankerita é um carbonato de cálcio, magnésio e Ferro, que pode estar relacionado à presença de cimentos carbonáticos nos arenitos.

Nontronita e caulinita são provavelmente argilominerais presentes nos arenitos, entretanto, suas ocorrências não podem ser interpretadas como conclusivas e outras análises devem ser feitas a partir da confecção de lâminas orientadas.

Figura 43 - Difratogramas de raios-x dos arenitos da Formação Pedra de Fogo e Motuca, das associações de fácies (AF): AF1, AF5, AF6 e AF7. A), B) e C) pertencem a associação AF1; D) e E) pertencem a associação AF5; F) pertence a associação AF6, e; G) e H) pertence a associação AF7.



8 PALEOAMBIENTE E MODELO DEPOSICIONAL

O ambiente deposicional da Formação Pedra de Fogo tem sido interpretado como transicional/flúvio-deltáico a marinho raso por vários autores (CALDAS et al., 1989; COIMBRA; MUSSA, 1984; DINO et al., 2000; FARIA JUNIOR, 1979, 1984; FARIA JUNIOR; TRUCKENBRODT 1980a,b; LIMA; LEITE, 1978). A maioria destas interpretações foi baseada em dados litoestratigráficos, sedimentológicos clássicos e principalmente paleontologia. Até o momento, a análise de fácies sedimentares no sentido de Walker (1992) não tem sido utilizada na interpretação desta unidade.

A flora representada por troncos fósseis, principalmente do gênero *Psaronius* ocorrendo, por vezes, *in situ*, indicam origem continental (MUSSA; COIMBRA, 1987). Este ambiente tem sido corroborado pela ocorrência de fósseis de peixes (espinhos e dentes) e anfíbios (COX; HUTCHINSON, 1991; SANTOS, 1989, 1990, 1994).

Não foram observadas estruturas formadas por correntes de maré que poderiam indicar uma conexão oceânica. Embora Góes e Feijó (1994) indiquem ambiente nerítico raso a litorâneo com planícies de *sabkha*, sob eventuais influências de tempestades, este último processo pode ocorrer também em sistemas lacustre, e assim como a presença de estromatólitos (FARIA Jr.; TRUCKENBRODT, 1980) não são determinantes de ambiente marinho. Dino et al. (2000) baseados em dados litológicos, presença de *Psaronius*, abundância de palinóforos continentais e escassez de microplânctons marinhos, atribuíram ambientes do tipo marinho raso a costeiro, sob condições áridas a semi-áridas quentes.

A análise das associações de fácies apontam para o paleoambiente deposicional da Formação Pedra de Fogo, um sistema lacustre associado com campo de dunas eólicas subordinado (Figura 44). Este sistema lacustre era provido de bacias receptoras de sedimentos (lagos) nos quais depositavam principalmente pelitos intercalados com arenitos. Os pelitos representam a principal litologia presente nos depósitos da Formação Pedra de Fogo e são resultado da deposição de sedimentos finos em ambiente predominantemente calmo, como eram os lagos da Formação Pedra de Fogo, eventualmente acometido por eventos energéticos. A presença de madeira silicificada nas camadas de pelito sugere que a sílica dissolvida era abundante na água, o que proporcionava a fossilização de fragmentos de madeira relativamente rápida, antes da sua degradação. A presença de

carbonatos e evaporitos descritos nessa unidade corroboram com a variação da salinidade da água do paleoambiente lacustre.

Lagos salinos continentais podem imitar as condições marinhas de salinidade e alguns organismos também encontrados no ambiente marinho podem habitar o ecossistema lacustre, tais como crustáceos, briozoários e moluscos (DECKER; GUEDES, 1980). As ocorrências desses filos, geralmente de tamanhos reduzidos, parecem refletir um ambiente estressante, confinado e ligado à variação de salinidade e influxo de terrígenos regular.

A associação de fácies AF1 (lacustre) é a principal associação de fácies descritas para a Formação Pedra de Fogo. É constituída de arenitos finos a médios intercalados a pelitos, ambos com laminação levemente ondulada, formando ciclos progradantes delgados na base do perfil estudado e se tornando espessos em direção ao topo da Formação Pedra de Fogo. O que denuncia um período de inundação registrado nos depósitos do topo da Formação Pedra de Fogo se estendendo provavelmente até a deposição da base da Formação Motuca, onde são registrados pelitos *red beds*, em vigência de climas mais oxidantes.

A associação de fácies AF2 (lacustre com rios efêmeros), composta por conglomerados/arenitos finos a grossos com acamamento maciço e base escavada, denunciam a presença de fluxos canalizados em direção as bacias receptoras e são interpretados como rios efêmeros que se instalavam principalmente após eventos de inundação relâmpago (*flash floods*).

A associação de fácies AF3 (lacustre com restos de madeira fossilizada) denuncia a proliferação de vegetais, principalmente samambaias gigantes pertencentes ao gênero *Psaronius* nas margens lacustres, como consequência direta do aumento de umidade nestas áreas que formavam verdadeiros oásis semelhantes aos atuais encontrados em desertos, como oásis do deserto do Saara, localizado no norte da África.

A associação de fácies AF4 (*sabkhas* continentais) foi interpretada como resultado da instalação de planícies salinas nas margens lacustres decorrentes da instalação de climas secos e áridos, que favoreceram a intensa evaporação dos corpos de água lacustres, seguido de precipitação química de evaporitos em ambiente hidrológico raso.

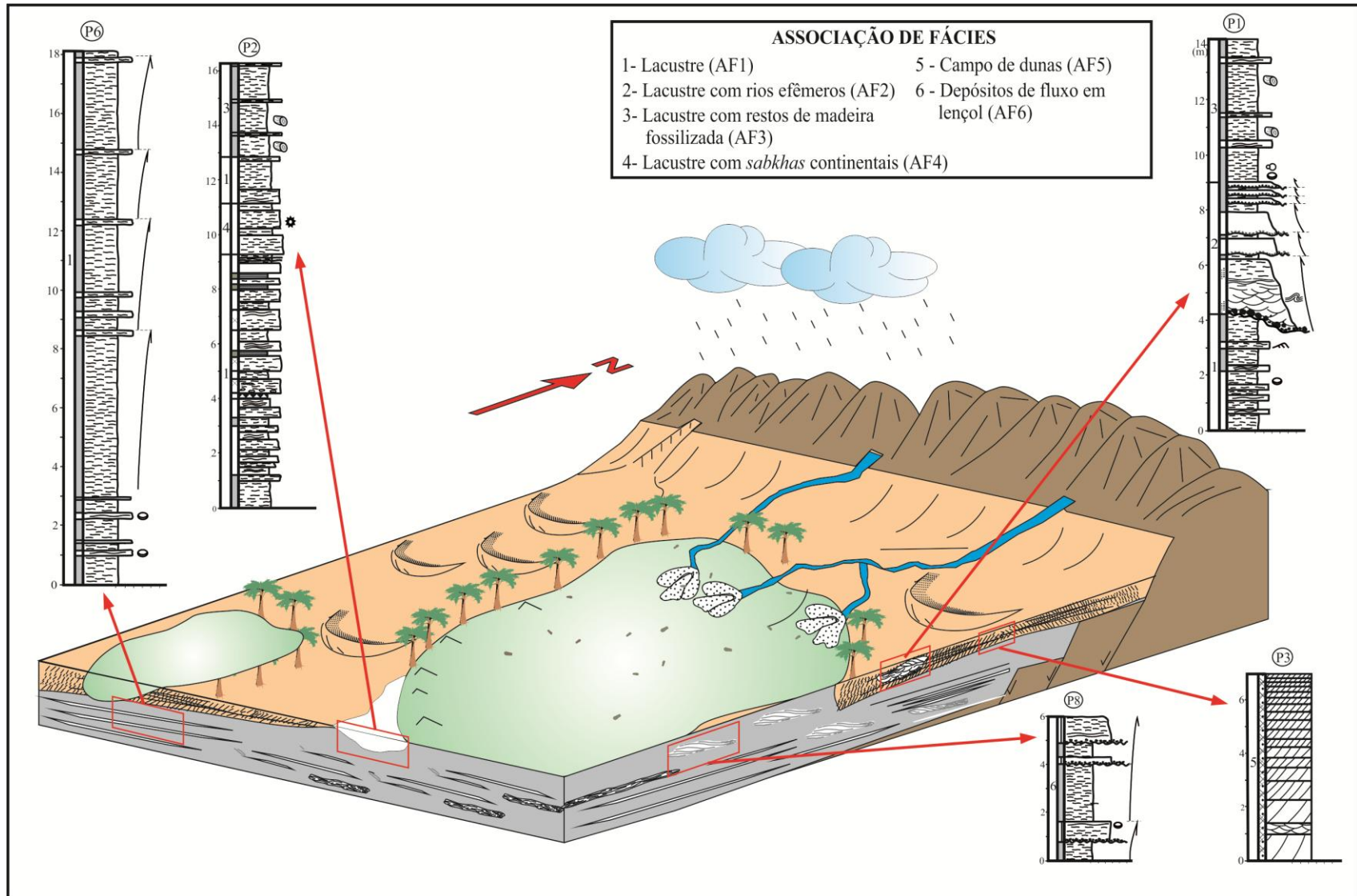
A presença de arenitos finos a médios, bem selecionados e bem arredondados com estratificação cruzada tangencial de pequeno a médio porte da associação de fácies AF5, sugere que o campo de dunas restrito se implantou nos últimos estágios de deposição da Formação Pedra de Fogo de forma subordinada ao sistema lacustre principal.

A associação de fácies AF6 dos depósitos de fluxo em lençol relaciona-se em parte aos depósitos da associação de fácies AF2, entretanto estes depósitos são resultados de episódios de inundações relâmpagos (*flash floods*) que desenvolveram correntes de turbidez de fluxos em lençol hiper-concentrados (hiperpicnal), não canalizados, que sofreram expansão/espraiamento ao adentrarem nos domínios lacustres liberando sua carga sedimentar, principalmente sedimentos grossos, gerando geometrias tabulares ou em lençol.

De acordo com Góes e Feijó (1994), os sedimentos da Formação Motuca sobreposta a Formação Pedra de Fogo, foram depositados num sistema desértico, com lagos associados. Provavelmente em sistemas lacustres menos salinos e mais oxidantes. A associação de fácies AF7 representa o paleoambiente interpretado para a Formação Motuca e tem sua origem a partir de barras de desembocaduras proximais que ao adentrarem o meio lacustre de baixa energia, desaceleraram rapidamente os influxos sedimentares homopcnais e geram geometria de lobos de suspensão. O arranjo de arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (fácies As) suspensos em formato de lobos em pelitos (fácies Po) foi interpretado como o depósito correspondente da Formação Motuca, na região de Filadélfia – TO.

A formação Motuca se originou da fase final da deposição da Formação Pedra de Fogo, entretanto o ambiente lacustre na qual seus sedimentos foram depositados possuíam características diferentes daqueles onde se depositaram os sedimentos da Pedra de Fogo. O modelo apresentado aqui se atém a reconstituição paleoambiental da Formação pedra de Fogo (Figura 44), indicando possíveis modificações ambientais que tenham ocorrido na passagem do Permiano para o Triássico.

Figura 44 - Proposta de reconstituição paleoambiental para a Formação Pedra de Fogo. A associação de fácies 7 (AF7) interpretada para a Formação Motuca está sendo representado no Perfil 7 (P7), região de Filadélfia, Tocantins.



9 CONCLUSÕES

A análise faciológica e estratigráfica em afloramentos da Formação Pedra de Fogo e Motuca, permitiu a individualização de 13 litofácies agrupadas em 7 associações de fácies (AF): Lacustre (AF1); Lacustre com rios efêmeros (AF2); Lacustre com restos de madeira fossilizada (AF3); *Sabkhas* continentais (AF4); Campo de dunas (AF5); Depósitos de fluxos em lençol (AF6), e; Lobos de suspensão. A Formação Pedra de Fogo é constituída pelas associações de fácies: AF1, AF2, AF3, AF4, AF5 e AF6, enquanto que para a Formação Motuca foi descrita apenas a associação de fácies AF7.

❖ A região próxima de Filadélfia, Tocantins, contém uma sucessão siliciclástica com subordinados depósitos carbonáticos/evaporíticos de aproximadamente 70 m de espessura, pertencente principalmente a Formação Pedra de Fogo e subordinadamente a Formação Motuca;

❖ A análise das associações de fácies apontaram para o paleoambiente deposicional da Formação Pedra de Fogo, um sistema lacustre associado com campos de dunas eólicas, restritos, planícies de *sabkhas* continentais e rios efêmeros (*wadis*) associados e adjacentes às bacias lacustres;

❖ A assembleia fóssil descrita para a Formação Pedra de Fogo constituída por troncos fossilizados preliminarmente classificados no gênero *Psaronius*, ostracodes, briozoários, escolecodontes, descritos pela primeira vez na Formação Pedra de Fogo, e restos de peixes ósseos corroboram para interpretações lacustres do sistema deposicional da unidade. Entretanto trabalhos mais específicos nestas assembleias fósseis tornam-se necessários para o melhor entendimento do paleoambiente deposicional;

❖ A Formação Pedra de Fogo é marcada pela sua ciclicidade deposicional, entre arenitos e pelitos. Na base dos depósitos os ciclos granocrescentes ascendentes são da ordem de centímetros a poucos metros marcados pelo espessamento ascendentes dos arenitos e adelgaçamento ascendentes dos pelitos em direção ao topo da unidade. Entretanto, próximo ao topo da Formação Pedra de Fogo nota-se

que os ciclos granocrescentes ascendentes tornam-se métricos marcados pelo espessamento ascendente dos pelitos e adelgaçamento ascendente dos arenitos, em direção à base da Formação Motuca. O espessamento dos ciclos da base para o topo da Formação Pedra de Fogo é sugestivo de que tenham ocorrido eventos de inundação no limite Permiano – Triássico, que fizeram aumentar o espaço de acomodação nas bacias receptoras lacustres mais oxidadas e com menos sílica disponível, que posteriormente acomodaram os sedimentos da Formação Motuca.

REFERÊNCIAS

- ABRANTES JÚNIOR, F. R. *Reconstituição paleoambiental do limite Permiano-Triássico da bacia do Parnaíba, região de Loreto (MA)*. p. 76. Trabalho de conclusão de curso – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém. 2011
- AGUIAR, G.A. *Semi-detálhe da região de sudoeste de Balsas*. Belém: PETROBRÁS, DIREX/RENOR, 1964. 40 p. (Relatório 21BM).
- AGUIAR, G. A. Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo. *Anais...* São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971. v. 3, p.113-122. 1971.
- AGUIAR G. A.; NAHASS, S. Mapa Geológico da Bacia do Maranhão. *Petrobrás, renor-direx, Relatório 371*, 1p. 1969.
- ANDRADE, L. S. *Fácies e Estratigrafia da parte superior da Formação Pedra de Fogo, Permiano da Bacia do Parnaíba, região de Filadélfia-TO*. 2012. 107 f. Dissertação (mestrado em geologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2012.
- BARBOSA, O; GOMES F.A. Carvão mineral na Bacia do Tocantins-Araguaia. *Boletim do Dep. Nac. Prod. Mineral, DNPM*, n. 174, 35p. 1957.
- BEAUCHAMP, B.; BAUD A. Growth and demise of Permian biogenic chert along northwest Pangea: evidence for end-Permian collapse of thermohaline circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.184, p.37-63. 2002.
- BENITO, G.; SÁNCHEZ-MOYA, Y.; SOPEÑA, A. Sedimentology of high-stage flood deposits of the Tagus River, Central Spain. *Sedimentary Geology*, v.157, p.107-132. 2003.
- BENTON, M.J.; SENNIKOV, A.G.; NEWELL, A.J. Murchison's first sighting of the Permian, at Vyazniki in 1841. *Proceedings of the Geologists' Association*, 121(3):313–318. 2010.
- CALDAS, E.B.; MUSSA, D.; LIMA FILHO, F.P.; ROSLER O. Nota sobre a ocorrência de uma floresta petrificada de idade permiana em Teresina, Piauí. São Paulo, *Boletim do Instituto de Geociências, Publicação Especial*, v. ou n. 7, p.69-87. 1989.
- CAPUTO, M. V. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil. 1984. 586f. Thesis (doctorate) – University of Califórnia, Santa Bárbara, 1984.
- CAPUTO, M.V.; IANNUZZI, R.; FONSECA, V.M.M. Bacias sedimentares brasileira: Bacia do Parnaíba. *Fundação Paleontológica PHOENIX*, v.81, n.7, p.1-6. 2005.
- CAROZZI, V.C, FALKENHEIN, F.U.H., CARNEIRO, R.G., ESTEVES, F.R., CONTREIRAS, C.J.A. Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da bacia do Maranhão. *Ciência-Técnica-Petróleo – Seção Exploração de Petróleo*, 7, Petrobrás, Rio de Janeiro. 2v, 1975.

- CARVALHO, I.S. (ed) .*Paleontologia*. Rio de Janeiro: Interciência. v 1. 2004.
- CHUMAKOV, N.M.; ZHARKOV M.A. Climate during Permian–Triassic Biosphere Reorganizations, Article 1: Climate of the Early Permian. *Stratigraphy and Geological Correlation*, v. 10, n.6, p.586–602. 2002.
- CHUMAKOV, N.M.; ZHARKOV, M.A. Climate during the Permian–Triassic Biosphere Reorganizations. Article 2. Climate of the Late Permian and Early Triassic: General Inferences. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 11(4):361–375. 2003.
- COIMBRA, A.M.; MUSSA D. Associação lignitoflorística na Formação Pedra de Fogo (Arenito Cacunda), bacia do Maranhão, Piauí, Brasil. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, *Anais*. 2:591-605. 1984
- COIMBRA, A.M. Sistematização crítica da obra. São Paulo, 54p. (Tese de Livre-Docência - Instituto de Geociências - USP), 1991.
- COURTILLOT, V.; RENNE P. On the ages of flood basalt events. *Comp. Rendus Geoscience*, 335(1):113-140. 2003
- COX, C.B.; HUTCHINSON P. Fishes and amphibians from the Late Permian Pedra de Fogo Formation of northern Brazil. *Paleontology*, 1991, 34(3):561-573.
- CUNHA F.M.B. Geologia do sudeste de Balsas. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém. *Relatório* 224M, 46 p. 1964
- CUNHA, F. M. B. Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. Rio de Janeiro, UFRJ. Dissertação de Mestrado. 1986.
- DECKKER, P. D.; GEDDES, M.C.. Seasonal fauna of ephemeral saline lakes near the Coorong Lagoon, South Australia. *Aust. J. Mar. Freshwater Res.*, 31-54. 1980.
- DELLA FÁVERA, J. C. Fundamentos de Estratigrafia Moderna – Rio de Janeiro: Ed UERJ. 264 p. 2001.
- DE RAFF, J.F.M.; BOERSMA J.R.; GELDER, V.A. Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession/Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology* 24:451-483. 1977.
- DINO, R.; ANTONIOLI, L.; BRAZ, S.M.N. Palynological data from the Trisidela Member of Upper Pedra de Fogo Formation (“Upper Permian”) of the Parnaíba Basin, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 2002, 24-35.
- DI MICHELE, W.A.; GASTALDO, R.A. Plant paleoecology in deep time. *MISSOURI BOT. GARD.* 95: 144–198. 2008.
- DNIT 2002. Plano Nacional de Viação, Sistema Rodoviário do PNV. Ministério dos Transportes. Mapa Rodoviário do Brasil, escala 1:5.000.000. Disponível em <<http://www.dominiopublico.gov.br/download/imagem/dn000028.pdf>> acesso em: 23, set. 2012.

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.; TRUCKENBRODT. Estratigrafia e petrografia da Formação Pedra de Fogo – Permiano da Bacia do Maranhão. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 31, Balneário Camboriú, *Anais*, 1980a, 2:740-754.

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

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

FORD, D.; GOLONKA, J. Phanerozoic paleogeography, paleoenvironment and lithofacies maps of the circum-Atlantic margins. *Marine and Petroleum Geology*, 20:249–285. 2003.

FORTES, F. P. Geologia estrutural e tectônica da bacia sedimentar do meio-norte do Brasil. ANAIS DO CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 1978.

FRANÇA, A.B.; MILANI, E.J.; SCHNEIDER R.L. Phanerozoic Correlation in Southern South America. Tankard A.J., Suares R.S., Welsink H.J. (eds.) *Petroleum Basin of South America. AAPG Mem.*, 62:129-161. 1995.

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.

GIERLOWSKI-KORDESCH, E.H.; KELTS, K.R. Lake Basins Through Space and Time. *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology*, U.S.A., 46, p.638. 2000.

GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 8, n.1, p.57-67, jan./mar. 1994.

GÓES, A. M.; COIMBRA, A. M. Bacias sedimentares da província sedimentar do meio-norte do Brasil. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 5., Belém. Resumos. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996. p.186-187. 1996.

GÓES, A.M., ROSSETTI, D.F. Gênese da Bacia de São Luís–Grajaú, Meio-Norte do Brasil. *In: Rossetti, D.F., Góes, A.M., Truckenbrodt, W. (eds.). O Cretáceo na Bacia de São Luís–Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, 15-29. 2001.

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

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

KOEBERL, C.; FARLEY, K.A., PEUCKER-EHRENBRINK B., SEPHTON M.A. Geochemistry of the end-Permian extinction event in Austria, 2004.

LIMA, E.A.M.; LEITE, J.F. Projeto estudo global dos recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Integração geológico-metalogenética. DNPM-CPRM, Etapa III, Recife, *Relatório Final*, 16:212. 1978.

MARTIN, H. The Late Palaeozoic Dwyka Group of the South Kalahari Basin in Namibia and Botswana and the subglacial valleys of the Kaokoveld in Namibia. In: MARTINS, R.A.; *Fósseis de vegetais da Formação Pedra de Fogo: aspectos taxonômicos, mineralogia e composição química*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 92p. 2000.

MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S.; STREEL, M. 1998. Latest Devonian to early late Carboniferous biostratigraphy of Northern Brazil: an update. Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production, Pau, v. 22, n. 1, p. 13-33, 1998.

MELO, M.T.; PRADE, G.O. Geologia da região sudeste de São Raimundo das Mangabeiras-Maranhão. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 297M, 37 p. 1968.

MENDES, J. C. "Elementos de Estratigrafia". Ed. da USP. São Paulo-SP, 1984.

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

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

MIALL, A. D. Architectural element analysis – a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review*, 22(4):105-118. 1985.

MILANI, E. J & THOMAZ FILHO, A. Tectonic Evolution of South America, p. 389 – 449. Rio de Janeiro, 2000.

MOORE, B. Geological reconnaissance of the southern margin of the Maranhão Basin. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 216M, 46 p. 1964.

MUSSA, D.; COIMBRA, A.M. Novas perspectivas de comparação entre as tafofloras Permianas (de lenhos) das bacias do Parnaíba e do Paraná. In: SBP, Cong. Bras. Paleontologia, 10, Rio de Janeiro, *Anais*, 2:901-923. 1987.

NASCIMENTO, S. Conocontes e a cronoestratigrafia da base da seção Pensilvaniana, na região de Itaituba, Porção Sul da Bacia do Amazonas. 2008. Tese (Doutorado em Geologia). Porto Alegre. Brasil. 2008.

NANSON, G.C.; TOOTH, S.; KNIGHTON, A.D. A global perspective on dryland rivers: perceptions, misconceptions and distinctions. In: Bull L.J. & Kirkby M.J. (eds.), *Dryland*, 2002.

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., Sedimentology and stratigraphy. 2^o ed., Wiley-Blackwel, 419p. 2009.

NORTHFLEET, A.A. Semi-detalhe da região noroeste do alto Parnaíba. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 240M, 52 p. 1965.

OJEDA, H.A.; BEMBOM, F.C. Mapeamento geológico de semi-detalhe do sudoeste de Riachão. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 260M, 67 p. 1966.

OJEDA, H.A.; PERILLO, I.A. Geologia do sudoeste de Carolina. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 270M, 53 p. 1967.

OLIVEIRA, M.A. Reconhecimento geológico no flanco oeste da Bacia do Maranhão. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém. *Relatório* 171M, 77 p. 1961.

PLAYFORD, G.; DINO, R. Palynostratigraphy of upper Palaeozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: part two. *Palaeontographica Abteilung B*, 255:87-145. 2000.

PLUMMER, F.B. Report on Maranhão-Piauí Geosyclinae. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 1M. 83 p. 1946.

RENAUT, R.W.; GIERLOWSKI-KORDESCH, E.H. Lakes. *In*: James. N.P. & Dalrymple R.W. (eds.) *Facies Models* 4. Geol. Ass. Canadá, p.541-575, 2010.

RÖBLER, R.; GALTIER, J. First *Grammatopteris* tree ferns from the Southern Hemisphere – new insights in the evolution of the Osmundaceae from the Permian of Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, , 121:205-230. 2002a.

RÖBLER, R.; GALTIER, J. *Dernbachia brasiliensis* gen. nov. et sp. nov. – a new small tree fern from the Permian of NE Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, , 122:239-263. 2002b.

RÖBLER, R.; GALTIER, J. The first evidence of the fern *Botryopteris* from the Permian of the Southern Hemisphere reflecting growth form diversity. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 127:99-124. 2003.

SAÉZ, A.; ANADÓN, P.; HERRERO, M.J.; MOSCARIELLO, A. Variable styles of transition between Palaeogene fluvial fan and lacustrine systems, southern Pyrenean foreland, NE Spain. *Sedimentology*, 54 (2):367-390. 2007.

SANTOS, R.S. A ictiofáunula da Formação Pedra do Fogo, Bacia do Parnaíba, NE do Brasil: Holocephali - Edestida. *In*: SBP, Cong. Bras. Paleontologia, 11, Curitiba,. *Resumos*, 32-33. 1989.

SANTOS, R.S. Paleoictiofáunula da Formação Pedra do Fogo, bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil: Holocephali- Petalodontidae. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 62 (4):347-355. 1990.

SANTOS, R.S. Paleoiçtíofáunula da Formação Pedra do Fogo, Bacia do Parnaíba, NE do Brasil. II. Eugeonodontida - Agassizodontidae. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 66(4):413-424. 1994.

SANTOS, V. H. Seqüências siluro-devoniana e eocarbonífera da bacia do Parnaíba, Brasil, como análogos para a exploração de hidrocarbonetos. 208f. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal de Pernambuco, CTG, Geociências, Recife, 2005.

SANTOS, P.R.; ROCHA-CAMPOS, A.C.; CANUTO, J.R. Patterns of Late Palaeozoic Deglaciation in the Parana Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 125:165-184. 1996.

SANTOS, M.E.; CARVALHO, M.S. Paleontologia das Bacias Parnaíba, São Luís e Grajaú. Ministério de Minas e Energia, Rio de Janeiro, p. 94. 2009.

SCHERER, C.M.S. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in Southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, 137:63-84. 2000.

SCOTSE, C.R.; BOUCOT, A.J., MCKERROW, W.S. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, 28(1):99-114. 1999.

SHI, G.R.; ARCHBOLD, N.W. Permian marine biogeography of SE Asia. In: Hall R. & Holloway J.D. (eds.) *Biogeography and Geological Evolution of SE Asia*, Victoria, Australia: Deakin Univ., p.57-72. 1998.

SOARES, P. C.; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Not. Geomorfol., Campinas, 1976.

STEAR, W.M. Comparasion of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient flood deposits in the southwestern Karoo region, South Africa. *Sedimentary Geology*, 45:209-230. 1985.

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

TORKMEN, I.; OZKUL, M. Sedimentology and evaporite genesis of neogene continental sabkha playa Complex, karakeçili basin, central anatolia, turkey. *Carbonates and Evaporites*, v. 14, no. 1, p. 21-31. 1999.

VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J.R.; TRAVASSOS, W.A.S. Bacia do Parnaíba. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n.2, p.253-263, maio /nov. 2007.

WALKER, R.G.; JAMES, N.P. Facies models and modern stratigraphic concepts. In: R.G. Eds. Facies Models - Response to Sea Level Change. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, 1 - 14 p. 1992.

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

WALKER, R. G.; POSAMENTIER, H. W.; Facies models revisited. Tulsa, Oklahoma, U.S.A: SEPM. p. 26-48. 2006.

WERNICKE, B. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in a extending orogen. *Nature*, 291: 645 – 648, 1981.

WIZEVIC, M.C. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: Miall, A.D. e Tyler, N. eds. *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology/SEPM. p.22 - 24 (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3). 1991.

WNUK, C. The development of floristic provinciality during the Middle and Late Paleozoic. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 90:5-40. 1996.

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.

ZIEGLER, A.M.; HUTVER, M.L.; ROWLEY, D.B. Permian world topography and climate. In: MARTINI I.P. (ed.) *Late glacial and postglacial environmental changes - quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic*. New York: Oxford University Press, p.111-146. 1997.