



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

TESE DE DOUTORADO Nº 113

**O PERMO-TRIÁSSICO DA BACIA DO PARNAÍBA, NORTE
DO BRASIL: IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS,
PALEOCLIMÁTICAS E PALEO GEOGRÁFICAS PARA O
PANGAEA OCIDENTAL**

Tese apresentada por:

FRANCISCO ROMÉRIO ABRANTES JÚNIOR

Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira

BELÉM-PA

2016

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da UFPA

Abrantes Júnior, Francisco Romério, 1987-

O Permo-Triássico da Bacia do Parnaíba, norte do Brasil: implicações paleoambientais, paleoclimáticas e paleogeográficas para o Pangea Ocidental / Francisco Romério Abrantes Júnior. - 2016.

Orientador: Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2016.

1. Geologia estratigráfica - Permiano. 2. Geologia estratigráfica - Triássico. 3. Parnaíba, Rio, Bacia. 4. Pangea (Supercontinente). I. Título.

CDD 22. ed. 551.756



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

**O PERMO-TRIÁSSICO DA BACIA DO PARNAÍBA, NORTE
DO BRASIL: IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS,
PALEOCLIMÁTICAS E PALEOGEOGRÁFICAS PARA O
PANGAEA OCIDENTAL**

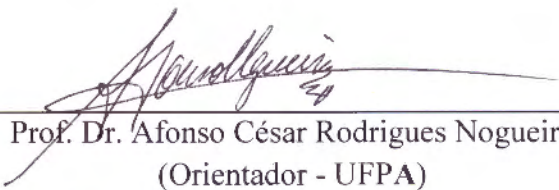
TESE APRESENTADA POR

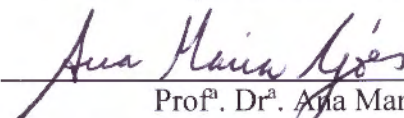
FRANCISCO ROMÉRIO ABRANTES JÚNIOR

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências na área de
GEOLOGIA

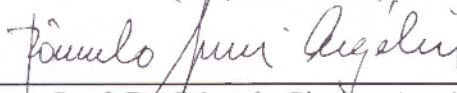
Data da Aprovação: 03 / 06 / 2016

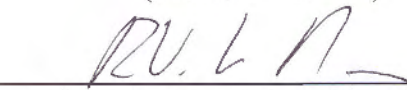
Banca Examinadora:


Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
(Orientador - UFPA)


Prof. Dr.ª Ana Maria Góes
(Membro - USP)


Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini
(Membro - USP)


Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica
(Membro - UFPA)


Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro
(Membro - UFPA)

*À Brenda Abrantes e aos nossos pequenos, Fleur e Luke
Aos meus pais, Francisco e Selma
Em memória de Maria das Neves Quirino*

AGRADECIMENTOS

À Deus, por sempre estar comigo, guiando e protegendo.

A minha família, em especial a minha esposa Brenda Abrantes, pelo seu amor, compreensão e incentivo em todas as etapas deste trabalho. Estar ao seu lado me faz muito bem. Te amo! Aos meus pais Francisco Abrantes e Selma Abrantes, e meus irmãos Arthur e Patrícia, pelo carinho, educação e apoio.

A Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela infraestrutura oferecida.

A CAPES e ao CNPq pela concessão da bolsa de doutorado.

Ao prof. Dr. Afonso Nogueira, pela orientação, ensinamentos e, principalmente, pela sua contribuição científica.

Aos professores Dr. Rômulo Angélica e Dr. Werner Truckenbrodt, grandes incentivadores deste trabalho.

Aos professores Dr. Joelson Soares e Dr. José Bandeira pela enorme contribuição acadêmica.

A Joelma Lobo do Laboratório de Laminação da UFPA, por sempre se disponibilizar a ajudar na preparação das amostras.

Aos graduandos Leonardo Freitas e Lino Machado, além do motorista Nazareno, pelo acompanhamento e auxílio nas atividades de campo.

Ao geólogo Alexandre Castelo pela ajuda na elaboração dos mapas.

Ao professor Dr. Vladimir Távora, pelos conselhos e incentivo durante todos esses anos de amizade.

A professora Dr^a Rosemery Nascimento pelo apoio desde a graduação e, principalmente, pela motivação na etapa final deste trabalho. Meu sincero obrigado.

A professora Dr^a Vânia Barriga pelo incentivo, ensinamentos e ‘puxões de orelha’.

Aos meus amigos Hudson Santos, Kamilla Borges, Isaac Salém e Jhon Afonso: “O homem que tem muitos amigos pode congratular-se, mas há amigo mais chegado do que um irmão” (Pv 18:24). Meu muito obrigado!

Aos amigos Almir Costa e Cleidy Pinheiro pelas longas conversas e momentos de descontração proporcionados. Que a Força esteja com vocês!

Aos amigos da CPRM Fhabio, Erica, PH, Marcely, Pedro, Elem, Elyana, Gisele, Reinaldo, César, Sheila e Alexandre, pelas trocas de conhecimento e idéias, jogatinas e pela amizade.

Aos integrantes do GSED (Franco, Walmir, Caio, Lucas, Renato, Sebastian, Ailton, Dr. Isaac, Dr. César e Dr. Anderson) e, em especial, aos meus amigos Cleber Eduardo, Pedro Augusto, Luís Saturnino, e Alexandre Ribeiro, pelas conversas e por proporcionarem um ambiente de estudo e trabalho agradável.

Finalmente, agradeço a todos que, de alguma forma, colaboraram para a conclusão deste trabalho. Obrigado!

*“Do meu telescópio, eu via Deus caminhar!
A maravilha, a harmonia e a organização
do universo só pode ter se efetuado
conforme um plano de um ser todo-
poderoso e onisciente.”*

Isaac Newton

RESUMO

O Permo-Triássico foi marcado pelo maior evento de extinção em massa da história geológica da Terra, com a perda de 90-95% das espécies marinhas e terrestres, estando relacionado a mudanças paleogeográficas e paleoclimáticas, em parte atribuídas a eventos catastróficos. No final do Permiano, condições áridas prevaleceram em todo o globo como consequência da queda eustática do nível do mar, do desaparecimento das áreas glaciais e da multiplicação de bacias fechadas. Estas condições somadas à intensa continentalização do Pangea propiciaram a desertificação do supercontinente com o desenvolvimento de extensos desertos e complexos de *sabkha*. Os registros desses eventos no norte do Brasil são encontrados nas bacias intracratônicas, particularmente na Bacia do Parnaíba, representados pela sucessão siliciclástica-evaporítica do Grupo Balsas, que inclui as formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. Sete associações de fácies foram reconhecidas: (1) Lacustre dominado por planícies de lama, representado pela intercalação de pelitos cinza esverdeados/avermelhados e arenitos finos com expressivo conteúdo de sílex; (2) Campo de dunas marginal constituído por estratos cruzados de arenitos finos a médios; (3) Lagos de *playa* perenes, consistindo predominantemente de pelitos vermelhos laminados com descontínuas camadas de arenitos sigmoidais; (4) Planície de lama salina / Panela salina, representadas por camadas de pelitos intercaladas a lentes de gipsita, calcário e marga; (5) Lençol de areia, constituído por estratos planos lateralmente contínuos de arenitos finos a médios com laminação convoluta, falhas/microfalhas sinsedimentares e estruturas de adesão; (6) Campo de dunas, formado por arenitos finos a médios com estratificações cruzadas de grande porte; e (7) Planície vulcânica, consistindo de basaltos e arenitos intercalados. Durante o Permiano Médio, amplas planícies marcadas pela alternância de fases lacustres rasas a profundas e planícies de lama em *sabkhas* continentais (AF1) se estendiam na zona tropical das porções oeste e central do Pangea. Esta ciclicidade refletia a sazonalidade de fases úmidas e secas, condicionadas por variações no nível freático, baixa taxa de subsidência e limitado espaço de acomodação. As fases secas mais prolongadas eram caracterizadas pelo avanço dos campos de dunas marginais (AF2) e o estabelecimento de amplas planícies de lama secas. O contínuo processo de amalgamação do Pangea durante o Permiano Superior propiciou o soerguimento das regiões equatoriais e centrais do supercontinente, ocasionando a retração dos mares epicontinentais, o surgimento de extensas bacias fechadas (AF3) e a formação de lagos salinos efêmeros extremamente ácidos, planícies de lama salinas e painéis salinas (AF4). Petrograficamente, os evaporitos das painéis salinas exibem feições de precipitação primária

a eodiagenética de gipsita e anidrita, posteriormente afetados por processos telodiagenéticos. A extrema aridez favoreceu a retração destes grandes lagos e a implantação definitiva de um *Erg* triássico. Lençóis de areia ocorriam na porção marginal do *Erg*, contendo lagoas efêmeras e abundantes regiões úmidas (AF5). Extensos campos de dunas avançavam conforme aumentava a disponibilidade de sedimentos, enquanto superfícies de deflação eram formadas pela supressão parcial do suprimento sedimentar (AF6). A supressão total de sedimentos para o *Erg* no Triássico Superior proporcionou uma deflação extrema e regional que ocasionou na formação de uma superfície extremamente plana que assentou rochas vulcânicas eojurássicas (AF7). A análise deformacional da sucessão estudada identificou pelo menos três diferentes níveis de deformação sinsedimentar: (I) feições híbridas rúptil-dúctil na zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba; (II) dobras e convoluções de médio porte na porção intermediária dos estratos eólicos da Formação Sambaíba; (III) injetitos nos arenitos *intertraps* da Formação Mosquito. Estes três níveis de camadas deformadas são separados por intervalos de estratos não deformados ou ligeiramente deformados, podendo mostrar lateralmente um aumento gradual da intensidade da deformação. O nível de deformação I ocorre na zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba e é representado por um conjunto de feições híbridas (rúptil-dúctil). A continuidade lateral deste intervalo por centenas de quilômetros, somada ao aumento do grau de deformação na região de Riachão e a concentração anômala de elementos traços (Cr, Co, Cu, Mn, Au, Pd e Pt), são compatíveis com abalos sísmicos de alta magnitude, provavelmente induzidos por impacto meteorítico (astroblema de Riachão). O nível de deformação II é formado por um conjunto de dobras desarmônicas na parte intermediária da Formação Sambaíba. Originou-se por processos autocíclicos relacionados a deformação hidroplástica de sedimentos pela migração e sobrepeso de dunas/*draas*. O terceiro intervalo consiste em diques de arenito nas rochas vulcânicas eojurássicas da Formação Mosquito. Estes diques foram formados pela injeção hidráulica de areia durante o aumento de gradiente térmico induzido pelo magmatismo básico durante a fase pré-rifte do Pangea Ocidental.

Palavras-chave: Sistema desértico. Evaporitos. Permo-Triássico. Bacia do Parnaíba. Pangea Ocidental.

ABSTRACT

The Permo-Triassic was marked by the great mass extinction of geological Earth history with losses of 90-95% of marine and terrestrial species. These were related to paleogeographic and paleoclimatic changes in part assigned to catastrophic events. In the end of Permian, arid conditions prevailed around the world as a consequence of eustatic sea level fall added to disappearance of glacial areas and large-scale closed basins multiplication. These conditions combined with the intense continentalization of Pangea supercontinent led to desertification with the development of large desert and sabka complexes. In the northern of Brazil the records of these events are found in intracratonic basins, particularly in the Parnaíba Basin. This is represented by siliciclastic-evaporitic succession from Balsas Group compound by Pedra de Fogo, Motuca and Sambaíba formations. It was recognized seven facies associations: (1) Lacustrine mudflat dominated, represented by greenish/reddish gray laminated mudstones interbedded with fine-grained sandstones and great chert content; (2) Marginal dune fields consisting of planar cross-stratified beds of fine- to medium-grained sandstones; (3) Perennial playa lake consisting dominantly of red laminated mudstones with discontinuous layers of sigmoidal sandstones; (4) Saline mudflat / Saline pan represented by reddish laminated mudstones interbedded with lenses of gypsum, limestone, and marl; (5) Sand sheet laterally consisting of continuous fine- to medium-grained sandstones with convoluted lamination, synsedimentary faults/microfaults and adhesion structures; (6) Dune fields formed by fine- to medium-grained sandstones with large-scale cross-bed sets; and (7) Volcanic plain, consisting of basalts interbedded with sandstones. During Middle Permian, the alternating between continental sabkha mudflats and shallow to deep lacustrine phases occurred in large plains in the tropical zone of western to central Pangea (AF1). This cyclicity reflected the seasonal wet and dry phases triggered by changes in the water level, low subsidence rate and narrow accommodation space. The prolonged dry stages were characterized by the advance of the marginal dune fields (AF2) as well as by establishment of large dry mudflats. In the Upper Permian, the continuous amalgamation process of supercontinent Pangea led to the uplift of central and equatorial regions resulting in the retreat of epicontinental seas. However, there were the appearance of large-scale closed basins (AF3) and extremely acid saline ephemeral lakes with saline mudflats and pans (AF4). Petrographically, the evaporate from saline pans display primary features of precipitation to eodiagenetic of gypsum and anidrite posteriorly affected by telodiagenetic processes. The extreme aridity conditions favored the decline of these great lakes and the definitive

implementation of Triassic Erg. Sand sheets occurred in the marginal portion of this Erg, containing abundant ephemeral ponds and humid regions (AF5). Large dune fields advancing as consequence of the sediment availability increase, while deflation surfaces were produced by partial removal of sediment supply (AF6). The total interruption of sediment supply to the Erg in the Late Triassic provided an extreme and regional deflation surface overlapping by eoJurassic volcanic rocks (AF7). The deformational analysis of the studied succession identified three different synsedimentary deformational levels at least: (I) brittle-ductile hybrid features in the contact zone between the Motuca and Sambaíba formations; (II) folds and medium-sized convolution in the middle portion of the eolic strata of Sambaíba Formation; (III) Injectites in the intertraps sandstones from Mosquito Formation. These three levels of deformed layers are separated by non- or slightly-deformed strata intervals, laterally may show a gradual increase of deformation intensity. The deformation level I occurs in the contact zone between Motuca and Sambaíba formations represented by a set of hybrid (brittle-ductile) features. Lateral continuity of this interval for hundreds of kilometers added to the increase in the deformation degree in the Riachão area. Furthermore, the anomalous concentration of trace elements (Cr, Co, Cu, Mn, Au, Pd, and Pt) are consistent with earthquakes of high magnitude probably product of meteoritic impact (Riachão structure). The level of strain II is marked by a set of inharmonious folds in the middle part of Sambaíba Formation. These are originated by autocyclic processes related to hydroplastic deformation of sediments of sediments by dunen/draas migration and overweight. The third interval it is composed by sandstone dikes in an eoJurassic volcanic rocks of Mosquito Formation. These dams were formed by hydraulic injections of sand leading to a thermal gradient increase induced by basic magmatic activities during the pre-rift phase in the Western Pangea.

Keywords: Desertic System. Evaporites. Permo-Triassic. Parnaíba Basin. Western Pangea.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 01

Figura 1.1 -	Mapa de localização da área de estudo com indicação dos principais perfis litoestratigráficos	03
--------------	---	----

CAPÍTULO 03

Figura 3.1 -	Mapa geológico simplificado da Província Parnaíba com a localização da área de estudo (Modificado de Schobbenhaus <i>et al.</i> , 1984 e Santos e Carvalho, 2004)	09
Figura 3.2 -	Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba por Góes e Feijó (1994)	11
Figura 3.3 -	Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba por Vaz <i>et al.</i> (2007)	12
Figura 3.4 -	Distribuição espacial das formações Pedra de Fogo, Motuca, Sambaíba e Mosquito na Bacia do Parnaíba (Adaptado de Santos e Carvalho, 2004) .	13
Figura 3.5 -	Evolução paleogeográfica do Pensilvaniano ao Triássico Superior/Jurássico, com destaque para a colisão entre os continentes Laurásia e Gondwana (Orogenia Allegheniana) originando o megacontinente Pangea, implantação dos mega-desertos Triássicos e fragmentação do Pangea. Localização aproximada da Bacia do Parnaíba em vermelho	20
Figura 3.6 -	Distribuição dos subambientes deposicionais em um <i>Playa Mudflat Complex</i> (Warren, 2010)	21
Figura 3.7 -	Comparação dos aspectos litológicos e paleoambientais da Formação Motuca, Permiano Superior da Bacia do Parnaíba, com os depósitos quaternários do <i>Bristol Dry Lake</i> , Estados Unidos da América	25

CAPÍTULO 04

Figura 4.1 -	Mapa de localização da área de estudo. (A) Contexto geológico regional (Modificado de Schobbenhaus <i>et al.</i> , 1984 e Santos e Carvalho, 2004). (B) Reconstituição paleogeográfica do Supercontinente Pangea com o posicionamento da Bacia do Parnaíba (Modificado de Retallack <i>et al.</i> , 1998). (C) Mapa geológico da área com a localização dos principais perfis litoestratigráficos estudados	30
Figura 4.2 -	Perfil composto simplificado e evolução do posicionamento litoestratigrafico das unidades estudadas	31
Figura 4.3 -	Legenda dos símbolos usados na Figura 4.4	33

Figura 4.4 -	Perfis litoestratigráficos da sucessão estudada. Legendas na Figura 4.3 ...	34
Figura 4.5 -	Ciclos de raseamento/salinização ascendente da AF1. (A) Camadas tabulares de <i>chert</i> maciço (Chm) e arenitos com laminação convoluta (Ac) e plano-paralela a ondulada (Apo), e sigmoidais de arenitos (Asg) intercalados a pelitos laminados (Pl). (B) Passagem gradual das fácies Pl, Apo e Chm, configurando ciclos de raseamento/salinização ascendente (setas). (C) Tronco fóssil silicificado moderadamente preservado disposto horizontalmente ao acamamento. (D) Estruturas produzidas por onda representadas por laminação cruzada e ondulada	40
Figura 4.6 -	Aspectos texturais dos níveis silicificados da AF1. (A) Gretas de contração marcando o topo dos ciclos de raseamento/salinização ascendente. (B) Nível silicificado (Chm) com <i>tepees</i> sobrepondo arenito com laminação plano-paralela a ondulada (Apo). (C) Nódulos de sílex amalgamados. (D) Detalhe de nódulos de sílex infletindo as laminações (setas). (E) Texturas <i>pop corn</i> e <i>cauliflower</i> . (F) Moldes evaporíticos/carbonáticos disseminados em arenito fino maciço. Vista em planta	41
Figura 4.7 -	Ciclos granodecrescentes ascendentes da AF1. (A) Camadas tabulares de arenitos com laminação plano-paralela a ondulada (Apo) intercalados a pelitos laminados (Pl). Notar <i>gutter casts</i> na base das camadas de arenito (setas vermelhas). (B) Passagem gradual das fácies Ams, Apo e Pl, configurando ciclos granodecrescentes ascendentes (setas brancas). <i>Gutter cast</i> na base do arenito maciço com fragmentos de sílex (Ams) (seta vermelha). (C) Detalhe de <i>gutter cast</i> preenchido por arenito com laminação plano-paralela a ondulada. (D) Detalhe de <i>gutter cast</i> preenchido por arenito maciço com fragmentos de sílex	42
Figura 4.8 -	Modelo esquemático sintetizando a origem dos ciclos de raseamento/salinização ascendente (I) e granodecrescentes ascendentes (II). Os ciclos de raseamento/salinização ascendente são formados durante os estágios de redução do nível lacustre com a consecutiva exposição subárea associada a uma alta taxa de evaporação. O desenvolvimento de gretas de contração, <i>tepees</i> e nódulos de carbonatos/evaporitos é controlado pelas variações no nível freático e interação com as zonas capilar e vadosa. A silicificação está concentrada no topo destes ciclos. Os ciclos granodecrescentes ascendentes ocorrem durante inundações efêmeras que retrabalham as planícies de lama, transportando grande quantidade de carga sedimentar para as porções lacustres, onde ocorre o declínio do evento de inundação	44

- Figura 4.9 - Aspectos faciológicos da AF2. (A) Camadas tabulares de arenito com estratificação cruzada tabular (Atb). (B) Camadas tabulares centimétricas de arenito com laminação cruzada cavalgante transladante subcrítica (Act) intercalado com a fácies Atb. (C) Passagem gradual de conglomerado maciço (Cm) para arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa). (D) Detalhe de tronco fóssil silicificado com estruturas internas bem preservadas (*Tietea singularis* sp.) 46
- Figura 4.10 - Aspectos faciológicos dos *red beds* Motuca (AF3). (A) Camadas tabulares contínuas de pelito vermelho laminado (Pl). (B) Detalhe da fácies Pl. Notar que os pelitos tendem a apresentar textura intempérica em *blocky*. (C) Intercalação de pelitos laminados (Pl) com arenitos sigmoidais (Asg). (D) Lobo de arenito exibindo base com acamamento maciço que grada para estratificação cruzada tabular e tangencial. (E) Detalhe dos *foresets* com *rip-up clasts*. (F) Arenito com laminado com acamamento *flaser/wavy*, com destaque para os níveis mais argilosos (setas) 48
- Figura 4.11 - Fácies evaporíticas da Formação Motuca (AF4). (A) Geometria das fácies evaporíticas. O gipso (Gn/Gl) ocorre em lentes métricas intercaladas a pelitos laminados (Pl), enquanto que a marga (Mm) ocorre em níveis centimétricos restritos (setas). Círculo preto: escala de 1,80 m. (B) Passagem gradual entre as fácies gipso laminado (Gl) e gipso nodular (Gn). (C) Detalhe do gipso nodular exibindo textura *chickenwire*. (D) Detalhe do gipso laminado 51
- Figura 4.12 - Aspectos faciológicos da base da Formação Sambaíba (AF5). (A) Intercalação entre as fácies pelito laminado (Pl) e arenito com estratificação plano-paralela (App). (B) Convoluções que sobrepõem os pelitos sendo truncadas por estratos de baixo ângulo. (C) Vista em planta das estruturas de adesão. (D) estruturas de adesão de leito plano. Notar convoluções associadas (setas). (E) Níveis argilosos laminados (acamamento *flaser*) contorcidos por covoluções e microfalhas. (F) Vista em planta de arenito com laminação convoluta e microfalhas com deslocamentos normais e oblíquos 54
- Figura 4.13 - Aspectos faciológicos da Formação Sambaíba (AF6). (A) Arenito com estratificação cruzada de médio a grande porte. (B) Set de aproximadamente 16 m de espessura característico da porção superior da unidade. Círculo branco: escala de 1,75 m. (C) Conglomerado maciço (Cm) com clastos de arenitos silicificados truncando arenitos com estratificação cruzada (Acz). (D) Detalhe da acumulação de clastos no topo da fácies Cm 55

- Figura 4.14 - Superfícies limítrofes da Formação Sambaíba (AF6). (A) Superfícies de 3ª (reativação), 2ª (superposição) e 1ª (interduna) ordem, além de uma supersuperfície de deflação (SS I). (B) Vista geral das duas supersuperfícies (I e II) que separam diferentes estilos deposicionais. A SS I divide dois conjuntos distintos de estratos na Formação Sambaíba: Campo de dunas I com sets de estratificação cruzada de médio a grande porte; enquanto que em Campo de dunas II ocorrem ‘*mega cross-bedding sets*’. A SS II representa o contato entre as formações Sambaíba e Mosquito. (C) Notar que a SS II pode ocorrer diretamente sobreposta aos estratos de Campo de dunas I 56
- Figura 4.15 - Texturas da fácies vulcânica da Formação Mosquito (AF7). (A) Transição entre basalto maciço (Núcleo do fluxo) e amigdaloidal (Crosta do fluxo). (B) Detalhe do basalto amigdaloidal. (C) Amígdalas (A), vênulas (setas vermelhas) e fenocristais (setas amarelas) disseminados em matriz de granulação fina. (D) Dique de arenito no basalto 58
- Figura 4.16 - Reconstituição paleogeográfica e paleoambiental das porções oeste e central do Pangea. (A) e (B) Paleogeografia durante o Permiano Médio e Superior, respectivamente. (C) Modelo deposicional da Formação Pedra de Fogo. (D) e (E) Modelo deposicional da Formação Motuca. *Sd* - Superfície de deflação; *Si* - Superfície de inundação; *I e II* - Detalhes na Figura 4.8..... 64
- Figura 4.17 - Reconstituição paleogeográfica e paleoambiental das porções oeste e central do Pangea. (A) e (B) Paleogeografia durante o Triássico Inferior/Médio e Jurássico Inferior, respectivamente. (C), (D) e (E) Modelo deposicional da Formação Sambaíba. (F) Modelo deposicional da Formação Mosquito. *Sd* - Superfície de deflação; *SSI* - Supersuperfície I; *SSII* - Supersuperfície II 65
- Figura 4.18 - Litoestratigrafia da sucessão Pensilvaniano-Neojurássico da Bacia do Parnaíba. 1- Este trabalho; 2- Abrantes Jr. & Nogueira, 2013; 3- Andrade et al., 2014; 4- Araújo et al., 2016; 5- Rabelo & Nogueira, 2015; 6- Ballén et al., 2013 66

CAPÍTULO 05

- Figura 5.1 - Location map of the study area. (A) Simplified geological map of the Parnaíba Basin showing the distribution of Precambrian basement rocks and Phanerozoic sediments (Modified from Schobbenhaus et al., 1984 and Santos & Carvalho, 2004). (B) Lithostratigraphic relationships and studied outcrops 70

Figura 5.2 -	The sedimentary sucession of the Filadélfia region, Tocantins State, northern Brazil. (A) Typical morphology of the study area is characterized by a vast plain below and a steep cliff followed by a plateau above. (B) Gypsum quarry in the plains of Filadélfia region, showing gypsum beds overlapped by aeolian sandstones plateaus of Triassic Sambaíba Formation. Black circle: 1,70 m-scale. (C) Stratigraphic sections of Upper Permian Motuca Formation	72
Figura 5.3 -	Shallow lake facies. (A) Laminated mudstone (Ml) interbedded with sigmoidal sandstones (Ssg). (B) Sandstone/siltstone with subcritically climbing ripple cross lamination	74
Figura 5.4 -	Saline pan / Saline mudflat facies. (A) Lenticular gypsum bed overlaid by laminated mudstone. (B) Even parallel to wavy laminated gypsum. White and dark grey laminae alternation representing respectively fibrous/prismatic gypsum and mosaic gypsum. (C) Dolomudstone. (D) Chickenwire structure in nodular gypsum. (E) Nodular gypsum (Gn) grading upward to gypsarenite (Ga) with parallel lamination and ripple marks. Arrows highlights currents ripples	76
Figura 5.5 -	Saline pan / Saline mudflat facies. (A) and (B) Laminated mudstone interbedded with lenticular bodies of limestone (Lm) and marl (Mm) interpreted as shallowing upward cycles. (C) Massive marl. (D) Lenticular body of laminated and nodular gypsum (Gn/Gl) overlaid by greenish laminated mudstone with dolomite nodules (Mln)	77
Figura 5.6 -	Schematic model showing a lacustrine environment influenced by expansion and contraction stages, highlighting a section across a saline pan with associated saline mudflat (Adapted from Salvany, 1997). The expansion stage is marked by increased of water inflow and continuous deposition of clastic sediments in the lake (FA1), while the contraction stage occurs in periods of high evaporation rate, development ephemeral brine ponds, saline mudflats and saline pans (FA2)	78
Figura 5.7 -	Textures of the gypsum-bearing deposits. (A) Bottom-growth gypsum displaying isolated swallow-tail twinned (arrows). Crossed polars. (B) Discontinuous dolomudstone laminae (Dm) associated with fibrous (Gf) and mosaic (Gm) gypsum. Crossed polars. (C) Photomicrography under cathodoluminescence displaying the relationship between laminated dolomudstone (red) and gypsum nodules. Note the thin and crenulated laminations (white arrows) and nodules size upward increase (inverted white triangle). (D) Dolomudstone inclusions in gypsum nodules (white arrows). (E) Sketch showing the gradual transition between bottom-growth gypsum (Gb), mosaic gypsum and dolomudstone. (F) Assemblage of different types of gypsum such as alabastrine (Gal), fibrous (Gf2) and rosettes (Rg), associated with carbonates (gray). (G) Details of the fibrous gypsum (satinspar). Crossed polars	79

Figura 5.8 -	Textures of the gypsum-bearing deposits. (A) Satinspar gypsum veins showing a meshwork array in adjacent red mudstone. (B) and (C) Carbonate concentration in the boundary between alabastrine (Gal) and fibrous (Gf2) gypsum. B - Crossed polars. (D) Carbonate hypidiotopic to xenotopic fabric. Crossed polars	80
Figura 5.9 -	Textures of the gypsum-bearing deposits. (A) Mosaic gypsum with ragged and sutured crystal contacts and relics of anhydrite (arrows). Crossed polars. (B) Oriented relics of anhydrite (lath-like). Crossed polars. (C) Nodular/micronodular gypsum bounded by mudstone. Scale bar is 1 mm. (D) Intergrowth between adjacent nodules yielding euhedral forms exhibiting a poikilotopic texture. Crossed polars. (E) and (F) Detail from D. F - Crossed polars	81
Figura 5.10 -	Textures of the gypsum-bearing deposits. (A) Fine-grained alabastrine gypsum, showing crystals less than 50 μm . Crossed polars. (B) Detail of the crystals boundaries that range from poorly defined to sutured. Crossed polars. (C) Rosettes of gypsum (arrows) in outcrop. (D) Rosette of gypsum displaying radial pattern (Rg). Crossed polars	82
Figura 5.11 -	Diagram of the diagenetic sequence in the evaporites of Motuca Formation	84
Figura 5.12 -	Schematic models illustrating the formation of dissolution surfaces, deposition of dolomudstone in primary evaporites and exposure and desiccation/rework of gypsum	85
Figura 5.13 -	(A) Paleogeographic reconstitution of Pangea (Adapted from Retallack et al., 1998). (B) Lower to Middle Permian and (C) Upper Permian paleogeography of the Western Pangea, highlighting the tropical South American sedimentary basins. (D) Lower to Middle Permian and (E) Upper Permian schematic cross sections showing the distribution of the main environments settings. Note the isolated evaporite basins in the western Motuca Formation (Parnaíba Basin)	88

CAPÍTULO 06

Figura 6.1 -	Mapa de localização da área de estudo. (A) Contexto geológico regional (Modificado de Schobbenhaus <i>et al.</i> , 1984 e Santos e Carvalho, 2004). (B) Mapa geológico simplificado da porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba, com a localização das regiões estudadas (Modificado de Lima e Leite, 1978)	92
--------------	---	----

Figura 6.2 -	Coluna estratigráfica simplificada do intervalo estudado na Bacia do Parnaíba, indicando a relação das unidades com o contexto tectônico (Adaptado de Góes e Feijó, 1994). Notar o posicionamento dos principais níveis de deformação sinsedimentar analisados (Evento sinsedimentar)	94
Figura 6.3 -	Contexto morfoestrutural da porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba. (A) e (B) Imagens de sensores SRTM-90 das regiões estudadas. (C) e (D) Principais lineamentos de relevo. As linhas mais espessas representam falhas confirmadas e prováveis. (E) Seções transversais N-S e E-W baseadas em dados de campo	95
Figura 6.4 -	Síntese dos principais eventos de deformação sinsedimentar da sucessão Permo-Jurássica	98
Figura 6.5 -	Feições híbridas (rúptil-dúctil) do nível de deformação I. (A) Perfil litoestratigráfico com as principais estruturas da zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba. (B) Brecha intraformacional formada por clastos angulosos a subangulosos de siltitos e arenitos finos a muito finos, geralmente tabulares, em matriz constituída por uma mistura de silte e argila. (C) Detalhe da porção inferior dos intervalos brechados, exibindo contato brusco com camadas não deformadas. (D) Camadas contorcidas de pelitos (Pl) e arenitos (Al) laminados. (E) Laminação convoluta com dobramentos suaves e irregulares, ressaltados por delgados níveis argilosos (setas)	99
Figura 6.6 -	Falhas/microfalhas do nível de deformação I. (A) e (B) Arenito com microfalhas exibindo deslocamentos sub-horizontais, normais e oblíquos. (C) Desenho esquemático com a distribuição das falhas, microfalhas e preenchimento argiloso (Arg). (D) Modelo ilustrativo da injeção de material argiloso liquefeito nos planos de falhas enraizados em camadas pelíticas saturadas em água (Adaptado de Rodrigues-Pascua <i>et al.</i> , 2000)	100
Figura 6.7 -	Características mineralógicas e geoquímicas do nível de deformação I. (A) Distribuição dos elementos químicos. (B) Fotomicrografia de arenito deformado da base da Formação Sambaíba. N//. (C) Matriz deposicional (M) envolvendo grãos de quartzo (Qtz), feldspato potássico (Kf) e ilmenita (Ilm). Imagem de MEV. (D) Micropartículas de composição metálica dispersas na matriz (setas). (E) Análise de EDS indicando a presença de cromo. Os demais elementos correspondem aos minerais envolventes. Imagem de MEV	102

Figura 6.8 -	Estruturas de deformação em sedimentos incoesos (Nível de deformação II). (A) Perfil litoestratigráfico da zona intermediária da Formação Sambaíba. (B) Arenito com convoluções de pequena escala. (C) Arenito com laminação plano-paralela não deformada truncando nível com convoluções. (D) Dobras em cúspide. (E) Camadas com diferentes tipologia de deformação exibindo dobramento recumbente com fraturas de extensão intercalada a camadas convolucionadas	105
Figura 6.9 -	Distribuição lateral das estruturas no nível de deformação II	106
Figura 6.10 -	Diques de arenito do nível de deformação III. (A) Perfil litoestratigráfico com as principais estruturas associadas aos basaltos da Formação Mosquito. Roseta com as direções preferenciais dos diques clásticos. (B) e (C) Diques de arenito em condutos verticais irregulares em basaltos amigdaloidais. (D) Dique retilíneo silicificado. Vista em planta. (E) Dique curvilíneo silicificado. Vista em planta	107
Figura 6.11 -	Diagrama esquemático mostrando a origem do nível de deformação I ..	111
Figura 6.12 -	Diagrama esquemático mostrando a origem do nível de deformação II (Adaptado de Mountney, 2006)	113
Figura 6.13 -	Diagrama esquemático mostrando a origem do nível de deformação III.	115

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 03

Tabela 3.1 -	Sumário dos principais depósitos evaporíticos permianos	24
--------------	---	----

CAPÍTULO 04

Tabela 4.1 -	Fácies e processos deposicionais das formações Pedra de Fogo, Motuca, Sambaíba e Mosquito	35
Tabela 4.2 -	Associações de fácies das formações Pedra de Fogo, Motuca, Sambaíba e Mosquito	37

CAPÍTULO 05

Tabela 5.1 -	Facies, depositional processes and facies associations of the Motuca Formation, Northern Brazil	73
--------------	---	----

SUMÁRIO

RESUMO	viii
ABSTRACT	x
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTA DE TABELAS	xx
CAPÍTULO 1	1
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 ÁREA DE ESTUDO	2
1.3 OBJETIVOS	2
CAPÍTULO 2	4
2 MATERIAIS E MÉTODOS	4
2.1 ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA	4
2.1.1 Análise de fácies	4
2.1.2 Estratigrafia de eventos.....	4
2.1.3 Análise morfoestrutural.....	5
2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA	5
2.2.1 Petrografia de arenitos.....	5
2.2.2 Petrografia de evaporitos.....	5
2.2.3 Microscopia eletrônica de varredura (MEV).....	6
2.2.4 Catodoluminescência.....	6
2.2.5 Difratometria de raios-X.....	6
2.3 GEOQUÍMICA	7
2.3.1 Espectrometria de fluorescência de raios-X.....	7
2.3.2 Análise de platinóides.....	7
CAPÍTULO 3	8
3 CONTEXTO GEOLÓGICO	8
3.1 BACIA DO PARNAÍBA	8
3.1.1 Aspectos gerais.....	8
3.1.2 Grupo Balsas.....	12

3.1.2.1 Formação Pedra de Fogo	13
3.1.2.2 Formação Motuca	15
3.1.2.3 Formação Sambaíba	16
3.1.3 Formação Mosquito.....	17
3.2 EVENTOS GLOBAIS NA PASSAGEM PERMIANO-TRIÁSSICO.....	18
3.3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA: <i>PLAYAS, SABKHAS E SALINE PANS</i>	21
3.3.1 Revisão de conceitos	21
3.3.2 Bacias evaporíticas no Permiano.....	23
 CAPÍTULO 4.....	 26
4 ARTIGO 1 - ESTRATIGRAFIA DO PERMO-TRIÁSSICO DA BACIA DO PARNAÍBA, NORTE DO BRASIL: IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS, PALEOCLIMÁTICAS E PALEOGEOGRÁFICAS PARA O PANGAEA OCIDENTAL.....	26
RESUMO.....	26
ABSTRACT	27
4.1 INTRODUÇÃO.....	27
4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO	28
4.3 RESULTADOS	32
4.3.1 Aspectos gerais.....	32
4.3.2 Associações de fácies da Formação Pedra de Fogo	38
4.3.2.1 AF1 - Lacustre dominado por planícies de lama (<i>Lacustrine mudflat dominated</i>)	38
4.3.2.2 AF2 - Campo de dunas marginal (<i>Marginal dune fields</i>)	45
4.3.3 Associações de fácies da Formação Motuca.....	47
4.3.3.1 AF3 - Lago de <i>playa</i> perene (<i>Perennial playa lake</i>).....	47
4.3.3.2 AF4 - Planície de lama salina / Panela salina (<i>Saline mudflat / Saline pan</i>).....	49
4.3.4 Associações de fácies da Formação Sambaíba.....	52
4.3.4.1 AF5 - Lençol de areia (<i>Sand sheet</i>).....	52
4.3.4.2 AF6 - Campo de dunas (<i>Dune fields</i>).....	53
4.3.5 Associação de fácies da Formação Mosquito	57
4.3.5.1 AF7 - Planície vulcânica (<i>Volcanic plain</i>)	57
4.4 DISCUSSÃO	59
4.4.1 Modelo deposicional e implicações paleoclimáticas	59
4.4.2 Revisão estratigráfica	62
4.5 CONCLUSÕES	63

CAPÍTULO 5	67
5 ARTIGO 2 - PERMIAN PALEO GEOGRAPHY OF WESTERN PANGAEA: RECONSTITUTION USING SABKHA-TYPE GYPSUM-BEARING DEPOSITS OF PARNAÍBA BASIN, NORTHERN BRAZIL	67
ABSTRACT	67
5.1 INTRODUCTION	67
5.2 GEOLOGICAL SETTING	68
5.3 RESULTS	69
5.3.1 Facies associations	69
5.3.1.1 <i>Facies association 1: Shallow lake (FA1)</i>	71
5.3.1.2 <i>Facies association 2: Saline pan / Saline mudflat (FA2)</i>	74
5.3.2 Gypsum lithofacies	75
5.3.2.1 <i>Bottom-growth gypsum</i>	77
5.3.2.2 <i>Fibrous / prismatic gypsum</i>	78
5.3.2.3 <i>Mosaic gypsum</i>	80
5.3.2.4 <i>Nodular / micronodular gypsum</i>	80
5.3.2.5 <i>Alabastrine gypsum</i>	82
5.3.2.6 <i>Rosettes of gypsum</i>	82
5.4 DISCUSSION	83
5.4.1 Diagenetic history	83
5.4.2 Paleoclimate and paleogeographic controls on deposition of gypsum beds	86
5.5 CONCLUSIONS	87
Acknowledgements	87
 CAPÍTULO 6	 89
6 ARTIGO 3 - DEFORMAÇÃO SINSEDIMENTAR NA SUCESSÃO PERMO-JURÁSSICA DA BACIA DO PARNAÍBA, BRASIL: REGISTRO DE FENÔMENOS AUTOCÍCLICOS E ALOCÍCLICOS NO PANGAEA OCIDENTAL	89
RESUMO	89
ABSTRACT	90
6.1 INTRODUÇÃO	90
6.2 CONTEXTO GEOLÓGICO	91
6.2.1 Evolução tectônica da Bacia do Parnaíba	91
6.2.2 Unidades litoestratigráficas	93

6.2.3 Arcabouço estrutural e aspectos evolutivos da região centro-oeste da Bacia do Parnaíba	93
6.3 METODOLOGIA.....	96
6.4 NÍVEIS DE DEFORMAÇÃO SINSEDIMENTAR	96
6.4.1 Nível de deformação I: Feições híbridas (rúptil-dúctil) - Hybrid (brittle-ductile) features	96
6.4.1.1 <i>Descrição.....</i>	96
6.4.1.2 <i>Mecanismo de deformação.....</i>	101
6.4.2 Nível de deformação II: Estruturas de deformação em sedimentos incoesos - Soft-sediment deformation structures	103
6.4.2.1 <i>Descrição.....</i>	103
6.4.2.2 <i>Mecanismo de deformação.....</i>	104
6.4.3 Nível de deformação III: Injetitos - Injectites.....	106
6.4.3.1 <i>Descrição.....</i>	106
6.4.3.2 <i>Mecanismo de deformação.....</i>	108
6.5 ORIGEM DEFORMAÇÃO (TRIGGER MECHANISM).....	108
6.5.1 Paleosismicidade induzida por eventos de impacto.....	109
6.5.2 Deformação autocíclica ligada à migração de dunas/draas	112
6.5.3 Eventos de injeção hidráulica por aumento do gradiente térmico durante vulcanismo	113
6.6 CONCLUSÕES.....	114
 CAPÍTULO 7.....	 116
7 CONCLUSÕES.....	116
 REFERÊNCIAS	 118

CAPÍTULO 1

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O intervalo Permiano-Triássico (299 a 201 milhões de anos) foi marcado por um dos maiores agrupamentos de blocos continentais do planeta, formando a partir de eventos colisionais, o supercontinente Pangea, uma única massa de terra que se estendeu praticamente de pólo a pólo (Van der Voo *et al.*, 1984; Crowley *et al.*, 1989; Van der Voo, 1993; Scotese e Langford, 1995; Scotese *et al.*, 1999). No final do Permiano, condições áridas prevaleceram em todo o globo como consequência da queda eustática do nível do mar, do desaparecimento das áreas glaciais e da multiplicação das bacias fechadas (Parrish *et al.*, 1986; Zharkov e Chumakov, 2001). A intensa continentalização do Pangea somada às mudanças na distribuição das zonas climáticas, propiciou o desenvolvimento de amplas regiões aridizadas nas zonas tropicais e o registro clássico de *red beds* que atestam ambientes altamente oxidantes produzidos durante a implantação de extensos desertos e complexos de *sabkha* (Parrish *et al.*, 1986; Scotese *et al.*, 1999; Zharkov e Chumakov, 2001). O final deste ciclo foi marcado pelo intenso magmatismo básico de idade juro-triássica, que compõe a Província Magmática do Atlântico Central (CAMP), relacionada ao *break-up* do supercontinente Pangea e a abertura do Oceano Atlântico Central (Marzoli *et al.*, 1999; Góes & Feijó, 1994; Merle *et al.*, 2011).

No Brasil, a sedimentação Permo-Triássica do Pangea Ocidental é registrada nas bacias intracratônicas, particularmente nas bacias do Paraná, Amazonas e Parnaíba (Milani *et al.*, 2007; Vaz *et al.*, 2007). Entretanto, a Bacia do Parnaíba permanece como sendo a única que registra esta sedimentação de maneira mais contínua e gradual, permitindo uma leitura mais precisa dos eventos evolutivos. Estes depósitos são representados pela sucessão siliciclástica-evaporítica do Grupo Balsas, que inclui as formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, e pela sucessão vulcano-sedimentar da Formação Mosquito (Caputo, 1984; Góes e Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007). Apesar dos diversos trabalhos de reconhecimento estratigráfico, paleontológico e faciológico nestes depósitos (Góes e Feijó, 1994; Santos e Carvalho, 2004; Dias-Brito *et al.*, 2007; Vaz *et al.*, 2007; Abrantes Jr e Nogueira, 2013; Capretz e Rohn, 2013; Andrade *et al.*, 2014), as interpretações paleoambientais e as relações litoestratigráficas ainda não são consenso.

A integração de dados faciológicos e estratigráficos dos depósitos siliciclásticos e evaporíticos das formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, bem como das vulcânicas

básicas da Formação Mosquito (Jurássico), auxiliaram no entendimento das mudanças paleoambientais, paleoclimáticas e paleogeográficas da porção Ocidental do Pangea. A análise petrográfica e diagenética dos evaporitos da Formação Motuca contribuíram significativamente nas interpretações paleoambientais. Além disso, a análise sedimentológica e estrutural desta sucessão permitiu determinar mecanismos autocíclicos e alocíclicos na geração de deformações sinsedimentares, bem como demonstrar sua relação com a evolução tectônica do Pangea.

1.2 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se na região norte/nordeste do Brasil, nos estados de Tocantins e Maranhão (Figura 1.1). As sucessões estudadas entre os municípios de Araguaína, Wanderlândia e Filadélfia, nordeste do Estado do Tocantins, ocorrem em cortes de estradas, pedreiras de extração de gipso e em propriedades rurais no Monumento Natural das Árvores Fossilizadas do Tocantins (MNAFTO). Enquanto que nas regiões de Estreito, Carolina, Formosa da Serra Negra e São Domingos do Azeitão, porção centro-sul do Estado do Maranhão, os afloramentos ocorrem naturalmente em mesetas (Parque Nacional da Chapada das Mesas) e serras, além de cortes de estrada.

1.3 OBJETIVOS

Os objetivos específicos desta pesquisa envolveram: *i*) a reconstituição paleoambiental e paleogeográfica da sucessão Permo-Triássica da Bacia do Parnaíba; *ii*) redescrição das unidades e definição dos limites litoestratigráficos; *iii*) caracterização paleoambiental dos evaporitos da Formação Motuca, com base em estudos estratigráficos, faciológicos e petrográficos; *iv*) determinação dos níveis deformados da sucessão Permo-Jurássica; *v*) contextualização dos depósitos estudados com eventos globais.

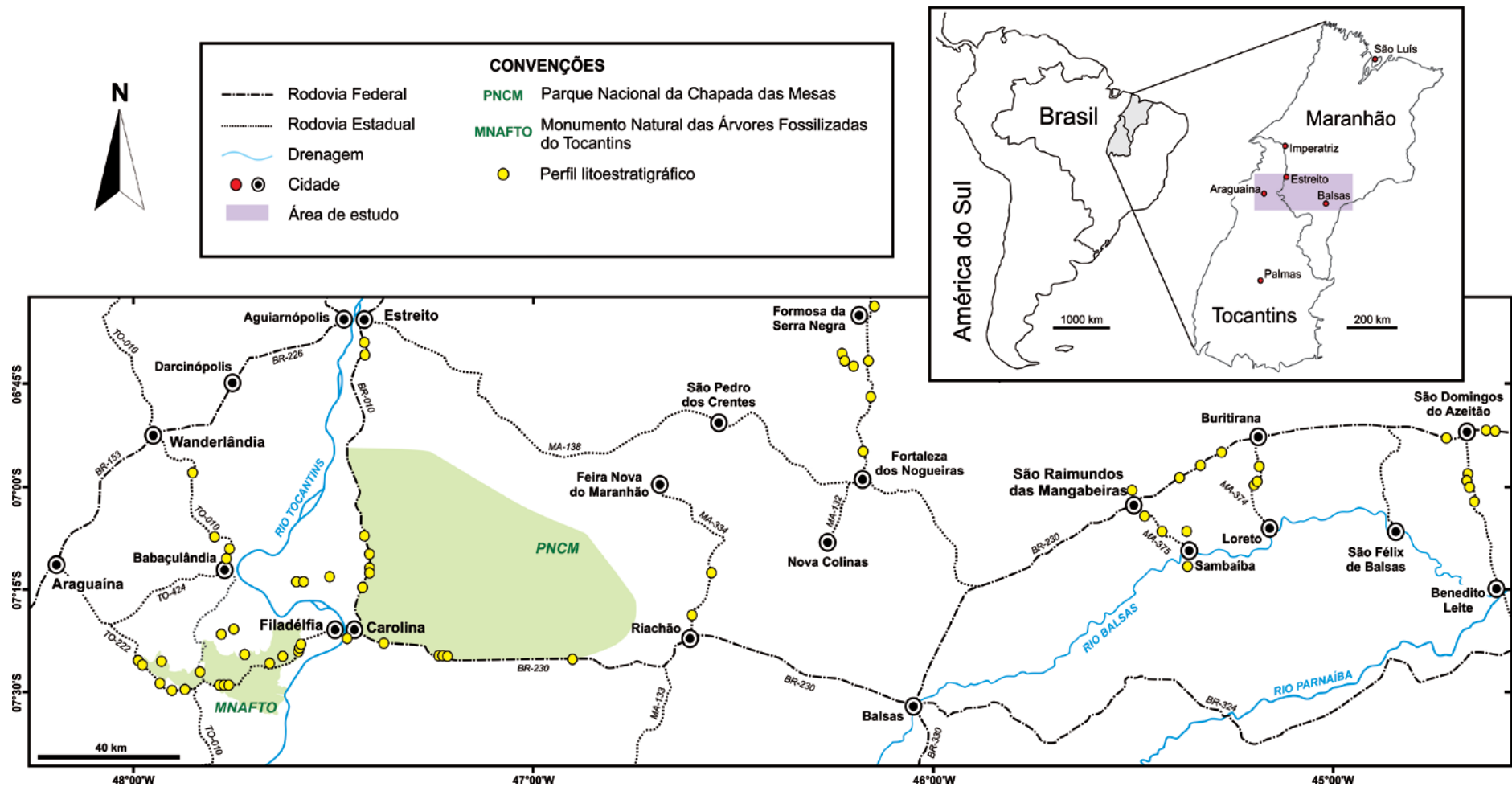


Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo com indicação dos principais perfis litoestratigráficos.

CAPÍTULO 2

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

2.1.1 Análise de fácies

Em geral, a metodologia de campo utilizada considerou os seguintes aspectos:

1. Individualização e definição de fácies através da caracterização de composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrente. As coletas sistemáticas de amostras obedeceram a individualização faciológica efetuada;

2. Mapeamento vertical e lateral da distribuição de fácies utilizando perfis litoestratigráficos, seções esquemáticas e panorâmicas, estas últimas obtidas a partir de fotomosaicos que consistem no registro do afloramento através da composição e superposição parcial de fotografias seguindo a recomendação de Wizevic (1991);

3. Mapeamento das superfícies limitantes ou chaves formadas por erosão ou maior quebra na sedimentação, identificando o tipo de contato (erosivo, gradacional), sua geometria (plana, irregular), extensão geográfica e fácies associadas que são utilizadas para subdividir o afloramento em pacotes geneticamente relacionados ou elementos arquiteturais (Walker, 1992);

4. Interpretação dos processos genéticos responsáveis pelas fácies, onde a análise de agrupamento destas, desde que contemporâneas e cogenéticas (associação de fácies), permitiram reconhecer com maior precisão os ambientes e sistemas deposicionais envolvidos.

Na designação das fácies utilizou-se letras maiúsculas para identificar a litologia principal, ao lado de letras minúsculas para indicar a estrutura principal das fácies.

2.1.2 Estratigrafia de eventos

Análises estratigráficas mais precisas de rochas sedimentares necessitam de um método de alta resolução de datação e integração de diversos métodos de correlação estratigráfica, geoquímica e paleontológica que forneçam informações para a identificação de eventos de curta duração (10^4 ou menos) com forte controle na sedimentação (Kauffman, 1988). Estes tipos de depósitos envolvem registros de eventos isócronos relacionados a mecanismos alocíclicos (extraterrestre, tectônicos, climáticos, vulcânicos etc.), sendo uma poderosa ferramenta cronoestratigráfica para a correlação regional e global (Einsele e Seilacher, 1982).

Após a descrição faciológica detalhada dos afloramentos, foram determinadas algumas unidades evento-estratigráficas e superfícies relacionadas, e coletadas amostras de cada intervalo para análises de laboratório com o objetivo de verificar mudanças quimioestratigráficas e sedimentológicas de pequena escala. Para cada seqüência analisada, os dados estratigráficos de alta resolução foram incluídos em uma estratigrafia de eventos integrados (IES) composta por todos os depósitos produzidos pelos eventos episódicos. Este procedimento auxiliou na determinação de superfícies cronoestratigráficas e intervalos de eventos episódicos significativos, que foram aplicados na correlação entre as seções, normalmente utilizando técnica de correlação gráfica (Edwards, 1984).

2.1.3 Análise morfoestrutural

As análises morfoestruturais foram realizadas com o auxílio de imagens STRM-90 integradas com as informações geológicas obtidas nas campanhas de campo. Estas imagens foram adquiridas no site do Serviço Geológico dos Estados Unidos (*United States Geological Service-USGS*) com resolução horizontal de 90 m (Rabus *et al.*, 2003). O tratamento dessas imagens foi realizado com o *software Global Mapper 16*, aplicando a técnica de sombreamento de relevo para realçar e destacar os principais lineamentos de relevo e falhas presentes na área de estudo.

2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA

2.2.1 Petrografia de arenitos

A análise petrográfica de lâminas delgadas visou caracterizar os constituintes primários e diagenéticos dos arenitos das formações Motuca, Sambaíba e Mosquito, auxiliando na análise de fácies sedimentares e análises químicas. As lâminas foram confeccionadas em amostras sistematicamente coletadas em função da variação das fácies ao longo dos ciclos deposicionais definidos nos perfis estratigráficos. A quantificação composicional e textural dos arenitos foi feita por meio de contagem de no mínimo 300 pontos sob microscópio óptico, possibilitando sua classificação segundo Folk (1968).

2.2.2 Petrografia de evaporitos

A análise petrográfica auxiliou no reconhecimento das principais texturas, fases mineralógicas e litotipos presentes nos evaporitos da Formação Motuca, bem como na identificação de fácies (primárias e secundárias) e interpretação paleoambiental. Os evaporitos

foram classificados segundo a mineralogia dominante e os aspectos texturais primários e diagenéticos.

2.2.3 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Utilizou-se um Microscópio Eletrônico de Varredura LEO-ZEISS modelo 1430, com detector de dispersão de energia (EDS) acoplado, instalado no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura - LABMEV da Universidade Federal do Pará - UFPA. Com ele foram obtidas imagens de elétrons retroespalhados e realizadas análises químicas qualitativas e semiquantitativas por EDS nos arenitos da base da Formação Sambaíba. Antes das análises, as lâminas e seções polidas foram metalizadas com uma fina camada de carbono, a fim de torná-las eletricamente condutivas, a partir de um sistema automático para recobrimento de amostras, modelo EMITECH – K550XR.

As condições das análises estabelecidas para o MEV foram as seguintes: corrente do feixe = 90 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 Kv, distância de trabalho = 15 mm, tempo de análise = 30s com 4000 a 5000 c/s para cada análise. Foi analisada a composição química dos grãos do arcabouço, cimentos e matriz detrítica dos arenitos.

2.2.4 Catodoluminescência

Foram estudadas lâminas polidas representativas das diferentes fácies evaporíticas da Formação Motuca, bem como os carbonatos associados. O sistema analítico de catodoluminescência (CL) foi o LEICA Modelo DM 4500 P LED, do Laboratório de Petrografia Sedimentar do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), acoplado a um microscópio petrográfico. As condições de operação para obtenção das imagens de CL foram: corrente do feixe de elétrons = 300 μ A e voltagem de aceleração constante = 15 kV para os carbonatos; e corrente do feixe de elétrons = 100 μ A e voltagem de aceleração constante = 25 kV para os evaporitos. Dentre as amostras analisadas, somente os carbonatos foram luminescentes ao estímulo por feixe de elétrons.

2.2.5 Difractometria de raios-X

As análises por Difração de Raios-X (DRX) possibilitaram a caracterização da mineralogia principal e dos argilominerais que ocorrem nos perfis estudados. Essa técnica se mostra bastante adequada, por utilizar material pulverizado, visto que a maior parte das amostras apresenta-se friável, impossibilitando em alguns casos, a confecção de lâminas

petrográficas. Para análise por DRX as amostras coletadas foram inicialmente selecionadas e pulverizadas (Método do Pó). Na identificação dos argilominerais foram utilizadas lâminas orientadas secas ao ar, saturadas com etilenoglicol e aquecidas a 550°C. Utilizou-se um difratômetro X'Pert MPD-PRO PANalytical, equipado com ânodo de Cu ($\lambda=1,5406$), pertencente ao Laboratório de Raios-X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará. A identificação mineralógica 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).

2.3 GEOQUÍMICA

2.3.1 Espectrometria de fluorescência de raios-X

As análises por espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX) possibilitaram determinar a composição química em óxidos dos elementos maiores, menores e traços da rocha total.

Na preparação da pastilha prensada utilizou-se 3 gramas de amostra para 0,6 gramas de parafina. Os dados de perda ao fogo (PF) foram obtidos por calcinação de 1g de amostra a 1000°C. As análises foram determinadas no programa *IQ+ Semiquant*, em pastilha prensada para elementos maiores/menores (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, MnO, P₂O₅, e SO₃) e traços (Mn, Ba, Zr, Y, Pb, Rb, As, Cr, Co, Ni, Cu, V, Zn, Sr e Nb), utilizando o espectrômetro sequencial *Axios Minerals*, tubo de raios-x cerâmico anodo de Rh de 2,4kW, PANalytical, pertencente ao Laboratório de Raios-X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará.

2.3.2 Análise dos platinóides

As análises de platinóides (Pt, Pd, Rh, Ru, Ir e Os) foram conduzidas pela *Intertek Genalysis Laboratory Services*, Austrália, utilizando a análise instrumental por ativação de nêutrons (INAA). Esta é uma técnica analítica que é dependente da medição da radiação gama induzida na amostra por irradiação com nêutrons. A principal fonte de nêutrons para irradiação é geralmente um reator nuclear. Cada elemento que é ativado emite uma "impressão digital" de radiação gama que pode ser medida e quantificada. O método é altamente seletivo e extremamente sensível para uma vasta gama de elementos (Hoffman *et al.*, 1978; Hoffman, 1992).

CAPÍTULO 3

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 BACIA DO PARNAÍBA

3.1.1 Aspectos gerais

A Bacia do Parnaíba (Derby, 1884 *apud* Caputo, 1984), também denominada de Bacia do Maranhão, Piauí-Maranhão e do Meio-Norte (Albuquerque e Dequech, 1946; Campbell, 1949; Mesner e Wooldridge, 1964; Aguiar, 1971), é uma bacia intracratônica inserida na Plataforma Sul-americana (Figura 3.1). Apresenta espessura máxima de 3.500 m, ocupando uma área de aproximadamente 600.000 km² que abrange os estados do Maranhão, Piauí e parte dos estados do Pará, Tocantins, Ceará e Bahia. A Bacia do Parnaíba desenvolveu-se sobre um embasamento continental fortemente estruturado, representado por rochas do cinturão Araguaia-Tocantins, da Faixa Gurupi, dos crátons Amazônico e São Francisco e da Província Borborema (Cunha, 1986). A Formação Riachão e o Grupo Jaibaras representam o embasamento sedimentar (grábens) da bacia (Vaz *et al.*, 2007). Encontra-se limitada a norte pelo Arco Ferrer-Urbano Santos (Rezende e Pamplona, 1970; Cordani *et al.*, 1984), a leste pela Falha de Tauá (Santos *et al.*, 1984), a sudeste pelo Lineamento Senador Pompeu (Cordani *et al.*, 1984), a oeste pelo Lineamento Tocantins-Araguaia (Kegel, 1965) e, a noroeste, pelo Arco Capim ou Tocantins (Mesner e Wooldridge, 1964; Góes, 1995).

Góes (1995) redefiniu a bacia em Província Sedimentar do Meio Norte, subdividindo em quatro bacias menores: Bacia do Parnaíba (Ordoviciano-Triássico), Anfíclise das Alpercatas (Jurássico-Eocretáceo), Bacia do Grajaú (Cretáceo) e Bacia do Espigão Mestre (Cretáceo). Góes e Rossetti (2001) demonstraram a similaridade no arcabouço estrutural, sedimentação e história evolutiva das bacias de Grajaú e São Luís, denominando a área como Bacia de São Luís-Grajaú, a qual é limitada a sul pelo Arco Xambioá-Teresina. Pedreira da Silva *et al.* (2003) retomam o nome definido por Almeida *et al.* (1977) de Província Parnaíba e substituem o termo Anfíclise das Alpercatas por Bacia das Alpercatas. Devido a complexidade estrutural da região da Bacia das Alpercatas e um padrão de sedimentação aparentemente mais amplo que os limites desta bacia, optou-se por inserir estes depósitos como pertencentes a Bacia do Parnaíba (e.g., Góes e Feijó, 1994). No entanto, estudos estruturais e litoestratigráficos de detalhe ainda são necessários para o melhor entendimento deste contexto geotectônico.

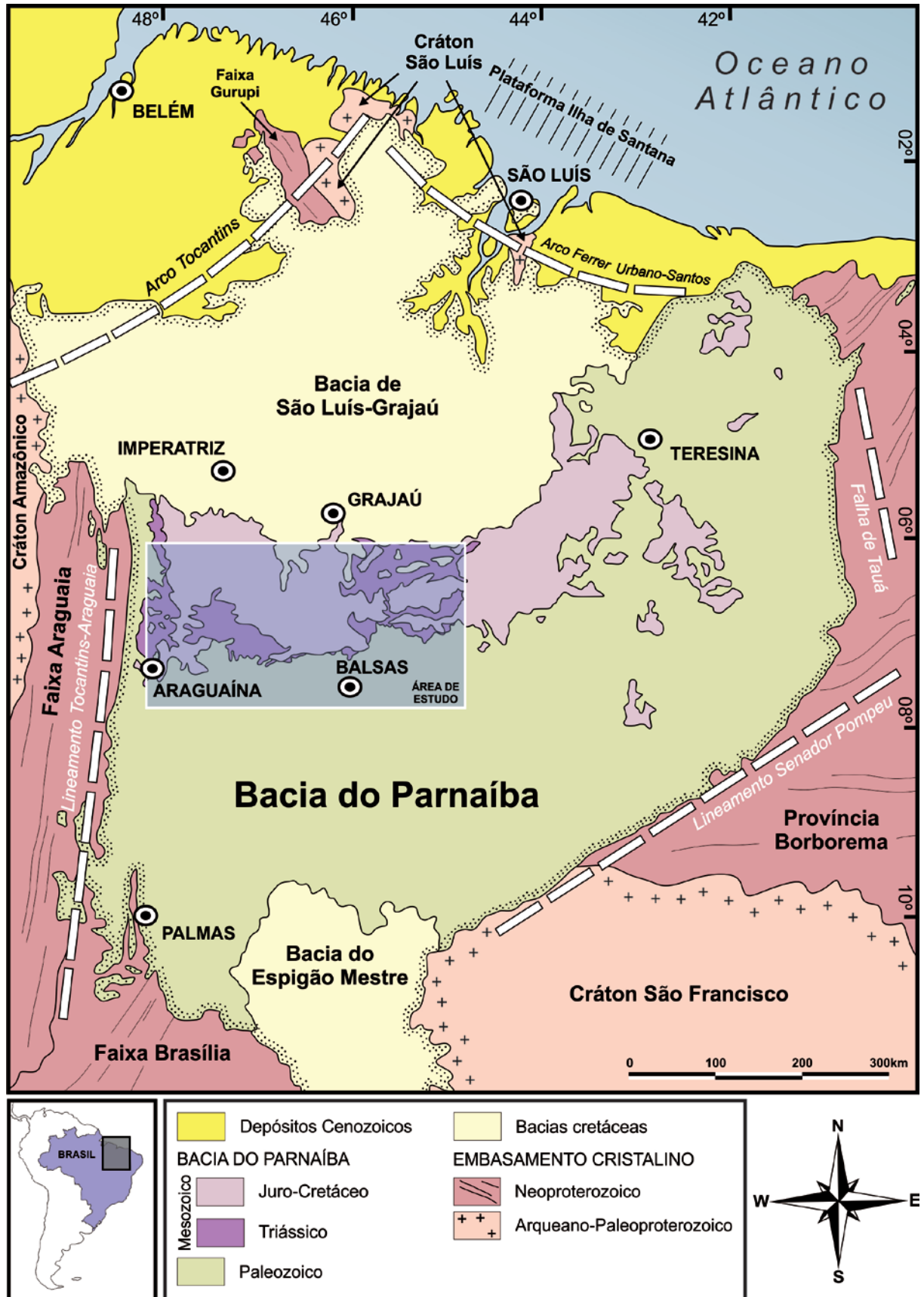


Figura 3.1 - Mapa geológico simplificado da Província Parnaíba com a localização da área de estudo (Modificado de Schobbenhaus *et al.*, 1984 e Santos e Carvalho, 2004).

A sedimentação na Bacia do Parnaíba ocorreu inicialmente em consequência da atuação de um megassistema de fraturas, associado ao abatimento crustal de uma grande área cratônica, que ocorreu nos estágios finais do Ciclo Brasileiro (Caputo, 1984). Esta sedimentação, que perdurou até o Maastrichtiano, foi interpretada na forma de cinco grupos por Góes e Feijó (1994): Serra Grande, Canindé, Balsas, Mearim e formações Grajaú-Codó-Itapecuru-Urucuia-Areado (Figura 3.2); e em cinco seqüências ou ciclos deposicionais por Vaz *et al.* (2007): Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea (Figura 3.3).

O primeiro grande ciclo deposicional refere-se ao Grupo Serra Grande (Sequência Siluriana), composto pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós, que representa uma sucessão flúvio-glacial caracterizada por eventos transgressivos-regressivos (Góes *et al.*, 1992). O segundo ciclo é representado pelo Grupo Canindé (Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera), que inclui as formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti (Oliveira e Leonardos, 1940; Góes *et al.*, 1992). Essas formações representam depósitos continentais com várias incursões marinhas. O terceiro grande ciclo (Sequência Neocarbonífera-Eotriássica) é constituído pelo Grupo Balsas, composto pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, que representam um complexo clástico-evaporítico de mar raso, gradando para ambiente lacustre/desértico (Plummer, 1946; Mesner e Wooldrigde, 1964; Mabesoone, 1977; Vaz *et al.*, 2007). O final deste ciclo é marcado pelo intenso magmatismo básico ocasionado pela ruptura do megacontinente Pangea (Magmatismo Penatecaua), representado pela Formação Mosquito. O Grupo Mearim é composto pelas formações Corda e Pastos Bons, representando uma sucessão flúvio-lacustre de um sistema desértico úmido (Góes e Feijó, 1994). Vaz *et al.* (2007) agrupam estas formações em diferentes seqüências: a Formação Pastos Bons é a única representante da Sequência Jurássica, enquanto que a Formação Corda integra a Sequência Cretácea juntamente com as formações Codó, Grajaú e Itapecuru. Os autores admitem dúvidas quanto ao posicionamento estratigráfico das formações Corda e Pastos Bons. Contudo, trabalhos recentes atestam uma possível contemporaneidade entre as formações Corda e Pastos Bons (Ballén, 2012; Rabelo e Nogueira, 2015).

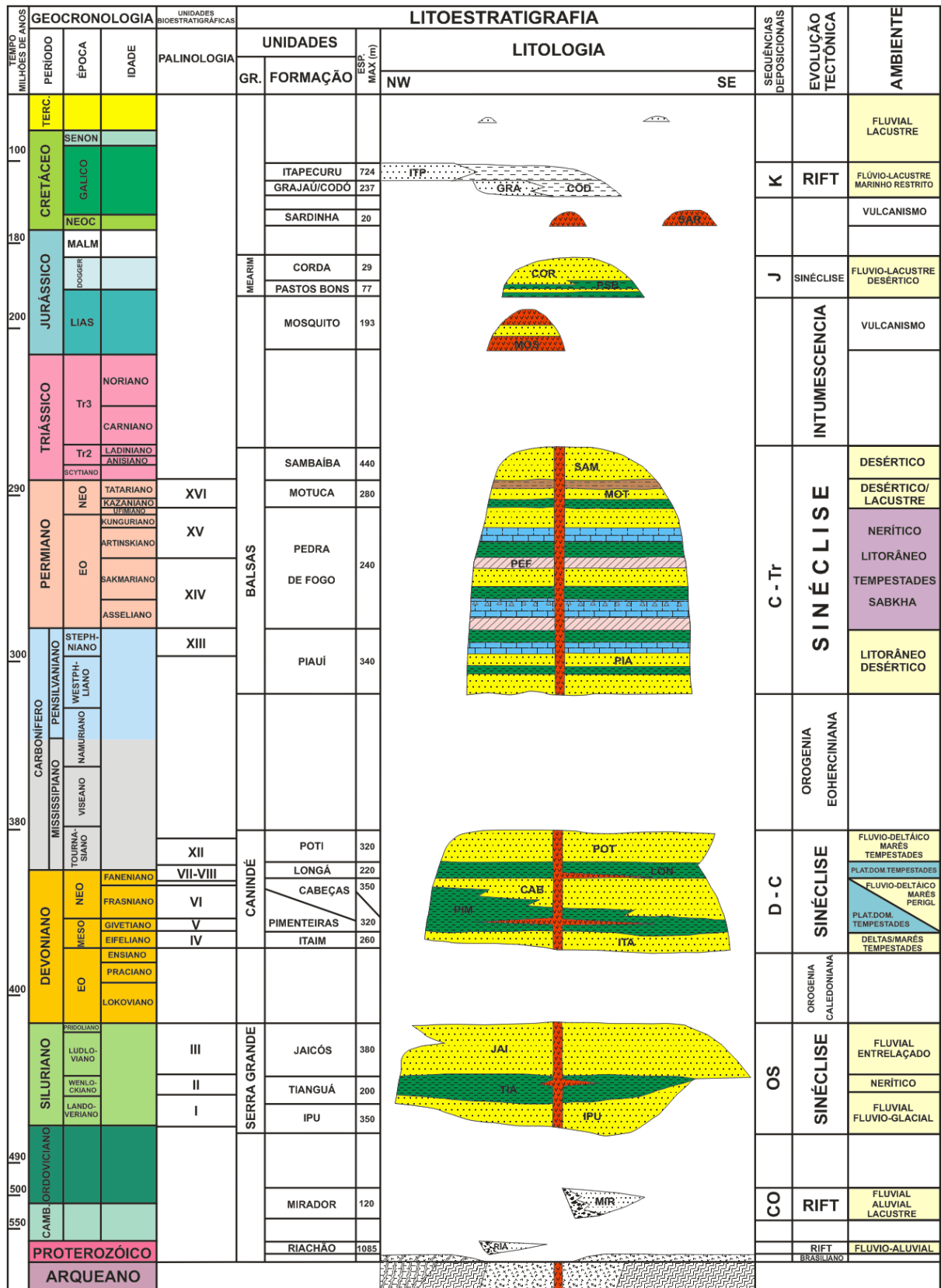


Figura 3.2 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraíba por Góes e Feijó (1994).

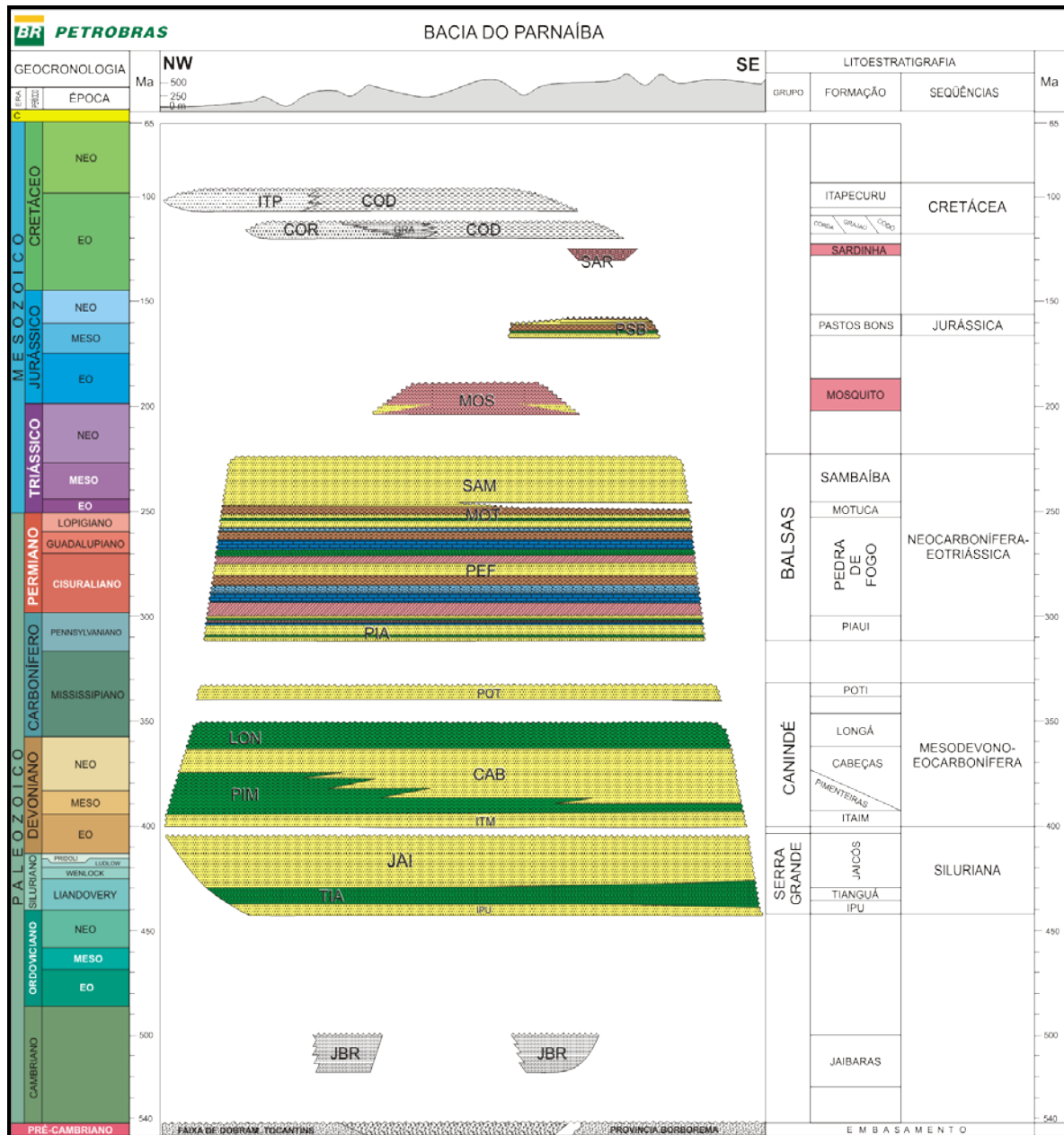


Figura 3.3 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba por Vaz et al. (2007).

3.1.2 Grupo Balsas

Designado por Góes e Feijó (1994), o Grupo Balsas corresponde ao terceiro grande ciclo sedimentar da Bacia do Parnaíba, ocorrendo sobreposto discordantemente ao Grupo Canindé. Em superfície, é observado nas regiões centro-sul e parte das regiões oeste e leste-nordeste da bacia (Figura 3.4). É constituído pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, que representam a sucessão Permo-Triássica, objeto de investigação deste estudo.

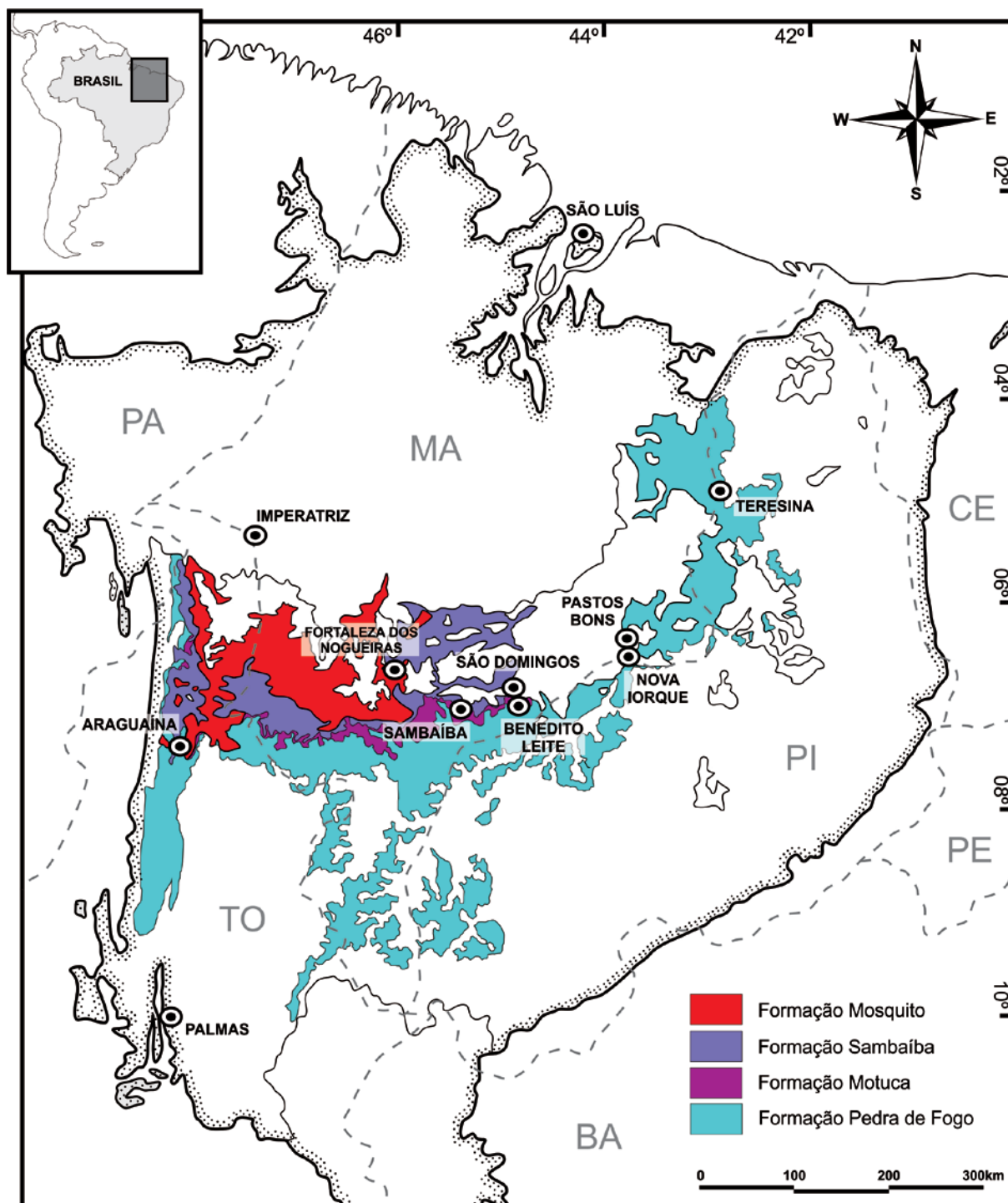


Figura 3.4 - Distribuição espacial das formações Pedra de Fogo, Motuca, Sambaíba e Mosquito na Bacia do Parnaíba (Adaptado de Santos e Carvalho, 2004).

3.1.2.1 Formação Pedra de Fogo

Plummer (1946) propôs o nome Pedra de Fogo para as camadas contendo abundantes níveis silicificados (*chert*) e *Psaronius* no vale do Riacho Pedra de Fogo, entre os municípios de Pastos Bons e Nova York, Estado do Maranhão (Figura 3.4). A unidade foi estabelecida como Formação Pedra de Fogo por Aguiar (1971). É caracterizada pela presença de sílex e

calcário oolítico/pisolítico creme a esbranquiçado, eventualmente estromatolítico, intercalados com arenitos finos a médios, folhelhos cinzentos e anidrita. Barbosa e Gomes (1957) constatarem a sedimentação cíclica da formação ao longo do Rio Tocantins, mostrando que cada ciclo é constituído, da base para o topo, por arenitos amarelados, siltitos, calcários oolíticos ou concrecionários e folhelhos esverdeados com restos vegetais e lentes de calcário. Conglomerados e brechas intraformacionais foram descritas na parte superior da formação (Oliveira, 1961). Melo e Prade (1968) estabeleceram uma nova seção tipo para a unidade, incluindo arenitos finos a médios (“Arenito Custódio”) e pacotes de *chert* (“*Chert* basal”) abaixo da seção de Plummer (1946). A formação foi subdividida por Faria Jr (1979) em três membros: O Membro Sílex Basal compreendendo siltitos e folhelhos cinza, marrons e arroxeados, intercalados com bancos dolomíticos e concreções silicosas; o Membro Médio representado por siltitos, arenitos finos com estratificações cruzadas e níveis carbonáticos e/ou silicificados com estruturas algálicas (estromatólitos ou esteiras microbiais) e abundantes fragmentos fósseis (coquinas); e o Membro Trisidela constituído pela intercalação de arenitos finos, siltitos, bancos dolomíticos cinza, folhelhos carbonáticos e/ou margas cinza esverdeadas, concreções e níveis de sílex, além de abundantes madeiras fósseis silicificadas. Faria Jr (1979) inseriu o “Arenito Custódio” no Membro Médio e o “*Chert* Basal” no Membro Sílex Basal. Os arenitos do topo da Formação Pedra de Fogo foram nomeados por Sá *et al.* (1979) como “Arenito Cacunda”. Pinto e Sad (1986) revisaram a estratigrafia da unidade, posicionando os siltitos e arenitos com restos de madeiras silicificadas (Arenito Cacunda) na porção inferior da Formação Motuca. No entanto, os trabalhos seguintes desconsideraram esta modificação (Mussa e Coimbra, 1987; Cox e Hutchinson, 1991; Góes e Feijó, 1994; Dino *et al.*, 2002; Rößler e Galtier, 2002a, 2002b e 2003; Santos e Carvalho, 2004; Vaz *et al.*, 2007; Andrade *et al.*, 2014; Araújo *et al.*, 2016), que foi retomada por Dias-Brito *et al.* (2007) e em seguida por Matyssová *et al.* (2010), Capretz e Rohn (2013), Benício *et al.* (2015), Neregato *et al.* (2015) e Kauffmann *et al.* (2016).

A Formação Pedra de Fogo foi datada inicialmente como eopermina por Price (1948), baseado na presença de anfíbios labirintodontes (*Prionosuchus*). Estudos palinológicos apresentados por Müller (1962) e Mesner e Wooldridge (1964) confirmaram esta idade. Lima e Leite (1978) sugeriram idades eo a mesopermianas a partir de novos dados palinológicos e Caldas *et al.* (1989) idades mesocarboníferas a eopermianas, descrevendo espécies e gêneros de troncos fósseis. A partir de métodos bioestratigráficos, Góes e Feijó (1994) atribuíram idade eo a neopermiana. Dino *et al.* (2002) identificaram um alto grau de similaridade entre

as palinozonas da porção superior da Formação Pedra de Fogo (Membro Trisidela) e da Formação Andirá na Bacia do Amazonas (Playford e Dino, 2000a, 2000b), cuja associação confere idade neopermiana.

Campbell (1949) sugere um ambiente marinho de sedimentação para Formação Pedra de Fogo, enquanto que Barbosa e Gomes (1957) atribuem um ambiente deltaico a unidade, tomando por base a assembleia fossilífera de ambiente de água doce ou salobre (*Naiadites*, *Prionosuchus*, *Ctenachantus*, paleoniscídeos, *Psaronius* e coníferas). Oliveira (1961) mostra que a formação teve dois momentos de deposição: um de caráter marinho na sucessão inferior, com origem ligada a oscilações do nível do mar; e outro transicional marcado por elevações e exposição do ambiente, possibilitando a proliferação da flora *Psaronius*. Segundo Mesner e Wooldridge (1964), a maior parte da formação foi depositada em um mar interior remanescente, com contribuições marinhas e continentais (deposição eólica e fluvial). Além dos ambientes marinhos rasos e litorâneos, Góes e Feijó (1994) interpretaram planícies de *sabkha*. Andrade *et al.* (2014) atribuíram um caráter mais continental, representado por um extenso sistema lacustre com restritas planícies de *sabkha* continental e dunas eólicas.

3.1.2.2 Formação Motuca

O termo Motuca foi designado por Plummer (1946) para os folhelhos avermelhados com finas lentes de calcário e anidrita que afloram na fazenda Motuca, entre São Domingos e Benedito Leite (MA) (Figura 3.4). Foi estabelecida como Formação Motuca por Aguiar (1971). É constituída por siltitos e argilitos vermelhos intercalados, com laminação plano-paralela, e arenitos finos a muito finos, cinza esbranquiçados a avermelhados com estratificação cruzada. Na porção intermediária da unidade ocorrem níveis de calcários e lentes de gipsita e anidrita (Lima e Leite, 1978). Melo e Prade (1968) propuseram a subdivisão desta formação em três membros: O Membro Inferior, constituído essencialmente por arenitos finos a muito finos de coloração vermelho tijolo; o Membro Médio, formado por intercalações de siltitos com bancos carbonáticos em geral sucedidos por camadas mais espessas de gipsita e/ou anidrita; e o Membro Superior, constituído predominantemente por arenitos muito finos a siltitos vermelhos. Segundo Aguiar (1971), a formação torna-se mais arenosa na borda sudeste da bacia. Faria Jr (1984) destaca a predominância de sedimentos pelíticos vermelhos (*red beds*) na região central da bacia, com a ocorrência de extensas lentes e/ou camadas de gipsita intercaladas com carbonatos.

Mesner e Wooldridge (1964) atribuíram idade neopermiana a Formação Motuca, por correlação com a parte superior da Formação Sucundurí (atualmente denominada de Formação Andirá - Bacia do Amazonas) e da Formação Rio do Rasto (Bacia do Paraná). Góes e Feijó (1994) mantêm a idade neopermiana para unidade, enquanto que Vaz *et al.* (2007) sugerem que a sedimentação Motuca talvez tenha se prolongado até o final do Eotriássico, tomando por base a datação da Formação Pedra de Fogo realizada por Dino *et al.* (2002).

A Formação Motuca foi interpretada por Mesner e Wooldridge (1964) como de origem continental (depósitos eólicos e fluviais), com a existência temporária de um mar interior que propiciou a precipitação dos evaporitos sob condições áridas. Faria Jr (1984) sugere uma interação entre cursos fluviais periódicos (*wadis*), atividades eólicas e lagos salgados (*sabkha*). Segundo Góes e Feijó (1994), os sedimentos Motuca foram depositados em ambiente continental desértico, controlado predominantemente por sistemas lacustres. Abrantes Jr e Nogueira (2013) interpretam a predominância de depósitos lacustres rasos influenciados tanto por influxos de rios efêmeros, quanto por estágios de contração lacustre com o desenvolvimento de *mudflats* e *saline pans*.

3.1.2.3 Formação Sambaíba

Plummer (1946) utilizou o nome Sambaíba para caracterizar os arenitos que constituem mesetas observadas nas adjacências da cidade homônima (Figura 3.4). Foi estabelecida como Formação Sambaíba por Aguiar (1971). Sua litologia é considerada bastante uniforme, representada por arenitos finos a médios com estratificações planares e cruzadas de grande porte. Mesner e Wooldridge (1964) posicionaram a unidade acima da Formação Pastos Bons, enquanto Cunha e Carneiro (1972) acima dos folhelhos vermelhos da Formação Motuca. A seção tipo foi definida por Lima e Leite (1978) para os arenitos posicionados entre a Formação Motuca e os basaltos Mosquito. Faria Jr (1984) demonstra a constância das estruturas sedimentares de grande porte por toda a unidade e Abrantes Jr e Nogueira (2013) descrevem a passagem gradativa, da base para o topo, de arenitos com laminações convolutas, falhas e microfalhas, arenitos com estratificações planas e arenitos com estratificação cruzada de grande porte.

A Formação Sambaíba é afossilífera e sua idade triássica foi inferida por Mesner e Wooldridge (1964) devido à unidade estar posicionada estratigraficamente abaixo dos basaltos jurássicos. Lima e Leite (1978) inferem uma idade triássica média a superior, Góes e Feijó (1994) idade eotriássica e Vaz *et al.* (2007) idade eo a mesotriássica.

Mesner e Wooldridge (1964) interpretam uma origem predominantemente fluvial com frequentes fases de deposição eólica, enquanto que Faria Jr (1984) atribui as características a depósitos eólicos, provavelmente, campo de dunas. Góes e Feijó (1994) caracterizam uma sedimentação controlada por condições severas de aridez com a instalação de extensos desertos e Abrantes Jr e Nogueira (2013) sugerem que lençóis arenosos antecederam a implantação dos campos de dunas.

3.1.3 Formação Mosquito

A ocorrência de basaltos na Bacia do Parnaíba foi primeiramente descrita por Lisboa (1914) na região de Grajaú, estado do Maranhão. Mesner e Wooldridge (1964) detalharam estes depósitos e descreveram espessos pacotes de basaltos e diabásios na porção centro-oeste da bacia. O termo Formação Mosquito foi proposto por Aguiar (1971) para identificar os derrames basálticos com intercalações de arenitos que afloram no riacho Mosquito, afluente do rio Cachoeira, a sul de Fortaleza dos Nogueiras - MA (Figura 3.4). A unidade é composta por basaltos toleíticos negros a arroxeados de granulação fina, maciços a amigdaloidais, intercalados a arenitos e siltitos estratificados, por vezes, silicificados. Diabásios podem ocorrer encaixados nas unidades sedimentares na forma de diques e soleiras. Aguiar (1971) subdivide a Formação Mosquito em cinco membros: Basalto Inferior, Membro Macapá, Basalto Médio, Membro Tinguí e Basalto Superior. Os membros Macapá e Tinguí são essencialmente siliciclásticos e marcam, respectivamente, a base e o topo da unidade. Ballén *et al.* (2013) interpretam estas unidades interderrames (*intertraps*) como pertencentes a um sistema desértico representado por depósitos de campos de dunas eólicas com interdunas encharcadas, lençóis de areia com *wadis* e *playa* siliciclástica (Membro Macapá), além de margem de *playa lake* (Membro Tinguí). O contato inferior com a Formação Sambaíba é descrito como litológico brusco, enquanto o superior com as formações Corda e Pastos Bons é caracterizado por uma acentuada superfície erosiva (Lima e Leite, 1978; Góes e Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007).

Tomando por base a posição estratigráfica da Formação Mosquito, sobreposta a Formação Sambaíba e sotoposta aos depósitos cretáceos, Mesner e Wooldridge (1964) sugerem idade jurássica a unidade. Segundo Baski e Archibald (1997) as idades da Formação Mosquito variam de 200 a 129 Ma, enquanto que Góes e Feijó (1994) e Vaz *et al.* (2007) atribuem idade juro-triássica (215 e 110 Ma). Datações por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em cristais de plagioclásio indicam idades de $199,7 \pm 2,45$ Ma para os basaltos da borda oeste da Bacia do

Parnaíba (Merle *et al.*, 2011). Os eventos magmáticos de idade juro-triássica compõem a Província Magmática do Atlântico Central (*Central Atlantic Magmatic Province - CAMP*), que representa os diversos pulsos de atividade vulcânica no período de aproximadamente 201 a 197 Ma e estão diretamente relacionados ao *break-up* do megacontinente Pangea e a abertura do Oceano Atlântico Central (Marzoli *et al.*, 1999; Merle *et al.*, 2011).

3.2 EVENTOS GLOBAIS NA PASSAGEM PERMIANO-TRIÁSSICO

A transição do Permiano para o Triássico foi marcada pela mudança de um clima glacial (Carbonífero-Eopermiano) para um clima quente com variações relativas da umidade e crescente aridez do Pangea, concomitante com a extinção em massa da fauna e/ou flora marinha e terrestre. A paleogeografia do Pangea mudou drasticamente com a progressiva elevação das porções centrais do continente, ocasionando o recuo gradual do mar, que, juntamente com o degelo das calotas polares, resultou na aridez crescente de zonas interiores em latitudes baixas a médias e no deslocamento do semi-árido para os pólos (Parrish *et al.*, 1986; Zharkov e Chumakov, 2001). A porção setentrional da América do Sul foi afetada pela orogenia Allegheniana, relacionada à colisão final dos continentes Laurásia e Gondwana (Figura 3.5), resultando em soerguimentos generalizados e deflexões locais (processo de flambagem; subsidência) que propiciaram a acumulação de sedimentos na Bacia do Parnaíba (Zalán, 1991). O clima árido e semi-árido influenciou a formação de depósitos eólicos, *red beds* lacustres-aluviais, lagoas salinas, evaporitos, planícies de *sabkhas* costeiros e continentais (Glennie e Buller, 1983).

A extinção em massa Permo-Triássica ocorreu durante este intervalo de *Hot House* marcado pelo aquecimento global generalizado no Pangea, que foi intensificado pelas erupções das Armadilhas Siberianas (*Siberian Traps*) (Erwin, 1994, 1999; Bowring *et al.*, 1998; Keller, 2005). O principal efeito ambiental das Armadilhas Siberianas foi provavelmente a erupção explosiva de basaltos ricos em S e CO₂, acompanhada pela(o): liberação de gás metano; eutrofização, anoxia e acidificação dos oceanos; e colapso da produtividade marinha (Wignall, 2001; Keller, 2005; Clarkson *et al.*, 2015). Esse evento culminou com a mortandade de 90% de todas as espécies marinhas e enorme redução dos vertebrados e plantas terrestres, bem como o desenvolvimento expressivo de fungos decompositores (*fungus spike*) (Sepkoski, 1986; Erwin, 1993, 1994; Twitchett *et al.*, 2001; Steiner *et al.*, 2003).

Indicadores geoquímicos, mineralógicos e litológicos no Permiano-Triássico sugerem a possibilidade de impacto extraterrestre no megacontiente Pangea (Bice, 1992; Kerr, 1996; Retallack *et al.*, 1998). As principais evidências foram encontradas na Austrália, Antártica, China e Brasil, sendo descritas anomalias de elementos do grupo da platina (irídio e ósmio), grãos de quartzo de impacto (*shocked quartz*), *shatter cones*, bombas hematíticas e *kink bands* em diversos minerais (Retallack *et al.*, 1998; Crósta, 2002; Tohver *et al.*, 2012). Intervalos deformados relacionados a sismos de alta magnitude provocados por impactos meteoríticos foram descritos na literatura, porém são poucos os casos conhecidos (Sturkell e Ormö, 1997; Alvarez *et al.*, 1998; Simms, 2003). Estes depósitos são caracterizados por estruturas de liquefação e deformação em grande escala e em áreas extensas, como produto da migração de ondas de choque (ondas de compressão com transporte de matéria, propagando-se a velocidades supersônicas em gases, líquidos e/ou sólidos). O grau de deformação nestes depósitos varia de intensidade lateralmente, com estratos totalmente desorganizados próximos a cratera e camadas menos deformadas ou sem deformação nas regiões mais distais (Alvarez *et al.*, 1998).

No Brasil, 12 estruturas de impacto foram identificadas, estando pelo menos três estruturas relacionadas ao Permo-Triássico: Domo de Araguaína (GO/MT), Serra da Cangalha (TO) e Riachão (MA). O Domo de Araguaína é uma estrutura de 40 km de diâmetro, formada por rochas graníticas do embasamento cristalino de idade pré-devoniana (núcleo soerguido) e unidades sedimentares paleozóicas deformadas da Bacia do Paraná (Crósta, 2002). Feições características de impactos como brechas (matriz fundida, polimíticas e/ou monomíticas), *shatter cones* e bombas hematíticas enriquecidas em Rh, Ru, Ir, Pd e Pt, foram descritas por Crósta *et al.* (1981). Análises isotópicas por U-Pb e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ determinaram idades permo-triássicas para o impacto de Araguaína: $245,5 \pm 3,5$ (Hammerschmidt e Engelhardt, 1995) e $254,7 \pm 2,5$ Ma (Tohver *et al.*, 2012).

A Serra da Cangalha é uma estrutura de 12 km de diâmetro, formada por depósitos deformados das formações Longá, Poti, Piauí e Pedra de Fogo, na Bacia do Parnaíba (Kenkmann *et al.*, 2010). A estrutura de Riachão é menor, com 4,5 km de diâmetro, e afeta principalmente a Formação Pedra de Fogo, ocorrendo anormalmente a Formação Piauí no núcleo soerguido (McHone, 1986; Maziviero *et al.*, 2012; Vasconcelos *et al.*, 2012). Estas duas últimas estruturas de impacto ainda não foram datadas por métodos isotópicos, no entanto, apresentam uma idade mínima de Permiano Superior com base em critérios litoestratigráficos (Maziviero *et al.*, 2012).

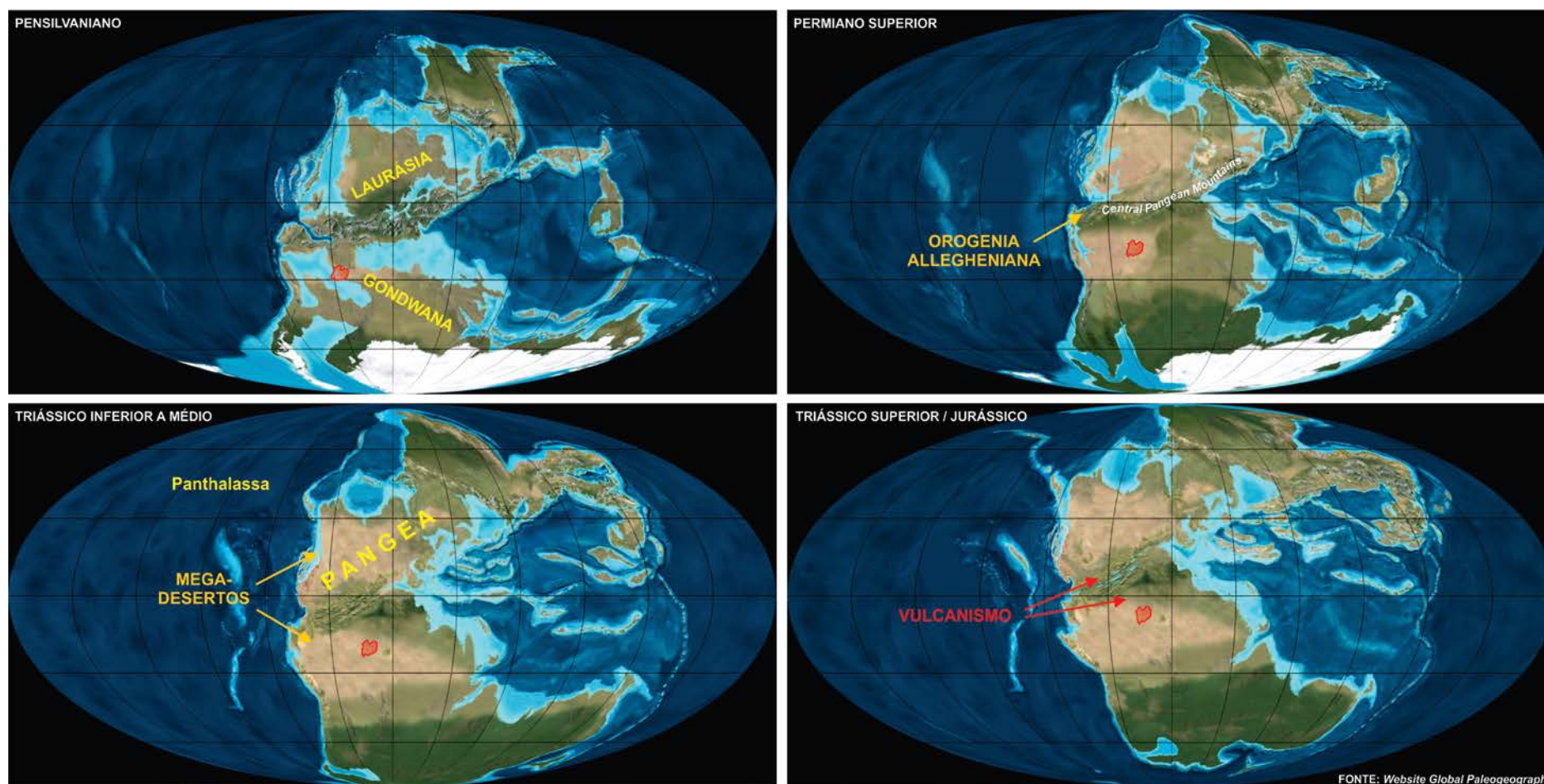


Figura 3.5 - Evolução paleogeográfica do Pensilvaniano ao Triássico Superior / Jurássico, com destaque para a colisão entre os continentes Laurásia e Gondwana (Orogenia Allegheniana) originando o megacontinente Pangea, implantação dos mega-desertos Triássicos e fragmentação do Pangea. Localização aproximada da Bacia do Parnaíba em vermelho.

3.3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA: *PLAYAS*, *SABKHAS* E *SALINE PANS*

3.3.1 Revisão de conceitos

O termo *Playa* é utilizado como equivalente geológico do *sabkha* continental (Briere, 2000; Shaw e Bryant, 2011), porém alguns autores sugerem que este termo é mais abrangente (Warren, 2006; Zanol *et al.*, 2012). Além das planícies de lama incrustadas de sal (*sabkhas*), um *playa* engloba depósitos de leques aluviais distais, planícies arenosas (*sandflats*), campos de dunas e *saline pans* (Figura 3.6).

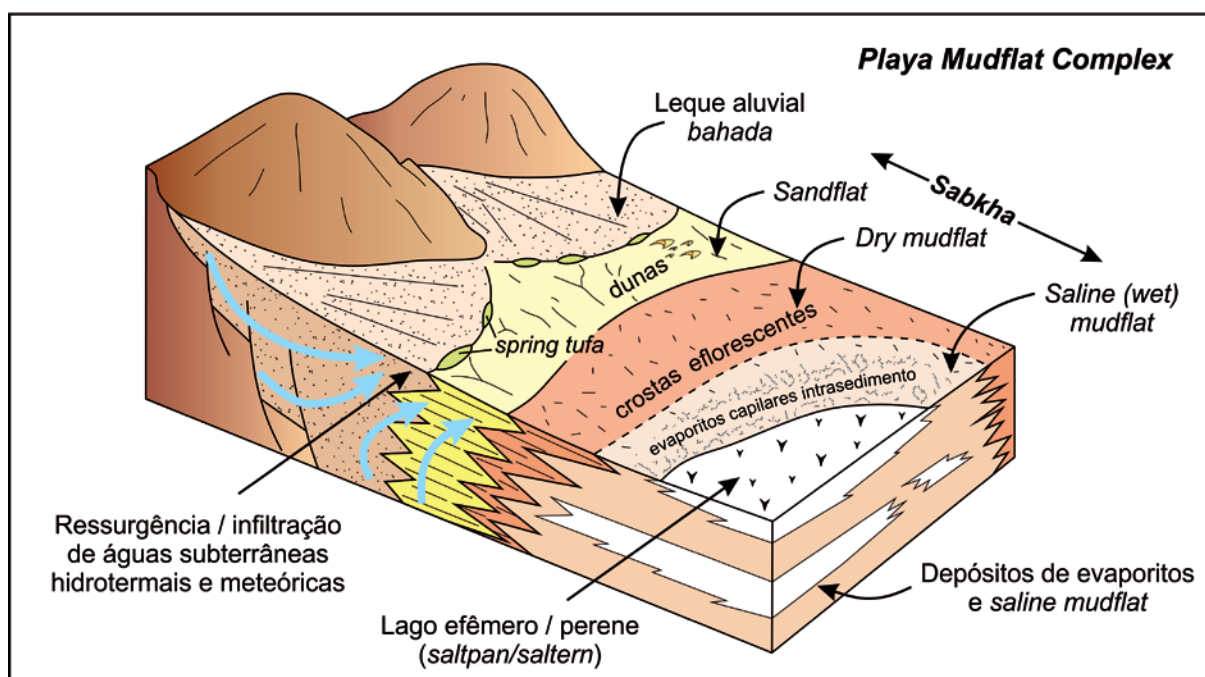


Figura 3.6 – Distribuição dos subambientes deposicionais em um *Playa Mudflat Complex* (Warren, 2010).

Sabkha ou *salt flat* é definido como um sistema sedimentar conduzido por águas subterrâneas e individualizado por evaporitos capilares intrasedimentos que são precipitados em planícies de lama marinhas (*sabkha* costeiro) e continentais (*sabkha* continental ou *inland sabkha*) (Warren, 2006). Os depósitos de *sabkha* são dominados principalmente por matriz, com sais capilares ocupando menos de 30-50% das camadas. Os *sabkhas* modernos são ocasionalmente inundados por fluxos marinhos e continentais efêmeros, que eram considerados como os principais fornecedores de íons para o crescimento displacivo de sais na matriz do *sabkha*. No entanto, trabalhos recentes sugerem que a ressurgência de águas subterrâneas continentais profundas seja o principal fornecedor (Warren, 2010; Zanol *et al.*, 2012; Attia e Hussien, 2015). As planícies de lama (*mudflats*) permanecem secas e subaéreas

a maior parte do tempo, sendo mantidas pela umidade capilar que intersecta a superfície e é alimentada a partir do nível freático raso de água salina (Shaw e Bryant, 2011).

Saline pans ou *salinas* são depressões planas e rasas compostas por crostas de minerais evaporíticos formados durante a retração de lagos salinos (*playa lakes* ou *saline lakes*) (Lowenstein e Hardie, 1985; Kendall e Harwood, 1996). As texturas das crostas salinas são uma combinação/sobreposição de feições subaquosas (e. g., *chevrons* e *swallowtails*) e de exposição subaérea (e. g., *microkarst* e *tepees*) (Lowenstein e Hardie, 1985; Warren, 2006). Tipicamente são rodeadas por planícies de lama salinas (*saline mudflats*) e representam as porções topograficamente mais baixas do *playa mudflat complex*. As *saline mudflats* correspondem às porções internas do *sabkha* continental e podem ocorrer adjacentes tanto a *saline pans*, quanto a lagos salinos perenes. São representadas por extensas planícies, não vegetadas, compostas por precipitados displacivos intrasedimentos de halita, gipsita e anidrita, ou menos comum, glauberita, mirabilita e trona (Warren, 2006). A laminação original e as estruturas de dessecação são destruídas pelo crescimento abundante de cristais entre os sedimentos dentro da zona capilar e, localmente, dentro da zona freática. O crescimento de cristais de evaporitos pode ser tão intenso que o sedimento hospedeiro torna-se pouco mais do que uma matriz esparsa entre os cristais adjacentes (Kendall e Harwood, 1996).

Planícies de lama secas ou *dry mudflats* apresentam lençol freático mais profundo e normalmente encontram-se na porção externa do *playa*, bordejando as *saline mudflats* e *saline pans* (Zanor *et al.*, 2012; Warren, 2006). Geralmente, os evaporitos não são preservados e os acamamentos e laminações formados durante ou depois das inundações (Kendall e Harwood, 1996). A ocorrência de sais em *dry mudflats* é caracterizada por superfícies eflorescentes (*puffy surface efflorescences*) relacionadas às flutuações na umidade da superfície, sendo os sais destruídos/dissolvidos no próximo influxo superficial. Superfícies gretadas com polígonos de diâmetros centimétricos a métricos e repetidos ciclos de crescimento e dissolução de minerais evaporíticos são característicos de *dry mudflats* (Kendall e Harwood, 1996).

As porções mais externas do *playa mudflat complex* são compostas por sedimentos terrígenos oriundos de depósitos aluviais, que podem ser retrabalhos por processos eólicos (Warren, 2006). Nestas planícies arenosas (*sandflats*) o lençol freático é geralmente profundo, não retendo sais capilares nos sedimentos superficiais. No entanto, as transições *sandflat/mudflat* e *sandflat/bahada* podem ser marcadas por níveis freáticos mais rasos (ressurgência de águas subterrâneas) com o aparecimento de pequenos *ponds* e *spring tufas*, além da presença de cobertura vegetal (Warren, 2010; Zanor *et al.*, 2012).

3.3.2 Bacias evaporíticas no Permiano

Do Permiano Inferior ao Eotriássico, bacias evaporíticas e *red beds* lacustres-aluviais foram amplamente distribuídos ao longo do Pangea (Tabela 3.1). Os mais expressivos depósitos salinos ocorreram na zona equatorial/intertropical da porção oeste do megacontinente, onde prevaleceram ambientes restritos (Presley, 1987; Powers e Holt, 2000; Stafford *et al.*, 2008). O norte das montanhas centrais do Pangea (*Central Pangean Mountains*; Figura 3.5) foi representado por complexos lagunares siliciclástico-evaporíticos, associados a abundantes lagos salinos efêmeros, *mudflats*, *sandflats*, paleosolos e dunas eólicas (Benison *et al.*, 2015). Estes ambientes salinos extremamente ácidos eram alimentados por estreitas conexões com o Oceano Panthalassa e estavam dentro de uma zona climática aparentemente árida que se estendia regionalmente (Benison *et al.*, 2015; Nance e Rowe, 2015). Logo, o predomínio de sucessões siliciclásticas ou evaporíticas nestes depósitos reflete diretamente as variações relativas do nível do mar durante o Permiano (Kirkland *et al.*, 2000; Nance e Rowe, 2015).

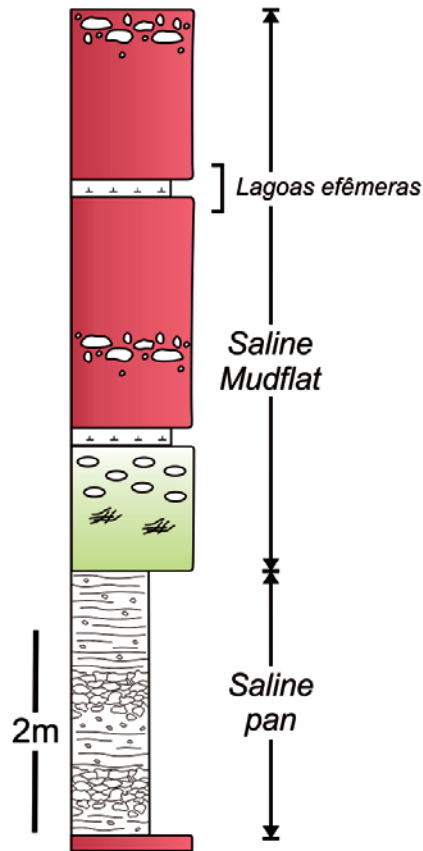
Na região sul das montanhas centrais do Pangea, depósitos evaporíticos permianos são descritos nas bacias do Amazonas e do Parnaíba (Cunha *et al.*, 2007; Abrantes Jr e Nogueira, 2013). As sucessões evaporíticas mais espessas ocorrem na Formação Nova Olinda na Bacia do Amazonas, que data do Carbonífero Superior ao Permiano Inferior (Playford e Dino, 2000). Esta unidade registra o fim da conexão com o Oceano Panthalassa nessa região do Pangea, com a progradação de planícies de *sabkha* e lagos hipersalinos sobre ambientes marinhos rasos. A intensa continentalização do megacontinente favoreceu a completa saída do mar e a desertificação das zonas interiores. Na Bacia do Parnaíba, particularmente na Formação Motuca, lagos associados à *mudflats* e *saline pans* em um complexo de *sabkha* continental marcam esta mudança durante o Permiano Superior (Abrantes Jr e Nogueira, 2013). As sucessões evaporíticas da Formação Motuca são pouco espessas (2 - 6m), porém permitem uma boa caracterização do ambiente deposicional, principalmente por apresentar forte semelhança com depósitos continentais recentes (Figura 3.7).

Outras bacias sedimentares registraram depósitos evaporíticos permianos, como as bacias *Rub al Khali* e *Zechstein*, respectivamente, no sudeste e nordeste do Pangea (Alsharhan, 2006; Betzler e Pawellek, 2014). São representadas por ambientes plataformais, lagunares e de *sabkhas* costeiros em latitudes mais elevadas. Enquanto que na região leste do Pangea, as margens dos Oceanos Paleo-Tethys e Neo-Tethys, ocorreu expressiva formação de carbonatos plataformais nas zonas intertropicais (Zharkov e Chumakov, 2001).

Tabela 3.1 – Sumário dos principais depósitos evaporíticos permianos.

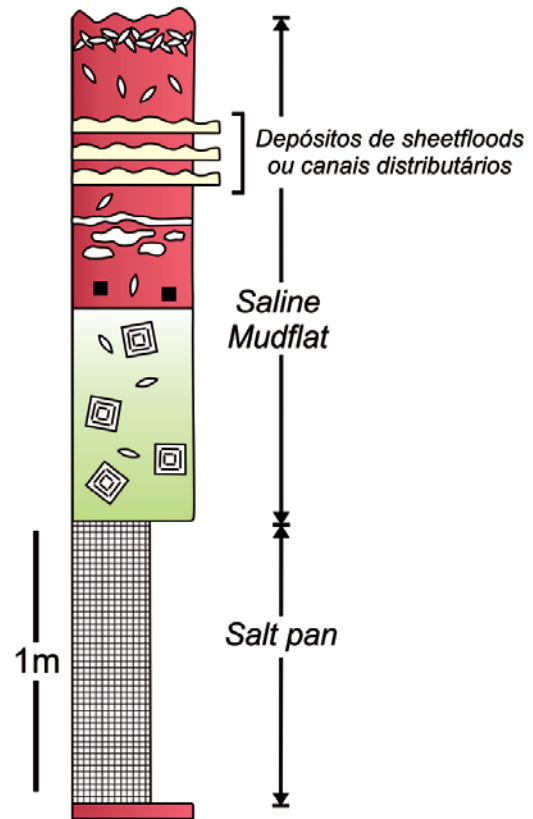
UNIDADE	IDADE	DESCRIÇÃO / AMBIENTE DEPOSICIONAL	LOCALIZAÇÃO	REFERÊNCIAS
<i>Khuff Formation</i>	Permiano Médio - Triássico Inferior	Camadas métricas de anidrita maciça (12-17m) intercaladas com delgadas camadas de dolomita. <i>Sabkha</i> Costeiro / Lagunar.	<i>Rub al Khali Basin</i> - Arábia Saudita	Alsharhan (2006)
<i>Werra Anhydrite</i>	Permiano Superior	Camadas métricas de anidrita e halita (4-50m) intercaladas com carbonatos. <i>Sabkha</i> Costeiro / Plataforma / Talude.	<i>Zechstein Basin</i> - NW da Europa	Betzler e Pawellek (2014)
<i>Rustler Formation</i>	Permiano Superior	Pelitos marrons/cinzas avermelhados com descontínuas camadas de gipso e espessas camadas de halita (18-60m). <i>Sabkha</i> Costeiro / <i>Salt pan</i> / Lagunar.	<i>Delaware Basin</i> - EUA	Powers e Holt (2000)
<i>Castile Formation</i>	Permiano Superior	Camadas de gipsita/anidrita laminadas a maciças, intercaladas com halita e carbonatos (sucessão de aproximadamente 640m). Lagunar.	<i>Delaware Basin</i> - EUA	Kirkland et al. (2000); Stafford et al. (2008)
<i>San Andres Formation</i>	Permiano Médio	Camadas de anidrita maciça a nodular, com até 5m de espessura, intercaladas com pelitos e arenitos. <i>Sabkha</i> Costeiro / Lagunar / Plataforma rasa.	<i>Delaware Basin</i> - EUA	Presley (1987); Warren (2010)
<i>Opeche shale</i>	Permiano Médio	Camadas de halita laminadas e caóticas intercaladas com argilitos, siltitos e arenitos (sucessão de aproximadamente 96m). Aluvial / Lacustre salino / <i>Sabkha</i> Continental / <i>Sabkha</i> Costeiro.	<i>Williston Basin</i> - EUA	Benison e Goldstein (2000)
<i>Nippewalla Group</i>	Permiano Inferior - Permiano Médio	Camadas evaporíticas (20-130m), principalmente halita e anidrita, intercaladas com argilitos vermelhos, siltitos e arenitos. Lacustre salino / Eólico / <i>Sabkha</i> Continental.	<i>Syracuse Basin, Anadarko Basin, Cimarron Basin e Sedgwick Basin</i> - EUA	Benison e Goldstein (2001); Benison et al. (2015)
Formação Motuca	Permiano Superior	Pelitos vermelhos laminados com lentes de gipsita, calcário e marga (2-6m). Lacustre raso / <i>Sabkha</i> Continental / <i>Saline pan</i> .	Bacia do Parnaíba - Brasil	Góes e Feijó (1994); Vaz et al. (2007); Abrantes Jr e Nogueira (2013)
Formação Nova Olinda	Carbonífero Superior - Permiano Inferior	Camadas métricas de anidrita, halita e silvita (15-200m) intercaladas com carbonatos e folhelhos. Lacustre / Marinho restrito / Plataforma rasa.	Bacia do Amazonas - Brasil	Cunha et al. (2007)

Formação Motuca
Permiano - Bacia do Parnaíba - Brasil



(Modificado de Abrantes Jr e Nogueira, 2013)

Bristol Dry Lake
Quaternário - Califórnia - EUA



(Warren, 2006)

LEGENDAS					
	Pelito / argila-silte laminado(a)		Marga		Cristal de Halita (<i>Hopper</i>)
	Gipso laminado / fibroso		Palygorskita		Molde de Halita
	Gipso nodular		Areia		Gipso / Anidrita Nodular
	Nódulos de dolomita		Halita (<i>Chevron / Microkarst</i>)		Cristais de gipso

Figura 3.7 – Comparação dos aspectos litológicos e paleoambientais da Formação Motuca, Permiano Superior da Bacia do Parnaíba, com os depósitos quaternários do *Bristol Dry Lake*, Estados Unidos da América.

CAPÍTULO 4

4 ARTIGO 1

ESTRATIGRAFIA DO PERMO-TRIÁSSICO DA BACIA DO PARNAÍBA, NORTE DO BRASIL: IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS, PALEOCLIMÁTICAS E PALEOGEOGRÁFICAS PARA O PANGAEA OCIDENTAL

Permian-Triassic Stratigraphy of the Parnaiba Basin, Northern Brazil: Paleoenvironmental, paleoclimatic and paleogeographic implications for the Western Pangea

Francisco R. Abrantes Jr, Luiz S. de Andrade, Afonso C. R. Nogueira & Renato S. P. de Medeiros

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - PPGG, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA, Rua Augusto Corrêa, s/n, CEP 66075-110, Belém, Pará, Brasil (abrantest@ufpa.br).

RESUMO

O registro da sedimentação Permo-Triássica no Pangea Ocidental está exposto na porção oeste da Bacia do Parnaíba, norte do Brasil, e é representado por depósitos siliciclásticos e evaporíticos característicos de um sistema desértico. Complexos de *playa* e lacustres rasos de clima árido foram gradualmente sucedidos por um amplo sistema eólico seco, marcando a intensa continentalização e a crescente aridez do supercontinente. Sete associações de fácies foram reconhecidas: (1) Lacustre dominado por planícies de lama, representado pela intercalação de pelitos cinza esverdeados/avermelhados e arenitos finos com expressivo conteúdo de sílex; (2) Campo de dunas marginal constituído por estratos cruzados de arenitos finos a médios; (3) Lagos de *playa* perenes, consistindo predominantemente de pelitos vermelhos laminados com descontínuas camadas de arenitos sigmoidais; (4) Planície de lama salina / Panela salina, representadas por camadas de pelitos intercaladas a lentes de gipsita, calcário e margá; (5) Lençol de areia, constituído por estratos planos lateralmente contínuos de arenitos finos a médios com laminação convoluta, falhas/microfalhas sinsedimentares e estruturas de adesão; (6) Campo de dunas, formado por arenitos finos a médios com estratificações cruzadas de grande porte; e (7) Planície vulcânica, consistindo de basaltos e arenitos intercalados. Durante o Permiano Médio, amplas planícies marcadas pela alternância de fases lacustres rasas a profundas e planícies de lama em *sabkhas* continentais (AF1) se estendiam na zona tropical das porções oeste e central do Pangea. Esta ciclicidade refletia a sazonalidade de fases úmidas e secas, condicionadas por variações no nível freático, baixa taxa de subsidência e limitado espaço de acomodação. As fases secas mais prolongadas eram caracterizadas pelo avanço dos campos de dunas marginais (AF2) e o estabelecimento de amplas planícies de lama secas. O contínuo processo de amalgamação do Pangea durante o Permiano Superior propiciou o soerguimento das regiões equatoriais e centrais do supercontinente, ocasionando a retração dos mares epicontinentais, o surgimento de extensas bacias fechadas (AF3) e a formação de lagos salinos efêmeros extremamente ácidos, planícies de lama salinas e painéis salinas (AF4). A extrema aridez favoreceu a retração destes grandes lagos e a implantação definitiva de um *Erg* triássico. Lençóis de areia ocorriam na porção marginal do *Erg*, contendo lagoas efêmeras e abundantes regiões úmidas (AF5). Extensos campos de dunas avançavam conforme aumentava a disponibilidade de sedimentos, enquanto superfícies de deflação eram formadas pela supressão parcial do suprimento sedimentar (AF6). A supressão total de sedimentos para o *Erg* no Triássico Superior, proporcionou uma deflação extrema e regional que ocasionou na formação de uma superfície extremamente plana que assentou rochas vulcânicas eoJurássicas (AF7).

Palavras-chave: Fácies sedimentares; Ambiente desértico; Bacia do Parnaíba; Permo-Triássico; Pangea Ocidental.

ABSTRACT

The Permo-Triassic sedimentation record of the Western Pangea in Parnaíba Basin, northern Brazil, comprises a siliciclastic-evaporitic succession characteristic of a desert environment. Playa mudflat complex under arid conditions were gradually succeeded by a broad dry wind system. This setting denotes the intense continentalization and aridity increase of the supercontinent. It was recognized seven facies associations: (1) Lacustrine mudflat dominated, represented by greenish/reddish gray laminated mudstones interbedded with fine-grained sandstones and great chert content; (2) Marginal dune fields consisting of planar cross-stratified beds of fine- to medium-grained sandstones; (3) Perennial playa lake consisting dominantly of red laminated mudstones with discontinuous layers of sigmoidal sandstones; (4) Saline mudflat / Saline pan represented by reddish laminated mudstones interbedded with lenses of limestone, marl and gypsum; (5) Sand sheet laterally consisting of continuous fine- to medium-grained sandstones with convoluted lamination, synsedimentary faults/microfaults and adhesion structures; (6) Dune fields formed by fine- to medium-grained sandstones with large-scale cross-bed sets; and (7) Volcanic plain, consisting of basalts interbedded with sandstones. During Middle Permian, the alternating between continental sabkha mudflats and shallow to deep lacustrine phases occurred in large plains in the tropical zone of western to central Pangea (AF1). This cyclicity reflected the seasonal wet and dry phases triggered by changes in the water level, low subsidence rate and narrow accommodation space. The prolonged dry stages were characterized by the advance of the marginal dune fields (AF2) as well as by establishment of large dry mudflats. In the Upper Permian, the continuous amalgamation process of supercontinent Pangea led to the uplift of central and equatorial regions resulting in the retreat of epicontinental seas. However, there were the appearance of large-scale closed basins (AF3) and extremely acid saline ephemeral lakes with saline mudflats and pans (AF4). The extreme aridity conditions favored the decline of these great lakes and the definitive implementation of Triassic Erg. Sand sheets occurred in the marginal portion of this Erg, containing abundant ephemeral ponds and humid regions (AF5). Large dune fields advancing as consequence of the sediment availability increase, while deflation surfaces were produced by partial removal of sediment supply (AF6). The total interruption of sediment supply to the Erg in the Late Triassic provided an extreme and regional deflation surface overlapping by eoJurassic volcanic rocks (AF7).

Keywords: Sedimentary facies; Desert environment; Parnaíba Basin; Permo-Triassic; Western Pangea.

4.1 INTRODUÇÃO

O intervalo Permiano-Triássico (299 a 201 milhões de anos) foi marcado por um dos maiores agrupamentos de blocos continentais do planeta, formando a partir de eventos colisionais, o supercontinente Pangea, uma única massa de terra que se estendeu praticamente de pólo a pólo (Van der Voo *et al.*, 1984; Crowley *et al.*, 1989; Van der Voo, 1993; Scotese e Langford, 1995; Scotese *et al.*, 1999). Enquanto que o registro geológico da porção norte e centro-oriental do Pangea tem sido amplamente documentado por meio de dados paleomagnéticos, estratigráficos, paleontológicos e isotópicos, o conhecimento da porção centro-ocidental, que inclui África e América do Sul, ainda permanece pouco conhecido. A intensa continentalização do Pangea somada às mudanças na distribuição das zonas climáticas, propiciou o desenvolvimento de amplas regiões aridizadas nas zonas tropicais e o registro clássico de *red beds* que atestam ambientes altamente oxidantes produzidos durante a implantação de extensos desertos e complexos de *sabkha* (Parrish *et al.*, 1986; Scotese *et al.*, 1999; Zharkov e Chumakov, 2001).

No Brasil, a sedimentação Permo-Triássica do Pangea Ocidental é registrada nas bacias intracratônicas, particularmente nas bacias do Paraná, Amazonas e Parnaíba (Milani *et al.*, 2007; Vaz *et al.*, 2007). Entretanto, a Bacia do Parnaíba permanece como sendo a única que registra esta sedimentação de maneira mais contínua e gradual, permitindo uma leitura mais precisa dos eventos evolutivos. Apesar dos diversos trabalhos de reconhecimento estratigráfico, paleontológico e faciológico na referida bacia (Góes e Feijó, 1994; Santos e Carvalho, 2004; Dias-Brito *et al.*, 2007; Vaz *et al.*, 2007; Abrantes Jr e Nogueira, 2013; Capretz e Rohn, 2013; Andrade *et al.*, 2014), as interpretações paleoambientais e as relações litoestratigráficas ainda não são consenso. Para abordar estes problemas é proposto aqui uma reinterpretação da sucessão Permo-Triássica, expostos principalmente na borda oeste da Bacia do Parnaíba, integrando dados faciológicos e estratigráficos de depósitos siliciclásticos e evaporíticos representados pelas formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba (Figura 4.1). A reconstituição paleoambiental em combinação com as inferências paleoclimáticas e paleogeográficas permitirão correlacionar estes depósitos aos eventos globais que marcaram a evolução do Pangea Ocidental durante o Permo-Triássico.

4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do Parnaíba esta localizada na porção norte da Plataforma Sul-Americana (Figura 4.1). Apresenta espessura máxima de 3.500 m, ocupando uma área de aproximadamente 600.000 km² no norte do Brasil (Milani & Zalán, 1999; Góes & Feijó, 1994). A idade do preenchimento sedimentar da bacia varia do Ordo-Siluriano ao Cretáceo, refletindo uma ampla sedimentação em bacia intracratônica tipo sinéclise (Vaz *et al.*, 2007). A sucessão Permo-Triássica da Bacia do Parnaíba, objeto de estudo deste trabalho, é formada pelas formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, pertencentes ao Grupo Balsas (Góes & Feijó, 1994) (Figura 4.2). Estas unidades representam um complexo clástico-evaporítico de mar raso epicontinental que grada para um sistema lacustre/desértico (Plummer, 1946; Mesner e Wooldridge, 1964; Mabesoone, 1977; Vaz *et al.*, 2007). O final deste ciclo é marcado pelo intenso magmatismo básico de idade juro-triássica (Formação Mosquito), que compõe a Província Magmática do Atlântico Central (CAMP) e está relacionada ao *break-up* do megacontinente Pangea e a abertura do Oceano Atlântico Central (Marzoli *et al.*, 1999; Góes & Feijó, 1994; Merle *et al.*, 2011).

A Formação Pedra de Fogo é caracterizada pela presença abundante de concreções e níveis de sílex em calcários oolíticos/pisolíticos creme a esbranquiçados e arenitos finos a médios, intercalados com folhelhos contendo restos vegetais e anidrita (Vaz *et al.*, 2007;

Andrade *et al.*, 2014). Foi subdividida por Faria Jr (1979) em três membros: Silex Basal, Médio e Trisidela. Pinto e Sad (1986) revisaram a estratigrafia da unidade, posicionando os siltitos e arenitos com restos de madeiras silicificadas na porção inferior da Formação Motuca (Figura 4.2). Góes e Feijó (1994) atribuíram idade eo a neopermiana, enquanto Dino *et al.* (2002) sugerem idade neopermiana devido o alto grau de similaridade entre as palinozonas da porção superior da Formação Pedra de Fogo (Membro Trisidela) e da Formação Andirá na Bacia do Amazonas (Playford e Dino, 2000a, 2000b). A unidade teve dois momentos de deposição: um de caráter marinho raso a litorâneo com planícies de *sabkha* costeiro na sucessão inferior (Góes e Feijó, 1994); e outro continental nos estratos superiores representados por um extenso sistema lacustre com restritas planícies de *sabkha* e dunas eólicas continentais (Andrade *et al.*, 2014).

A Formação Motuca é constituída por siltitos e argilitos vermelhos laminados contendo arenitos finos a muito finos cinza esbranquiçados e níveis de calcários, gipsita e anidrita (Góes e Feijó, 1994). Góes e Feijó (1994) atribuíram idade neopermiana a Formação Motuca, enquanto que Vaz *et al.* (2007) sugerem que a sedimentação talvez tenha se prolongado até o final do Eotriássico, tomando por base a datação da Formação Pedra de Fogo realizada por Dino *et al.* (2002). Os sedimentos Motuca foram depositados em ambiente continental desértico, controlado predominantemente por sistemas lacustres rasos influenciados tanto por influxos de rios efêmeros, quanto pelo desenvolvimento de *mudflats* e *saline pans* (Góes e Feijó, 1994; Abrantes Jr e Nogueira, 2013).

A Formação Sambaíba é bastante uniforme, representada por arenitos finos a médios com estratificações planares e cruzadas de grande porte (Faria Jr, 1984; Vaz *et al.*, 2007). A unidade é afossilífera e sua idade triássica foi inferida por Mesner e Wooldridge (1964) devido à unidade estar posicionada estratigraficamente abaixo dos basaltos jurássicos. Vaz *et al.* (2007) inferem que sedimentação perdurou do Eo ao Mesotriássico. Faria Jr (1984), Góes e Feijó (1994) e Abrantes Jr e Nogueira (2013) caracterizam uma sedimentação controlada por condições severas de aridez com a instalação de extensos desertos.

A Formação Mosquito é composta por basaltos toleíticos negros a arroxeados de granulação fina, maciços a amigdaloidais, intercalados a arenitos e siltitos estratificados, por vezes, silicificados. Diabásios podem ocorrer encaixados nas unidades sedimentares na forma de diques e soleiras. Datações por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em cristais de plagioclásio indicam idades de $199,7 \pm 2,45$ Ma para os basaltos da borda oeste da Bacia do Parnaíba (Merle *et al.*, 2011). Ballén *et al.* (2013) interpretam estas unidades interderrames (*intertraps*) como pertencentes a

um sistema desértico representado por depósitos de campos de dunas eólicas com interdunas encharcadas, lençóis de areia com *wadis* e *playa* siliciclástica, além de margem de *playa lake*.

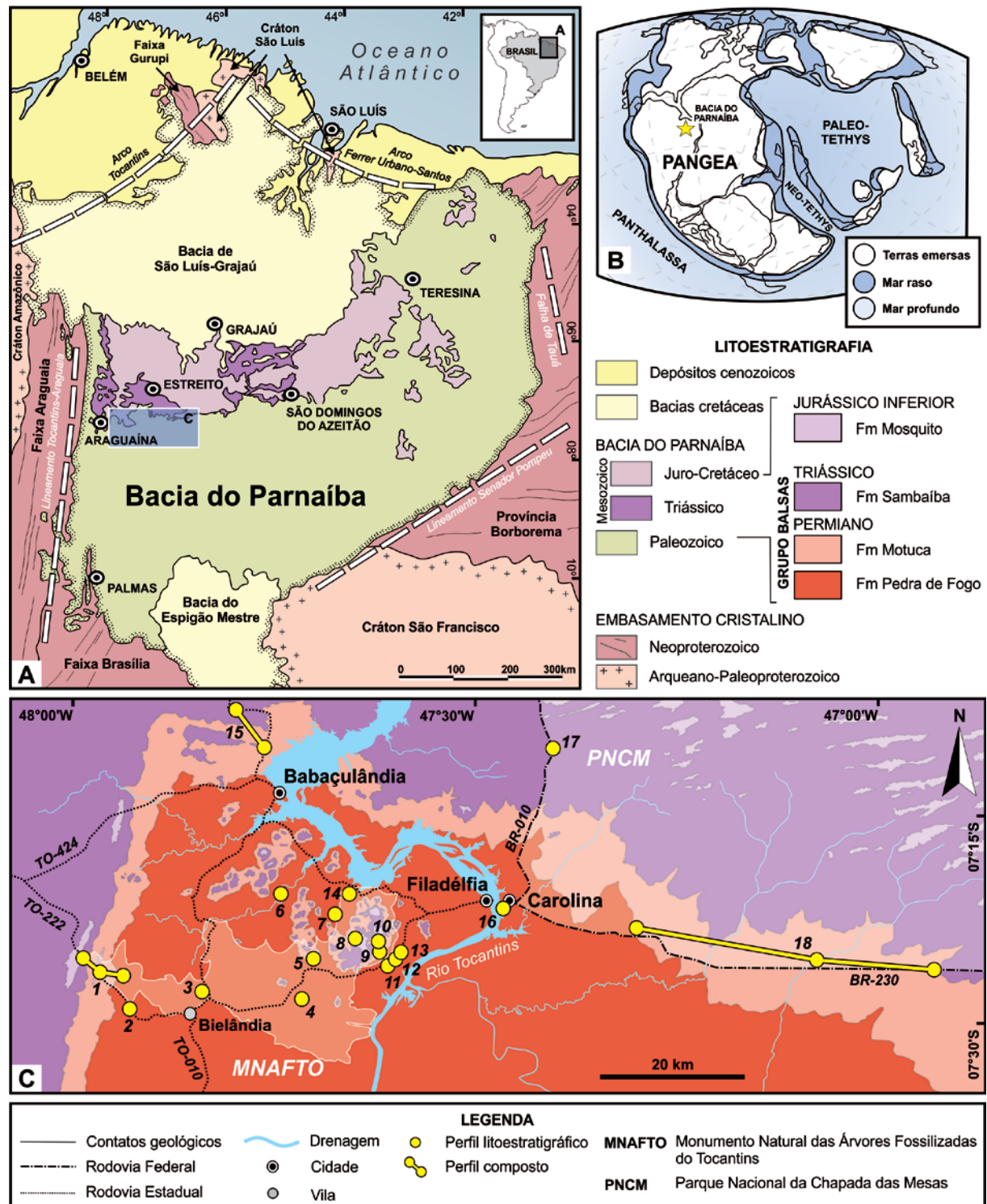


Figura 4.1 - Mapa de localização da área de estudo. (A) Contexto geológico regional (Modificado de Schobbenhaus *et al.*, 1984 e Santos e Carvalho, 2004). (B) Reconstituição paleogeográfica do Supercontinente Pangea com o posicionamento da Bacia do Parnaíba (Modificado de Retallack *et al.*, 1998). (C) Mapa geológico da área com a localização dos principais perfis litoestratigráficos estudados.

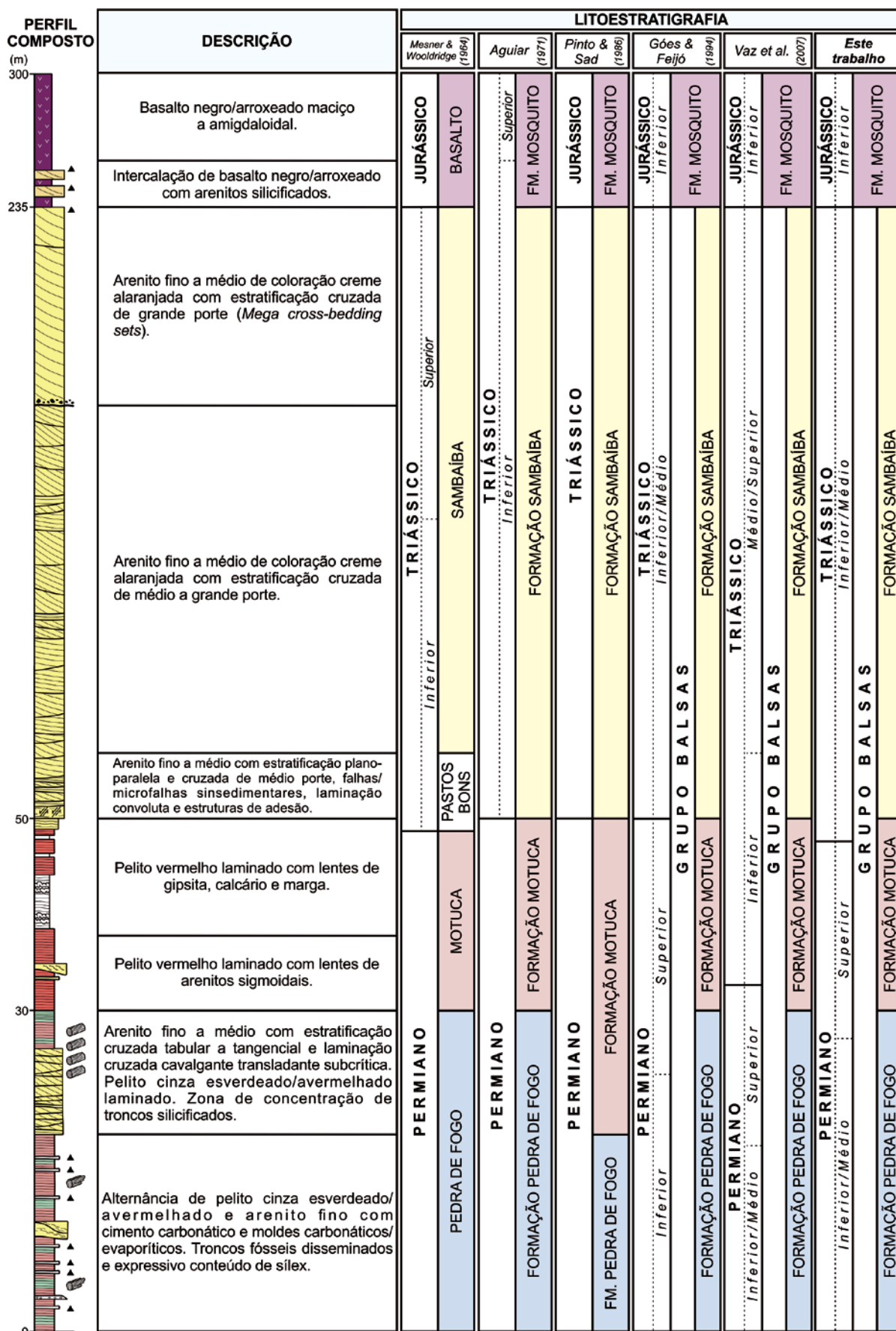


Figura 4.2 - Perfil composto simplificado e evolução do posicionamento litoestratigráfico das unidades estudadas.

4.3 RESULTADOS

4.3.1 Aspectos gerais

A sucessão sedimentar estudada das formações Pedra de Fogo, Motuca, Sambaíba e Mosquito, localiza-se nas proximidades dos municípios de Araguaína, Filadélfia e Babaçulândia, no estado do Tocantins, e de Carolina, no estado do Maranhão (Figura 4.1). Na região de Carolina, os afloramentos ocorrem naturalmente e em cortes de estradas ao longo da rodovia BR-230 (formações Pedra de Fogo e Motuca) e nas mesetas ao longo da rodovia BR-010 no Parque Nacional da Chapada das Mesas (Formação Sambaíba) (Figuras 4.14 e 4.15). As melhores exposições das formações Pedra de Fogo e Motuca estão ao longo da rodovia TO-222, em pedreiras de extração de gipso e em propriedades rurais no Monumento Natural das Árvores Fossilizadas do Tocantins (MNAFTO), entre os municípios de Araguaína e Filadélfia (Figura 4.1). Nesta região, os depósitos da Formação Sambaíba ocorrem na forma de mesetas sedimentares com colinas suspensas da Formação Mosquito (Figura 4.15C). Na rodovia estadual TO-010, norte de Babaçulândia, afloram as formações Motuca e Sambaíba. A sucessão estudada possui espessura de aproximadamente 300 m, obtida pela diferença de cota e por correlação dos pontos estudados (Figura 4.4). Os depósitos da Formação Sambaíba são os mais espessos, alcançando até 180 m, enquanto que as formações Pedra de Fogo, Motuca e Mosquito apresentam espessuras de 98 m, 50 m e 70 m, respectivamente. Colúvios e a densa cobertura vegetal na região dificultam a observação contínua desta sucessão.

A Formação Pedra de Fogo é caracterizada por uma sucessão siliciclástica-evaporítica cíclica, marcada pela alternância de pelitos cinza esverdeados/avermelhados e arenitos finos com cimento carbonático e moldes carbonáticos/evaporíticos, além do expressivo conteúdo de sílex. Troncos fósseis silicificados ocorrem abundantemente na porção superior da unidade. A Formação Motuca é constituída predominantemente por pelitos vermelhos laminados com arenitos sigmoidais e lentes de gipsita, calcário e marga. A Formação Sambaíba consiste em arenitos de coloração creme alaranjada com estratificação plano-paralela, estratificação cruzada tangencial de médio a grande porte e, localmente, camadas argilosas associadas a arenitos com deformação sindeposicional. A Formação Mosquito é composta por basaltos negros a arroxeados de granulação fina, maciços a amigdaloidais, intercalados a arenitos e siltitos estratificados, por vezes, silicificados. Em geral, o contato entre as unidades é gradacional, representado pela intercalação de pelitos cinza esverdeados/avermelhados da Formação Pedra de Fogo e pelitos vermelhos da Formação Motuca, e pela passagem de arenitos finos com laminação cruzada cavalgente e acamamento *flaser/wavy* da Formação

Motuca para arenitos médios com laminações convolutas e falhas/microfalhas sinsedimentares da Formação Sambaíba. O contato entre as formações Sambaíba e Mosquito é brusco, marcado pela passagem de arenitos com estratificação cruzada de grande porte para basaltos amigdaloidais intercalados com arenitos silicificados (Figura 4.4).

No intervalo estudado, foram individualizadas 24 fácies sedimentares, agrupadas em sete associações, relacionadas a um sistema desértico formado por depósitos de *playa* (planície de areia, *sabkha* continental e painéis salinas), lacustres rasos de clima árido (*playa lakes*), lençol de areia, campo de dunas, fluviais efêmeros e planícies vulcânicas (Tabelas 4.1 e 4.2).



Figura 4.3 - Legenda dos símbolos usados na Figura 4.4.

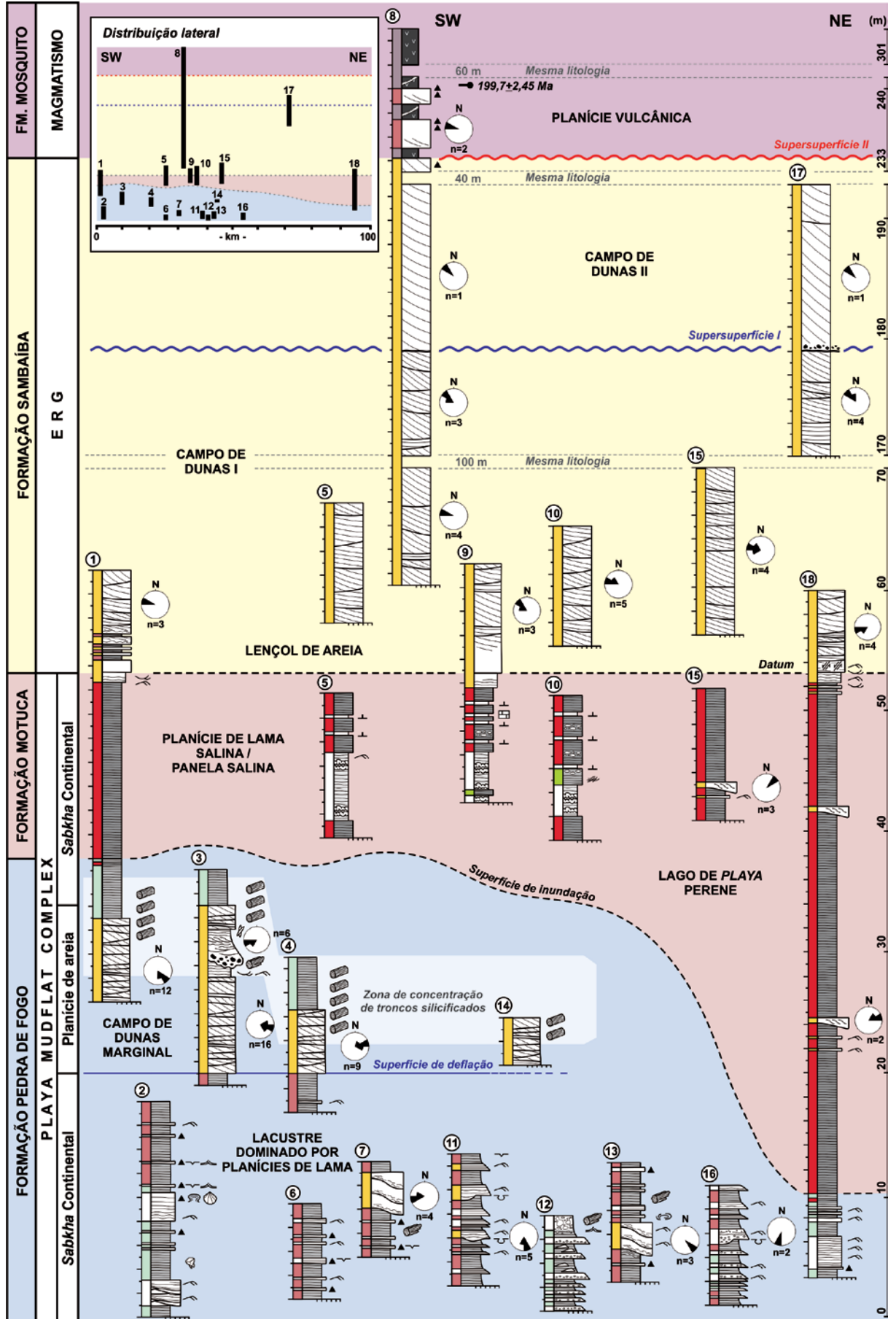


Figura 4.4 - Perfis litoestratigráficos da sucessão estudada. Legendas na Figura 4.3.

Tabela 4.1 - Fácies e processos deposicionais das formações Pedra de Fogo, Motuca, Sambaíba e Mosquito.

Fácies	Descrição	Processos
Pelito laminado (Pl)	<i>Fm. Pedra de Fogo</i> : Camadas tabulares com espessura decimétrica a métrica lateralmente contínuas de pelito cinza esverdeado/avermelhado laminado, com troncos silicificados dispersos e dispostos horizontalmente ao acamamento. Localmente ocorre acamamento <i>linsen/wavy</i> , ostracodes e dentes de peixes; <i>Fm. Motuca</i> : Camadas tabulares métricas lateralmente contínuas de pelito vermelho laminado. Localmente ocorrem nódulos de gipso; <i>Fm. Sambaíba</i> : Camadas lenticulares centimétricas de pelito roxo laminado a maciço.	Decantação de argila em ambientes de baixa energia. Migração de marcas onduladas no substrato lamoso com baixo suprimento de areia/silte. Ambiente aquoso sujeito a variação de salinidade. Precipitação esporádica de evaporitos.
Pelito laminado com nódulos de dolomita (Pln)	<i>Fm. Motuca</i> : Camadas tabulares de até 1 m de espessura de pelito verde laminado com <i>palygorskita</i> e nódulos de dolomita.	Deposição por suspensão em ambiente de baixa energia sob condições climáticas áridas a semi-áridas com alta taxa de evaporação. Precipitação eodiagenética.
Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg)	<i>Fm. Pedra de Fogo</i> : Camadas lenticulares de arenito fino a médio de coloração creme alaranjado com estratificação cruzada sigmoidal. Os <i>sets</i> atingem até 1,5 m de espessura, com <i>foresets</i> tendendo a se horizontalizar lateralmente em laminações planas a onduladas com laminação cruzada cavalgante supercrítica (<i>bottomsets</i>); <i>Fm. Motuca</i> : Camadas lenticulares de arenito médio a grosso de coloração avermelhada com estratificação cruzada sigmoidal e estruturação interna complexa (truncamentos de baixo-ângulo, laminação cruzada cavalgante). Os <i>sets</i> variam de 0,1 a 0,7 m de espessura e são lateralmente contínuos por até 12 m. Apresentam grãos moderadamente selecionados, subangulosos a arredondados com alta esfericidade e cimentação de calcita. Localmente ocorrem <i>rip-up clasts</i> na base dos <i>foresets</i> .	Desaceleração de fluxos unidirecionais densos de alta energia (homopical/ hiperpical), com aggradação e progradação de sedimentos arenosos originando feições lobadas. Migração de marcas onduladas sob alta taxa de finos em suspensão.
Arenito com estratificação cruzada <i>swaley</i> (Asw)	<i>Fm. Pedra de Fogo</i> : Camadas tabulares amalgamadas de arenito fino com estratificação cruzada <i>swaley</i> de até 0,6 m de espessura.	Fluxo combinado de média a alta intensidade, predominantemente oscilatório, relacionado a tempestades.
Arenito com estratificação cruzada tabular (Atb)	<i>Fm. Pedra de Fogo</i> : Camadas tabulares de arenito fino a médio, com coloração creme alaranjada e estratificação cruzada tabular a tangencial migrando para E-SE. Apresenta grãos bimodais bem selecionados e bem arredondados com alta esfericidade, gradação inversa e superfícies de reativação.	Migração de formas de leito eólicas 2D de pequeno a médio porte.
Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)	<i>Fm. Pedra de Fogo</i> : Arenito médio a grosso, branco a creme alaranjado, com estratificação cruzada acanalada. Os <i>sets</i> apresentam espessura média de 0,3 m. Localmente ocorrem fragmentos de troncos silicificados retrabalhados.	Migração de formas de leito 3D sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior.
Arenito com estratificação cruzada de médio a grande porte (Acz)	<i>Fm. Sambaíba</i> : Arenito fino a médio de coloração creme alaranjada com estratificação cruzada tangencial de médio a grande porte. Os <i>sets</i> possuem espessuras que variam de 0,3 a 16 m e migração preferencial para NW-SW. Grãos bem selecionados, bimodais, bem arredondados com alta esfericidade. Estruturas de <i>grainfall</i> , <i>grainflow</i> e superfícies de reativação. Localmente silicificado.	Migração de formas de leito eólicas de médio a grande porte.

Tabela 4.1 - (Continuação)

Arenito com laminação cruzada cavalgante transladante subcrítica (Act)	<i>Fm. Pedra de Fogo</i> : Camadas centimétricas de arenito fino a médio de coloração creme alaranjada com laminação cruzada cavalgante transladante subcrítica.	Migração de formas de marcas onduladas (<i>wind ripples</i>) relacionada a alta velocidade do vento.
Arenito com estratificação plano-paralela (App)	<i>Fm. Sambaíba</i> : Camadas decimétricas a métricas de arenito fino a grosso com estratificação plano-paralela e, localmente, estratificação cruzada de baixo ângulo e estruturas de adesão.	Migração de formas de leito planas a levemente onduladas (<i>wind ripples</i>) relacionada a alta velocidade do vento. Interação com superfícies úmidas.
Arenito com <i>megaripples</i> (Am)	<i>Fm. Pedra de Fogo</i> : Camadas centimétricas lateralmente restritas de arenito fino a médio de coloração esbranquiçada, com <i>megaripples</i> e <i>mud drapes</i> descontínuos.	Migração de dunas subaquosas sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior. Decantação de finos.
Arenito com laminação cruzada cavalgante (Al)	<i>Fm. Motuca</i> : Arenito fino de coloração avermelhada com laminação cruzada cavalgante supercrítica, truncamento de baixo ângulo, acamamento <i>flaser/wavy</i> e convoluções.	Migração de marcas onduladas em ambiente subaquoso com alta taxa de sedimentos em suspensão. Processos de liquefação.
Arenito com laminação plano-paralela a ondulada (Apo)	<i>Fm. Pedra de Fogo</i> : Camadas tabulares centimétricas e decimétricas de arenito fino de coloração esbranquiçada com laminação ondulada simétrica a assimétrica, passando lateralmente/verticalmente para laminação plano-paralela e cruzada cavalgante. Localmente ocorrem <i>rip-up clasts</i> , acamamento <i>flaser/wavy</i> , moldes evaporíticos e gretas de contração.	Alternância entre fluxo oscilatório e corrente unidirecional com a migração de marcas onduladas sob alta taxa de sedimentos em suspensão. Exposição subaérea.
Arenito com laminação convoluta (Ac)	<i>Fm. Pedra de Fogo</i> : Camadas tabulares centimétricas a decimétricas lateralmente contínuas de arenito fino com laminação convoluta, estruturas de sobrecarga e <i>ball-and-pillow</i> .	Deposição por fluxos densos unidirecionais. Processos de liquefação.
Arenito com laminação convoluta, falhas e microfalhas (Acf)	<i>Fm. Sambaíba</i> : Arenito fino a médio de coloração creme esbranquiçada com laminação convoluta, falhas e microfalhas. As falhas/microfalhas mostram planos de baixo e alto ângulo, curvados e crenulados, com deslocamentos subhorizontais, normais e oblíquos com direção preferencial para NW-SE e W-E. Espaços nas curvaturas dos planos são geralmente preenchidos por material argiloso. Acamamento <i>wavy/flaser</i> e estruturas de adesão são abundantes.	Adesão de grãos de areia transportados pelo vento em superfícies úmidas, alternando tração e suspensão. Processos de liquefação e injeção de argila em espaços gerados durante o deslocamento dos planos de falha.
Arenito maciço com fragmentos de sílex (Ams)	<i>Fm. Pedra de Fogo</i> : Camadas tabulares de arenito fino de coloração cinza esverdeados/avermelhados, maciços, contendo fragmentos de sílex retrabalhados (pseudomorfo de evaporitos) com gradação normal. <i>Gutter casts</i> , seixos de quartzo e sílex (<i>lags</i>) podem ocorrer na base das camadas.	Fluxos turbulentos unidirecionais de alta energia com erosão basal seguida de rápida deposição.
Conglomerado maciço (Cm)	<i>Fm. Pedra de Fogo</i> : Camadas decimétricas de ortoconglomerado maciço polimítico, composto por seixos subangulosos a subarredondados e fragmentos de troncos silicificados retrabalhados. <i>Fm. Sambaíba</i> : Camadas lenticulares decimétricas de paraconglomerado oligomítico, composto por clastos angulosos a subarredondados de arenitos silicificados.	Depósitos residuais de canal (<i>lags</i>) formado por correntes unidirecionais de alta energia. <i>Lag</i> de deflação.
Chert nodular (Chn)	<i>Fm. Pedra de Fogo</i> : Camadas tabulares decimétricas a métricas de <i>chert</i> nodular – nódulos de sílex e pseudomorfo de evaporitos (texturas <i>popcorn</i> e <i>cauliflower</i>). Localmente ocorrem gretas de contração e <i>tepees</i> .	Silicificação sindeposicional a eodiagenética de carbonatos e evaporitos. Exposição subaérea.

Tabela 4.1 - (Continuação)

Chert laminado a maciço (Chm)	<i>Fm. Pedra de Fogo:</i> Camadas tabulares centimétricas a decimétricas de <i>chert</i> laminado a maciço com incipientes crenulações. Estromatólitos, coquina, <i>tepees</i> e gretas de contração ocorrem associados.	Precipitação química de carbonatos/evaporitos com posterior substituição por sílica (sindeposicional a eodiagenética). Desenvolvimento de esteiras microbianas e exposição subaérea.
Calcário maciço (Ccm)	<i>Fm. Motuca:</i> Camadas lenticulares centimétricas de calcário maciço avermelhado.	Precipitação química de CaCO ₃ .
Marga maciça (Mm)	<i>Fm. Motuca:</i> Camadas lenticulares centimétricas de marga maciça esbranquiçada.	Precipitação química de CaCO ₃ associada com influxo contínuo de siliciclásticos.
Gipso nodular (Gn)	<i>Fm. Motuca:</i> Camadas lenticulares de gipso de coloração branca, formado por nódulos irregulares limitados parcialmente ou completamente por gipso fibroso, pelito e/ou carbonato. Estruturas <i>chickenwire</i> e enterolítica.	Crescimento e coalescência de nódulos evaporíticos em poros contendo água supersaturada em sulfato na zona capilar.
Gipso laminado (Gl)	<i>Fm. Motuca:</i> Camadas lenticulares de gipso formado por lâminas horizontais lateralmente contínuas, milimétricas a centimétricas, onduladas, com alternância das cores branca (gipso fibroso/prismático) e cinza escuro (gipso em mosaico). Lentes milimétricas de <i>dolomudstone</i> .	Precipitação química de sulfato em ambiente subaquoso influenciado por variações sazonais na profundidade da salmoura.
Gipsarenito (Ga)	<i>Fm. Motuca:</i> Gipso formado por grãos de gipso. Apresenta laminação plano-paralela e cruzada cavalgante.	Acumulações clásticas de evaporito influenciadas por ondas e correntes.
Basalto amigdaloidal a maciço (Ba)	<i>Fm. Mosquito:</i> Camadas métricas de basalto amigdaloidal a maciço de coloração roxa, com vênulas disseminadas. Diques de arenito.	Fluxos de lava em superfície.

Tabela 4.2 - Associações de fácies das formações Pedra de Fogo, Motuca, Sambaíba e Mosquito.

Unidade litoestratigráfica	Fácies	Associação de fácies	Sistema deposicional	
Formação Mosquito	Ba, Acz	AF7 - Planície Vulcânica (<i>Volcanic plain</i>)	MAGMATISMO	
Formação Sambaíba	Acz, App, Cm	AF6 - Campo de dunas (<i>Dune fields</i>)	ERG	D
	Pl, Acz, App, Acf	AF5 - Lençol de areia (<i>Sand sheet</i>)		E
Formação Motuca	Pl, Pln, Gn, Gl, Ga, Mm, Ccm	AF4 - Planície de lama salina / Panela salina (<i>Saline mudflat / Saline pan</i>)	Sabkha Continental	S
	Pl, Asg, Al	AF3 - Lago de <i>playa</i> perene (<i>Perennial playa lake</i>)		É
Formação Pedra de Fogo	Pl, Atb, Act, Asg, Aa, Am, Apo, Cm	AF2 - Campo de dunas marginal (<i>Marginal dune fields</i>)	Planície de areia	R
	Pl, Asg, Asw, Apo, Ac, Ams, Chn, Chm	AF1 - Lacustre dominado por planícies de lama (<i>Lacustrine mudflat dominated</i>)		T
			Sabkha Continental	I
				C
				O

4.3.2 Associações de fácies da Formação Pedra de Fogo

4.3.2.1 AF1- Lacustre dominado por planícies de lama (*Lacustrine mudflat dominated*)

Descrição

A AF1 é representada pelas fácies pelito laminado (Pl), arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg), arenito com estratificação cruzada *swaley* (Asw), arenito com laminação plano-paralela a ondulada (Apo), arenito com laminação convoluta (Ac), arenito maciço com fragmentos de sílex (Ams), *chert* nodular (Chm) e *chert* laminado a maciço (Chm) (Tabela 4.1). Nos perfis estudados, esta associação abrange sucessões métricas de até 25 m de espessura, compostas pela intercalação de camadas tabulares lateralmente contínuas de pelitos cinza esverdeados/avermelhados e arenitos creme/esbranquiçados, configurando ciclos de raseamento/salinização ascendente e granodecrescentes ascendentes (Figuras 4.5 e 4.7).

Os ciclos de raseamento/salinização ascendente possuem espessuras que variam de 0,5 a 2,5 m, e são representados, da base para o topo, pelas fácies Pl, Apo, Chn e Chm (Figura 4.5B). Os pelitos são dominantes em relação às fácies arenosas, com tendência de espessamento ascendente das camadas. Fragmentos de troncos fósseis ocorrem dispersos e dispostos horizontalmente ao acamamento (Figura 4.5C), além de dentes de peixes e ostracodes. As camadas de arenito são predominantemente tabulares com laminação plana, ondulada e cruzada cavalgante (Apo) (Figura 4.5D), com cimento carbonático e/ou níveis silicificados disseminados. Níveis silicificados laminados a maciços (Chm) e nodulares (Chn) geralmente marcam o topo dos ciclos de raseamento/salinização ascendente, apresentando gretas de contração (Figura 4.6A), *tepees* (Figura 4.6B), nódulos de sílex (Figuras 4.6C e 4.6D) e pseudomorfos de evaporitos/carbonatos com texturas em *popcorn* e *cauliflower* (Figuras 4.6E e 4.6F). Eventualmente ocorrem coquinas compostas por valvas milimétricas desarticuladas e estromatólitos.

Os ciclos granodecrescentes ascendentes, com espessura média de 0,5 m, apresentam base erosiva representada por superfícies planas levemente irregulares e pequenas canalizações (*gutter casts*) (Figura 4.7A). Arenitos maciços com fragmentos de sílex (Ams) ocorrem predominantemente na base dos ciclos, contendo abundantes clastos de sílex (pseudomorfos de evaporitos/carbonatos retrabalhados) e seixos de quartzo, passando gradativamente para as fácies Apo e Pl (Figura 4.7B). Camadas tabulares de arenito com laminação plano-paralela à ondulada (Apo) também podem marcar a base dos ciclos e, juntamente com a fácies Ams, preencher as canalizações (Figuras 4.7C e 4.7D). Os pelitos laminados (Pl) representam o topo dos ciclos granodecrescentes ascendentes, podendo exibir

acamamento *linsen/wavy* e passar gradativamente para ciclos de raseamento/salinização ascendente.

Camadas tabulares amalgamadas de arenito fino a médio com estratificação cruzada *swaley* (Asw) e lenticulares com estratificação cruzada sigmoidal (Asg) também ocorrem nesta associação. Os *sets* dos lobos sigmoidais atingem até 1,5 m de espessura, com migração preferencial dos *foresets* para NE-SE e tendência a se horizontalizar em laminações onduladas e cruzadas cavalgantes (Figura 4.5A). Laminações cruzadas cavalgantes geralmente ocorrem dispersas na fácies Pl, compondo acamamento *linsen*. Laminações convolutas (Ac) estão presentes na base dos lobos sigmoidais e em camadas tabulares de arenitos finos sobrepostas aos mesmos (Figura 4.5A).

Interpretação

A AF1 representa extensas planícies interiores de relevo baixo, periodicamente inundadas, alternando fases lacustres rasas a profundas e planícies de lama em um sistema de *sabkha* continental. As inundações em regiões de *sabkhas* continentais estão condicionadas a ressurgência de águas subterrâneas profundas, tendo contribuição subordinada de fluxos continentais efêmeros (Warren, 2010; Zanol *et al.*, 2012; Attia e Hussien, 2015). Os períodos lacustres dominam durante estas inundações e são responsáveis pela contínua deposição de sedimentos siliciclásticos finos por decantação em ambiente de baixa energia (Pl). A presença de ostracodes e peixes nas camadas pelíticas, juntamente com o desenvolvimento de biohermas estromatolíticas, sugerem redução na salinidade durante períodos de nível lacustre profundo (Warren, 2006). Fluxos continentais provenientes de inundações efêmeras (*flash floods*) deságuam nestes lagos originando lobos de suspensão pela desaceleração do fluxo associada à alta taxa de material em suspensão (Asg) (Figura 4.8). Estes lobos são produtos de fluxos homopícnais a hiperpícnais, que carregam grande quantidade de material terrígeno com restos de troncos para dentro dos lagos e, quando associados a processos de fluidificação, geram convoluções (Ac). A presença de estratificação cruzada *swaley* (Asw) sugere a ação de ondas de tempestades nos lagos. Processos trativos atuaram em estágios de lâmina d'água mais rasa, com a migração de marcas onduladas arenosas pela ação de ondas e correntes associada a uma alta taxa de sedimentos em suspensão, originando laminações planas a onduladas e cruzadas cavalgantes (Apo).

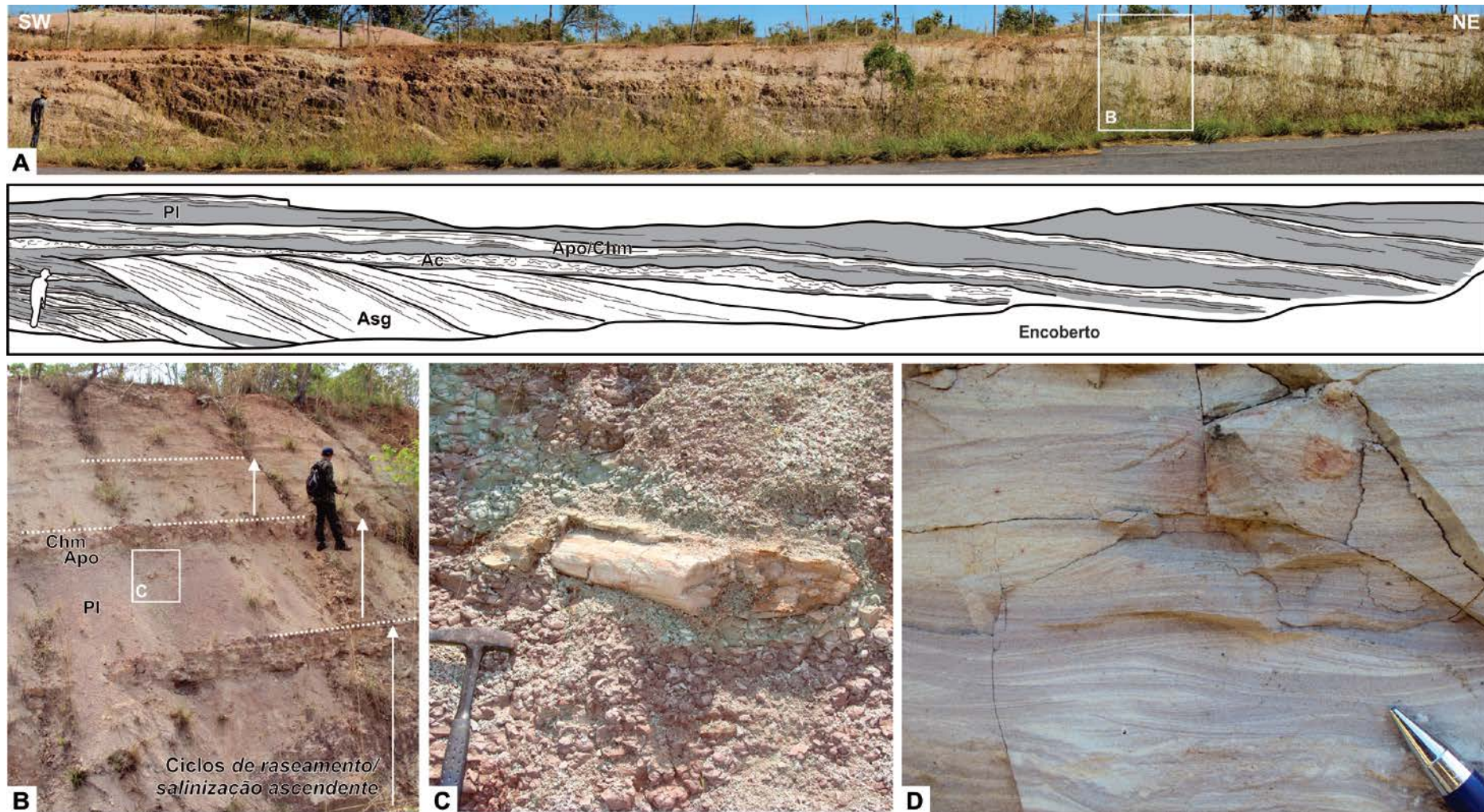


Figura 4.5 - Ciclos de raseamento/salinização ascendente da AF1. (A) Camadas tabulares de *chert* maciço (Chm) e arenitos com laminação convoluta (Ac) e plano-paralela a ondulada (Apo), e sigmoidais de arenitos (Asg) intercalados a pelitos laminados (Pl). (B) Passagem gradual das fácies Pl, Apo e Chm, configurando ciclos de raseamento/salinização ascendente (setas). (C) Tronco fóssil silicificado moderadamente preservado disposto horizontalmente ao acamamento. (D) Estruturas produzidas por onda representadas por laminação cruzada e ondulada.

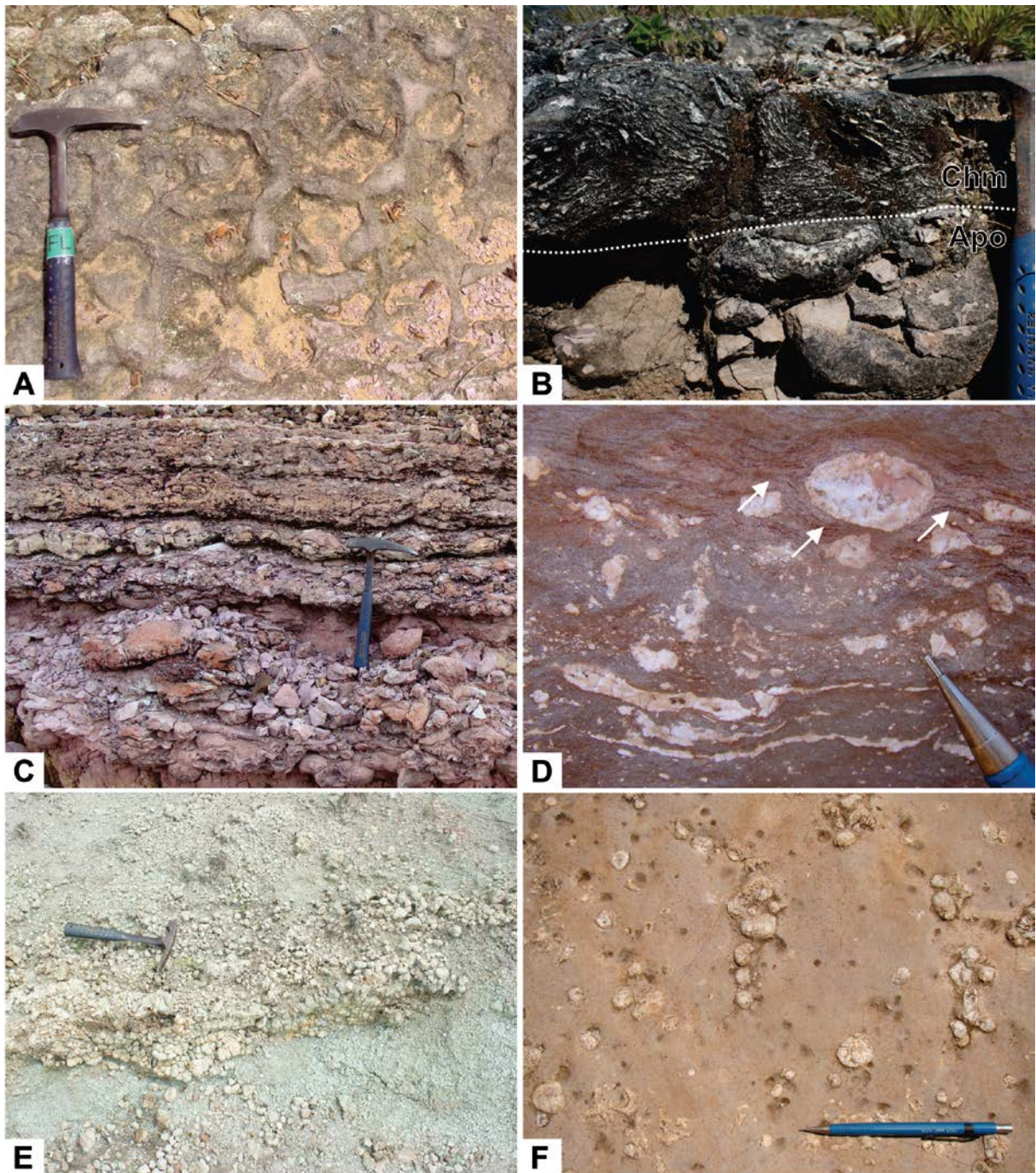


Figura 4.6 - Aspectos texturais dos níveis silicificados da AF1. (A) Gretas de contração marcando o topo dos ciclos de raseamento/salinização ascendente. (B) Nível silicificado (Chm) com *tepees* sobrepondo arenito com laminação plano-paralela a ondulada (Apo). (C) Nódulos de sílex amalgamados. (D) Detalhe de nódulos de sílex infletindo as laminações (setas). (E) Texturas *pop corn* e *cauliflower*. (F) Moldes evaporíticos/carbonáticos disseminados em arenito fino maciço. Vista em planta.

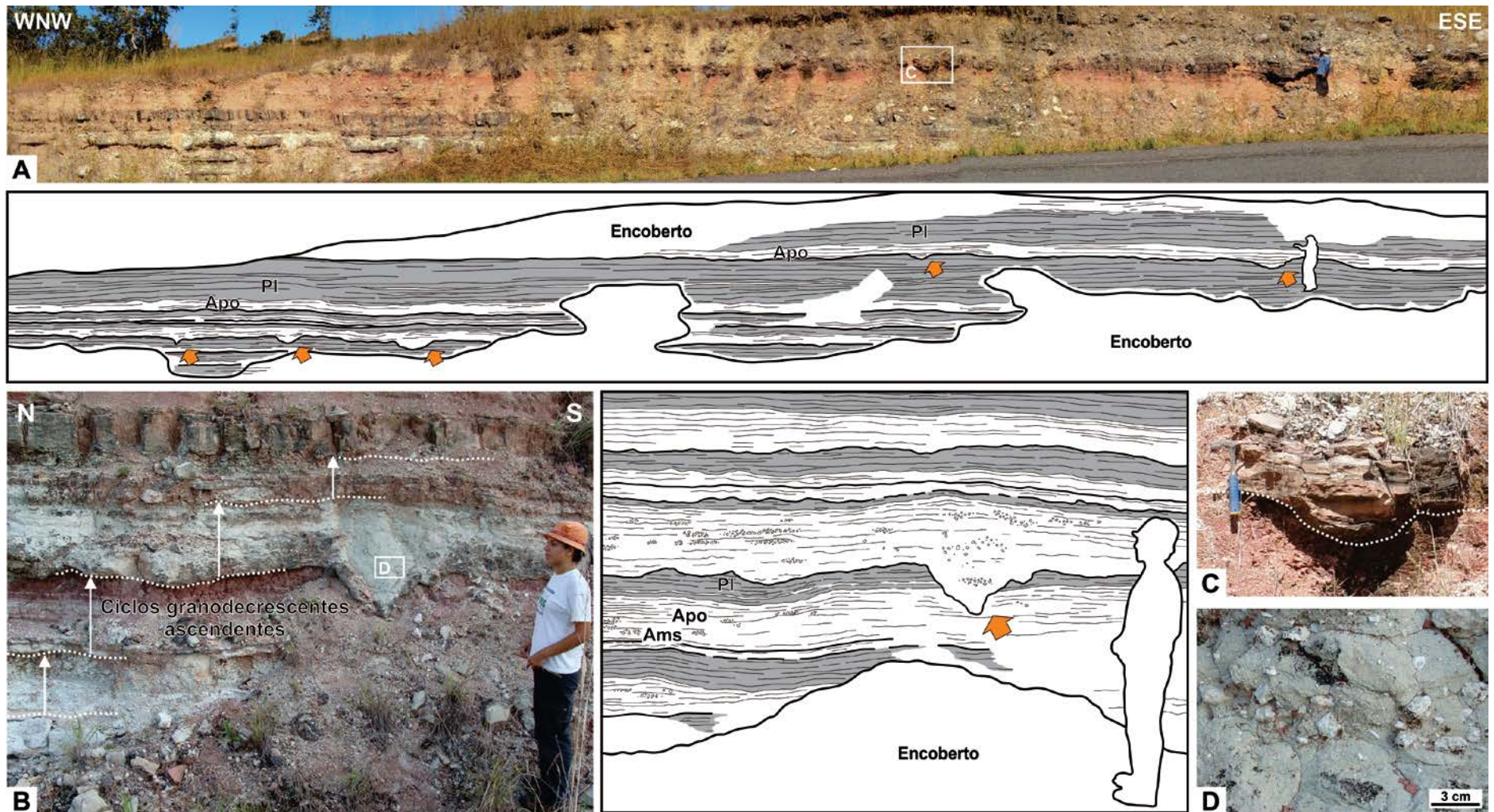
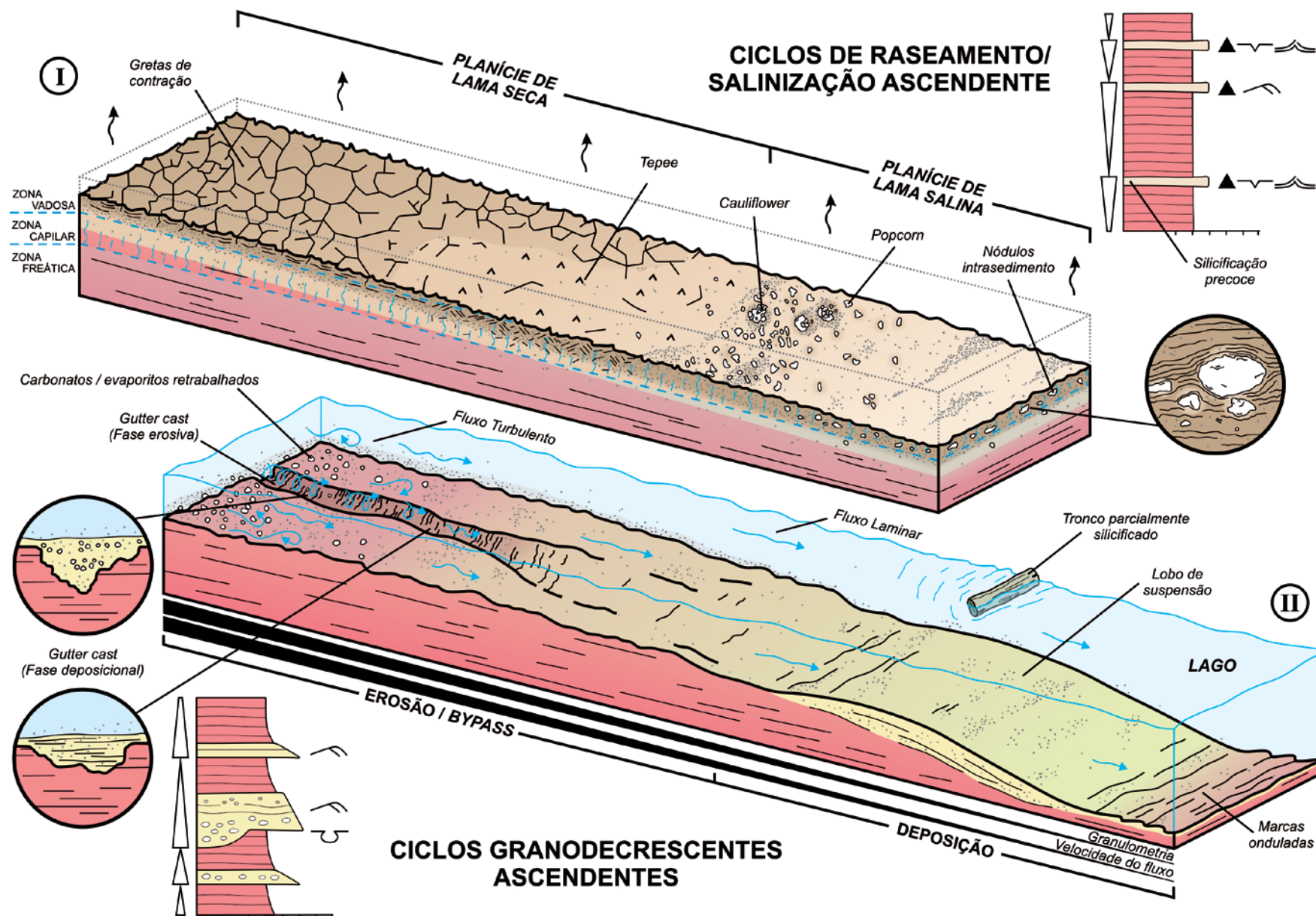


Figura 4.7 - Ciclos granodecrescentes ascendentes da AF1. (A) Camadas tabulares de arenitos com laminação plano-paralela a ondulada (Apo) intercalados a pelitos laminados (Pl). Notar *gutter casts* na base das camadas de arenito (setas vermelhas). (B) Passagem gradual das fácies Ams, Apo e Pl, configurando ciclos granodecrescentes ascendentes (setas brancas). *Gutter cast* na base do arenito maciço com fragmentos de sílex (Ams) (seta vermelha). (C) Detalhe de *gutter cast* preenchido por arenito com laminação plano-paralela a ondulada. (D) Detalhe de *gutter cast* preenchido por arenito maciço com fragmentos de sílex.

A elevada taxa de evaporação nas fases mais rasas dos lagos favorece a saturação e consecutiva precipitação de carbonatos e evaporitos. A exposição subaérea destas áreas origina superfícies gretadas com polígonos de diâmetros centimétricos e *tepees* em amplas planícies de lama secas (*dry mudflats*), que permanecem secas e subaéreas a maior parte do tempo, sendo mantidas pela zona capilar alimentada por flutuações na umidade do substrato (Asseredo e Kendall, 1977; Warren, 2006; Figura 4.8). A ocorrência de sais em planícies de lama secas está limitada às superfícies eflorescentes (*puffy surface efflorescences*) relacionadas com flutuações no lençol freático (Kendall e Harwood, 1996). Os minerais evaporíticos (sulfatos e carbonatos) são precipitados entre os sedimentos e na superfície pela evaporação na zona capilar acima do nível de água salina, originando texturas nodulares, *popcorn* e *cauliflower* (Chn) (Figuras 4.6 e 4.8). Estes evaporitos normalmente ocorrem no topo dos ciclos de raseamento/salinização ascendente na forma de moldes silicificados. A silicificação acontece devido o elevado pH alcalino ($\text{pH} > 10$) das águas manter a sílica em solução (alcalinólise) em condições mais áridas. Com a contínua redução da lâmina d'água e concentração de SiO_2 , a substituição parcial dos evaporitos é favorecida. *Tepees* e gretas de contração geralmente encontram-se silicificados (Figuras 4.6A e 4.6B).

Durante as inundações efêmeras, as superfícies eflorescentes são retrabalhadas mecanicamente e somente alguns evaporitos intrasedimentos tendem a ser preservados, devido à destruição e dissolução dos evaporitos superficiais por fluidos insaturados. No entanto, a silicificação precoce dos estratos favoreceu sua preservação. A erosão basal por fluxos turbulentos unidirecionais de alta energia, seguidas de rápida deposição, originam superfícies erosivas planas e *gutter casts* que são preenchidos por areias grossas contendo fragmentos das crostas evaporíticas (Ams) e sedimentos arenosos finos a médios (Apo) (Figuras 4.7 e 4.8). Nas regiões alagadas ocorre o declínio do evento de inundação, com a deposição de sedimentos finos (Pl).

Figura 4.8 - Modelo esquemático sintetizando a origem dos ciclos de raseamento/salinização ascendente (I) e granodecrescentes ascendentes (II). Os ciclos de raseamento/salinização ascendente são formados durante os estágios de redução do nível lacustre com a consecutiva exposição subárea associada a uma alta taxa de evaporação. O desenvolvimento de gretas de contração, *tepees* e nódulos de carbonatos/evaporitos é controlado pelas variações no nível freático e interação com as zonas capilar e vadosa. A silicificação está concentrada no topo destes ciclos. Os ciclos granodecrescentes ascendentes ocorrem durante inundações efêmeras que retrabalham as planícies de lama, transportando grande quantidade de carga sedimentar para as porções lacustres, onde ocorre o declínio do evento de inundação.



4.3.2.2 AF2 - Campo de dunas marginal (*Marginal dune fields*)

Descrição

A AF2 consiste nas fácies pelito laminado (Pl), arenito com estratificação cruzada tabular (Atb), arenito com laminação cruzada cavalgante transladante subcrítica (Act), arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg), arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa), arenito com *megaripples* (Am), arenito com laminação plano-paralela a ondulada (Apo) e conglomerado maciço (Cm) (Tabela 4.1). Esta associação ocorre no topo da Formação Pedra de Fogo, compreendendo uma sucessão de até 14 m de espessura com pelo menos 45 km de ocorrência lateral, sobrepondo os estratos da AF1 e adelgçando para E-NE da área de estudo. Os arenitos com estratificação cruzada tabular (Atb) são dominantes nesta associação, com *sets* de espessura média de 0,3 m e chegando a atingir 1,5 m (Figura 4.9A). Os *sets* apresentam adelgaçamento ascendente, mergulho preferencial dos *foresets* para E-SE, superfícies de reativação e estruturas de fluxo de grãos (*grainflow*). Os arenitos são bimodais (finos a médios) com grãos bem selecionados a bem arredondados com alta esfericidade. Subordinadamente, arenitos com laminação cruzada cavalgante transladante subcrítica (Act) ocorrem em camadas centimétricas entre os *sets* de estratificação cruzada tangencial, sendo representados por estratos tabulares e lenticulares dispersos (Figura 4.9B).

Na porção superior da AF2, podem ocorrer ciclos granodecrescentes ascendentes constituídos, da base para o topo, pelas fácies Cm, Aa, Am, Asg, Apo e Pl. Os conglomerados maciços (Cm) são polimíticos, compostos por seixos subangulosos a subarredondados de quartzo e fragmentos de arenitos e pelitos, além de troncos silicificados retrabalhados. Os arenitos com estratificação cruzada acanalada (Aa) e *megaripples* (Am) sobrepõe gradativamente a fácies Cm (Figura 4.9C). Os *sets* das estratificações cruzadas acanaladas apresentam espessura média de 0,3 m, mergulho dos *foresets* para W-SW e *mud drapes* descontínuos. A presença de níveis argilosos é comum nas fácies Am, Asg e Apo, com o desenvolvimento de acamamento *flaser/wavy*. Moldes evaporíticos de forma acicular, *rip-up clasts* e gretas de contração são estruturas associadas. O topo da AF2, bem como os pelitos cinza esverdeados/avermelhados que sobrepõe esta sucessão são enriquecidos em troncos fósseis (Zona de concentração de troncos silicificados; Figura 4.4). Os troncos encontrados nesta zona de concentração apresentam alto grau de preservação (Figura 4.9D), ocorrendo *in situ* e como depósitos coluvionares.

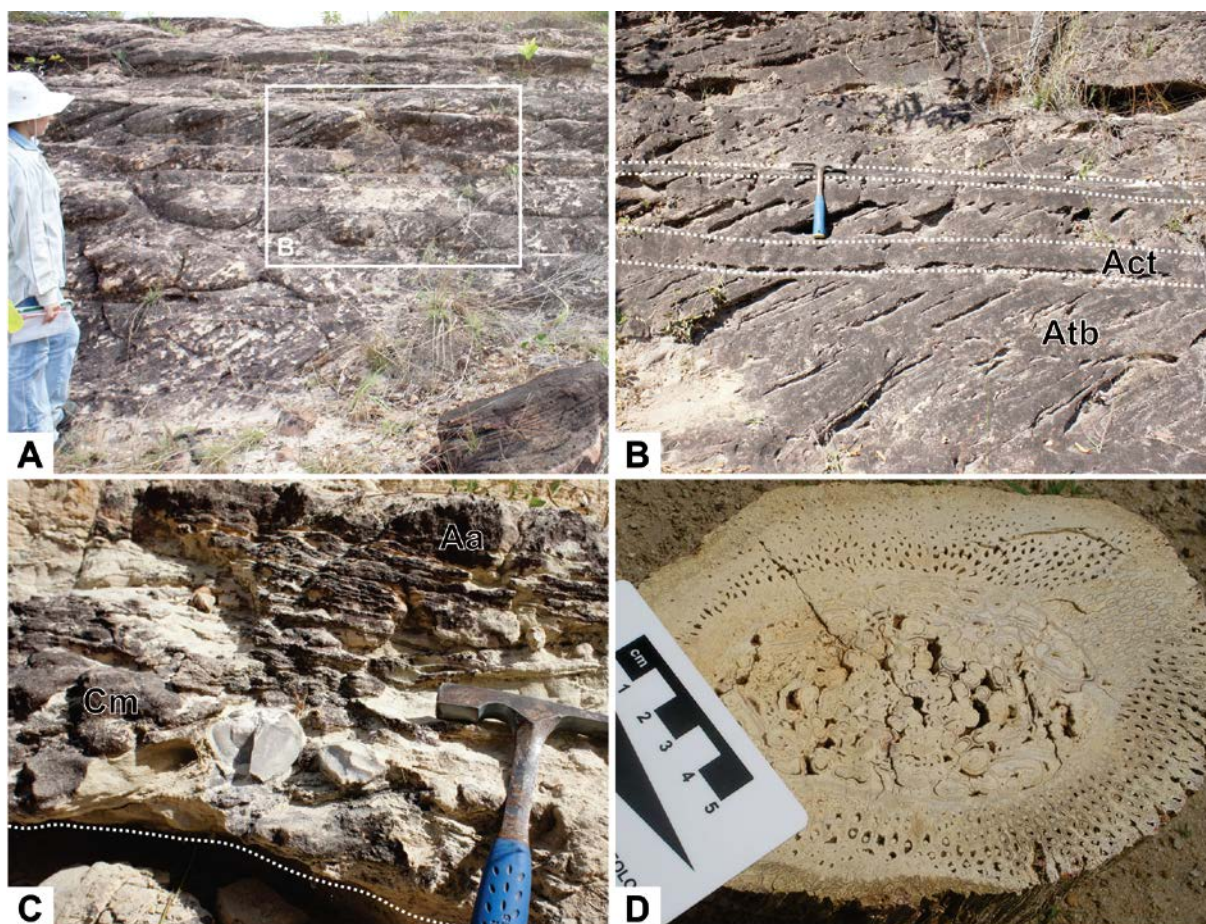


Figura 4.9 - Aspectos faciológicos da AF2. (A) Camadas tabulares de arenito com estratificação cruzada tabular (Atb). (B) Camadas tabulares centimétricas de arenito com laminação cruzada cavalgante transladante subcrítica (Act) intercalado com a fácies Atb. (C) Passagem gradual de conglomerado maciço (Cm) para arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa). (D) Detalhe de tronco fóssil silicificado com estruturas internas bem preservadas (*Tietea singularis* sp.).

Interpretação

A AF2 corresponde à porção marginal do *Playa Mudflat Complex*, sendo representada por planícies de areia (*sandflats*) com campos de dunas/interdunas em zonas metassaturadas em areia (Wilson, 1971) e efêmeras contribuições fluviais. Nestes depósitos, o lençol freático é geralmente profundo e por isso os sedimentos não retêm sais capilares e a atuação de processos eólicos é favorecida (Warren, 2006). As zonas metassaturadas são marcadas pela cobertura incompleta de areia, contendo dunas eólicas espaçadas e regiões de interdunas planas (Wilson, 1971; Rodríguez-López *et al.*, 2014). As dunas eólicas são formadas pela combinação de processos trativos (*wind ripples*) e gravitacionais (*grainflow* e *grainfall*) que originam estratos cruzados (Atb). A presença de grãos bimodais, bem selecionados e bem arredondados com alta esfericidade e gradação inversa (*grainflow*) corroboram com ação eólica. A migração de *wind ripples* relacionadas a alta velocidade do vento nos espaços interdunas formam estratos cavalgante transladantes subcríticos (Act). Fluxos canalizados

formados por correntes unidirecionais de alta energia escavaram o substrato e transportaram grande quantidade de carga sedimentar, originando *lags* residuais com abundantes seixos e fragmentos de troncos silicificados (Cm). A redução da energia do fluxo possibilitou a migração de formas de leito 3D (Aa), *megaripples* (Am) e marcas onduladas (Apo), que com a rápida desaceleração do fluxo formaram lobos de suspensão (Asg) em regiões alagadas. A perpendicularidade das paleocorrentes das dunas eólicas e dos fluxos canalizados indica que estes percorriam e alimentavam os espaços interdunas, sendo desconfinados nas planícies de lama secas (AF1).

Os troncos fósseis silicificados são abundantes na porção superior dos estratos da AF2 (Rößler e Galtier, 2002a,b, 2003; Dias-Brito *et al.*, 2007; Matysová *et al.*, 2010; Capretz e Rohn, 2013; Kurzawe *et al.*, 2013a,b; Tavares *et al.*, 2014; Neregato *et al.*, 2015). São representados principalmente por samambaias arborescentes (e.g., *Tietea*, *Psaronius*, *Grammatopteris*, *Botryopteris*), *calamitaleans* e gimnospermas, apresentando alto grau de preservação. A proliferação destas plantas em torno das planícies de areia está associada a ressurgência de águas meteóricas e freáticas originaram regiões alagadas. Andrade *et al.* (2014) interpretam estas zonas como oásis. Provavelmente, a preservação dessas plantas foi favorecida pela impregnação sindeposicional de sílica, condicionada à concentração da sílica em lâminas d'água rasas e a reduções locais do pH na fase inicial de decomposição (e.g., Tavares e Rohn, 2009; Matysová *et al.*, 2010).

4.3.3 Associações de fácies da Formação Motuca

4.3.3.1 AF3 - Lago de *playa* perene (*Perennial playa lake*)

Descrição

A AF3 corresponde aos maiores e mais expressivos depósitos da Formação Motuca, sendo constituída pelas fácies pelito laminado (Pl), arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg) e arenito com laminação cruzada cavalgante (Al) (Tabela 4.1). Esta associação abrange uma sucessão de até 43 m de espessura na porção oeste da área, tornando-se menos espessa para leste. Os pelitos laminados (Pl) são dominantes (Figuras 4.10A e 4.10B), apresentam coloração avermelhada (*red beds*) e formam extensas camadas tabulares que, juntamente com os arenitos médios a grossos em geometria de lobo sigmoidal (Asg), configuram ciclos granocrescentes ascendentes. Os lobos possuem estruturação complexa, *sets* de estratificação cruzada sigmoidal variando de 10 a 70 cm de espessura e até 12 m de largura, e *foresets* mergulhando para E-NE (Figura 4.10C). Estes arenitos podem exibir subordinadamente estratificação cruzada tangencial, estratificação cruzada tabular, laminação

plano-paralela e acamamento maciço (Figuras 4.10D e 4.10E). A porção superior da Formação Motuca é marcada pela passagem gradual de arenitos finos com laminação cruzada cavalgante supercrítica (Al) para arenitos médios com laminação convoluta, falhas e microfalhas da base da Formação Sambaíba (AF5). Truncamentos de baixo ângulo, acamamento *flaser/wavy* e convoluções são estruturas associadas à fácies Al (Figura 4.10F).

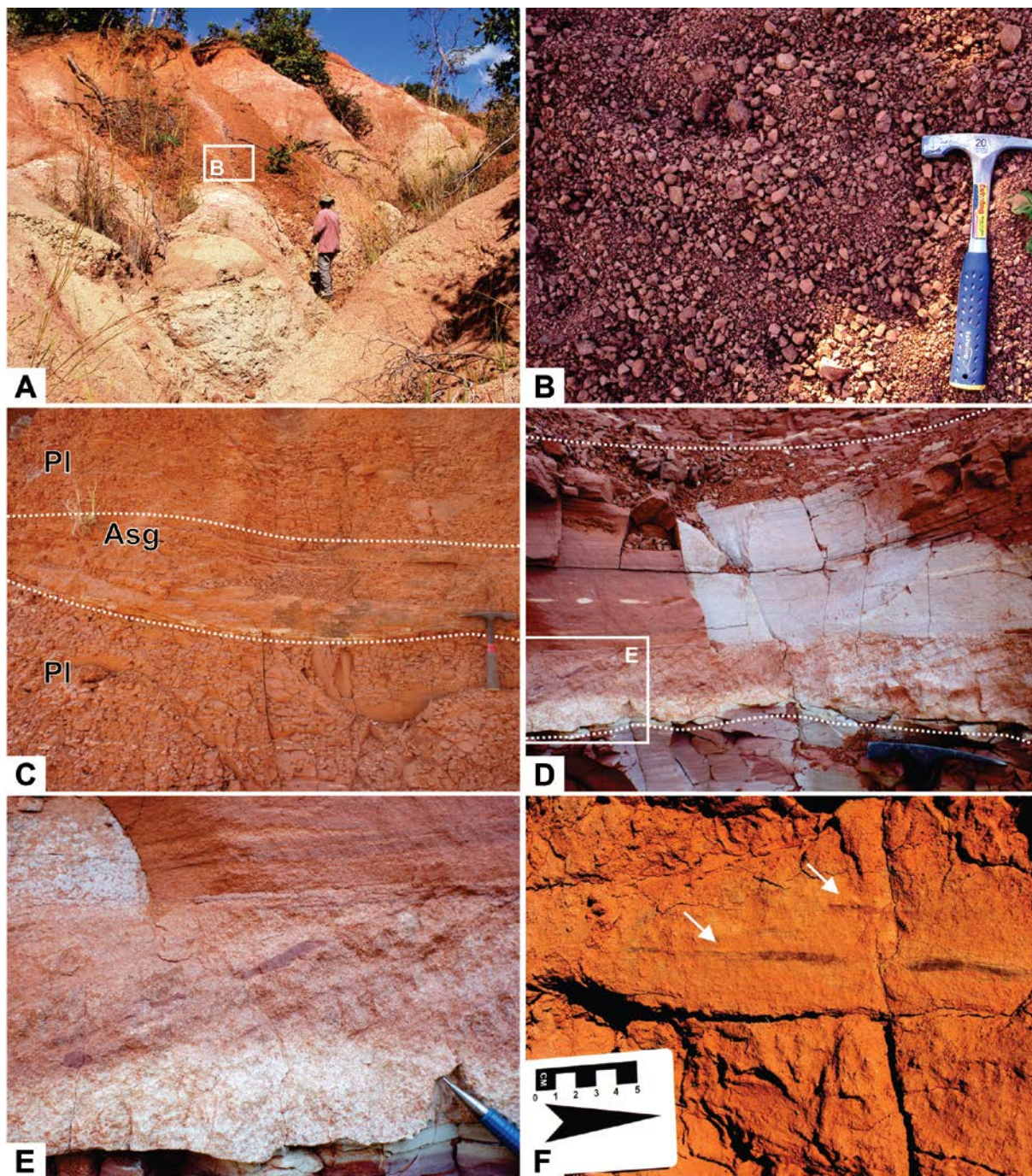


Figura 4.10 - Aspectos faciológicos dos *red beds* Motuca (AF3). (A) Camadas tabulares contínuas de pelito vermelho laminado (Pl). (B) Detalhe da fácies Pl. Notar que os pelitos tendem a apresentar textura intempérica em *blocky*. (C) Intercalação de pelitos laminados (Pl) com arenitos sigmoidais (Asg). (D) Lobo de arenito exibindo base com acamamento maciço que grada para estratificação cruzada tabular e tangencial. (E) Detalhe dos *foresets* com *rip-up clasts*. (F) Arenito com laminado com acamamento *flaser/wavy*, com destaque para os níveis mais argilosos (setas).

Interpretação

A AF3 foi depositada predominantemente por processos de decantação em um extenso ambiente lacustre raso de baixa energia, influenciado por influxos esporádicos de areias oriundos de rios efêmeros. A distribuição uniforme da fácies pelítica (Pl) por uma ampla área, associada a escassez de fácies de granulação mais grossa e ausência de feições de exposição subárea, sugerem deposição em uma bacia fechada de baixo relevo topográfico relacionada a lagos permanentes (Talbot e Allen, 1996; Oliver e Prave, 2013). Fluxos densos de alta energia gerados por *flash floods* forneciam grandes volumes de sedimentos para estas regiões lacustres (fluxos homopícnais/hiperpícnais), originando lobos arenosos sigmoidais (Asg). A estruturação complexa dos lobos sigmoidais está relacionada com barras de desembocadura proximais em bacias de baixa inclinação e lâmina d'água rasa (Postma, 1990). Nas margens dos lagos predomina a ação de ondas e correntes de baixa intensidade, retrabalhando restritas zonas de sedimentos mais grossos (Al). Provavelmente, estes grãos de tamanho silte-areia fina possuem origem eólica.

4.3.3.2 AF4 - Planície de lama salina / Panela salina (*Saline mudflat / Saline pan*)

Descrição

Esta associação ocorre lateralmente à AF3, sendo representada pelas fácies pelito laminado (Pl), pelito laminado com nódulos de dolomita (Pln), gipso nodular (Gn), gipso laminado (Gl), gipsarenito (Ga), marga maciça (Mm) e calcário maciço (Ccm) (Tabela 4.1). A AF4 é formada pela intercalação de fácies evaporíticas e siliciclásticas finas, dispostas em sucessões de até 15 m de espessura. As fácies evaporíticas consistem em corpos lenticulares de espessuras variáveis. Os sulfatos (Gn, Gl e Ga) formam lentes de até 6 m de espessura e 100 m de comprimento, enquanto os carbonatos (Mm e Ccm) constituem níveis centimétricos que atingem no máximo 20 m de extensão lateral (Figura 4.11A). As fácies Gl e Gn encontram-se intercaladas, representadas pela passagem gradual de lâminas horizontais a onduladas para estruturas nodulares (*chickenwire*) e enterolíticas (Figuras 4.11B, 4.11C e 4.11D). O gipso laminado é marcado pela alternância das cores branca (gipso fibroso/prismático) e cinza escuro (gipso em mosaico), contendo lentes milimétricas de *dolomudstone*. O gipsarenito (Ga) ocorre de maneira restrita, apresentando laminação plano-paralela e cruzada cavalgante. As fácies Mm, Ccm, Gn e Ga configuram o topo de ciclos de raseamento ascendente.

As fácies siliciclásticas (Pl e Pln) são dispostas em camadas tabulares que envolvem as lentes evaporíticas. A fácies Pl é semelhante a da AF3, diferenciando-se por ser menos

espessa e apresentar nódulos e veios de gipso (*satinspar*) disseminados. Pelitos esverdeados (Pln) normalmente ocorrem na porção superior dos evaporitos, apresentando níveis de palygorskita e nódulos de dolomita.

Interpretação

A deposição da AF4 ocorreu durante períodos de intensa aridez com predomínio de processos de evaporação alternados com influxos de água superficial e oscilações no nível freático, ocasionando a retração dos lagos (*playa lakes*) e o desenvolvimento de painéis salinas (*saline pans*) efêmeras rodeadas por planícies de lama salinas (*saline mudflats*). Nas painéis salinas ocorre a precipitação química de sulfato em ambiente subaquoso raso, originando cristais de gipsita fibrosa/prismática e em mosaico (Gl). O gipso fibroso/prismático cresce perpendicularmente ao substrato na interface água-sedimento (*bottom-growth gypsum*), originando *grass-like crusts* (Kendall e Harwood, 1996; Salvany, 1997). Estes cristais aumentam de tamanho e passam gradativamente para gipsita em mosaico (anidrita primária), formada pelo crescimento displacivo em condições bastante rasas e/ou na zona freática capilar, implicando em períodos de rebaixamento do nível da salmoura e eventuais exposições subaéreas (Warren, 2006). Exposições prolongadas proporcionam o crescimento e coalescência de nódulos de gipsita/anidrita dentro das camadas de pelitos, originando estruturas *chickenwire* e enterolítica (Gn) (Boggs, 2009). Durante influxos de águas menos salinas pode ocorrer a dissolução da parte superior das crostas de gipso, deposição de finas lâminas de lama dolomítica (*dolomudstone*; Gl) e/ou o retrabalhamento de fragmentos de gipsita/anidrita por correntes trativas e ondas, desenvolvendo marcas onduladas (Ga).

As planícies de lama salinas estão distribuídas lateralmente às painéis salinas, sendo constituídas por planícies de sedimentos finos com sais intrasedimentos e abundantes lagoas efêmeras saturadas em carbonatos (Cm). A interação entre precipitação química de carbonatos e influxo de água superficial enriquecida em sedimentos finos é responsável pela formação de margas nas lagoas salinas (Mm). Sais displacivos crescem aleatoriamente na franja capilar como cristais ou nódulos ou concentram-se como camadas decimétricas nos pelitos (Pl). Os veios e fraturas preenchidas por gipso fibroso *satinspar* que ocorrem na fácies Pl, possuem origem telodiagenética e estão associados a dissolução dos evaporitos adjacentes. A flutuação no nível da água e na salinidade originaram ciclos de raseamento/ressecamento/salinização ascendente, caracterizados pela passagem de pelitos laminados de lagos rasos a margas e carbonatos maciços.

A elevada taxa de evaporação condicionada ao clima árido a semi-árido e a grande disponibilidade de Mg nos lagos favorecem a formação de palygorskita e dolomita (Pln) (Velde, 1985; Jones e Galan, 1988; Tlili *et al.*, 2010). A palygorskita provavelmente foi precipitada diretamente nas soluções aquosas, enquanto que os nódulos de dolomita se formaram logo abaixo da interface água-sedimento ao longo de horizontes contínuos durante a eodiagênese, refletindo o nível de supersaturação que as águas intersticiais alcançaram (Tucker, 1991).

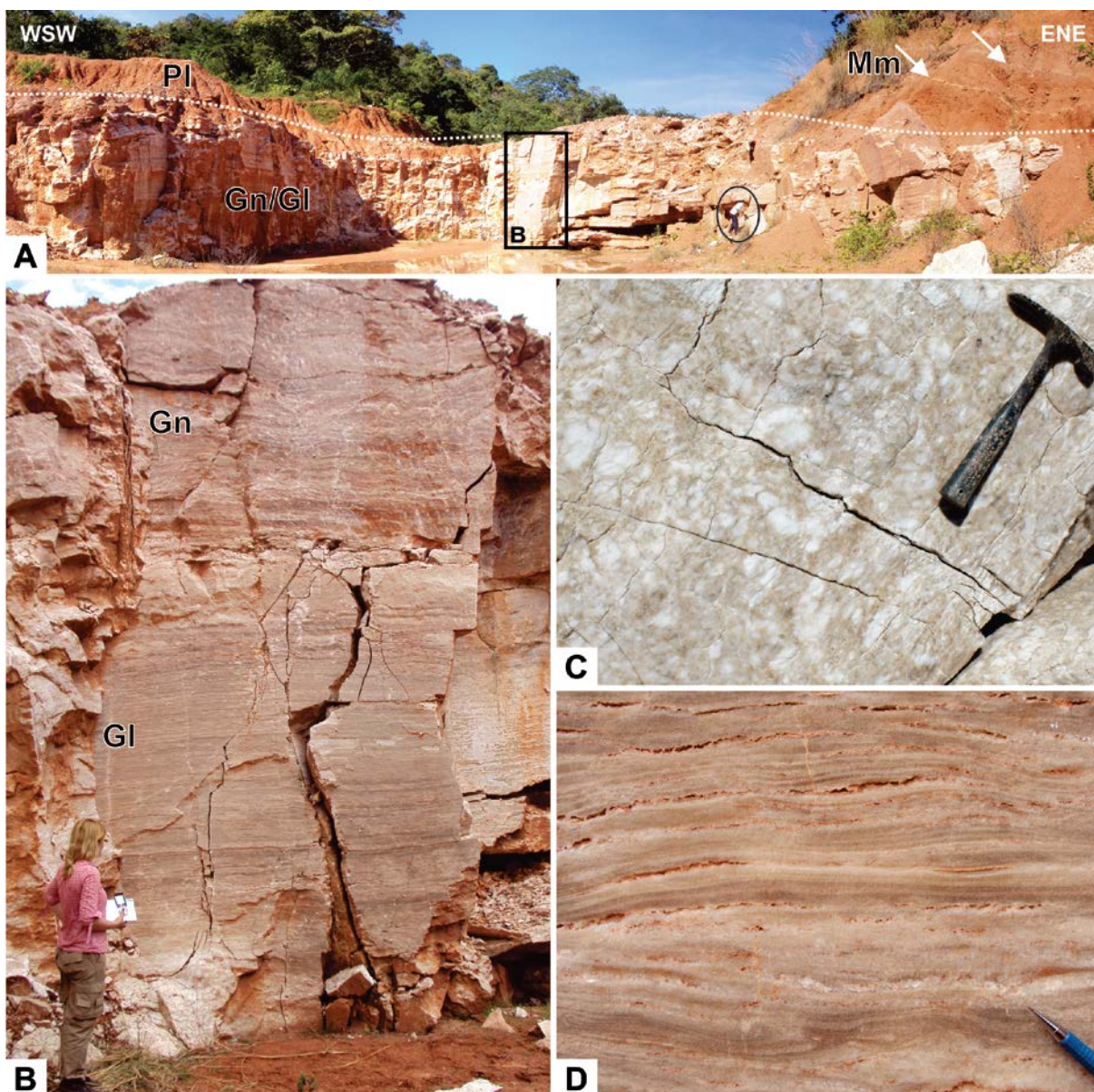


Figura 4.11 - Fácies evaporíticas da Formação Motuca (AF4). (A) Geometria das fácies evaporíticas. O gipso (Gn/Gl) ocorre em lentes métricas intercaladas a pelitos laminados (Pl), enquanto que a marga (Mm) ocorre em níveis centimétricos restritos (setas). Círculo preto: escala de 1,80 m. (B) Passagem gradual entre as fácies gipso laminado (Gl) e gipso nodular (Gn). (C) Detalhe do gipso nodular exibindo textura *chickenwire*. (D) Detalhe do gipso laminado.

4.3.4 Associações de fácies da Formação Sambaíba

4.3.4.1 AF5 - Lençol de areia (*Sand sheet*)

Descrição

A AF5 representa a base da Formação Sambaíba e é composta pelas fácies pelito laminado (Pl), arenito com laminação convoluta, falhas e microfalhas (Acf), arenito com estratificação plano-paralela (App) e arenito com estratificação cruzada de médio a grande porte (Acz) (Tabela 4.1). Esta associação é lateralmente contínua por toda a unidade, compondo sucessões de até 7 m de espessura que alternam fácies arenosas e pelíticas. Na porção oeste da área, a fácies App ocorre intercalada com níveis argilosos laminados a maciços (Pl) de espessura variável (0,1 a 20 cm) (Figura 4.12A), exibindo localmente estruturas de adesão e convoluções. As convoluções ocorrem sobrepostas aos pelitos laminados e são truncadas por estratos planos e de baixo ângulo (Figura 4.12B). À leste, a fácies Acf associada a fácies App é dominante, apresentando acamamento *wavy/flaser* e abundantes estruturas de adesão (Figuras 4.12C e 4.12D). As estruturas de adesão são normalmente planas (*adhesion laminations*) contendo convoluções dispersas (Figura 4.12D). Níveis argilosos delgados (< 1cm) geralmente encontram-se deformados pelas convoluções e microfalhas (Figura 4.12E). As falhas/microfalhas mostram planos de baixo e alto ângulo, curvados e crenulados, com deslocamentos subhorizontais, normais e oblíquos com direção preferencial para NW-SE e W-E (Figura 4.12F). Em algumas porções as falhas possuem preenchimento argiloso. Os arenitos com estratificação cruzada de médio porte (Acz) ocorrem subordinadamente e os *sets* não ultrapassam 40 cm de espessura.

Interpretação

A AF5 foi depositada em extensas planícies arenosas secas a úmidas, dominadas por processos eólicos com restrita disponibilidade de sedimentos. Estes lençóis de areia (*sand sheets*) provavelmente desenvolveram-se em zonas subsaturadas em areia (Wilson, 1971) na porção marginal do *Erg* Sambaíba, marcado pela migração de *wind ripples* (App) e dunas eólicas de porte reduzido (Acz) constantemente modificadas pelo leito plano (Brookfield, 1977; Fryberger, 1979; Kocurek e Havholm, 1993). As variações do nível do lençol freático e/ou da franja capilar para próximo da superfície, originam regiões úmidas onde os grãos transportados pelos ventos aderem ao substrato gerando estruturas de adesão de leito plano. Quando o lençol freático aflora ou durante inundações periódicas por fluxos fluviais efêmeros, lagos temporários (Pl) são desenvolvidos nos espaços interdunas e em depressões nas planícies arenosas. O avanço de dunas sobre areias saturadas pelo lençol freático geram

processos de liquefação por sobrecarga, desenvolvendo deformações convolutas dúcteis e falhamentos rúpteis (Acf) (McKee *et al.*, 1971; Collinson, 1994).

4.3.4.2 AF6 - Campo de dunas (*Dune fields*)

Descrição

A AF6 é a sucessão característica da Formação Sambaíba, constituída pelas fácies arenito com estratificação cruzada de médio a grande porte (Acz), arenito com estratificação plano-paralela (App) e conglomerado maciço (Cm) (Tabela 4.1). Esta associação compõe pelo menos 170 m de espessura das mesetas sedimentares que ocupam praticamente toda a área de estudo (Figura 4.14). A fácies Acz é dominante, formada por arenitos finos a médios com estratificação cruzada de médio a grande porte, contendo grãos bem selecionados, bimodais e bem arredondados com alta esfericidade. Os *sets* possuem espessuras que variam de 0,3 a 16 m (Figuras 4.13A e 4.13B), *foresets* mergulhando preferencialmente para NW-SW e estruturas de queda de grãos (*grainfall*) e fluxo de grãos (*grainflow*). A fácies Act ocorre de maneira restrita, sendo representada por estratos tabulares e lenticulares dispersos nos depósitos da fácies Acz. Os *sets* e *cosets* dos estratos cruzados são limitados por superfícies de 3ª (reativação), 2ª (superposição) e 1ª ordem (interduna), além de duas superfícies de maior hierarquia e extensão regional que separam diferentes estilos deposicionais (supersuperfícies) (Figura 4.14). A primeira supersuperfície (Supersuperfície I; Figura 4.4) é uma superfície plana a irregular que ocorre na porção intermediária superior da Formação Sambaíba (Figuras 4.14A e 4.14B), sendo composta por paraconglomerados maciços (Cm) com clastos angulosos a subarredondados de arenitos silicificados que tendem a ser acumulados no topo da camada (Figuras 4.13C e 4.13D). Os *sets* de estratificação cruzada acima desta supersuperfície tendem a ser mais espessos que os da porção inferior (*mega cross-bedding sets*) (Figura 4.14A). A segunda supersuperfície (Supersuperfície II; Figura 4.4) marca o topo da unidade e a passagem para os basaltos amigdaloidais e arenitos silicificados da Formação Mosquito (AF7) (Figuras 4.14B e 4.14C).

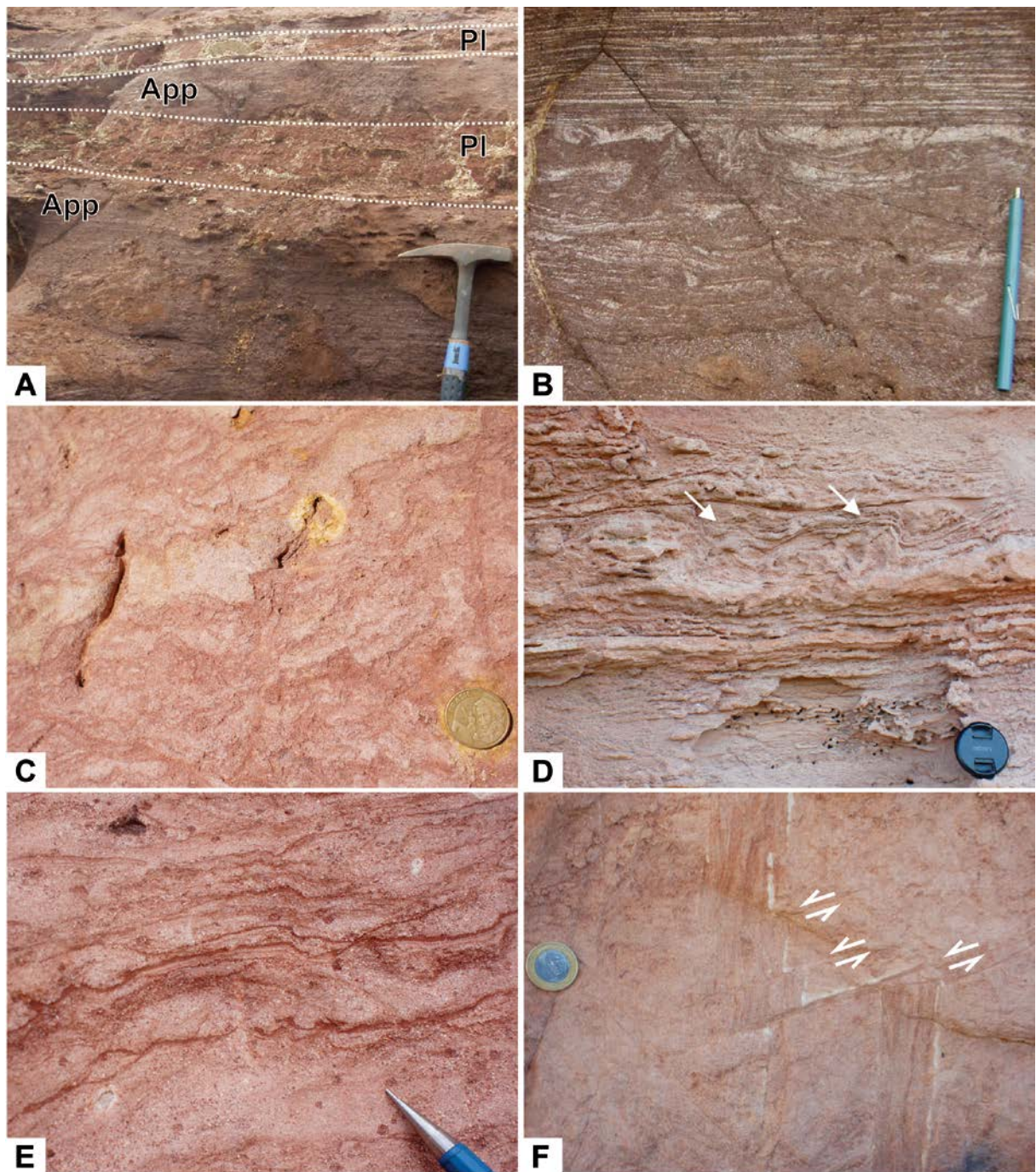


Figura 4.12 - Aspectos faciológicos da base da Formação Sambaíba (AF5). (A) Intercalação entre as fácies pelito laminado (PI) e arenito com estratificação plano-paralela (App). (B) Convoluções que sobrepõem os pelitos sendo truncadas por estratos de baixo ângulo. (C) Vista em planta das estruturas de adesão. (D) estruturas de adesão de leito plano. Notar convoluções associadas (setas). (E) Níveis argilosos laminados (acamamento *flaser*) contorcidos por covoluções e microfalhas. (F) Vista em planta de arenito com laminação convoluta e microfalhas com deslocamentos normais e oblíquos.

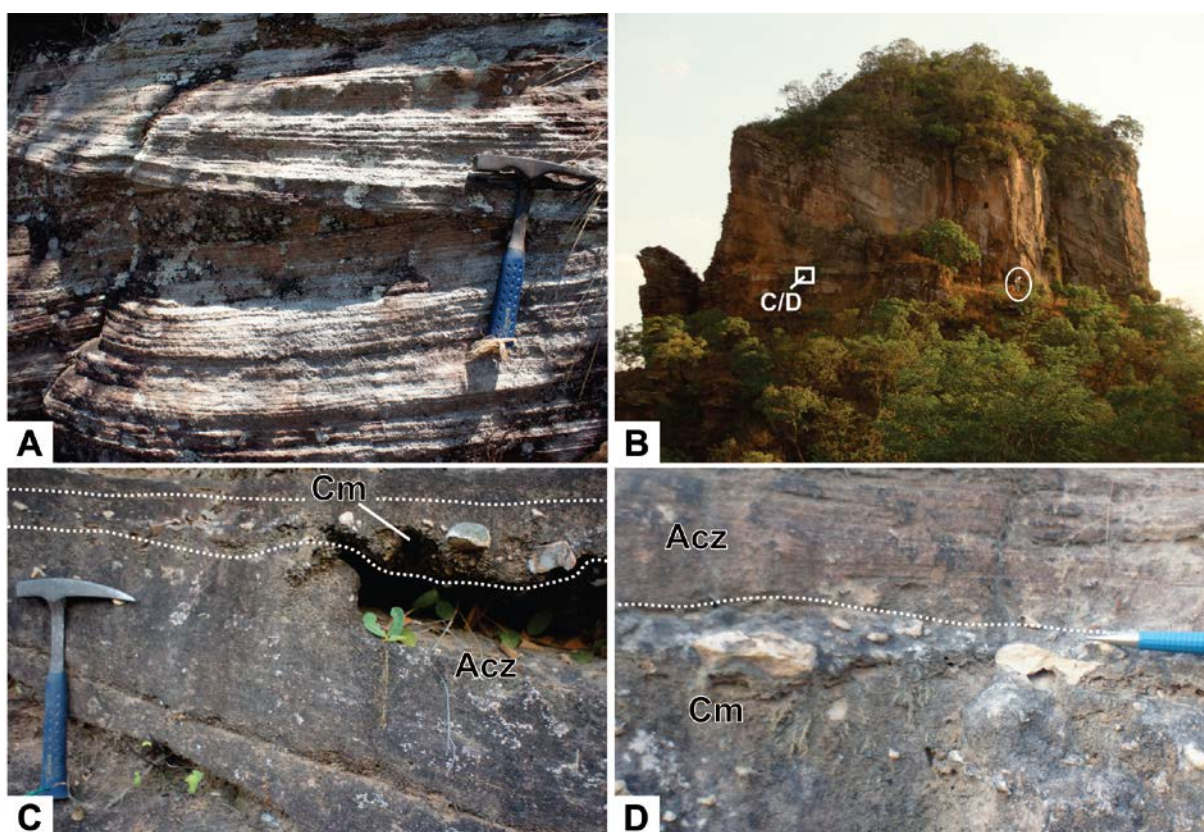


Figura 4.13 - Aspectos faciológicos da Formação Sambaíba (AF6). (A) Arenito com estratificação cruzada de médio a grande porte. (B) Set de aproximadamente 16 m de espessura característico da porção superior da unidade. Círculo branco: escala de 1,75 m. (C) Conglomerado maciço (Cm) com clastos de arenitos silicificados truncando arenitos com estratificação cruzada (Acz). (D) Detalhe da acumulação de clastos no topo da fácies Cm.

Interpretação

A AF6 corresponde a parte central do *Erg* Sambaíba, que é composta por complexos de dunas/*draas* em zona saturada em areia com interdunas secas subordinadas (Wilson, 1971). As zonas saturadas são caracterizadas pela cobertura total de areia, proporcionando o sucessivo cavalgamento de dunas/*draas* e interdunas secas. As dunas eólicas (Acz) migram a partir de processos trativos (*wind ripples*) e gravitacionais de *grainflow* e *grainfall* responsáveis pelo desmoronamento na face frontal da duna (*slipface*), originando estratos cruzados internos. Os estratos planos de interdunas (App) originam-se pela migração de *wind ripples* nas depressões entre dunas eólicas ou *draas*, gerando estratos cavalgantes transladantes subcríticos. A pequena expressão destes depósitos de interdunas associada à quantidade de estratos cruzados possibilita classificá-las como interdunas deflacionárias, cujos sedimentos são constantemente remobilizados e disponibilizados para a construção de dunas eólicas (Ahlbrandt e Fryberger, 1981).

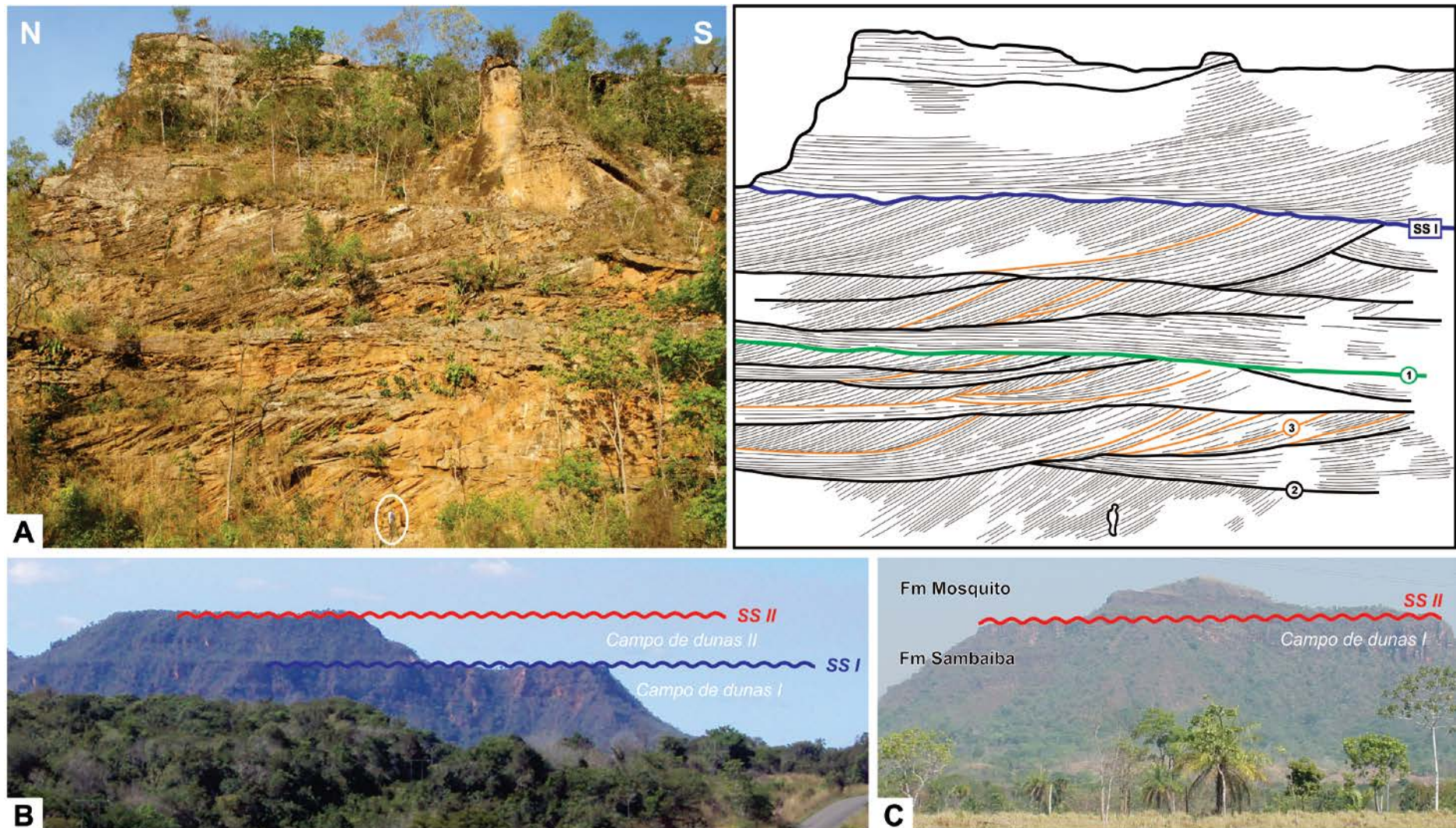


Figura 4.14 - Superfícies limítrofes da Formação Sambaíba (AF6). (A) Superfícies de 3ª (reativação), 2ª (superposição) e 1ª (interduna) ordem, além de uma supersuperfície de deflação (SS I). (B) Vista geral das duas supersuperfícies (I e II) que separam diferentes estilos deposicionais. A SS I divide dois conjuntos distintos de estratos na Formação Sambaíba: *Campo de dunas I* com sets de estratificação cruzada de médio a grande porte; enquanto que em *Campo de dunas II* ocorrem ‘mega cross-bedding sets’. A SS II representa o contato entre as formações Sambaíba e Mosquito. (C) Notar que a SS II pode ocorrer diretamente sobreposta aos estratos de *Campo de dunas I*.

A acumulação dos complexos de dunas/*draas* da Formação Sambaíba possuiu pelo menos dois diferentes estilos de deposição (*Campo de dunas I e II*), sendo separados por uma supersuperfície deflacionária (SSI; Figuras 4.4 e 4.14). Provavelmente, a gênese desta supersuperfície esta relacionada com o interrompimento do cavalgamento das dunas/*draas* do *dune fields* I e a contínua migração das mesmas (*bypass* eólico), originando uma região plana de grande extensão lateral. A deflação alcançou o lençol freático e possibilitou a cimentação preferencial na superfície, desenvolvendo solos endurecidos (silcretes). Fluxos fluviais efêmeros retrabalharam este substrato (Cm) e o contínuo processo de deflação possibilitou a remoção dos sedimentos mais finos e a concentração dos clastos em *lags* de deflação (Figura 4.13B). O reestabelecimento da disponibilidade de sedimentos permitiu a implantação um novo sistema eólico (*Campo de dunas II*). Outro evento de deflação, porém mais amplo e de caráter regional, gerou uma supersuperfície que trunca os estratos de *campo de dunas I/II* e é sobreposta pelos derrames basálticos da Formação Mosquito (SSII; Figuras 4.14B e 4.14C).

4.3.5 Associação de fácies da Formação Mosquito

4.3.5.1 AF7 - Planície vulcânica (*Volcanic plain*)

Descrição

A AF7 representa o topo da sucessão estudada e é constituída pelas fácies basalto amigdaloidal a maciço (Ba) e arenito com estratificação cruzada de médio a grande porte (Acz) (Tabela 4.1). Esta associação possui aproximadamente 70 m de espessura, sendo os primeiros metros marcados pela intercalação de camadas tabulares de arenitos avermelhados silicificados e basaltos arroxeados. A fácies Ba é dominante, apresentando textura amigdaloidal a maciça com vênulas disseminadas e pontuações ripiformes (fenocristais) de coloração esbranquiçada. Os basaltos amigdaloidais e maciços configuram ciclos de até 3 m de espessura (Figura 4.15A). As amígdalas marcam o topo destes ciclos, exibindo formas esféricas/subesféricas a alongadas e diâmetros variando de 0,1 a 1,6 cm (Figuras 4.15B e 4.15C). Os fenocristais/micrólitos possuem textura fluidal em matriz de granulação fina, chegando a atingir 0,4 cm de comprimento (Figura 4.15C). Diques e soleiras de diabásio afanítico geralmente ocorrem na porção oeste da área de estudo. Os diques apresentam direção preferencial NNS-SSW, mergulhos de 40° a verticais/subverticais e dimensões de até 180 m de largura e alguns quilômetros de extensão. As soleiras (*sills*) ocorrem em camadas tabulares intercaladas aos estratos das formações Motuca e Sambaíba. A fácies Acz configura camadas de topo plano a ondulado com até 3,5 m de espessura, *sets* de 1,2 a 2,5 m e *foresets*

mergulhando para NW. A porção superior dos arenitos geralmente encontra-se silicificada. Diques de arenito ocorrem com frequência nos basaltos (Figuras 4.15D).

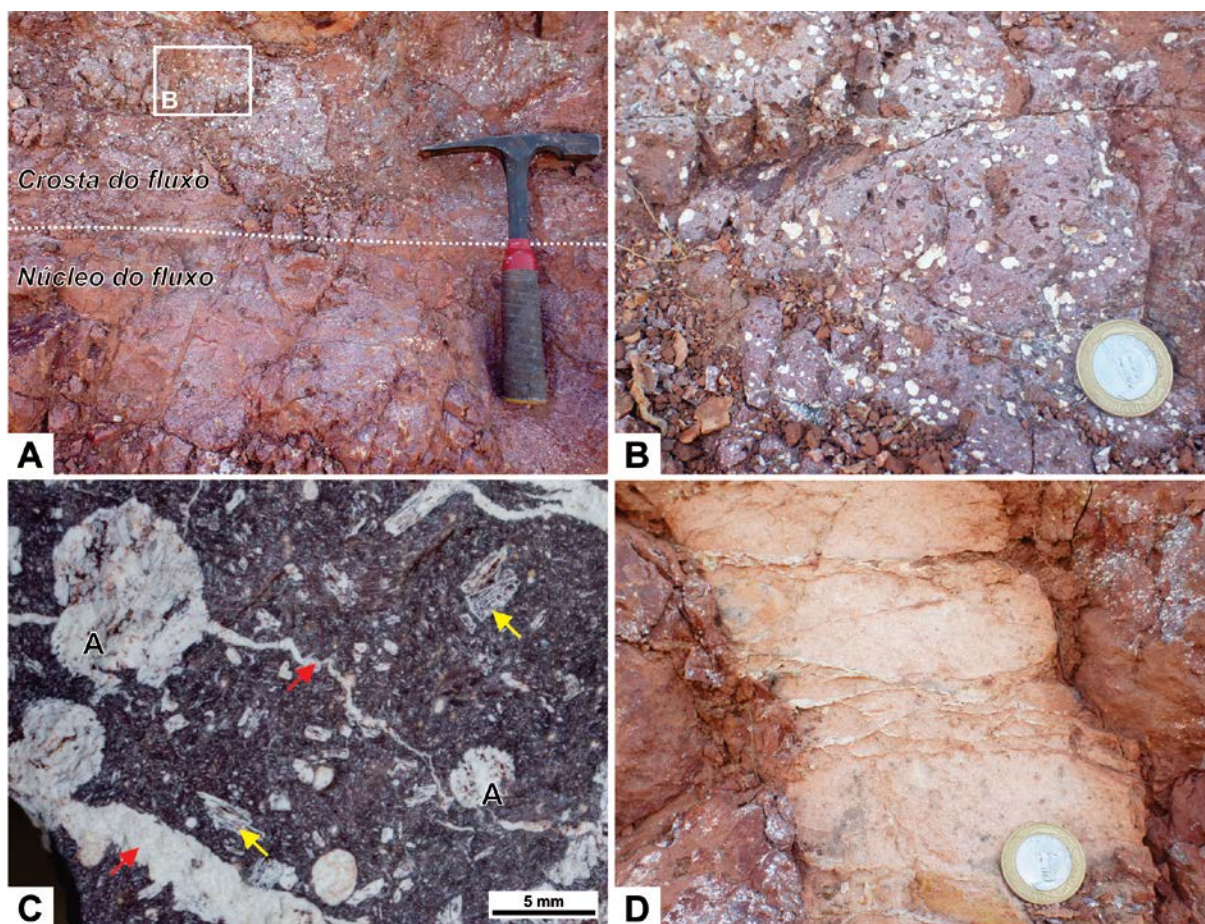


Figura 4.15 - Texturas da fácies vulcânica da Formação Mosquito (AF7). (A) Transição entre basalto maciço (Núcleo do fluxo) e amigdaloïdal (Crosta do fluxo). (B) Detalhe do basalto amigdaloïdal. (C) Amígdalas (A), vênulas (setas vermelhas) e fenocristais (setas amarelas) disseminados em matriz de granulação fina. (D) Dique de arenito no basalto.

Interpretação

Os depósitos da AF7 foram formados por volumosas erupções vulcânicas em extensas planícies eólicas. Os derrames possuem características de fluxos subaéreos de lavas *pahoehoe*, marcados por zonas enriquecidas em vesículas e fraturas (crosta do fluxo) alternadas com zonas maciças desgaseificadas e expandidas (núcleo do fluxo; Figura 4.15A). A crosta do fluxo é formada pelo deslocamento e resfriamento de delgados lençóis de lavas enriquecidas em gases, enquanto o avanço e a expansão (*inflation*) de fluxos de lava sob estas crosta originam zonas maciças (e.g., Gill, 2014; Rossetti *et al.*, 2014). As vesículas e fraturas foram posteriormente preenchidas por materiais secundários, originando amígdalas (Ba). A

coloração arroxeada e esbranquiçada desta fácies deve-se ao intemperismo dos basaltos, fortemente alterados para argilominerais e óxidos/hidróxidos de Fe.

Os fluxos de lava recobriram uma extensa região plana formada pela deflação das areias eólicas da Formação Sambaíba (SSII; Figura 4.4). Depósitos eólicos interderrames (Acz) migraram sobre os basaltos Mosquito e apresentavam feições distintas do sistema Sambaíba, possuindo características de um sistema eólico úmido (e.g., Ballén *et al.*, 2013).

4.4 DISCUSSÃO

4.4.1 Modelo deposicional e implicações paleoclimáticas

A sucessão Permo-Triássica da Bacia do Parnaíba, norte do Brasil, foi depositada em um amplo sistema desértico associado a intensa continentalização e aridez crescente do Pangea (Góes e Feijó, 1994; Zharkov & Chumakov, 2001; Vaz *et al.*, 2007). Durante a consolidação do supercontinente, *playa mudflat complexes* foram sucedidos gradativamente por extensos *Ergs*, culminando com extravasamentos basálticos eojurássicos relacionados ao início do *break-up* do Pangea (Figuras 4.16, 4.17 e 4.18).

O Permiano Médio foi marcado pela alternância de fases lacustres rasas a profundas e planícies de lama em *sabkhas* continentais (Figura 4.16C). Estes ambientes mais restritos, com pouca ou nenhuma influência dos mares epicontinentais pensilvanianos/eopermianos, representavam amplas planícies que se estendiam na zona tropical das porções oeste e central do Pangea (Milani e Zalán, 1999; Pasquo e Grader, 2012). A sedimentação cíclica da Formação Pedra de Fogo reflete a sazonalidade de fases úmidas e secas, condicionadas por variações no nível freático, baixa taxa de subsidência e limitado espaço de acomodação (Figura 4.16). Durante fases secas mais prolongadas, ocorria o avanço dos campos de dunas marginais (planícies de areia) e o estabelecimento de amplas planícies de lama seca. A silicificação acontecia precocemente neste estágio, devido a concentração da sílica em lâminas d'água rasas e posterior substituição, principalmente, de carbonatos, evaporitos e restos vegetais. Estas camadas de *chert* marcam o topo de ciclos de raseamento/salinização ascendente, indicando fases áridas com elevada taxa de evaporação. Apesar da presença de *chert* nesta unidade ser marcante, a origem desta sílica ainda não foi bem definida. Segundo Andrade *et al.* (2014), o fornecimento de sílica estaria relacionado a um evento global de acumulação de *chert* biogênico (*Permian Chert Event - PCE*), que afetou toda a costa noroeste do Supercontinente. Araújo *et al.* (2016) sugerem que a dissolução por pressão de grãos de quartzo, a diagênese de argilominerais e processos intempéricos em ambientes continentais áridos a semiáridos também atuaram como prováveis fontes.

O contínuo processo de amalgamação do Pangea durante o Permiano Superior propiciou o soerguimento das regiões equatoriais e centrais do supercontinente, ocasionando a retração dos mares epicontinentais ligados ao Oceano Panthalassa e o surgimento de várias bacias fechadas (Zalán, 1991; Milani & Zalán, 1999; Ford & Golonka, 2003) (Figura 4.16B). A subsidência tectônica na Bacia do Parnaíba foi intensificada, tornando o nível de base estratigráfico (freático) mais elevado. Extensos lagos perenes sucederam completamente as planícies de *sabkha* caracterizadas por expressivas variações de fases úmidas e secas (Figura 4.16D). Estes lagos eram esporadicamente alimentados por fluxos fluviais efêmeros, enquanto a ressurgência de águas subterrâneas era dominante. Provavelmente, a ausência de fases extremamente rasas e o aumento da oxidação dos lagos inibiram a precipitação de *chert*. Além disso, a interrupção no fornecimento de sílica ou o declínio deste evento também podem ser considerados (e.g., *Permian Chert Event*; Murchey e Jones, 1992). Os *red beds* Motuca são afossilíferos (Goés e Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007). A ausência de fósseis, principalmente troncos silicificados, marca a passagem com a Formação Pedra de Fogo e pode estar relacionada a extinção destas plantas ou à mudanças nas características químicas dos lagos que impediram sua preservação.

A redução na taxa de subsidência tectônica associada a extrema aridez das regiões tropicais do Pangea, favoreceu a retração dos Grandes Lagos Motuca e a formação de lagos salinos efêmeros extremamente ácidos (*playa lakes*), planícies de lama salina e painéis salinas (Figura 4.16E). A alternância de períodos de expansão e contração lacustre associados a elevada taxa de evaporação em corpos aquosos rasos confinados, favoreceu a precipitação de sulfatos. A migração do depocentro para leste condicionou a ocorrência das planícies de lama e painéis salinas à oeste da bacia. Extensas planícies arenosas recobriram gradualmente os depósitos lacustres permianos em resposta ao contínuo rebaixamento do nível freático (Figura 4.17C).

Durante o Triássico Inferior, o sistema eólico Sambaíba foi desenvolvido em uma Zona Desértica Subtropical, sob a influência da alta pressão atmosférica e intensa continentalização do Pangea (e.g., Kocurek, 1996; Mountney, 2006) (Figura 4.17A). Esta desertificação se estendeu por toda a porção oeste e central do supercontinente, provavelmente formando amplos cinturões arenosos interconectados (e.g., Milani e Zalán, 1999; Warren *et al.*, 2008; Linol *et al.*, 2015). Lençóis de areia ocorriam na porção marginal do *Erg* Sambaíba, sendo caracterizados pela migração de *wind ripples* e dunas eólicas de porte reduzido (e.g., Fryberger *et al.*, 1979; Lancaster, 1995) (Figura 4.17C). Lagoas efêmeras e regiões úmidas desenvolveram-se em resposta as variações do nível do lençol freático e/ou da franja capilar.

Esta umidade, ainda remanescente dos depósitos lacustres permianos, tornava a disponibilidade de sedimentos baixa e restringia a formação de formas de leito de maior porte (e.g., Kocurek e Lancaster, 1999). Por outro lado, estas fases úmidas foram responsáveis pelo elevado suprimento sedimentar necessário para construção do *erg* (Figura 4.17C). A crescente aridez somada ao rebaixamento do nível de base possibilitou o aumento da disponibilidade de sedimentos e a implantação e acumulação de campos de dunas (*Campo de dunas I*; Figura 4.17).

A supressão parcial do influxo de terrígeno (suprimento sedimentar) advindo das porções marginais favoreceu o estabelecimento de um deserto cada vez mais faminto, onde ventos varriam a superfície com mínima deposição. Adicionalmente, a redução na taxa de subsidência tectônica somada ao aumento na capacidade de transporte favoreceu o *bypass* eólico e a formação de uma supersuperfície deflacionária (SSI; Figura 4.17D). Paleossolos (silcretes) foram desenvolvidos sobre a SSI, localmente retrabalhados por fluxos fluviais efêmeros. O retorno das condições normais de deposição é indicado pelo reestabelecimento da disponibilidade de sedimentos e a reimplantação do campo de dunas (*Campo de dunas II*), sendo este o último registro deposicional do deserto Sambaíba. A presença de supersuperfícies deflacionárias no topo da sucessão eólica Sambaíba pode ter sido um prelúdio de mudanças climáticas extremas associadas a eventos alocíclicos ligados as colisões na margem do Pangea, bem como na progressão do soerguimento pré-rifte causado pelo início da ruptura do supercontinente.

No Triássico Superior ocorreu a supressão total de sedimentos para o *Erg* Sambaíba, onde processos de deflação extrema e de caráter regional causaram o aplainamento da região por dezenas de milhões de anos (SSII; Figura 4.17F). Não há com estimar a idade deste período de extrema deflação, nem quanto foi removido pela erosão. Porém, este episódio foi responsável pela formação de uma superfície extremamente plana que marca o limite com as vulcânicas do Jurássico na região estudada. É possível que este evento possa ter um caráter mais regional e afetado as porções central e oriental do Pangea.

O período pré-ruptura do Pangea foi marcado pela acumulação subvulcânica de magma básico toleítico, que ocasionou a intumescência das porções oeste e noroeste do supercontinente (Figura 4.17B). O contínuo soerguimento desta região propiciou a subsidência flexural da porção central do Pangea, favorecendo a acumulação na Bacia do Parnaíba. Esta região foi submetida a uma tectônica fissural ligada ao sistema de rifteamento do Atlântico Central, com o extravasamento de magma gerando planícies vulcânicas (*Mosquito traps*). Os primeiros pulsos destes derrames recobriram em grande parte a

superfície de deflação neotriássica esculpida nos depósitos eólicos do *Erg Sambaíba* (Figura 4.17F). As planícies vulcânicas foram estabelecidas em clima semi-árido com a presença restrita de fluxos efêmeros fluviais e eólicos subordinados (e.g., Ballén *et al.*, 2013), em um contexto climático completamente diferente do Triássico.

4.4.2 Revisão estratigráfica

A sucessão Permo-Triássica da Bacia do Parnaíba é representada pelas formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, que apresentam marcantes diferenças litológicas, paleontológicas e paleoambientais (Figuras 4.2, 4.4 e 4.18). Porém, o limite entre as formações Pedra de Fogo e Motuca ainda não foi bem definido e é alvo de divergência entre diversos autores (e.g., Pinto e Sad, 1986; Mussa e Coimbra, 1987; Cox e Hutchinson, 1991; Góes e Feijó, 1994; Santos e Carvalho, 2004; Dias-Brito *et al.*, 2007; Vaz *et al.*, 2007; Matysová *et al.*, 2010; Capretz e Rohn, 2013; Andrade *et al.*, 2014; Benício *et al.*, 2015; Neregato *et al.*, 2015; Araújo *et al.*, 2016; Kauffmann *et al.*, 2016). Os estratos cíclicos da Formação Pedra de Fogo são caracterizados pela abundância de níveis silicificados de provável origem sindeposicional/eodiagenética (Figura 4.4). Todas as evidências apontam para um relação direta com o ambiente deposicional, estando a silicificação condicionada às elevadas taxas de evaporação em planícies de *sabkha*. Os *reds beds* Motuca sobrepõe concordantemente a Formação Pedra de Fogo e não apresentam *chert*. Como os arenitos da porção superior da Formação Pedra de Fogo também não apresentam níveis silificados bem marcados, foram incluídos por Pinto e Sad (1986) como pertencentes a base da Formação Motuca (Figura 4.2). No entanto, a Formação Motuca é afossilífera e os troncos fósseis silicificados ocorrem exclusivamente na Formação Pedra de Fogo, podendo estar concentrados (Zona de concentração de troncos silicificados) ou dispersos (Figura 4.4). Este pode ser considerado um critério para diferenciar as unidades, pois os depósitos contemporâneos aos arenitos contêm restos vegetais.

A Formação Sambaíba é composta predominantemente por arenitos eólicos com estratificações cruzadas de grande porte que sobrepõem concordantemente os pelitos da Formação Motuca. Apresenta forte homogeneidade litológica e supersuperfícies de caráter regional truncam estes estratos e marcam importantes lacunas estratigráficas (Figuras 4.4 e 4.18). As formações Motuca, Sambaíba e Mosquito ocorrem exclusivamente na porção centro-oeste da bacia, bem como a porção superior da Formação Pedra de Fogo (Figura 4.1). Os estratos das formações Motuca e Sambaíba ocorrem em contato lateral direto com a sucessão inferior da Formação Pedra de Fogo na região de São Domingos do Azeitão (MA),

porção central da bacia. À oeste/noroeste, na região de Formosa da Serra Negra, a Formação Sambaíba também ocorre em contato lateral direto com a Formação Mosquito. Estes limites parecem ser controlados por um conjunto de falhas normais que truncam toda a sucessão, não ultrapassando a discordância neojurássica que assenta o sistema Corda-Pastos Bons (Figura 4.18). Provavelmente, este sistema de falhas está relacionado ao equilíbrio isostático decorrente do final do magmatismo eojurássico, somado ao contínuo processo de *break-up* do supercontinente Pangea.

4.5 CONCLUSÕES

Este trabalho apresentou uma análise sedimentológica e estratigráfica da sucessão Permo-Triássica da Bacia do Parnaíba, norte do Brasil, buscando contribuir no entendimento das principais mudanças paleoambientais, paleogeográficas e paleoclimáticas que ocorreram na porção oeste do Pangea. Estes estratos foram depositados em sistema desértico marcado pela passagem gradual de complexos de *playa* e lacustres rasos para um extenso sistema eólico seco, em resposta a intensa continentalização e crescente aridez do supercontinente. Sete associações de fácies foram reconhecidas: (1) Lacustre dominado por planícies de lama; (2) Campo de dunas marginal; (3) Lagos de *playa* perenes; (4) Planície de lama salina / Panela salina; (5) Lençol de areia; (6) Campo de dunas; e (7) Planície vulcânica. As associações de fácies 1 a 4, representam um complexo de *playa mudflat* que se estendeu na zona tropical das porções oeste e central do Pangea durante o Permiano. Estes estratos registram a retração dos mares epicontinentais pensilvanianos/eopermianos e o surgimento de extensas bacias fechadas. As associações 5 e 6 correspondem ao ápice da desertificação do supercontinente no Triássico, onde extensos campos de dunas/*draas* foram formados em uma Zona Desértica Subtropical. A supressão total dos sedimentos para este *Erg* durante o Triássico Superior e o assentamento de rochas vulcânicas eojurássicas (AF7), marcaram o fim deste ciclo de desertificação e o início de um novo padrão climático no Pangea Ocidental.

A difícil preservação da sucessão Permo-Triássica no norte da Plataforma Sul-Americana, provavelmente está relacionada ao intenso soerguimento ocorrido no final do Triássico. Porém, na Bacia do Parnaíba, um sistema de falhas Pré-Cretáceo foi desenvolvido no final do magmatismo eojurássico, durante o processo de *break-up* do Pangea, favorecendo a preservação destes depósitos.

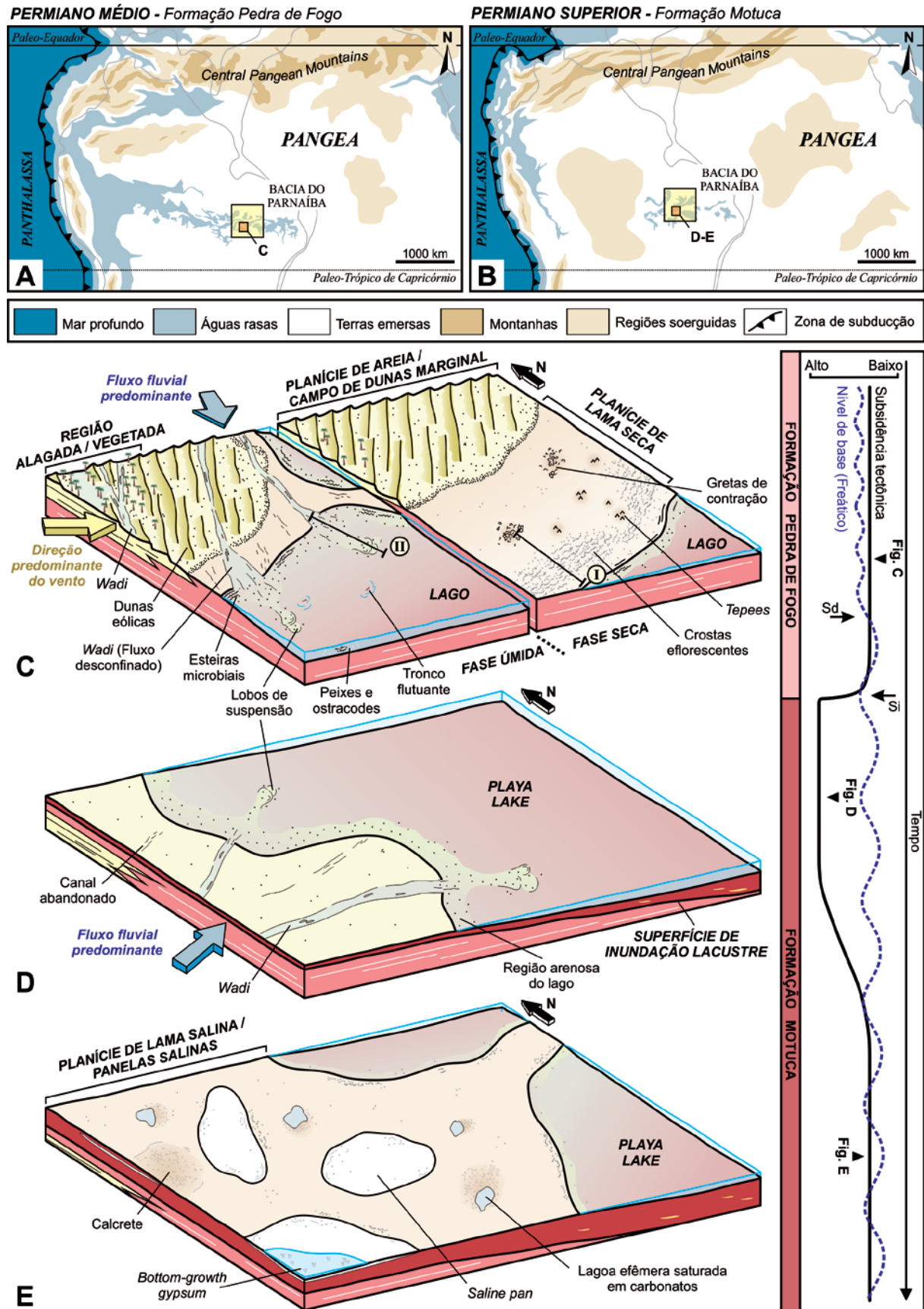


Figura 4.16 - Reconstituição paleogeográfica e paleoambiental das porções oeste e central do Pangea. (A) e (B) Paleogeografia durante o Permiano Médio e Superior, respectivamente. (C) Modelo deposicional da Formação Pedra de Fogo. (D) e (E) Modelo deposicional da Formação Motuca. Sd - Superfície de deflação; Si - Superfície de inundação; I e II - Detalhes na Figura 4.8.

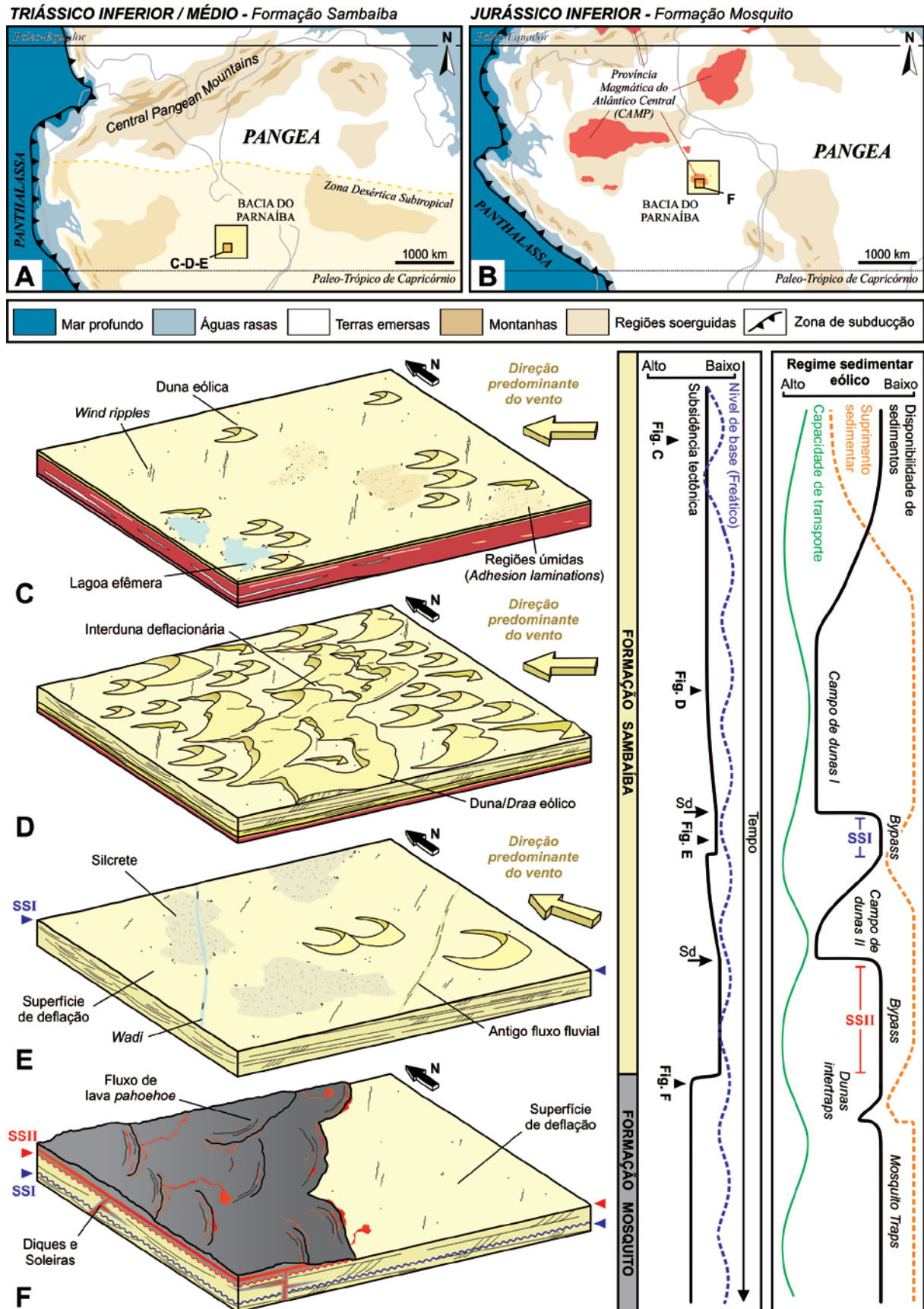


Figura 4.17 - Reconstituição paleogeográfica e paleoambiental das porções oeste e central do Pangea. (A) e (B) Paleogeografia durante o Triássico Inferior/Médio e Jurássico Inferior, respectivamente. (C), (D) e (E) Modelo deposicional da Formação Sambaíba. (F) Modelo deposicional da Formação Mosquito. Sd - Superfície de deflação; SSI - Supersuperfície I; SSII - Supersuperfície II.

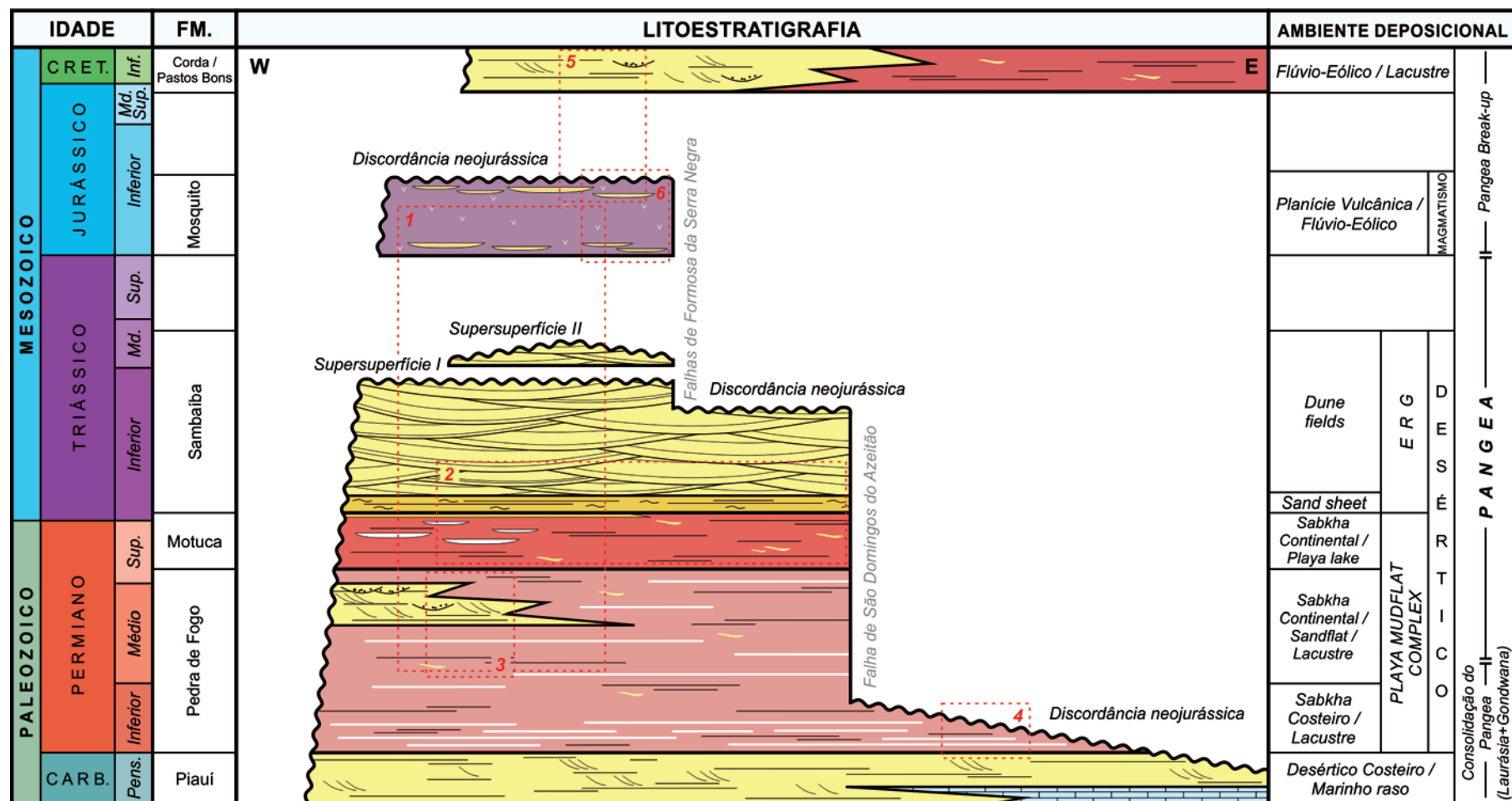


Figura 4.18 - Litoestratigrafia da sucessão Pensilvaniano-Neojurássico da Bacia do Parnaíba. 1- Este trabalho; 2- Abrantes Jr. & Nogueira, 2013; 3- Andrade et al., 2014; 4- Araújo et al., 2016; 5- Rabelo & Nogueira, 2015; 6- Ballén et al., 2013.

CAPÍTULO 5

5 ARTIGO 2

PERMIAN PALEO GEOGRAPHY OF WESTERN PANGEA: RECONSTITUTION USING SABKHA-TYPE GYPSUM-BEARING DEPOSITS OF PARNAÍBA BASIN, NORTHERN BRAZIL

Francisco R. Abrantes Jr¹, Afonso C. R. Nogueira¹ & Joelson L. Soares¹

¹ Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - PPGG, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA, Rua Augusto Corrêa, s/n, CEP 66075-110, Belém, Pará, Brasil (abrantes@ufpa.br; anogueira@ufpa.br; jlsoares@ufpa.br).

ABSTRACT

Extreme aridity during Late Permian – Early Triassic acted as the main factor for resetting the entire paleoclimate of the globe. Permian evaporite basins and lacustrine red beds were widely distributed along the supercontinent Pangea. Sulphate deposits in Western Pangea, particularly in Northern Brazil, register this setting in an extensive playa lake system. Outcrop-based facies and stratigraphic analysis of up to 20 m thick evaporite-siliciclastic deposits identified the predominance of reddish laminated mudstone with subordinated limestone, marl and lenses of gypsum. This succession was deposited in shallow lacustrine and inland sabkha environments associated with saline pans and mudflats. Gypsum deposits comprising six lithofacies: 1) bottom-growth gypsum, 2) nodular/micronodular gypsum, 3) mosaic gypsum, 4) fibrous/prismatic gypsum, 5) alabastrine gypsum, and 6) rosettes of gypsum. The gypsum types 1 and 2 are interpreted as primary deposition in saline pan. Bottom-growth gypsum form grass-like crusts while nodular/micronodular gypsum indicates displacive precipitation of crust in shallow water and groundwater capillary zone. The types 3 and 4 are early diagenetic precipitates. Their abundant inclusions of tiny lath-like anhydrite crystals suggest a primary origin of anhydrite. Alabastrine gypsum, fibrous gypsum (satinspar) and rosettes of gypsum probably derived from near-surface hydration of anhydrite. The gypsum-bearing deposits in the Parnaíba Basin contribute in understanding of paleogeographic changes in the Western Pangea. A progressive uplift of East Pangea, culminated with the forced regression and retreat of epicontinental seas to the West. Restricted seas or big lakes were formed before the definitive implantation of desert conditions in the Pangea, which provided the development of extensive ergs.

Keywords: Pangea; Paleogeography; Upper Permian; Sabkha; Evaporites; Parnaíba Basin.

5.1 INTRODUCTION

During Late Permian, arid conditions prevailed worldwide as consequence of the global eustatic sea-level fall, disappearance of glacial areas and the multiplication of closed basins resulting of agglomeration of Pangea (Parrish et al., 1986; Zharkov & Chumakov, 2001; Ford & Golonka, 2003). The intense continentalization of this supercontinent propitiated the development of extensive deserts and sabkhas environments (Ford & Golonka, 2003; Linol *et al.*, 2015). Massive precipitation of evaporite minerals and saline crusts occurs as consequence of arid/semiarid zones and restrict basins interactions (Kendall & Harwood, 1996; Schreiber & El-Tabakh, 2000; Warren, 2010). These deposits are

commonly concentrated in tropical Pangea, being considered a guide for Permian beds in several parts of the world (Alsharhan, 2006; Betzler & Pawellek, 2014; Benison *et al.*, 2015).

Extreme acid saline environments with abundant sulphate deposits were regionally extensive in the coast of Pangea: in the North American sedimentary basins (Benison & Goldstein, 2000; Powers & Holt, 2000; Zambito IV *et al.*, 2013; Benison *et al.*, 2015); the Zechstein Basin of the northwest of Europe (Betzler & Pawellek, 2014); and the Rub al Khali Basin of Saudi Arabia (Alsharhan, 2006). On the other hand, inland sabkha environments characterize the Permian mixed siliciclastic-evaporite deposits of Northern Brazil (Góes & Feijó, 1994; Abrantes Jr. & Nogueira, 2013). The effect of the widespread Permian-Triassic climatic events in that supercontinent, recorded in the Parnaíba Basin, Brazil, is little-documented. This study focuses on the sedimentology and petrography of the gypsum-bearing deposits of the Permian Motuca Formation as the main record of arid conditions preceding the extreme continentalization of Triassic. Petrographic and diagenetic analysis contributed significantly to paleoenvironment interpretations, as well as, allowed to infer with more precision the saltpan genesis installed in the Western Pangea. The combination of these technics with previously stratigraphic studies in the South American sedimentary basins, the paleogeographic understanding of Western Pangea become more concise (Figure 5.1).

5.2 GEOLOGICAL SETTING

The Parnaíba Basin is an intracratonic sag basin, where it covers an area of over 600,000 km² in northern Brazil (Milani & Zalán, 1999). The infilling sedimentary strata have a thickness of 3,500 m in basin depocenter (Góes & Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007). The Early Paleozoic history of the basin reflects the last stage of the Brasiliano Orogeny (Neoproterozoic-Cambrian) until the Caledonian Orogeny (Silurian-Devonian), resulting the subsidence of a large cratonic area in Gondwana continent (Caputo, 1984; Milani & Zalán, 1999). Intensive rifting stages preceded the Parnaíba Basin deposition, being the driving mechanism for this intracratonic subsidence (Castro *et al.*, 2014; Darly *et al.*, 2014). The Pennsylvanian-Eotriassic Supersequence (Balsas Group) consists of four lithostratigraphic units: Piauí, Pedra de Fogo, Motuca and Sambaíba formations (Góes & Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007). During the Pennsylvanian to Lower Triassic times, occurred the assembly of Gondwana and Laurasia to form the Pangea supercontinent (Golonka & Ford, 2000). The Pennsylvanian sedimentation of the Parnaíba Basin was fortelly-influenced by marine and coastal settings (Piauí Formation; Caputo, 1984; Milani & Zalán, 1999; Zharkov & Chumakov, 2001). During the Lower to Upper Permian times, the continuing collision and

uplift of orogenic belts triggered the retreat of epicontinental seas and formation of isolated interior basins (Pedra de Fogo and Motuca formations; Zharkov & Chumakov, 2001; Ford & Golonka, 2003). Permian-Triassic sedimentation represented an arid belt which prevail red lacustrine-alluvial sediments, frequently gypsum-bearing sabkha-related and eolian (Motuca Formation; Scotese *et al.*, 1999; Chumakov & Zharkov, 2003).

The Motuca Formation covers are exposed along of the western to central part of Parnaíba Basin, reaching a thickness of around 280 m in the basin center (Góes & Feijó, 1994). It consists of red mudstones and sandstones, bedded gypsum and/or anhydrite, and lenses of limestones (Góes & Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007). These deposits become predominantly sandy in the eastern Parnaíba Basin with absence of sulphate beds. Salt layers are thin-bedded and marks the upper Motuca succession. The depositional environments have been interpreted as a shallow lakes, mudflats and saline pans (Abrantes Jr. & Nogueira, 2013). Vaz *et al.* (2007) assigned to the interval from the Upper Permian to the Lower Triassic, based on palynological analyses from Pedra de Fogo Formation (Dino *et al.*, 2002). The Motuca Formation concordantly overlies the sandstones and mudstones with abundant silicified stems of the Permian Pedra de Fogo Formation interpreted as continental in origin (Andrade *et al.*, 2014). An extensive eolian desert was formed during Triassic along the equatorial to mid-latitudes in the Pangea, as a response of the aridity increasing (Sambaíba Formation; Rodríguez-López *et al.*, 2014). Aeolian sandstones of the Triassic Sambaíba Formation gradually overlay the Motuca Formation showing locally abrupt and erosive contacts.

5.3 RESULTS

5.3.1 Facies associations

The siliciclastic-evaporitic deposits of the Motuca Formation are discontinuously exposed along the main highways and gypsum quarries in the Filadélfia region (Figure 5.1). Three outcrop sections reaching up to 20 m thick of this unit were described in the base of 250 m-high Sambaíba aeolian sandstones cliffs (Figure 5.2). These deposits consist predominantly of laminated red mudstone with subordinated limestone, marl and lenses of gypsum/anhydrite. Evaporite beds reach up to 6 m thick which extend laterally for up to 100 m and pinch out in the succession, generally interbedded with mudstones.

The Motuca Formation is divided here into nine sedimentary facies (Table 5.1). The facies are grouped in two facies associations (FA): Shallow lacustrine (FA1) and saline pans/saline mudflats (FA2) deposits, representing an inland sabkha setting in desert system.

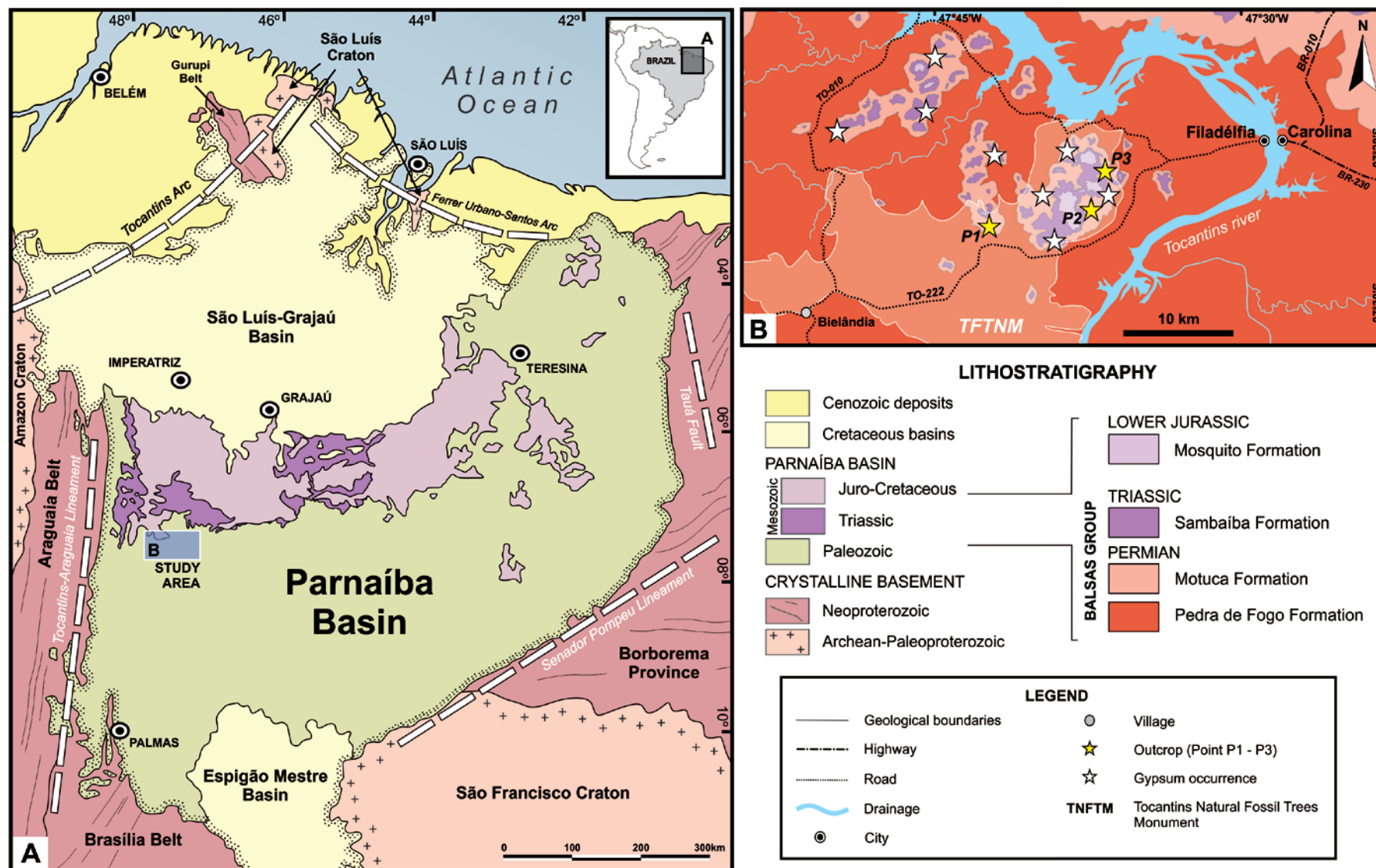


Figure 5.1 - Location map of the study area. (A) Simplified geological map of the Parnaíba Basin showing the distribution of Precambrian basement rocks and Phanerozoic sediments (Modified from Schobbenhaus *et al.*, 1984 and Santos & Carvalho, 2004). (B) Lithostratigraphic relationships and studied outcrops.

5.3.1.1 *Facies association 1: Shallow lake (FA1)*

Description

The 8m-thick FA1 is characterized by laminated mudstones (facies Ml) and fine- to medium- grained sandstones. The sandstones exhibit planar bedding, subcritically climbing-ripple cross-lamination (facies Sp) and sigmoidal cross-bedding (facies Ssg). The laminated mudstones predominate in the lower part of the Motuca Formation; generally this facies is laterally continuous for dozen of meters and overlies concordantly the Pedra de Fogo Formation. Medium- to coarse-grained moderately sorted sandstones with sigmoidal lobe geometry (facies Ssg) are interbedded with mudstones (Figure 5.3A). The sets of sigmoidal cross-bedding range from 10 to 70 cm thickness and are laterally continuous up to 12m.

Interpretation

The FA1 was dominantly deposited in an extensive low energy shallow lacustrine environment influenced by sporadic sand inflow providing from ephemeral rivers. Sigmoidal lobes were deposited by flash flood deposition with high rate of suspended load and deceleration flow. The complex structure of sigmoidal lobes is related to proximal mouth bars in basins that had little depositional relief and shallow waters (e.g., Postma, 1990). Additionally, fine-grained sandstones with supercritically climbing ripple-cross lamination (Figure 5.3B), even parallel to low angle lamination and flaser-wavy bedding (facies Sp) commonly mark the gradual contact with the eoalian deposit of Sambaíba Formation. These structures were formed by wave action and currents reworking the margins of the lake (e.g., Bridge & Demicco, 2008).

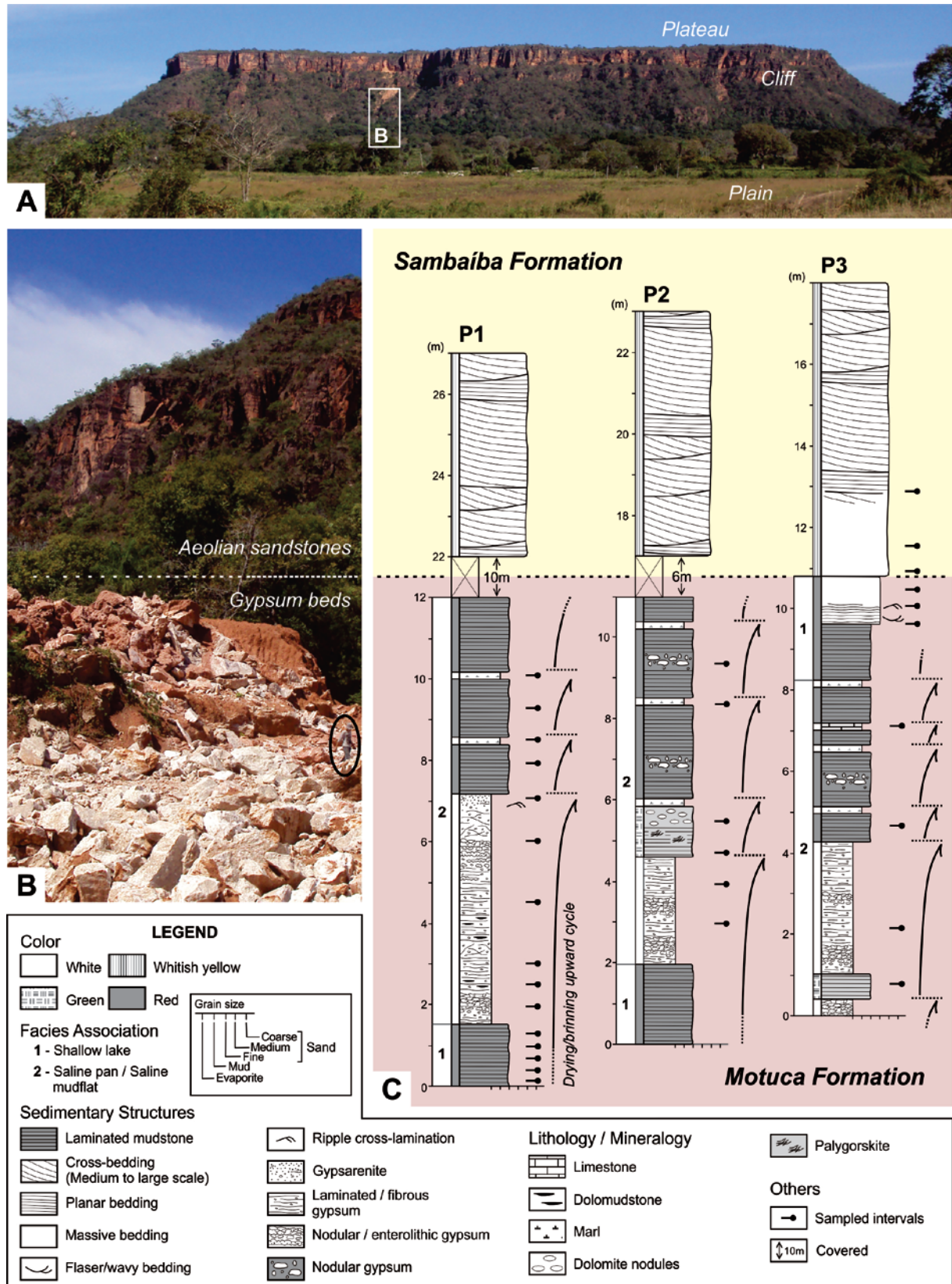


Figure 5.2 - The sedimentary succession of the Filadélfia region, Tocantins State, northern Brazil. (A) Typical morphology of the study area is characterized by a vast plain below and a steep cliff followed by a plateau above. (B) Gypsum quarry in the plains of Filadélfia region, showing gypsum beds overlapped by aeolian sandstones plateaus of Triassic Sambaíba Formation. Black circle: 1,70 m-scale. (C) Stratigraphic sections of Upper Permian Motuca Formation.

Table 5.1 - Facies, depositional processes and facies associations of the Motuca Formation, Northern Brazil.

Facies	Lithology and sedimentary structures	Depositional processes	Facies association
Sandstone with planar bedding (Sp)	Red-coloured, very fine to fine-grained sandstone. Subcritically climbing ripple cross lamination, low-angle cross-strata, flaser-wavy stratification and convolute bedding.	Bed-load deposition of small bedforms under high rates of sediment suspension. Liquefaction process.	FA1 Shallow lake
Sandstone with sigmoidal cross-bedding (Ssg)	Red-coloured, medium to coarse-grained sandstone. Moderately to well-sorted with subangular to rounded grains exhibiting high sphericity. Sigmoidal cross-bedding reflecting the external lobate geometry. Bedsets are between 10 and 70 cm thick, laterally continuous for to 12 meters. Locally shows rip-up clasts.	Desacceleration of high-energy tractive currents (hyperpycnal/homopycnal flow). High rates of sediment suspension.	
Laminated mudstone (MI)	Red-coloured mudstone with even-parallel lamination. Occur in meter-scale tabular beds. Locally shows nodular gypsum.	Low energy, suspension fall-out of muds with episodic sand inflow. Precipitation of evaporites.	
Massive marl (Mm)	White-coloured, massive marl. Occur in centimeter-scale tabular beds.	Precipitation of calcium carbonate with continued siliciclastic inflow.	FA2 Saline pan / Saline mudflat
Massive limestone (Lm)	Redwish white-coloured massive limestone. Occur in centimeter-scale tabular beds.	Precipitation of calcium carbonate.	
Laminated mudstone with dolomite nodules (MIn)	Green-coloured mudstone with even parallel lamination. Commonly shows palygorskite and dolomite nodules. Bedsets up to 1 m thick.	Low energy, suspension fall-out of muds on high evaporation conditions.	
Nodular gypsum (Gn)	White-coloured gypsum. Irregular nodules partially or completely separated from each other by fibrous gypsum, mudstone and/or carbonate matrix. Commonly shows chickenwire and enterolithic structures.	Growth and coalescence of evaporite nodules in capillary zone.	
Laminated gypsum (Gl)	Gypsum with white (fibrous/prismatic gypsum) and dark grey (mosaic gypsum) color pairs. Millimeter to centimeter-scale planar to wavy lamination. Commonly shows millimeter-scale dolomudstone lenses.	Precipitation of evaporites in quiet water below wave base. Seasonal variations in the depth of the brine.	
Gypsarenite (Ga)	Gypsum grains. Even-parallel lamination and ripple marks.	Reworking of gypsum layers by waves and currents.	

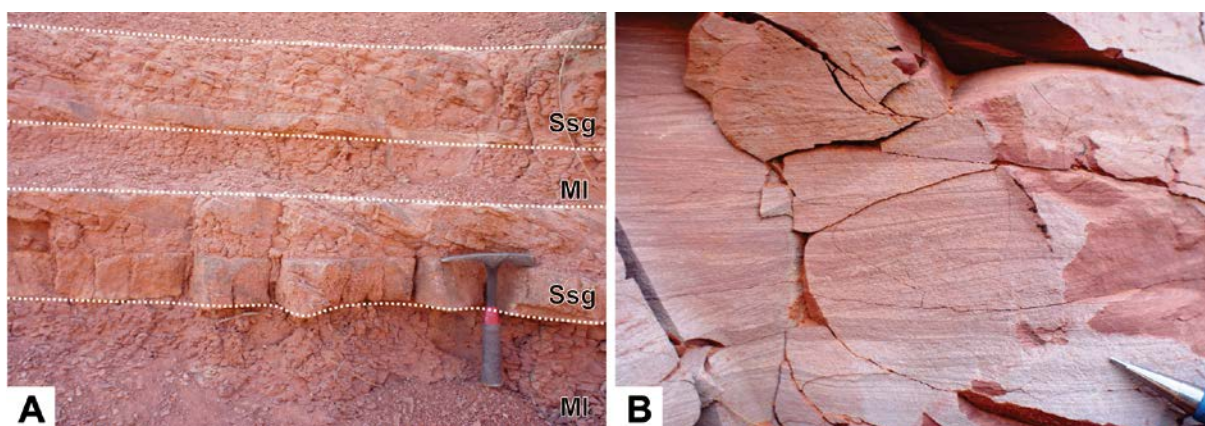


Figure 5.3 - Shallow lake facies. (A) Laminated mudstone (MI) interbedded with sigmoidal sandstones (Ssg). (B) Sandstone/siltstone with subcritically climbing ripple cross lamination.

5.3.1.2 Facies association 2: Saline pan / Saline mudflat (FA2)

Description

The FA2 is characterized by beds reaching up to 6m thick which extend laterally for dozens of meters (Figure 5.4A). The facies are represented by nodular gypsum (facies Gn), laminated gypsum (facies Gl), gypsarenite (facies Ga), massive limestones (facies Lm), massive marls (facies Mm) and laminated mudstone with dolomite nodules (facies Mln). The gypsum form millimeter- to centimeter-scale laminations slightly undulated generally forming continuous bedsets (facies Gl) with white (fibrous/prismatic gypsum) and dark grey (mosaic gypsum) colors (Figure 5.4B). Discontinuous laminae of dolomudstone are locally observed (Figure 5.4C). Nodules, chickenwire and enterolithic features (Figure 5.4D) are frequent in the gypsum beds and together with marls, limestones and gypsarenites with ripples and even parallel lamination (Figure 5.4E) marks the top of meter-scale shallowing upward cycles (Figures 5.5A, 5.5B and 5.5C). Greenish laminated mudstone with palygorskite and dolomite nodules occurs linked to the upper portion of the evaporites beds (Figure 5.5D).

Interpretation

The FA2 was deposited in an environment where evaporation periods alternate with surface-water inflows influencing the groundwater level fall. During this phase, sulfate formation in shallow waters allowed the precipitation of gypsum crystals. The fibrous/prismatic gypsum grew perpendicularly to the substrate in contact with the brine (bottom-growth), originating grass-like crusts (e.g., Kendall & Harwood, 1996). These crystals increased in size and gradually passed to mosaic, formed by displacive growth in very shallow water and/or in the capillary fringe-groundwater zone, implying in periods of brine

level fall and possible subaerial exposure (e.g., Warren, 2006). Prolonged exposures provided the growth and coalescence of nodules of gypsum within the layers of mudstones, yielding chickenwire and enterolithic structures (Boggs, 2009). Subaerial exposure and desiccation of the gypsum in vadose zone caused fractures and then the fragments are reworked by tractive unidirectional currents and wave activity (Figure 5.12). Fresh water inflow partially dissolved the upper portion of the previously precipitated gypsum crusts succeeded by the deposition of dolomitic mud (e.g., Kendall & Harwood, 1996) (Figure 5.12). The highest evaporation rate in response to the arid to semi-arid climate, as well as the abundance of Mg in the lake water favored the formation of palygorskite and dolomite (e.g., Velde, 1985; Jones & Galan, 1988; Tlili et al., 2010). The palygorskite probably was precipitated directly in the aqueous solutions whereas the dolomite nodules formed just below the sediment-water interface in the continuous horizons during eodiagenesis reflecting the supersaturation conditions reached by interstitial pore waters (Tucker, 1991).

The lacustrine system of the Motuca Formation was probably influenced by periods of contraction and expansion (Figure 5.6) due to climate variations predominantly arid at the end of the Permian (e.g., Scotese et al., 1999; Golonka & Ford, 2000). The most significant periods of contraction occurred in the western portion of the Parnaíba Basin, represented by the development of saline mudflats associated with ephemeral saturated carbonates ponds and saline pans. The contraction of lakes occurs when the water input is less than evaporation rate, individualizing supersaturated lagoons surrounded by mudflats (e.g., Salvany, 1997). The interaction between chemical precipitation of carbonates and surface-water input of fine sediments generated marl in salt ponds (Schreiber & El Tabakh, 2000). Laminated mudstone, marl and massive carbonate organized in drying/ brining upward meter-scale cycles are record of the water level and salinity fluctuations.

5.3.2 Gypsum lithofacies

Morphological and textural characteristics of gypsum-bearing deposits were used as criterious for subdivision in six lithofacies: 1) bottom-growth gypsum, 2) fibrous/prismatic gypsum, 3) mosaic gypsum, 4) nodular/micronodular gypsum, 5) alabastrine gypsum and 6) rosettes of gypsum. These lithofacies are subdivisions in Gn and Gl facies. Gypsarenite has not been petrographically studied.

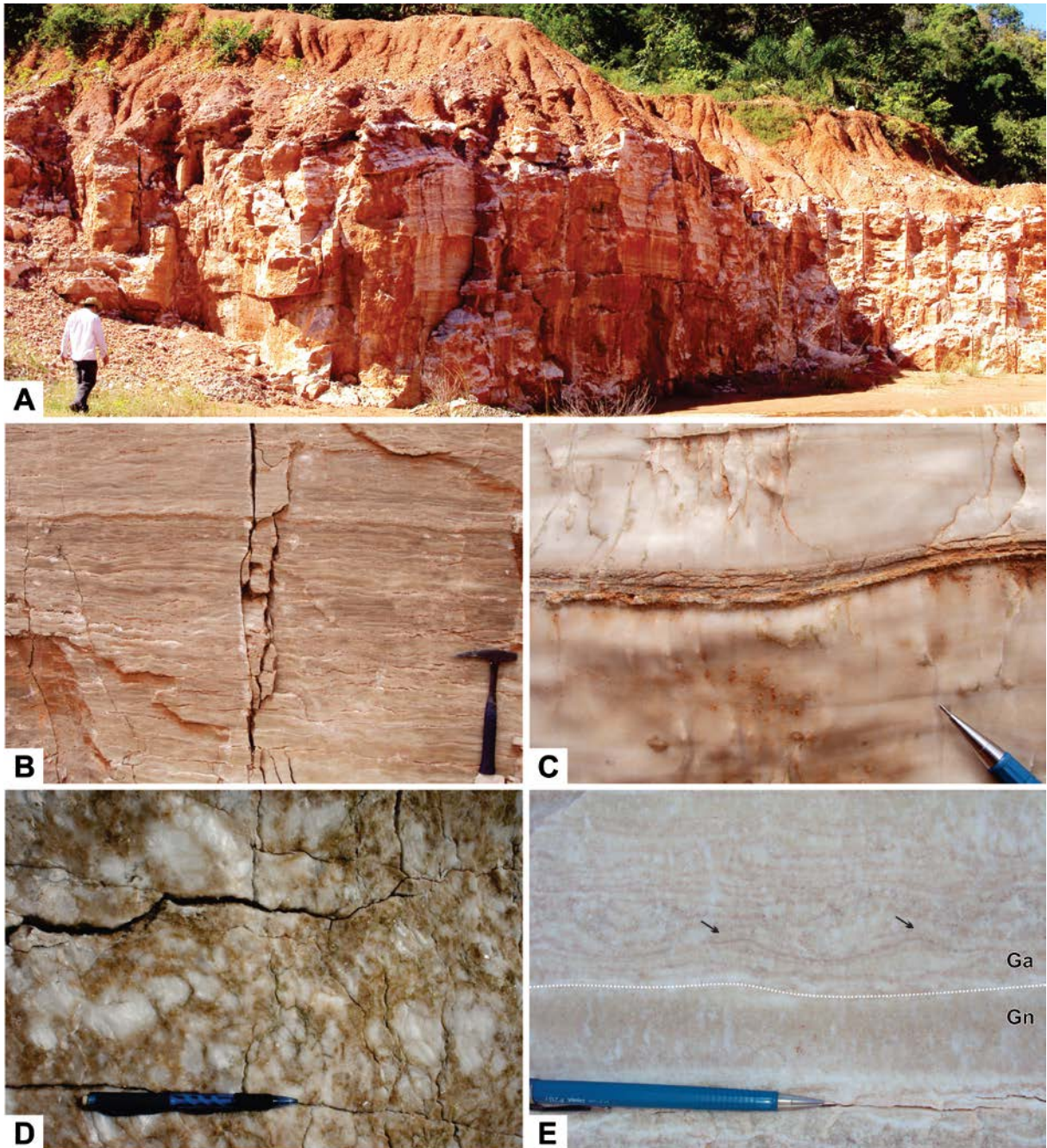


Figure 5.4 - Saline pan / Saline mudflat facies. (A) Lenticular gypsum bed overlaid by laminated mudstone. (B) Even parallel to wavy laminated gypsum. White and dark grey laminae alternation representing respectively fibrous/prismatic gypsum and mosaic gypsum. (C) Dolomudstone. (D) Chickenwire structure in nodular gypsum. (E) Nodular gypsum (Gn) grading upward to gypsarenite (Ga) with parallel lamination and ripple marks. Arrows highlight currents ripples.

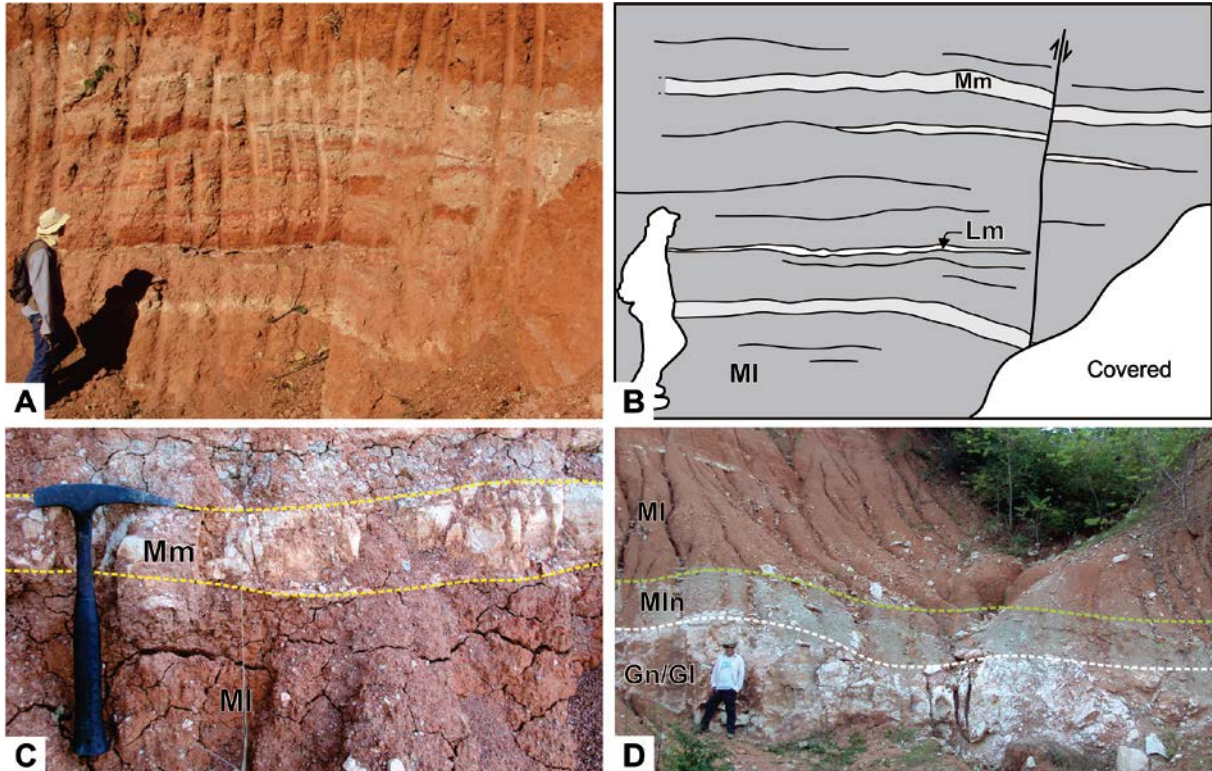


Figure 5.5 - Saline pan / Saline mudflat facies. (A) and (B) Laminated mudstone interbedded with lenticular bodies of limestone (Lm) and marl (Mm) interpreted as shallowing upward cycles. (C) Massive marl. (D) Lenticular body of laminated and nodular gypsum (Gn/Gl) overlaid by greenish laminated mudstone with dolomite nodules (Mln).

5.3.2.1 Bottom-growth gypsum

Gypsum with planar to undulated thin crusts of gypsum formed by vertical to subvertical prismatic crystals sometimes developing swallow-tail twinning (Figure 5.7A). Locally, the twinning is incomplete and only one side of the crystal array is observed. The crystal growth denotes a geopetal feature exhibiting different size from the bottom ranging 0.2 mm to 1.8 mm long bladed crystals and passing for an interconnected mosaic that will be described afterwards (Figure 5.7B). Laminated dolomudstones are up to a few millimeters thick (0,1 to 3,5 mm), alternating and intercepting the gypsum crystals (Figures 5.7B and 5.7E). The internal pattern tends to be characterized by thin and crenulated laminations (<0,1mm) with disseminated gypsum nodules that size increases upward (Figures 5.7C and 5.7D). Syntaxial growth of gypsum occurs in some portions mostly when the dolomudstone laminae are little thick (Figure 5.7E).

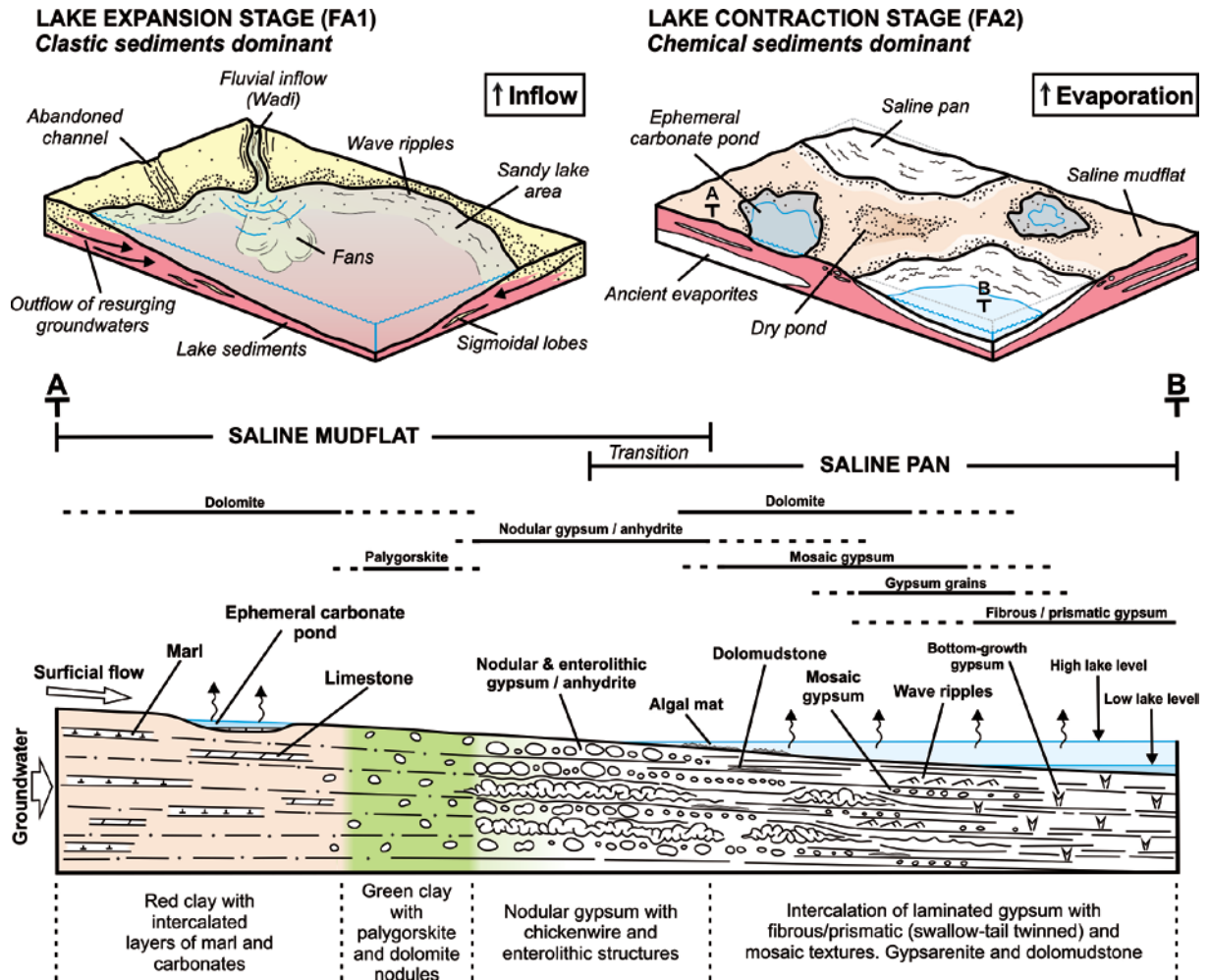


Figure 5.6 - Schematic model showing a lacustrine environment influenced by expansion and contraction stages, highlighting a section across a saline pan with associated saline mudflat (Adapted from Salvany, 1997). The expansion stage is marked by increased water inflow and continuous deposition of clastic sediments in the lake (FA1), while the contraction stage occurs in periods of high evaporation rate, development ephemeral brine ponds, saline mudflats and saline pans (FA2).

5.3.2.2 Fibrous / prismatic gypsum

Fibrous gypsum form crystals oriented vertically (Gf1) and filling fractures (satinspar; Gf2) (Figure 5.7F). Zones composed predominantly by fibrous/prismatic gypsum (Gf1) exhibit relics and/or ghosts of swallow-tail gypsum and anhydrite. The filling of fractures is marked by anhydrite-free gypsum crystals that decreases in size from the edge (2.0 mm) to the center (0.1 - 0.5mm) (Figure 5.7G), usually with the long axes normal to the fracture walls, and can develop a meshwork array (Gf2) (Figure 5.8A). Locally, carbonate cement developed a hypidiotopic to xenotopic fabric filling elongate porosity in fibrous satinspar gypsum (Figures 5.8B, 5.8C e 5.8D).

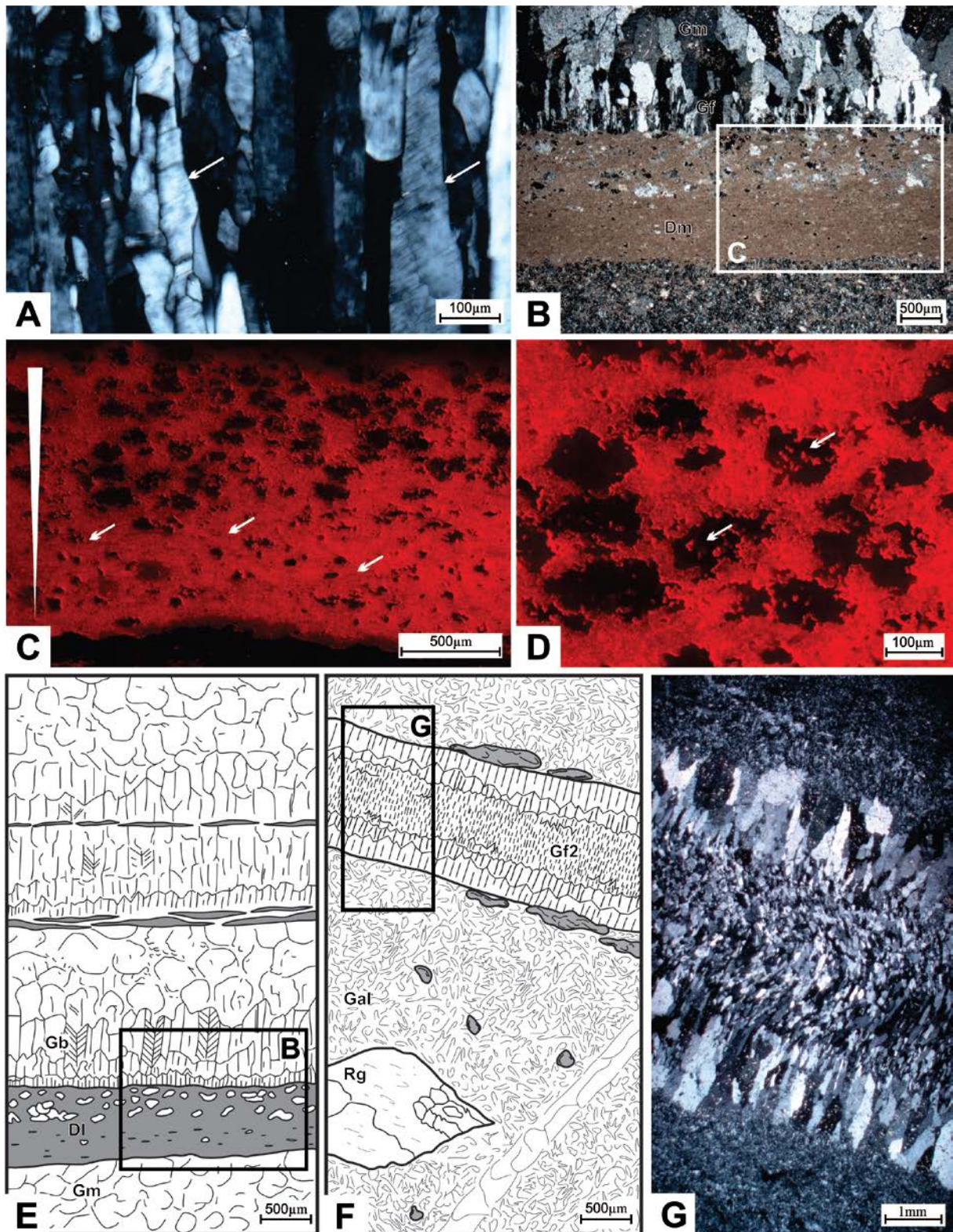


Figure 5.7 - Textures of the gypsum-bearing deposits. (A) Bottom-growth gypsum displaying isolated swallow-tail twinned (arrows). Crossed polars. (B) Discontinuous dolomudstone laminae (Dm) associated with fibrous (Gf) and mosaic (Gm) gypsum. Crossed polars. (C) Photomicrography under cathodoluminescence displaying the relationship between laminated dolomudstone (red) and gypsum nodules. Note the thin and crenulated laminations (white arrows) and nodules size upward increase (inverted white triangle). (D) Dolomudstone inclusions in gypsum nodules (white arrows). (E) Sketch showing the gradual transition between bottom-growth gypsum (Gb), mosaic gypsum and dolomudstone. (F) Assemblage of different types of gypsum such as alabastrine (Gal), fibrous (Gf2) and rosettes (Rg), associated with carbonates (gray). (G) Details of the fibrous gypsum (satinspar). Crossed polars.

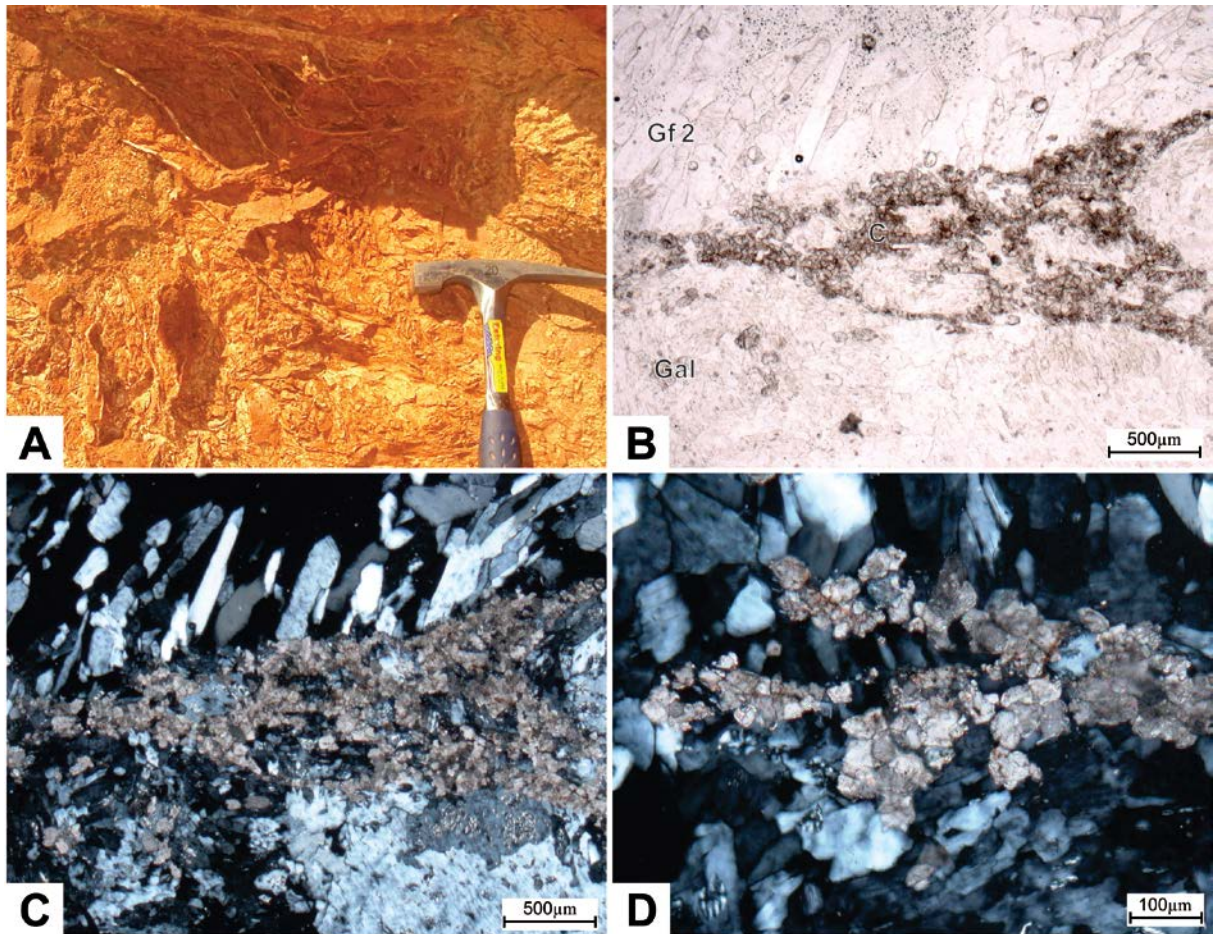


Figure 5.8 - Textures of the gypsum-bearing deposits. (A) Satinspar gypsum veins showing a meshwork array in adjacent red mudstone. (B) and (C) Carbonate concentration in the boundary between alabastrine (Gal) and fibrous (Gf2) gypsum. B - Crossed polars. (D) Carbonate hypidiotopic to xenotopic fabric. Crossed polars.

5.3.2.3 Mosaic gypsum

This lithofacies occurs in bands of equidimensional crystals of gypsum with diameter of up to 0.2 mm, forming a mosaic with sutured and irregular contacts (Figure 5.9A). Crystal size increase gradually from the contact with bottom-growth and fibrous/prismatic gypsum laminae become largest to the top (Figure 5.7E). This microcycle are limited by dolomudstones laminae. Microcrystalline anhydrite remains are found as lath-like texture generally oriented inside the gypsum crystals (Figure 5.9B). Inclusions of carbonate and corroded anhydrite relicts are observed.

5.3.2.4 Nodular / micronodular gypsum

Irregular nodules/micronodules of gypsum, reaching 0.4 to 7.0 cm in diameter, are outlined by clay coatings (Figure 5.9C). The nodules are polycrystalline and exhibit relics of anhydrite crystals. Monoclinic euhedric microcrystals are concentrated in the nodule

boundaries, similar to the mortar texture (Figures 5.9D, 5.9E and 5.9F). In the same way, microcrystals in the center of nodules form a poikilotopic texture.

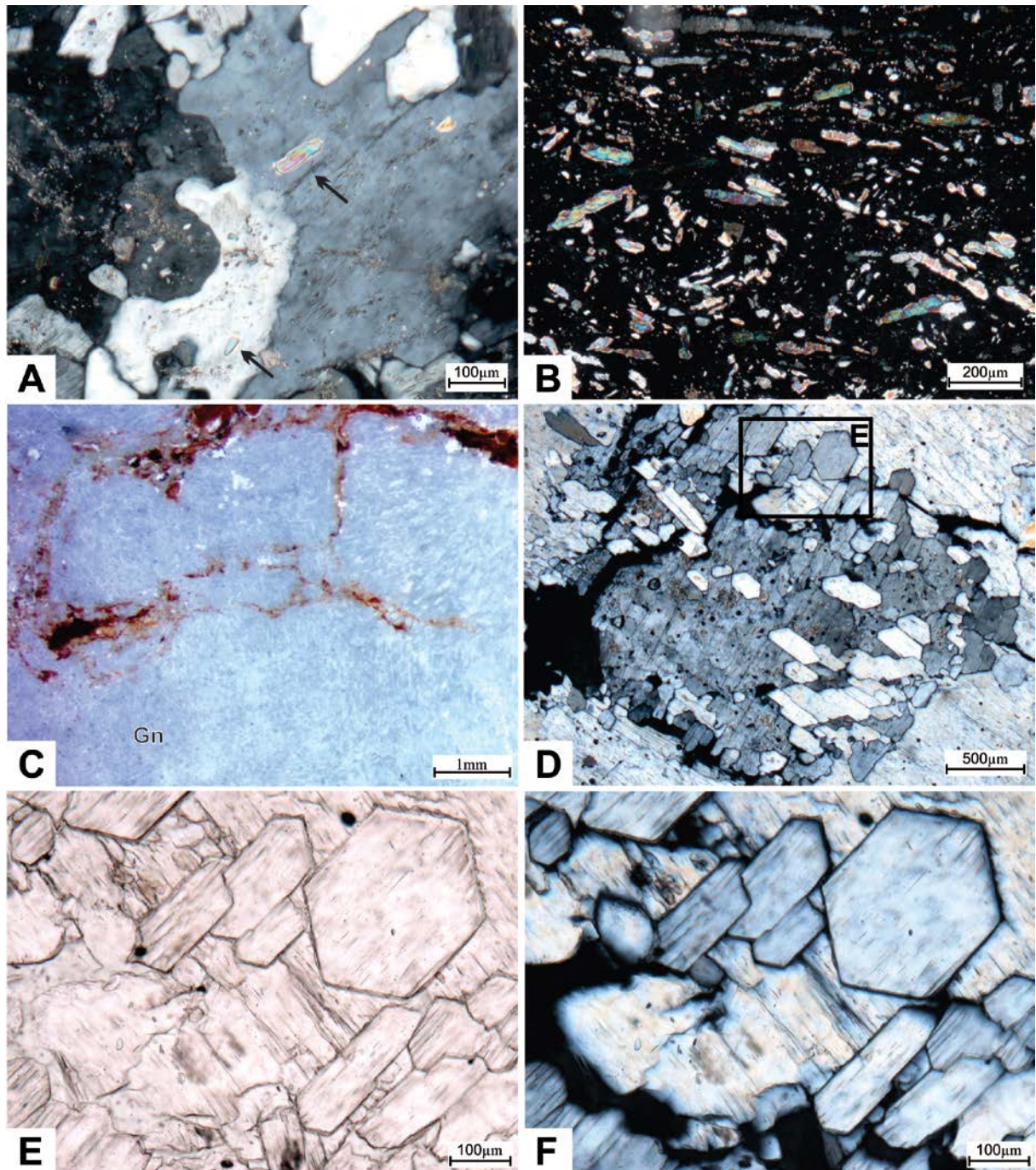


Figure 5.9 - Textures of the gypsum-bearing deposits. (A) Mosaic gypsum with ragged and sutured crystal contacts and relics of anhydrite (arrows). Crossed polars. (B) Oriented relics of anhydrite (lath-like). Crossed polars. (C) Nodular/micronodular gypsum bounded by mudstone. Scale bar is 1 mm. (D) Intergrowth between adjacent nodules yielding euhedral forms exhibiting a poikilotopic texture. Crossed polars. (E) and (F) Detail from D. F - Crossed polars.

5.3.2.5 Alabastrine gypsum

The alabastrine gypsum occurs in limpid, equidimensional and micrometric crystals (~ 50 micron), rarely with inclusions of carbonates (Figures 5.7F and 5.10A). The crystals boundaries range from poorly defined to sutured (Figure 5.10B), and have undulose or irregular extinction.

5.3.2.6 Rosettes of gypsum

The rosettes of gypsum diameters ranging from 0.2 cm to 1.0 cm, internally formed subhedral to anhedral crystals with 1 to 3.2 mm in size, contain anhydrite relics and commonly exhibit radial pattern. The rosettes occur disseminated in almost all evaporite lithofacies (Figure 5.10C e 5.10D). When the rosettes occur together with alabastrine gypsum, often the edges become irregular.

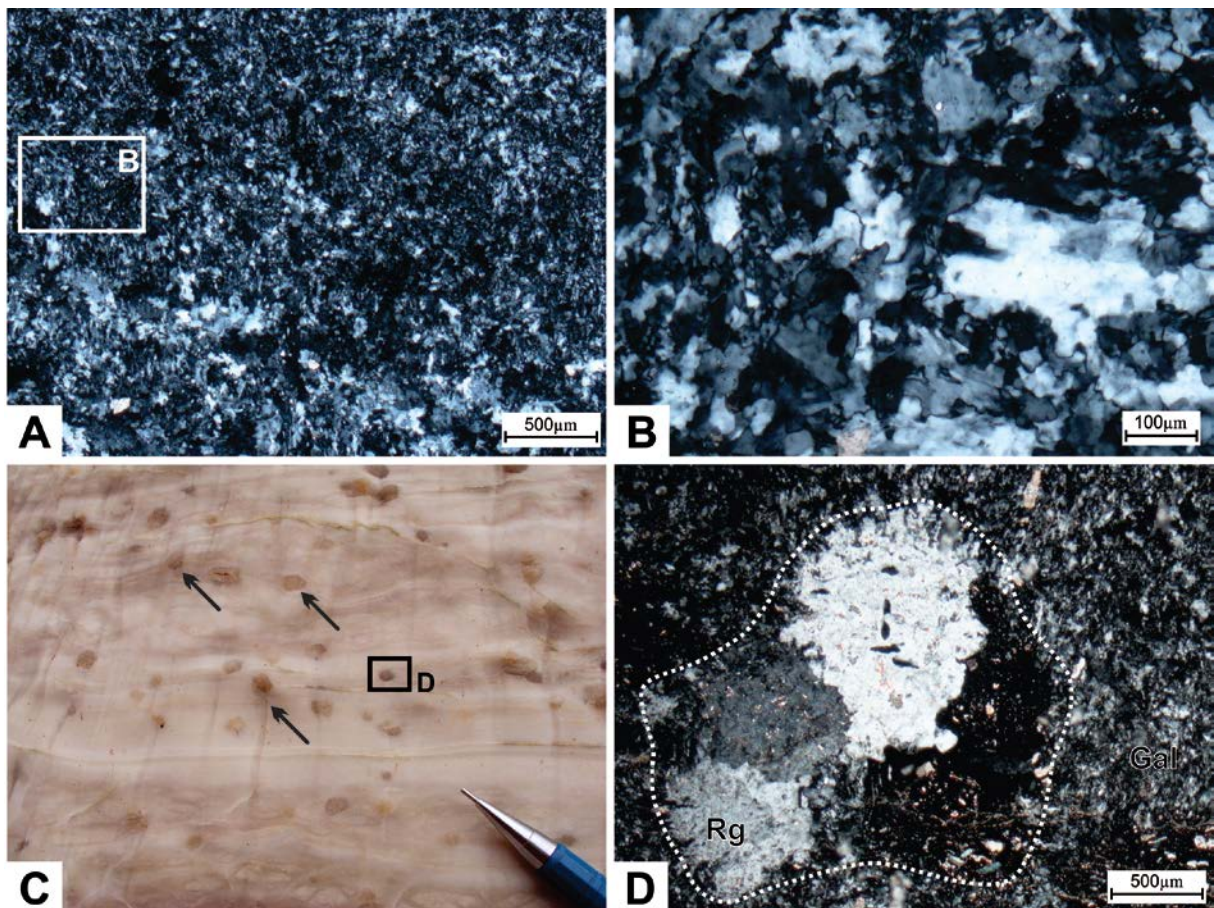


Figure 5.10 - Textures of the gypsum-bearing deposits. (A) Fine-grained alabastrine gypsum, showing crystals less than 50 µm. Crossed polars. (B) Detail of the crystals boundaries that range from poorly defined to sutured. Crossed polars. (C) Rosettes of gypsum (arrows) in outcrop. (D) Rosette of gypsum displaying radial pattern (Rg). Crossed polars.

5.4 DISCUSSION

5.4.1 Diagenetic history

The outcrop-based facies analysis in combination with morphological and textural features of gypsum-bearing deposits of the Motuca Formation suggests depositional and diagenetic processes for this unit (Figure 5.11). The primary evaporites are represented mainly by bottom-growth and nodular/micronodular gypsum, and gypsarenites. The gypsum crystals are precipitated in shallow saline lakes forming thin crusts (grass-like crusts) of bladed and twinned crystals (e.g., Kendall & Harwood, 1996). The crystals grow in size and pass gradually into micronodular gypsum (primary anhydrite), developed by displacive growth of anhydrite in the capillary-groundwater zone, resulting in periods of the brine fall and possible subaerial exposure. These evaporites were modified during the early diagenesis propitiating the formation of fibrous/prismatic gypsum afterwards partially replaced by equidimensional crystals forming a mosaic texture. The abundant relics and ghosts of swallow-tail crystals in the fibrous/prismatic gypsum together with mortar and poikilotopic textures, suggest fluctuations in the depositional surface influencing the precipitation kinetic causing different stages of crystallization (Schreiber & El Tabakh, 2000). The mosaic texture may have been formed from the micronodular gypsum or eventually by cemented particles modified diagenetically (e.g., Kendall & Harwood, 1996).

During flooding events occurs the dissolution of crystals near the surface, and subsequently deposition/precipitation of dolomicrite and bottom-growth gypsum growth in laminae (Figure 5.12). The very thin ($<50\mu\text{m}$) laminae of dolomudstone do not represent a barrier and led to the precipitation of gypsum without crystallographic discontinuity (sintaxial growth), sometimes involving small crystals in a poikilotopic texture (e.g., Warren, 1985) (Figures 5.7E and 5.12). The origin of these laminated dolomicrites can be related to biogenic productivity (microbial mats) in extremely shallow-water settings.

The abundant inclusions and relics of microcrystalline anhydrite in the gypsum layers suggest a period of dehydration (anhydritization) during burial diagenesis and subsequent rehydration (gypsification) in late diagenesis (e.g., Kasprzyk, 2003; Warren, 2006). The gypsification process was responsible for the development of three lithofacies: rosettes of gypsum, alabastrine gypsum and fibrous gypsum (satinspar). During uplift and subsequently change of mesogenetic to telogenetic zone, low temperatures and low salinity intrastratal waters favors the anhydrite rehydration. The slow growth of gypsum from widely scattered centers in the lowermost parts of the telogenetic zone provides the development of rosettes in perfect optical continuity, could exhibit radial habit (Figure 5.7D). On the other hand, the

rapid hydration during the highest groundwater flow (active phreatic flow) propiciate the precipitation of limpid finely crystalline crystals (alabastrine gypsum). The presence of anhydrite relics in the rosettes in contrast with anhydrite-free alabastrine gypsum suggests the earlier origin for rosettes, which protect their enclosed relics from alabastrine hydration (Holliday, 1970).

The fibrous secondary gypsum (satinspar) filling in veins and fractures mark the final stage of evaporites formation, in recent groundwater circulation or to weathering (e.g., Holliday, 1970; Warren, 2006). Subsaturated fluids in sulfates percolating in fractures dissolve the gypsum and/or anhydrite, releasing Ca^{2+} e SO_4^{2-} . Because calcium has greater affinity for CO_3^{2-} it favors the initial precipitation of carbonates in the edges of the fractures, followed by displacive precipitation of satinspar gypsum (Figures 5.7E, 5.8B and 5.8C). Different crystal sizes in the internal infilling (fracture zonation), could represent episodes of opening and filling of the fractures (Warren, 2006).

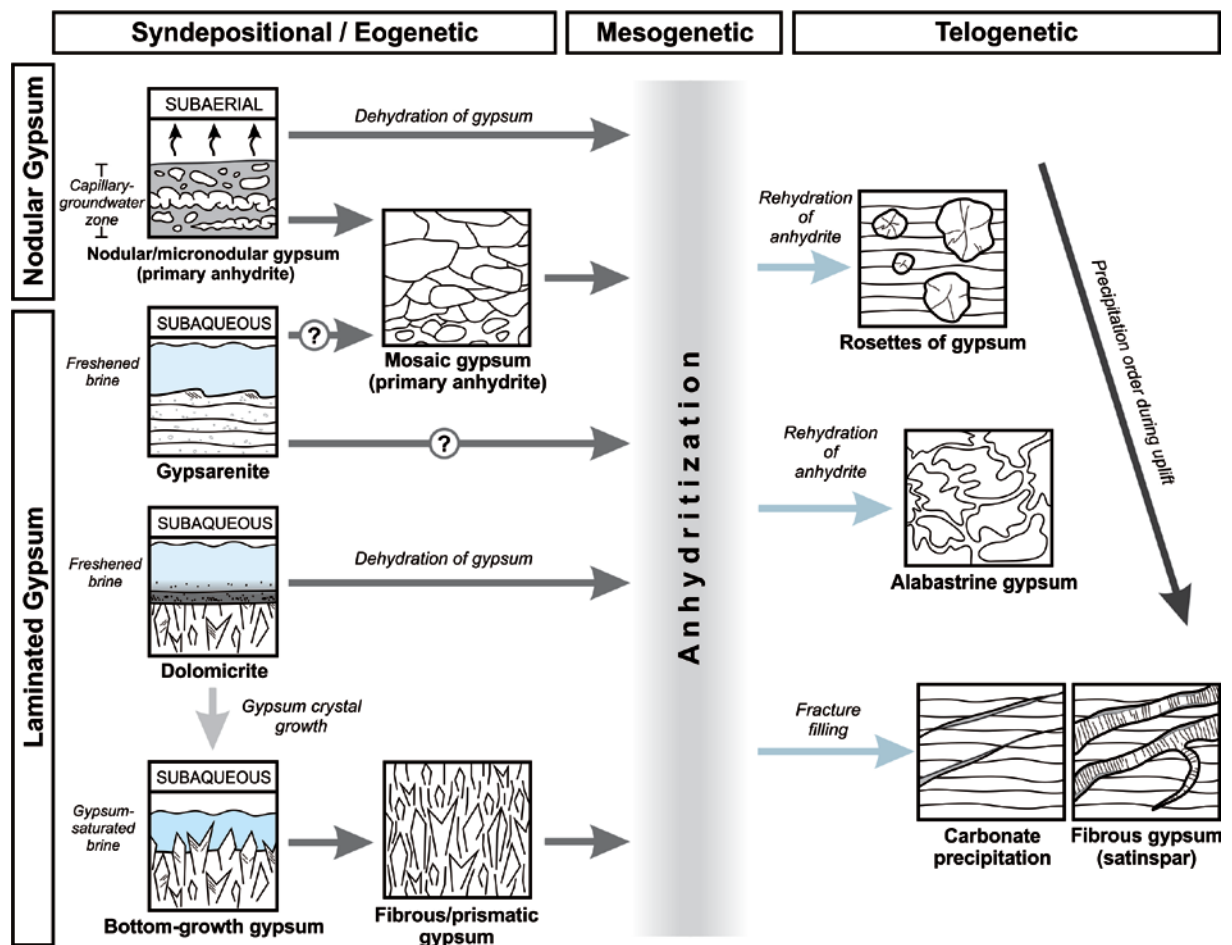


Figure 5.11 - Diagram of the diagenetic sequence in the evaporites of Motuca Formation.

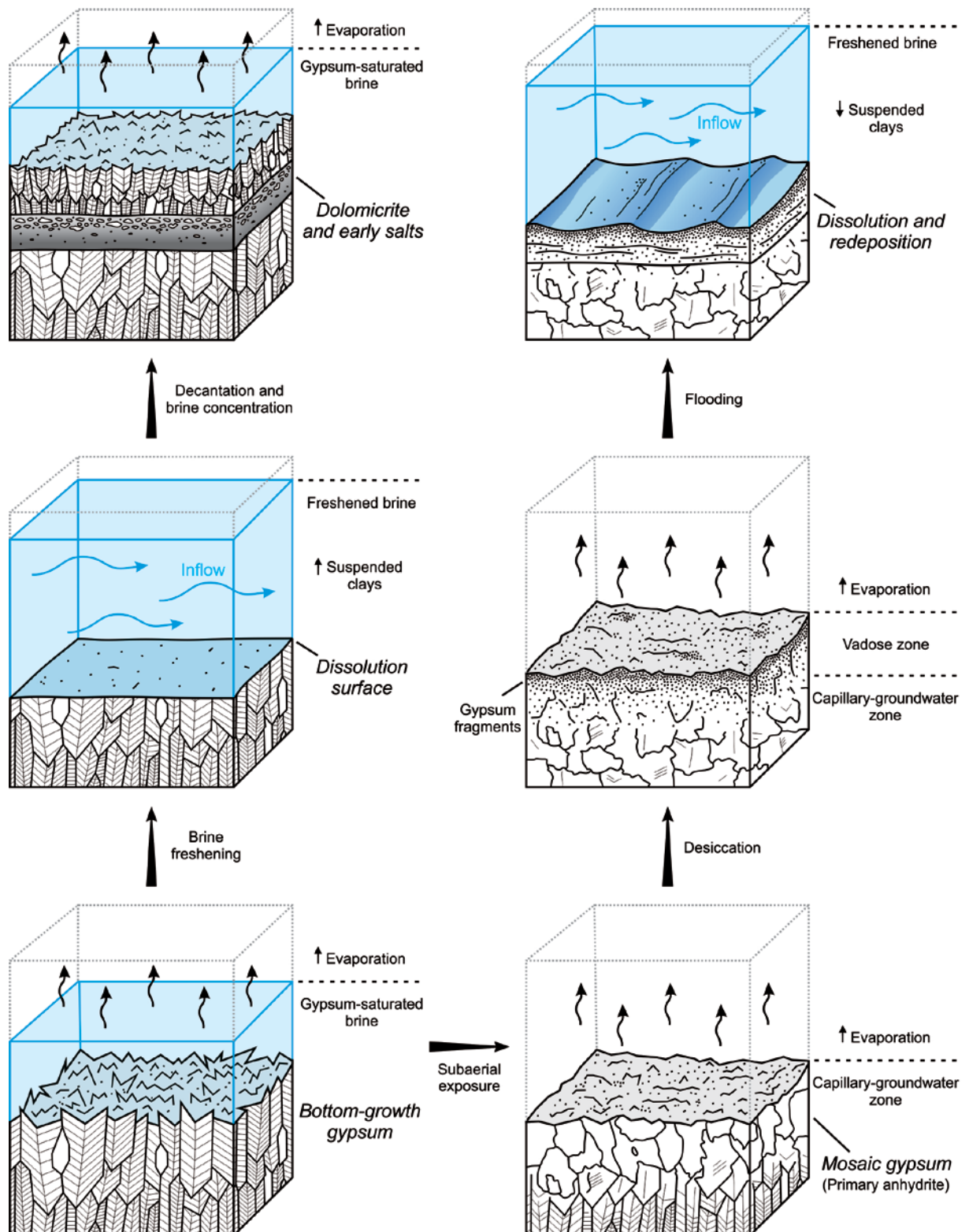


Figure 5.12 - Schematic models illustrating the formation of dissolution surfaces, deposition of dolomudstone in primary evaporites and exposure and desiccation/rework of gypsum.

5.4.2 Paleoclimate and paleogeographic controls on deposition of gypsum beds

Deposition of Permian evaporites in the Western Pangea, recording in the Parnaíba Basin, Northern Brazil, unequivocally was a response to the global climate and tectonic changes. The intense amalgamation of Pangea during Upper Permian–Early Triassic, led to uplift of western equatorial margin and central regions, propitiating the retreat of epicontinental seas linked to the Panthalassa Ocean (Zharkov & Chumakov, 2001; Ford & Golonka, 2003) (Figure 5.13). The progression of uplift was concentrated in weakness zone of continental crust, mostly structural arches, generating several closed basins with predominance of continental sedimentation. Open carbonate ramps were gradually replaced by restricted marine-fed basins and inland sabkha environments (Milani & Zalán, 1999; Pasquo & Grader, 2012). The tectonic segments near to main stress collisional zone were probably uplifted fastly, confining the seawater in the central to western portions of Pangea, generating restricted seas or big lakes (Figures 5.13C and 5.13E).

The paleogeography of Pangea located in the tropical zone of the globe, associated with extreme high temperatures, contributed substantially to development of extensive sulphate deposits in arid and semiarid zones, marginally to extense Permian ergs (Ford & Golonka, 2003; Zambito IV *et al.*, 2013). Gypsum precipitate in the Western Pangea occurred predominantly after the implementation of large-scale lake system related to the Motuca Formation (FA1). Fluvial input in these lakes was restricted to rare flash floods and, in contrast, groundwater seepage was dominant. Thereby, the stratigraphic base level (groundwater table) remained relatively high close to interface sediment-surface. This underground condition was disseminated in several regions of Gondwana resulting of collision with the Laurasia to establishment the Pangea supercontinent during the Alleghenian orogeny (Ford & Golonka, 2003). Lake-level fluctuations in arid-semiarid conditions generated extremely acid saline ephemeral lakes where sulphate deposition induced by intense evaporation accumulated in multiple shallower depressions. The migration of basin depocentre to the East conditioned the occurrence of saline mudflats surround these pans.

Although the occurrences of evaporite are concentrated in restricted areas are excellent markers for regional correlation. The mapping of this deposits also provide an important tool in the identification of previously confined and uplifted areas that were chronologically correlated, consisting a key for paleogeographic reconstitution of Western Pangea. In fact, a belt of confined evaporitic basins occurred along of Western Pangea during Upper Permian, a scenary no observed to the East, in direction of African basins (Linol *et al.*, 2015) (Figure 5.13). In contrast, to the west, the margin of the Lake System was surrounded by laterally

extensive highlands, resulting in regional unconformities also recorded in Amazonas and Solimões basins (Milani & Zalán, 1999). These extremely arid conditions hindered the terrestrial plants flourishing largely recorded in the underlaid Permian strata (Andrade *et al.*, 2014). Advance of extreme arid Triassic Erg marks the complete closure of the Lake System.

5.5 CONCLUSIONS

Permian Gypsum-bearing deposits in the Parnaíba Basin were interpreted as shallow lacustrine environments with saline mudflats and saline pans in inland sabkha environments. Evaporite succession consists of several kinds of gypsum with different textures, such as bottom-growth, nodular/micronodular, mosaic, fibrous/prismatic, alabastrine and rosettes. These textures reveal syndimentary and diagenetic processes from subaerial exposure until a complex burial history. Arid conditions prevailed in the Western Pangea during the end of Permian preceding the most extreme desertification during the Triassic. The gypsum-bearing deposits are considered as important stratigraphic guides for Permian strata in Western Pangea. Additionally, the distribution of these deposits indicates that the saline pans were restricted to the South American midcontinent, providing important information for reconstitution of the Pangea paleogeography. Ongoing detailed stratigraphic studies in the Parnaíba Basin will hopefully with this work give a more complete perspective of the Permian sedimentary record of Western Pangea.

Acknowledgements

Funding for this research was provided by Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) and Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) of the Universidade Federal do Pará (UFPA). We thank Werner Truckenbrodt (UFPA), Rômulo Angélica (UFPA), José Bandeira (UFPA) and Ana Maria Góes (USP) for their valuable comments and suggestions. Field assistance was given by Cléber Rabelo, Luciana Brelaz, Roberto Barbosa and Luís Saturnino.

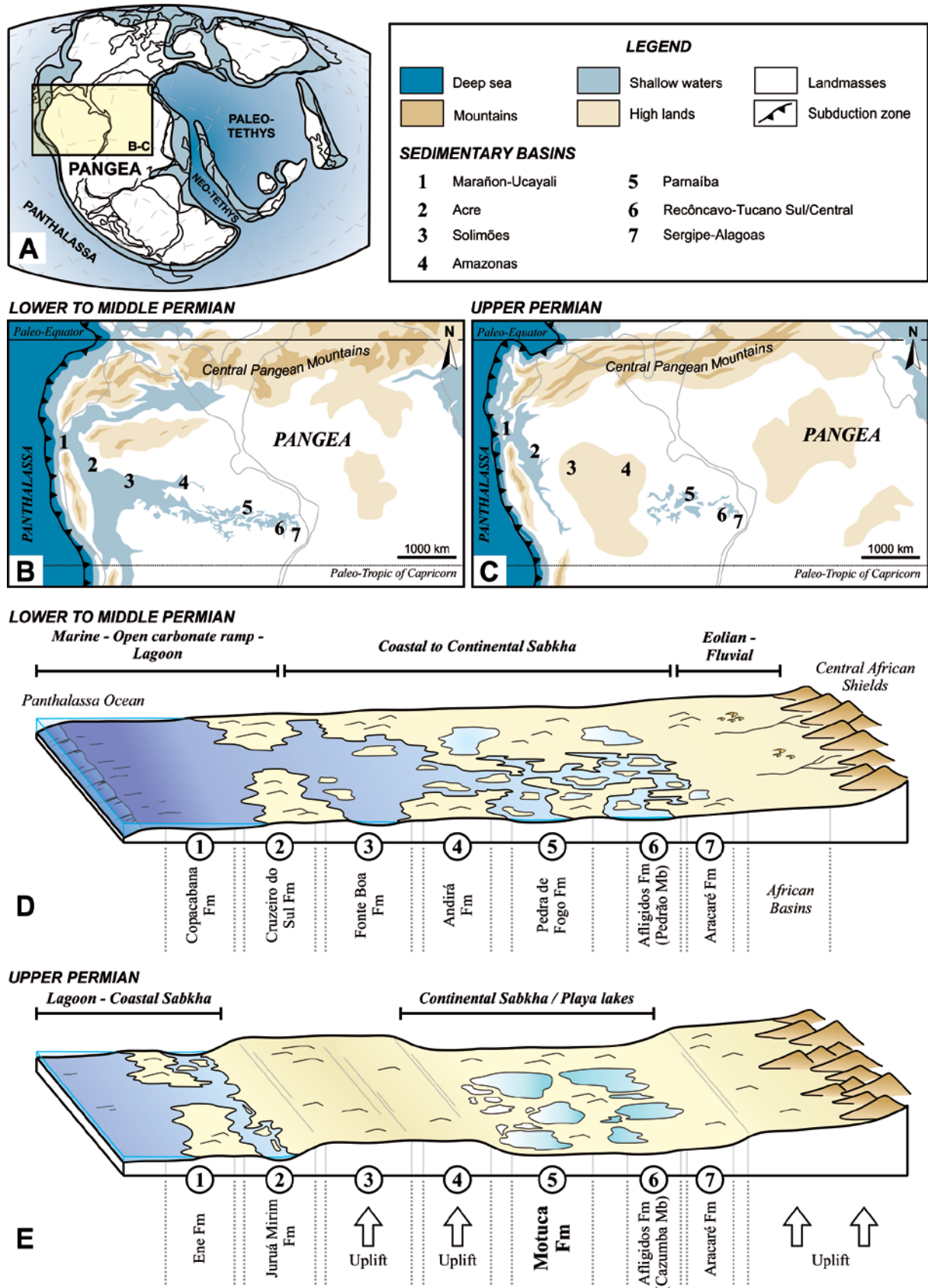


Figure 5.13 - (A) Paleogeographic reconstitution of Pangea (Adapted from Retallack et al., 1998). (B) Lower to Middle Permian and (C) Upper Permian paleogeography of the Western Pangea, highlighting the tropical South American sedimentary basins. (D) Lower to Middle Permian and (E) Upper Permian schematic cross sections showing the distribution of the main environments settings. Note the isolated evaporite basins in the western Motuca Formation (Parnaíba Basin).

CAPÍTULO 6

6 ARTIGO 3

DEFORMAÇÃO SINSEDIMENTAR NA SUCESSÃO PERMO-JURÁSSICA DA BACIA DO PARNAÍBA, BRASIL: REGISTRO DE FENÔMENOS AUTOCÍCLICOS E ALOCÍCLICOS NO PANGAEA OCIDENTAL

Soft-sediment deformation in the Permian-Jurassic succession of the Parnaíba Basin, Brazil: Register of autocyclic and allocyclic factors in the Western Pangea

Francisco R. Abrantes Jr¹, Afonso C. R. Nogueira¹ & Cléber E. N. Rabelo¹

¹ Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - PPGG, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA, Rua Augusto Corrêa, s/n, CEP 66075-110, Belém, Pará, Brasil (abrantess@ufpa.br).

RESUMO

Estruturas de deformação sinsedimentar são registradas na sucessão vulcano-siliciclástica do Permo-Jurássico da Bacia do Parnaíba, Norte do Brasil. Estas estruturas possuem estilos variados e complexos, distribuídos em três intervalos estratigráficos confinados por camadas não deformadas. O nível de deformação I, com até 7 m de espessura, inclui a zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba, interpretada como depósitos lacustres-eólicos na passagem Permo-Triássico. Este intervalo é formado principalmente por estruturas rúpteis e, secundariamente, feições dúcteis. Horizontes brechados com clastos fenoplásticos e em *rip-up* nos pelitos da Formação Motuca são sobrepostos por camadas tabulares de arenitos convolutos e deformados da Formação Sambaíba. Os arenitos foram deformados por falhas/microfalhas normais oblíquas e inversas, localmente preenchidas por pelitos derivados das camadas liquefeitas da Formação Motuca. Na parte intermediária da Formação Sambaíba, ocorre um nível de deformação de até 5 m de espessura, formado por um conjunto de dobras desarmônicas, incluindo convoluções, dobras convolutas em forma de diápiros cônicos (*cone-shaped diapirs*), dobras em cuspide e estratos ondulados subparalelos. O terceiro intervalo consiste em diques de arenito nas rochas vulcânicas eojurássicas da Formação Mosquito. Enquanto o intervalo de deformação II é facilmente explicado por processos autocíclicos relacionados a deformação hidroplástica de sedimentos pela migração e sobre peso de dunas/*draas*, os intervalos I e III indicam vigorosos fatores alogênicos. Processos de liquefação sucedidos por evento rúptil, pode explicar a geração das estruturas do intervalo I, confinados em horizontes estratigráficos que progressivamente sobrepõem estratos lacustres não deformados. A porção superior deste intervalo é sobreposta por depósitos de dunas não deformadas. A continuidade lateral destas camadas por centenas de quilômetros na bacia, coaduna com abalos sísmicos de alta magnitude equivalente a valores maiores que 8 na escala Richter. Portanto, este "sismo" é uma camada isolada na sucessão Motuca-Sambaíba, indicando que a área não experimentou esforço tectônico recorrente ao longo do Permo-Triássico. Concentrações anômalas de elementos traços (Cr, Co, Cu, Mn, Au, Pd e Pt) e a presença de micropartículas de composição metálica neste intervalo são compatíveis com uma fonte siderófila, indicando relação com um possível evento de impacto que provocou os sismos. A presença de astroblema Permo-Triássico na região de Riachão, corrobora com esta interpretação. Os diques de arenito foram formados pela injeção hidráulica de areia durante o aumento de gradiente térmico induzido pelo magmatismo básico eojurássico durante a fase pré-rifte do Pangea Ocidental.

Palavras-chave: Deformação sinsedimentar; Feições de impacto; Diques clásticos; Bacia do Parnaíba; Permo-Jurássico; Pangea Ocidental.

ABSTRACT

Well-exposed soft-sediment deformation structures are recorded in the Permian-Jurassic siliciclastic-volcanic succession of the Parnaíba Basin, Northern Brazil. This structures exhibit varied and complex styles distributed in three stratigraphic intervals, generally sandwiched by undeformed beds. The 7m-thick interval I, include the supposed Permian-Triassic limit represented by the contact zone between the Motuca and Sambaíba formations, interpreted as lacustrine-eolian deposits. This interval recording mainly brittle structures and secondarily ductil features. Brecciated horizons with phenoplast and rip-up clasts in the Motuca mudstones are overlaid by convoluted and deformed horizontal sandstones of Sambaíba Formation. The sandstones are deformed by normal, oblique and reverse faults/microfaults, locally filled by pelites derived from overlying liquefied beds of Motuca Formation. In the intermediary portion of Sambaíba sandstones succession, occur a 5m-thick folded level with desarmônico array composed by tigh and isopachs cuspid, conic and recumbent folds. The third interval consists of sandy dikes in volcanic rocks of the Jurassic Mosquito Formation. While the interval II are easily explained by autocyclic processes, invoking hydroplastic deformation of underground sediments by migration of dune/draa, the intervals I and III indicate vigorous alogenic factors. Liquefaction sucedded by brittle event, explain the generation of structures of interval I, confined in stratigraphic horizons that progressively pass downward into undisturbed lacustrine beds. Upsection, the interval is sharply overlaid by dune deposit. The lateral continuity of these beds for hundreds of kilometers in the basin coadunate with an origin for seismic shocks of high surface-wave magnitude (i.e., $M_s > 8$). Therefore, this “seismite” is an isolated bed along of Motuca-Sambaíba succession, indicating that the area not experienced recurrent tectonic stress through the Permian-Triassic time. Geochemical anomalies of trace elements (Cr, Co, Cu, Mn, Au, Pd e Pt) and metallic microparticles in this interval are compatible with a siderolite source and pointed out to a possible impact event triggering the earthquake. The presence of Permian-Triassic astrobleme feature recognized in that area coadunate with this interpretation. Sandstone dykes were formed by hydraulic injection of sand during increase of thermal gradient induced by emplaced of Jurassic basic magmatism during the pre-rifte phase of Western Pangea.

Keywords: Synsedimentary deformation; Impact features; Sedimentary dykes; Parnaíba Basin; Permian-Jurassic; Western Pangea.

6.1 INTRODUÇÃO

Intervalos deformados na Bacia do Parnaíba têm sido descritos nas sucessões paleozoicas e cretáceas como sendo de origem autocíclica ou induzidos por paleosismicidade e glacioteclônica (Caputo e Crowell, 1985; Rossetti, 1999; Chamani, 2001; Rossetti e Santos Jr., 2003; Barbosa *et al.*, 2015). Atribuir processos inerentes ao ambiente deposicional para explicar a deformação sinsedimentar é mais simples. Porém, demonstrar que estas foram produzidas por fatores externos ou alocíclicos necessita do conhecimento da evolução tectônica da Bacia, bem como dos possíveis agentes desencadeadores da deformação. Por exemplo, estruturas deformacionais geradas por glacioteclônica, são muitas vezes similares aquelas desenvolvidas em zonas de cisalhamento (Berthelsen, 1979; Caputo e Crowell, 1985; Hancock, 1994; Caputo, 1998; Barbosa *et al.*, 2015). Outro agente que pode desencadear

deformação sinsedimentar são os eventos de colisão de bólidos, frequentemente indicados pela presença de astroblemas (e.g., Simms, 2003; Tohver *et al.*, 2013). Outra problemática encontrada para atribuir um contexto regional para intervalos deformados é a dificuldade de datação para correlação com os eventos geológicos, o que não acontece se o registro ocorre intercalado a rochas vulcânicas.

Intervalos estratigráficos exibindo diferentes estilos de deformação sinsedimentar encontram-se bem preservados na sucessão vulcano-sedimentar de idade permo-jurássica da Bacia do Parnaíba, Norte do Brasil. Esta sucessão permite uma melhor avaliação da origem das estruturas deformacionais, bem como a correlação com os eventos evolutivos da bacia. Este intervalo é representado pelos depósitos pelíticos da Formação Motuca e arenosos da Formação Sambaíba, bem como pelas rochas vulcânicas da Formação Mosquito. As unidades siliciclásticas estão inseridas na sequência Permo-Triássica da bacia, enquanto as rochas magmáticas relacionam-se com eventos de pré-rifte do Pangea Ocidental (Góes e Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007; Merle *et al.*, 2011; Klein *et al.*, 2013).

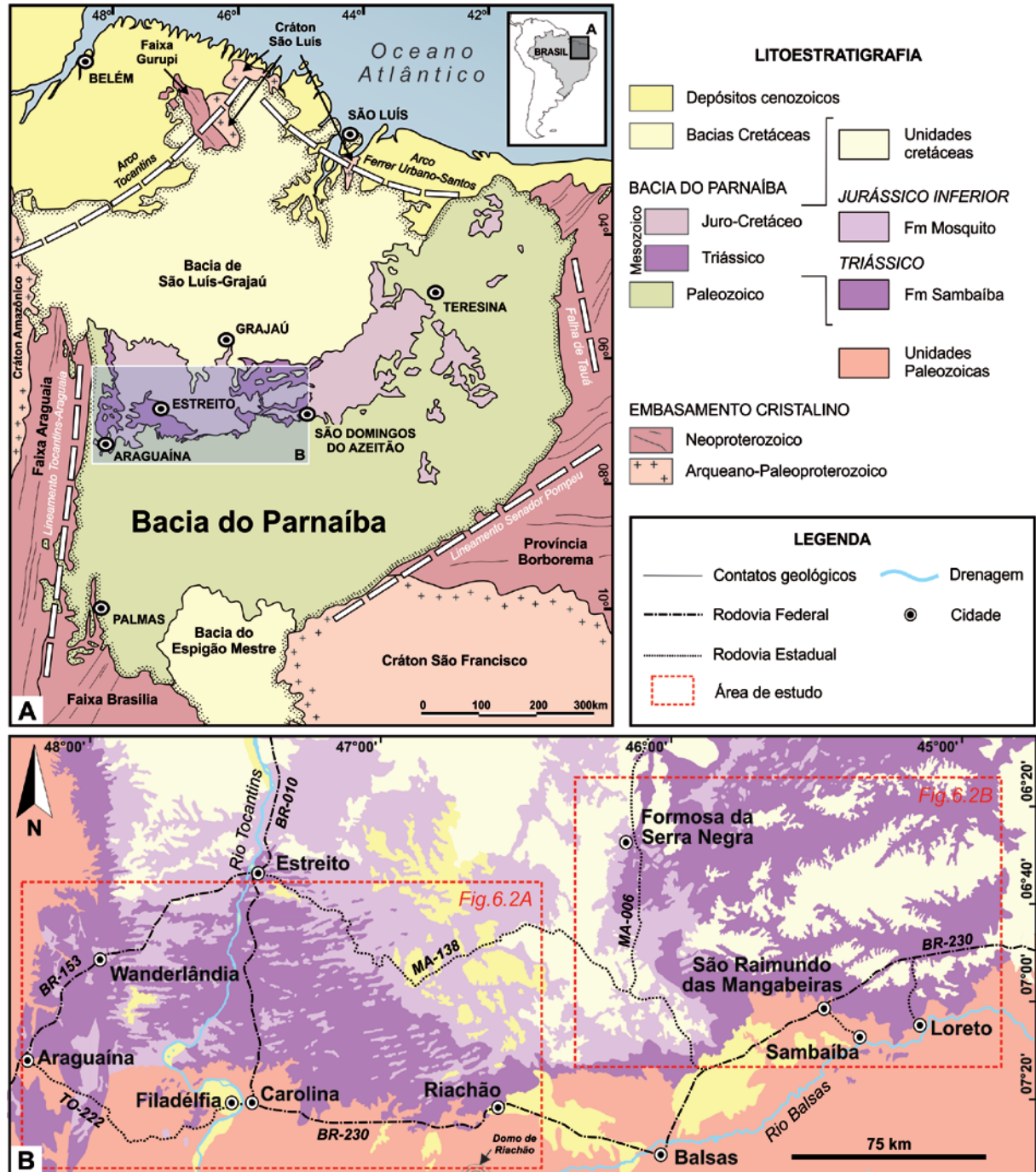
Este trabalho teve como objetivo descrever as camadas deformadas geralmente separadas por intervalos sem deformação que ocorrem na sucessão Permo-Jurássica das formações Motuca, Sambaíba e Mosquito, nas porções central e oeste da Bacia do Parnaíba (Figura 6.1). A análise sedimentológica e estrutural desta sucessão permitiu determinar mecanismos autocíclicos e alocíclicos na geração das deformações, bem como demonstrar sua relação com a evolução tectônica do Pangea Ocidental.

6.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

6.2.1 Evolução tectônica da Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba, localizada na porção norte da Plataforma Sul-Americana, é uma bacia intracratônica tipo sinéclise (*sag*), cujo preenchimento sedimentar ocorreu do Ordo-Siluriano ao Cretáceo Inferior (Milani & Zalán, 1999; Góes & Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007) (Figura 6.1). A fase cratônica paleozoica da bacia, foi marcada pela ampla sedimentação em ciclos transgressivos-regressivos regionais, que culminaram com a intensa continentalização e crescente aridez durante o Permo-Triássico (Figura 6.2). No início do Jurássico, a bacia foi submetida a uma tectônica fissural ligada ao sistema de rifteamento do Atlântico Central, ocasionando o extravasamento de magma e a formação de sucessões vulcano-sedimentares (Merle *et al.*, 2011; Ballén *et al.*, 2013). O estágio termal posterior ao preenchimento magmático possibilitou uma ampla e lenta subsidência cratônica, além da deposição de uma delgada sucessão Juro-Cretácea, marcando a última fase de sinéclise da bacia (Figura 6.2). A

partir do Cretáceo, duas bacias menores foram estabelecidas ao norte (Bacia de São Luís-Grajaú) e ao sul (Bacia do Espigão Mestre) dos limites da Bacia do Parnaíba (Figura 6.1), representando uma mudança nos padrões geotectônicos e deposicionais relacionados ao Rifteamento do Atlântico (Góes, 1995; Góes e Rossetti, 2001; Pedreira da Silva *et al.*, 2003).



6.2.2 Unidades litoestratigráficas

A sucessão Permo-Jurássica da Bacia do Parnaíba, objeto de estudo deste trabalho, é composta pelas formações Motuca e Sambaíba, pertencentes ao Grupo Balsas, e pela Formação Mosquito, relacionada ao magmatismo básico eojurássico da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP) (Marzoli *et al.*, 1999; Góes & Feijó, 1994; Merle *et al.*, 2011). A Formação Motuca é constituída por pelitos vermelhos laminados contendo arenitos sigmoidais e lentes de gipsita, calcário e marga, interpretados como depósitos lacustres salinos (*playa lakes*) e planícies de *inland sabkha* (Góes e Feijó, 1994; Abrantes Jr e Nogueira, 2013). A Formação Sambaíba consiste em arenitos eólicos com abundantes estratos cruzados de grande porte, relacionados a implantação de extensos campos de dunas/*draas* (Vaz *et al.*, 2007; Abrantes Jr e Nogueira, 2013). A Formação Mosquito é composta por basaltos toleíticos negros a arroxeados de granulação fina, maciços a amigdaloidais, intercalados a arenitos e siltitos estratificados, por vezes, silicificados (Merle *et al.*, 2011). Estes derrames marcam a tectônica fissural ligada ao sistema de rifteamento do Atlântico Central. Ballén *et al.* (2013) interpretam as unidades interderrames (*intertraps*) como pertencentes a um sistema desértico representado por depósitos de campos de dunas eólicas com interdunas encharcadas, lençóis de areia com *wadis* e *playa* siliciclástica, além de margem de *playa lake*.

As unidades cretáceas da Bacia de São Luís-Grajaú sobrepõem discordantemente as formações Sambaíba, Mosquito e Corda (Figuras 6.2 e 6.3). Nas regiões de Formosa da Serra Negra e Estreito, as formações Grajaú e Codó (Aptiano) sobrepõem os estratos Corda (Figuras 6.1 e 6.3). Enquanto que em Sambaíba e São Raimundo das Mangabeiras, a Formação Sambaíba ocorre sobreposta pelo Grupo Itapecuru (Albiano-Maastrichtiano) (Figuras 6.1 e 6.3).

6.2.3 Arcabouço estrutural e aspectos evolutivos da região centro-oeste da Bacia do Parnaíba

A estruturação da porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba, impressa nos depósitos predominantemente siliciclásticos da sucessão Permo-Jurássica, é representada por uma série de lineamentos com orientação preferencial E-W, inflexionando para NE na porção leste (Figuras 6.3A, 6.3B, 6.3C e 6.3D). Na maioria das vezes, os lineamentos marcam as cristas das serras e platôs das formações Sambaíba e Mosquito, não sendo observados nos platôs sustentados por rochas juro-cretáceas. Este *trend* é truncado por lineamentos N-S, geralmente falhas normais, e por lineamentos orientados segundo NW-SE e NE-SW. As falhas normais

apresentam rejeitos de algumas dezenas de metros, colocando tectonicamente diferentes unidades da sucessão Permo-Jurássica no mesmo posicionamento topográfico. Alguns conjuntos de falhas normais não são observadas nas unidades mais novas.

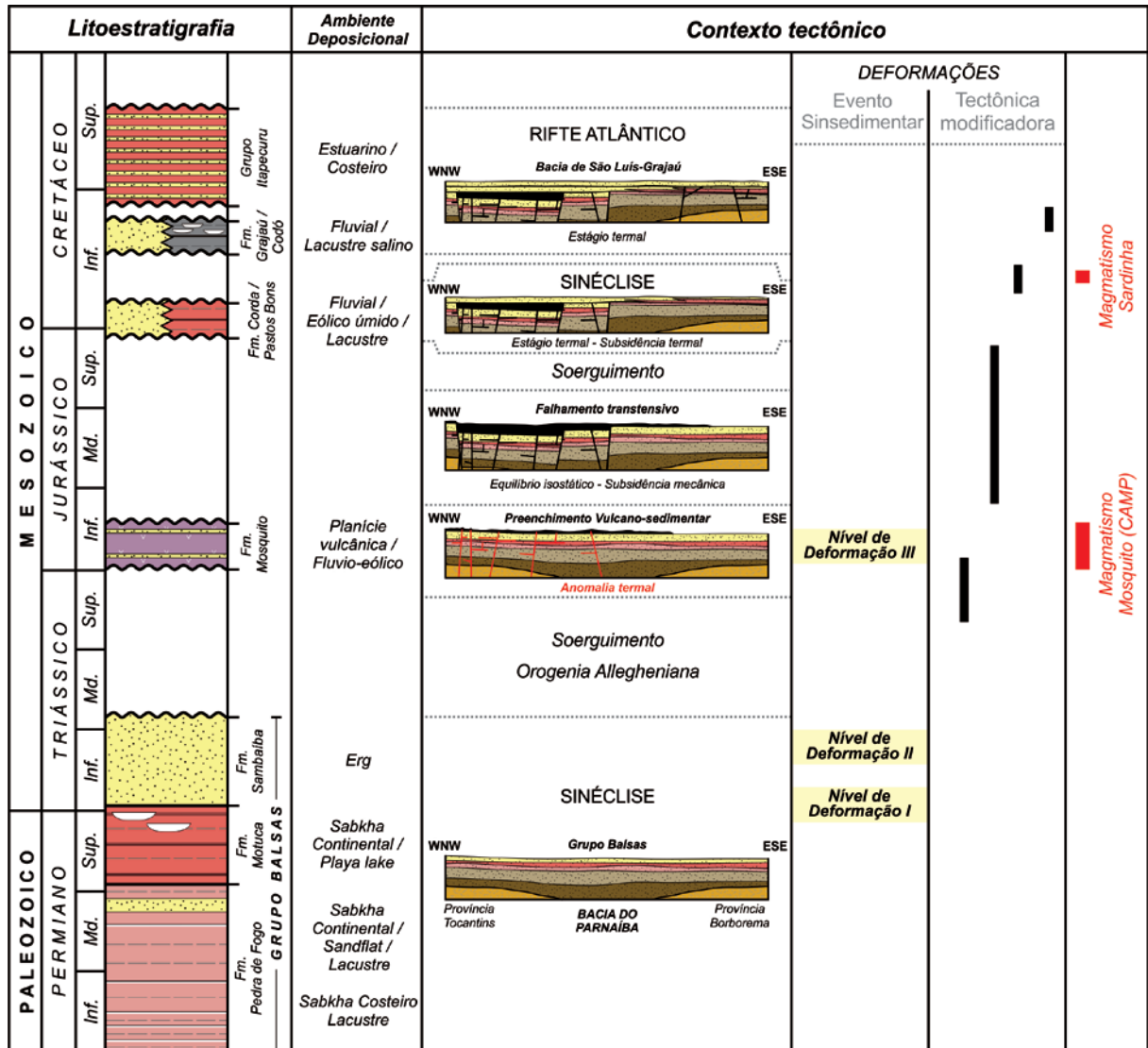


Figura 6.2 - Coluna estratigráfica simplificada do intervalo estudado na Bacia do Parnaíba, indicando a relação das unidades com o contexto tectônico (Adaptado de Góes e Feijó, 1994). Notar o posicionamento dos principais níveis de deformação sinsedimentar analisados (Evento sinsedimentar).

A configuração geomorfológica atual, expõe este conjunto de estruturas mais antigas nitidamente superimpostas por um arcabouço estrutural mais novo. Admite-se que a estruturação E-W está ligada a ruptura do Pangea que culminou posteriormente na abertura do Atlântico Equatorial. Este *trend* é superimposto pela deposição dos depósitos do Cretáceo inferior, relacionado à deposição das formações Corda e Pastos Bons durante o estágio de subsidência térmica em um contexto de bacia tipo sag. A área de deposição dos depósitos Corda provavelmente foi muito mais ampla que os limites atuais de exposição, sendo

modificados por soerguimentos e falhamentos durante o Cretáceo. Um segundo evento de subsidência térmica, provavelmente relacionado ao declínio do magmatismo Sardinha durante a abertura do Atlântico Sul, propiciou a implantação dos depósitos continentais das formações Grajaú e Codó (Bacia de São Luís-Grajaú). A invasão marinha advinda de norte marcou a completa instalação da bacia tipo rifte que acolheu os depósitos do Grupo Itapecuru, ligado à Reativação Waldeniana e ruptura total do Pangea.

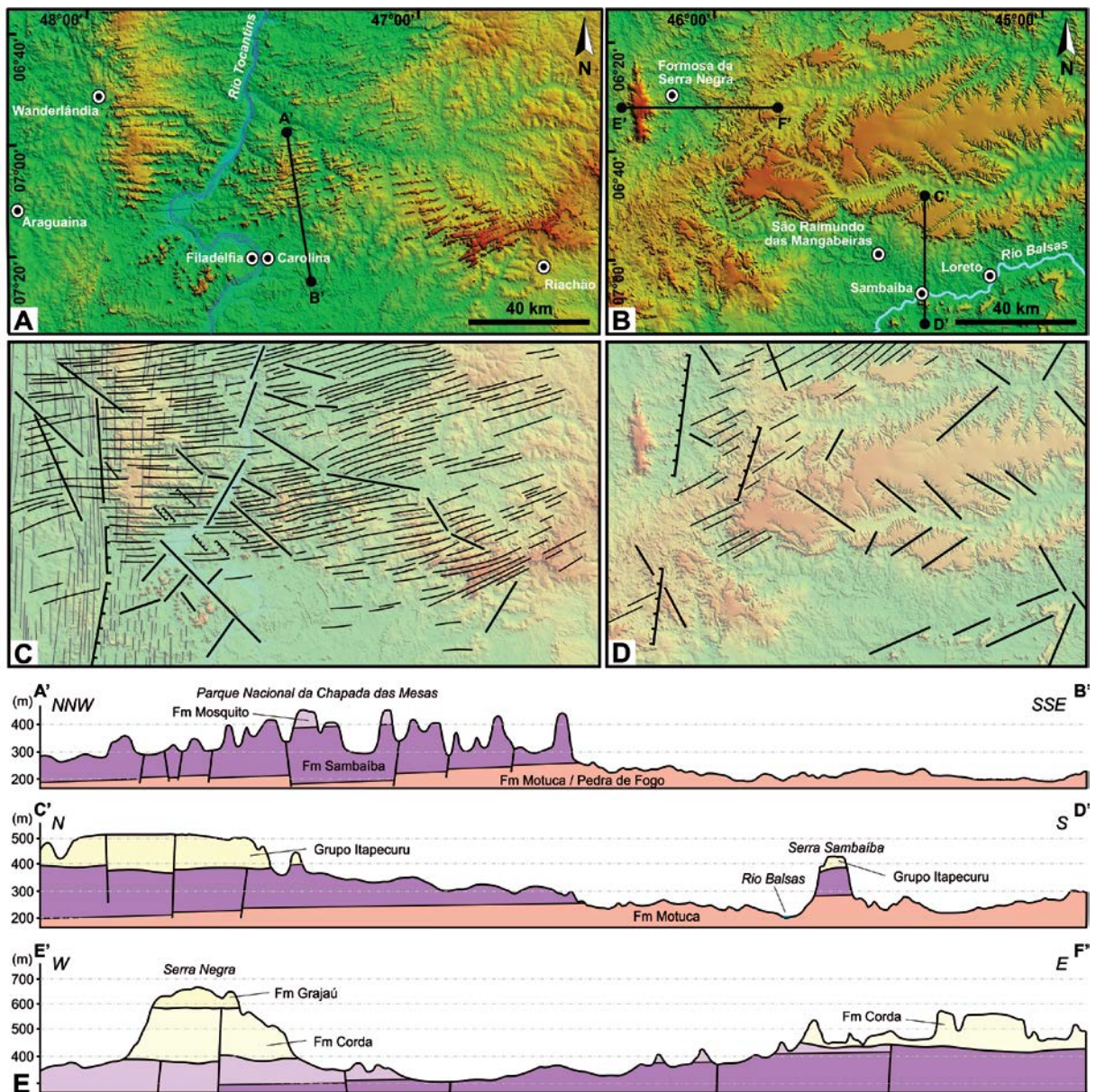


Figura 6.3 - Contexto morfoestrutural da porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba. (A) e (B) Imagens de sensores SRTM-90 das regiões estudadas. (C) e (D) Principais lineamentos de relevo. As linhas mais espessas representam falhas confirmadas e prováveis. (E) Seções transversais N-S e E-W baseadas em dados de campo.

6.3 METODOLOGIA

As análises morfoestruturais foram realizadas com o auxílio de imagens STRM-90 integradas com as informações geológicas obtidas em campanhas de campo. As imagens foram adquiridas no site do Serviço Geológico dos Estados Unidos (*United States Geological Service-USGS*) com resolução horizontal de 90 m (Rabus *et al.*, 2003) e tratadas no *software Global Mapper 16*, aplicando a técnica de sombreado de relevo para destacar os principais lineamentos e falhas presentes na área estudada.

Na tentativa de verificar as mudanças litoestratigráficas e paleoambientais da zona de contato entre as Formações Sambaíba e Motuca, considerada o limite Permo-Triássico da Bacia do Parnaíba, foram feitas análises mineralógicas e geoquímicas que permitiram a detecção de diferenças significativas que contribuíram para a interpretação dos eventos de deformação. Foram feitas análises por espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX) para determinação da composição química dos elementos maiores, menores e traços da rocha total, bem como a análise instrumental por ativação de nêutrons (INAA) para quantificação dos platinóides. Análises petrográficas sob microscópio óptico e microscópio eletrônico de varredura (MEV) foram utilizadas como informações complementares.

6.4 NÍVEIS DE DEFORMAÇÃO SINSEDIMENTAR

Na sucessão Permo-Jurássica da Bacia do Parnaíba, norte do Brasil, ocorrem pelo menos três diferentes níveis de deformação sinsedimentar (Figura 6.4): na zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba (Nível de deformação I); na porção intermediária dos estratos eólicos da Formação Sambaíba (Nível de deformação II); e nos basaltos da Formação Mosquito (Nível de deformação III). Estes três níveis de camadas deformadas são separados por intervalos de estratos não deformados ou ligeiramente deformados, podendo mostrar lateralmente um aumento gradual da intensidade da deformação.

6.4.1 Nível de deformação I: Feições híbridas (rúptil-dúctil) - *Hybrid (brittle-ductile) features*

6.4.1.1 Descrição

O nível de deformação I compreende uma sucessão de até 7 m de espessura na zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba, sendo lateralmente contínua por pelo menos 300 km. Os estratos deformados desta sucessão são representados por brechas intraformacionais, camadas contorcidas, laminações convolutas e falhas/microfalhas (Figura 6.4). A deformação é intraformacional, bastante uniforme e representada, principalmente, por

convoluções e falhas/microfalhas nos arenitos finos da base da Formação Sambaíba. As brechas e camadas contorcidas são restritas a região de Riachão e ocorrem exclusivamente nos depósitos lacustres do topo da Formação Motuca (Figura 6.5A).

As brechas formam corpos irregulares de até 1,5 m de comprimento e 40 cm de espessura, distribuídos lateralmente por algumas dezenas de metros. Apresentam clastos angulosos a subangulosos de siltitos e arenitos finos a muito finos, com tamanhos variando de 1 a 15 cm. Geralmente são tabulares (*rip-up clasts*) e podem exibir contornos irregulares formando fenoplastos (Figura 6.5B). Os clastos encontram-se alinhados na horizontal, podendo ocorrer inclinados ou sem nenhum tipo de orientação. A matriz é constituída por uma mistura de silte e argila, contendo laminações incipientes que acompanham a orientação dos clastos (Figura 6.5C). Estes intervalos brechados apresentam contato brusco com as camadas não deformadas, porém o topo pode apresentar contato gradual vertical progressivo com as camadas superpostas.

As camadas contorcidas são formadas pela intercalação de arenitos finos a muito finos/siltitos e pelitos laminados a maciços. Apresentam espessura irregular, variando de 5 a 40 cm, com maior espessura na porção mediana e adelgaçando nas extremidades (Figura 6.5D). Internamente, a laminação é paralela ao contorno dos limites da camada contorcida. A transição vertical e lateral para camadas não deformadas ocorre de maneira gradual intercalada, com redução da intensidade de deformação. A base e o topo destes horizontes não são erosivos, sendo recobertos por estratos não deformados.

As falhas/microfalhas mostram planos de baixo e alto ângulo, curvados e crenulados, com deslocamentos subhorizontais, normais oblíquos e inversos, formando pares conjugados com direção preferencial para NW-SE e W-E (Figura 6.6). Os planos de falha não rompem completamente as camadas e geralmente toda sua extensão pode ser visualizada (*blind faults*). Apresentam espaçamento irregular de alguns milímetros até 20 cm, sendo os espaços nas curvaturas dos planos maiores frequentemente preenchidos por material argiloso (Figura 6.6C). Microfalhas são deslocadas pelos conjuntos principais de falhas, com rejeitos milimétricos a até poucos centímetros. Estes planos rúpteis cortam os arenitos que exibem laminação convoluta. A laminação convoluta está disposta em intervalos de 10 a 60 cm de espessura, com dobramentos suaves e irregulares, apresentando baixa amplitude e pequeno comprimento de onda (Figura 6.5E). Delgados níveis argilosos (< 1cm) geralmente ressaltam as convoluções.

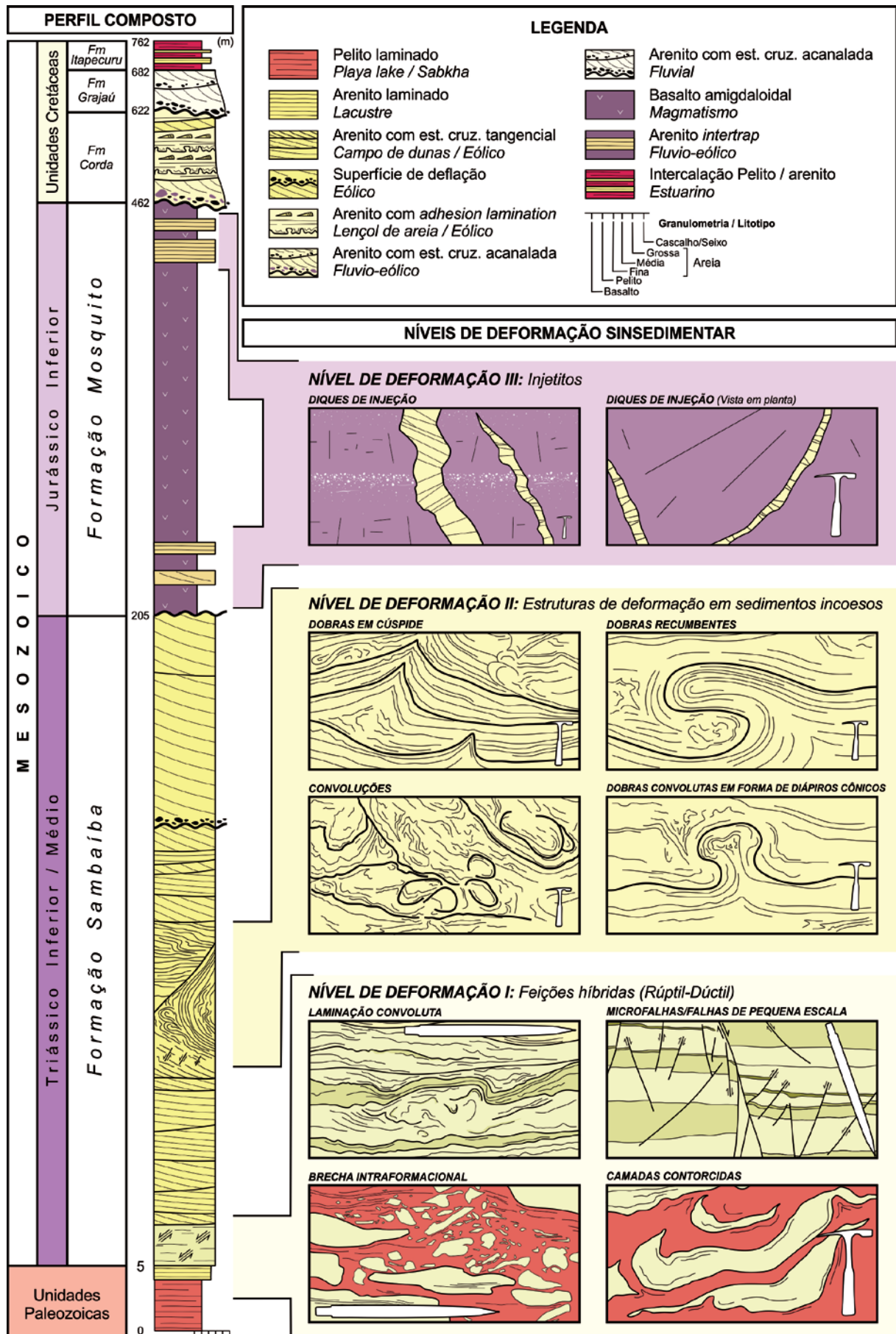
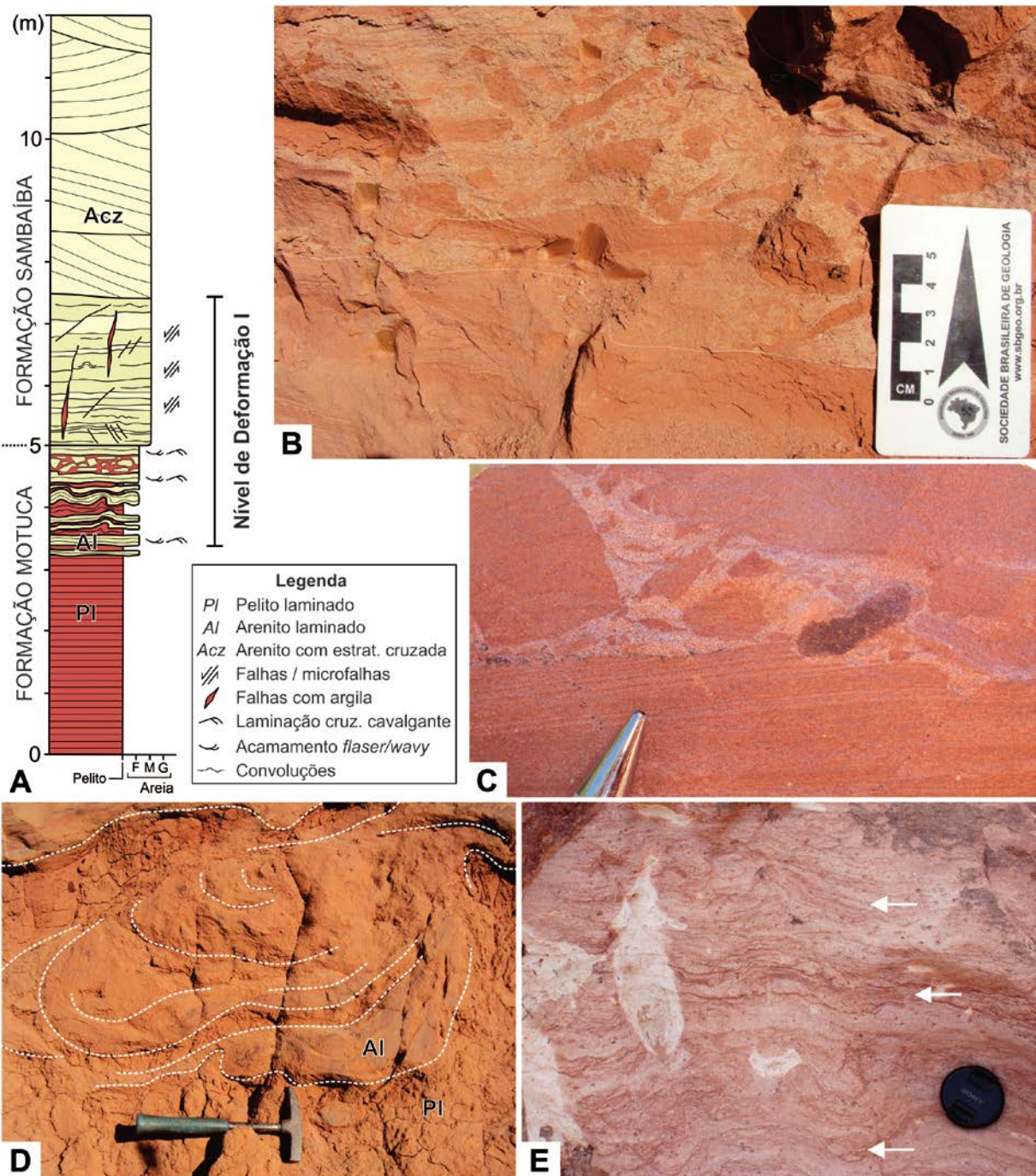


Figura 6.4 - Síntese dos principais eventos de deformação sinsedimentar da sucessão Permo-Jurássica.



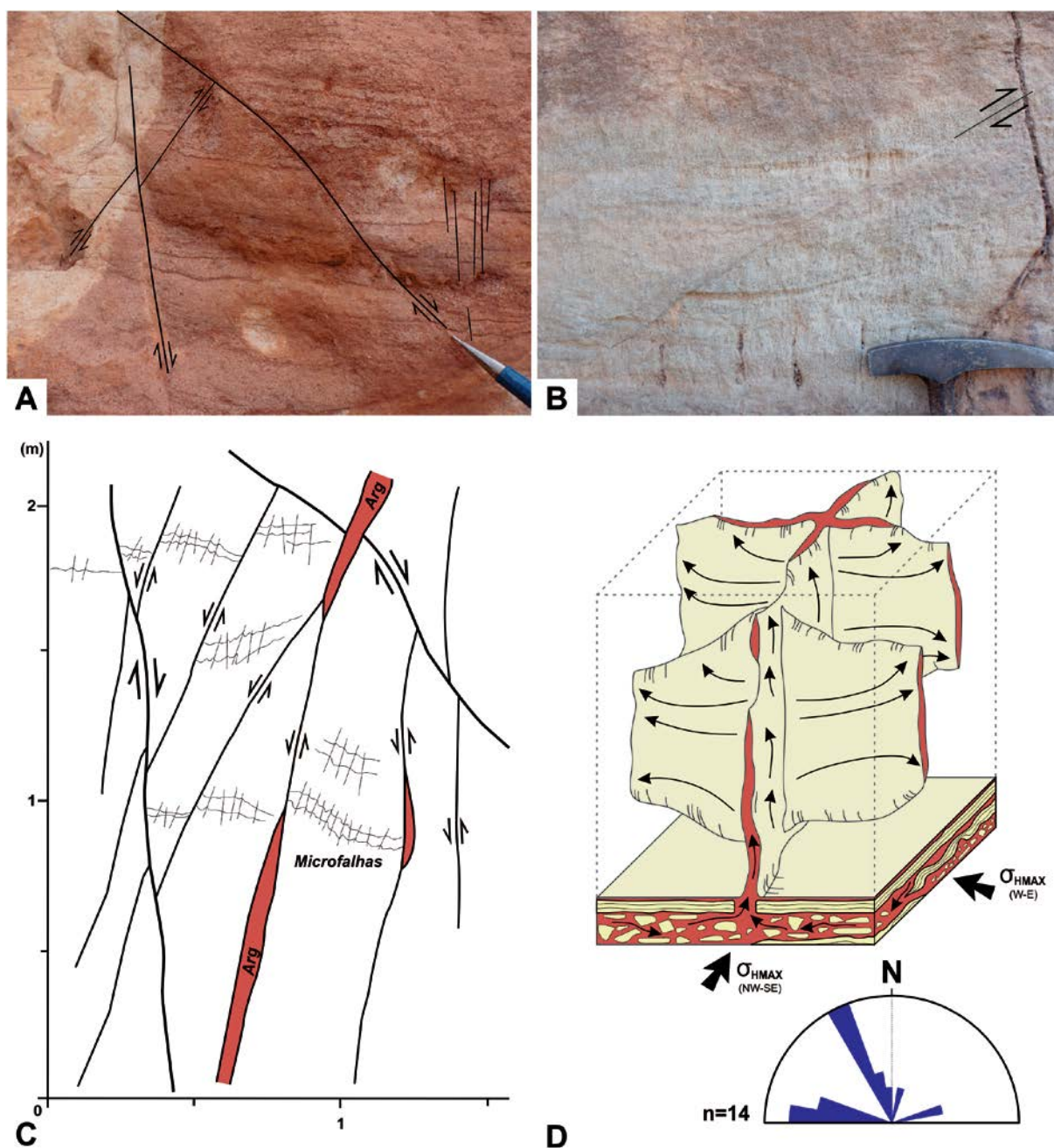


Figura 6.6 - Falhas/microfalhas do nível de deformação I. (A) e (B) Arenito com microfalhas exibindo deslocamentos sub-horizontais, normais e oblíquos. (C) Desenho esquemático com a distribuição das falhas, microfalhas e preenchimento argiloso (Arg). (D) Modelo ilustrativo da injeção de material argiloso liquefeito nos planos de falhas enraizados em camadas pelíticas saturadas em água (Adaptado de Rodríguez-Pascua *et al*, 2000).

A análise dos elementos maiores, menores e traços do intervalo deformado, mostrou anomalias de Cr, Co, Cu, Mn, Au, Pd e Pt, no contato entre as formações Motuca e Sambaíba (Figura 6.7A). A análise por MEV permitiu a identificação de micropartículas de composição metálica (brilho elevado; número atômico alto) imersas na matriz pelítica de cor acinzentada (alumino-silicatada) da fácies Ac (Figuras 6.7B, 6.7C e 6.7D). As análises por EDS nesses pontos (Figura 6.7E) revelaram a presença de Cr, provavelmente como único constituinte

metálico dessas partículas, já que os outros elementos detectados (Si, Al, K, Mg e O) devem estar associados a matriz pelítica. Isso ocorre em função do tamanho do *spot* do feixe eletrônico, que é maior que o diâmetro das micropartículas. Ferro também foi detectado podendo fazer parte da liga metálica com Cr, no entanto é mais provável sua relação como cimento.

6.4.1.2 Mecanismo de deformação

Os intervalos brechados indicam rompimento de sedimentos coesos a semi-coesos, sem transporte significativo (Zanchio, 1992). A matriz predominantemente pelítica com clastos arenosos/silticos angulosos sugere que a brechação ocorreu associada a processos de fluidificação e/ou liquefação, seguida pela ruptura de estratos mais consolidados. A presença de fenoplastos e núcleos da matriz maciça com estrutura fluidal implica em ajustamento hidroplástico entre os litotipos. A geometria irregular dos níveis brechados e limites bruscos a graduais com camadas não deformadas, indicam que a brechação ocorreu *in situ* sob baixa profundidade. Lateralmente, os processos de fluidificação e/ou liquefação favoreceram a deformação plástica de camadas arenosas intercaladas a pelitos em zonas saturadas em água, gerando camadas contorcidas. A mesma origem é atribuída para os arenitos da base da Formação Sambaíba.

Feições planares penetrativas são dominantes nos arenitos finos a médios que sobrepoem os pelitos da Formação Motuca. As falhas/microfalhas sugerem deformação rúptil como resultado de compressão e tensões de cisalhamento em sedimentos relativamente coesos. A variabilidade na geometria e no mergulho das falhas pode estar relacionado com heterogeneidades reológicas. Falhas mais retilíneas desenvolvem-se em camadas mais compactas, enquanto a curvatura dos planos é sugestiva de maior plasticidade. Processos de fluidificação e/ou liquefação foram responsáveis pela remobilização de sedimentos pelíticos que provavelmente favoreceram a injeção de material argiloso nos planos de falhas dos arenitos (*e.g.*, Rodrigues-Pascua, 2000) (Figura 6.6D). Esta interpretação sugere que camadas fluidificadas se formaram concomitantemente com o fraturamento da base da sucessão Sambaíba. Estes arenitos são limitados no topo por camadas não deformadas, corroborando a natureza sinsedimentar da deformação.

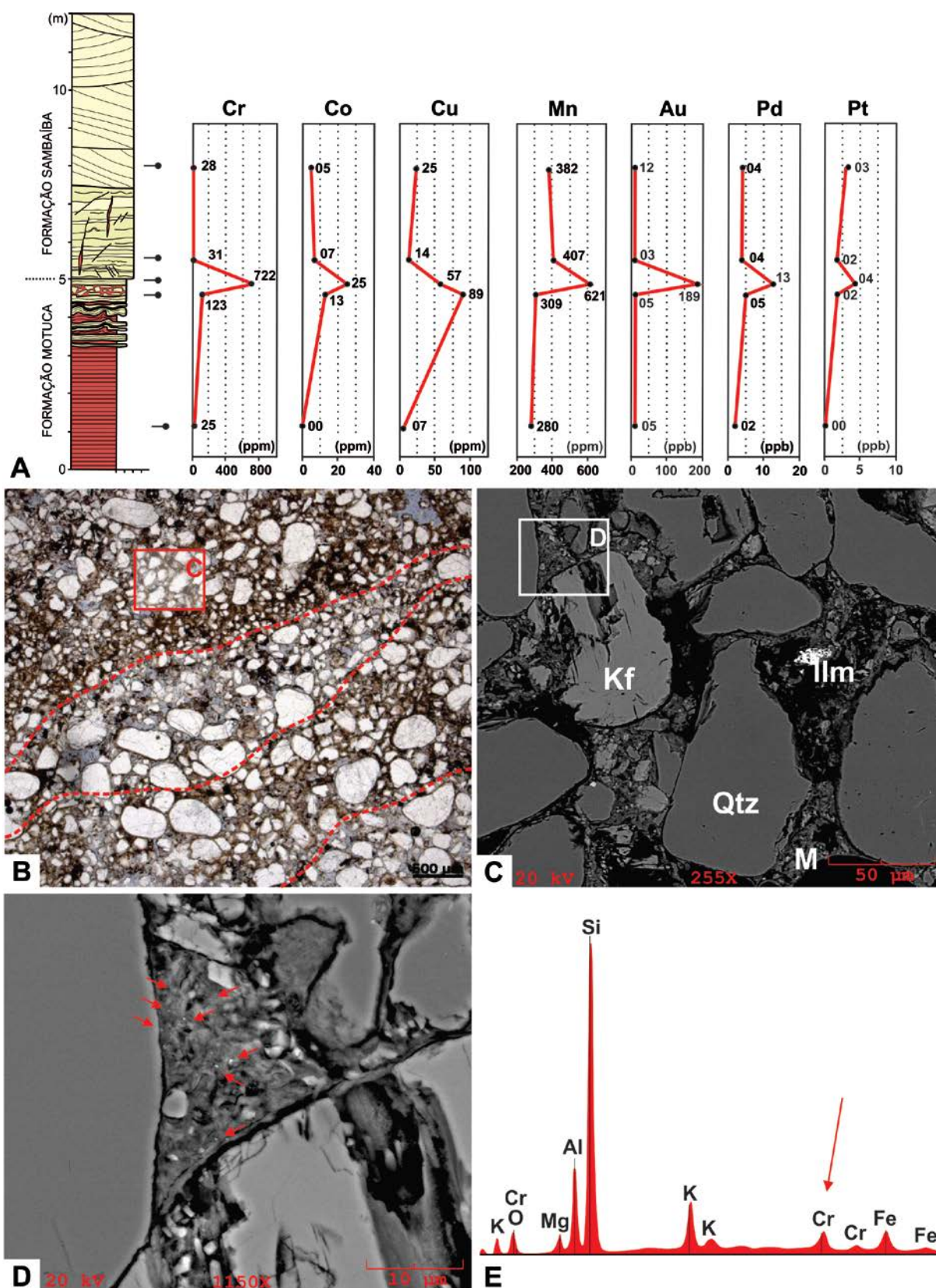


Figura 6.7 - Características mineralógicas e geoquímicas do nível de deformação I. (A) Distribuição dos elementos químicos. (B) Fotomicrografia de arenito deformado da base da Formação Sambaíba. N//. (C) Matriz deposicional (M) envolvendo grãos de quartzo (Qtz), feldspato potássico (Kf) e ilmenita (Ilm). Imagem de MEV. (D) Micropartículas de composição metálica dispersas na matriz (setas). (E) Análise de EDS indicando a presença de cromo. Os demais elementos correspondem aos minerais envolventes. Imagem de MEV.

6.4.2 Nível de deformação II: Estruturas de deformação em sedimentos incoesos - *Soft-sediment deformation structures*

6.4.2.1 Descrição

O nível de deformação II é representado por uma sucessão de até 5 m de espessura na porção intermediária da Formação Sambaíba, correlacionado por até 80 km entre as regiões de Wanderlândia e Carolina (Figura 6.1). É formado por um conjunto de dobras desarmônicas de pequena e média escala, incluindo convoluções, dobras convolutas em forma de diápiros cônicos (*cone-shaped diapirs*), dobras em cúspide e estratos ondulados subparalelos (Figura 6.4). A espessura do intervalo deformado diminui e aumenta sistematicamente por dezenas de quilômetros no mesmo nível estratigráfico, limitado na base e no topo por estratos eólicos planos e cruzados de grande porte não deformados (Figura 6.8A). As estruturas primárias podem ser pouco visíveis ou completamente ausentes de acordo com o estilo de dobramento (Figura 6.8B). Padrões de dobras mais abertas geralmente preservam mais a estrutura primária, enquanto que dobras mais apertadas com predominância do estilo desarmônico assemelham-se a laminações convolutas, tornando difícil a reconstituição da camada original. O limite inferior do intervalo deformado é geralmente transicional, com as deformações aumentando sua amplitude verticalmente (Figuras 6.8C e 6.9). Por outro lado, a porção superior é sempre truncada por superfícies planas a levemente onduladas (Figuras 6.8C e 6.9). Embora os afloramentos sejam descontínuos por algumas dezenas de metros, a composição de diversas seções demonstraram que o conjunto dobrado desarmônico alterna lateralmente com estratos quase subhorizontais (Figura 6.9).

As dobras individuais são irregulares, geralmente espaçadas, com amplitudes variando de 10 a 80 cm e largura de 20 cm a 1,5 m. A geometria da dobra é variável, podendo ser suave com baixa amplitude e baixo comprimento de onda, ou fechada. As dobras são predominantemente assimétricas, ocorrendo em forma de diápiros cônicos (*cone-shaped diapirs*) e em cúspide com flancos suavemente em forma de arco, cujas zonas de charneiras são pequenas e agudas (Figuras 6.8D e 6.9). Localmente ocorrem dobras recumbentes (Figuras 6.8E e 6.9). Um único intervalo deformado possui diferentes geometrias de dobras, formando um conjunto desarmônico de estruturação complexa com a sobreposição de dobras de diferentes dimensões (Figura 6.9). Os eixos das dobras não apresentam nenhuma orientação preferencial e estão dispostos caoticamente. No flanco de algumas dobras podem ocorrer microfalhas seguindo um padrão de fraturas de extensão. As convoluções representam dobramentos complexos amalgamados que obliteraram completamente as estruturas primárias (Figura 6.8A). Ocorrem disseminadas em todo o intervalo deformado, alternando com dobras

assimétricas e estratos ondulados subparalelos, além do núcleo de dobras recumbentes (Figura 6.8E).

6.4.2.2 Mecanismo de deformação

A análise geométrica das dobras observadas no nível de deformação II identificou um conjunto tipicamente desarmônico, caracterizado por tipologias de dobras com charneiras arredondadas e agudas, bem como convoluções de pequeno a médio porte. Com exceção dos dobramentos convolutos que exigem uma nítida transposição do acamamento, as demais dobras são geralmente isópacas e preservam as espessuras da camada dobrada. Estas particularidades remetem a um processo de deformação lento, com camadas relativamente mais coesas durante o esforço, porém com certa plasticidade para não desenvolver uma orientação preferencial. Considera-se a atuação de processos de liquefação em sedimentos incoesos, relacionados a substratos úmidos abaixo da superfície de sedimentação. Durante a deformação, dependendo do grau de compactação, os sedimentos responderam de maneira diferente ao esforço submetido. Sedimentos com baixa resistência ao cisalhamento comportaram-se como fluido viscoso, gerando acamamento convoluto. Enquanto aqueles mais coesos, mantiveram a sua competência, dobrando-se sem modificação da espessura. Embora liquefeitos, a acomodação da deformação ocorreu seguindo um único nível estratigráfico, sem haver escapes de fluidos consideráveis. A passagem gradual vertical de estratos sem deformação para camadas menos deformadas da base do conjunto dobrado sugere que a deformação diminui em profundidade, conferindo uma natureza nitidamente intraformacional. Por outro lado, o recobrimento brusco deste nível deformado por estratos eólicos não deformados, sugere que no momento da deformação as camadas inferiores estavam com diferentes níveis de saturação em água. As areias eólicas sobrejacentes permaneciam secas e disponíveis ao transporte eólico.

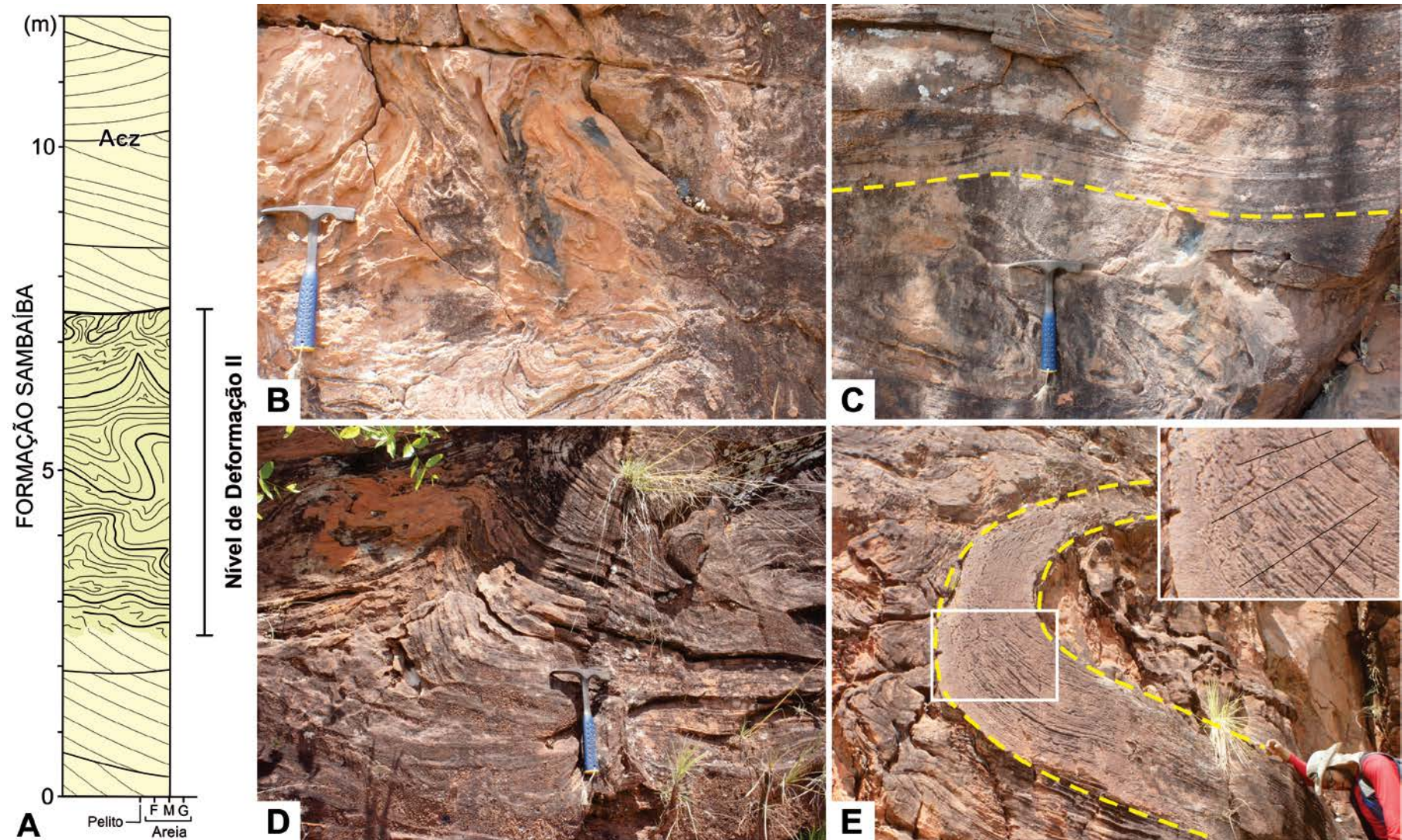


Figura 6.8 - Estruturas de deformação em sedimentos incoesos (Nível de deformação II). (A) Perfil litoestratigráfico da zona intermediária da Formação Sambaíba. (B) Arenito com convoluções de pequena escala. (C) Arenito com laminação plano-paralela não deformada truncando nível com convoluções. (D) Dobras em cúspide. (E) Camadas com diferentes tipologia de deformação exibindo dobramento recumbente com fraturas de extensão intercalada a camadas convolucionadas.

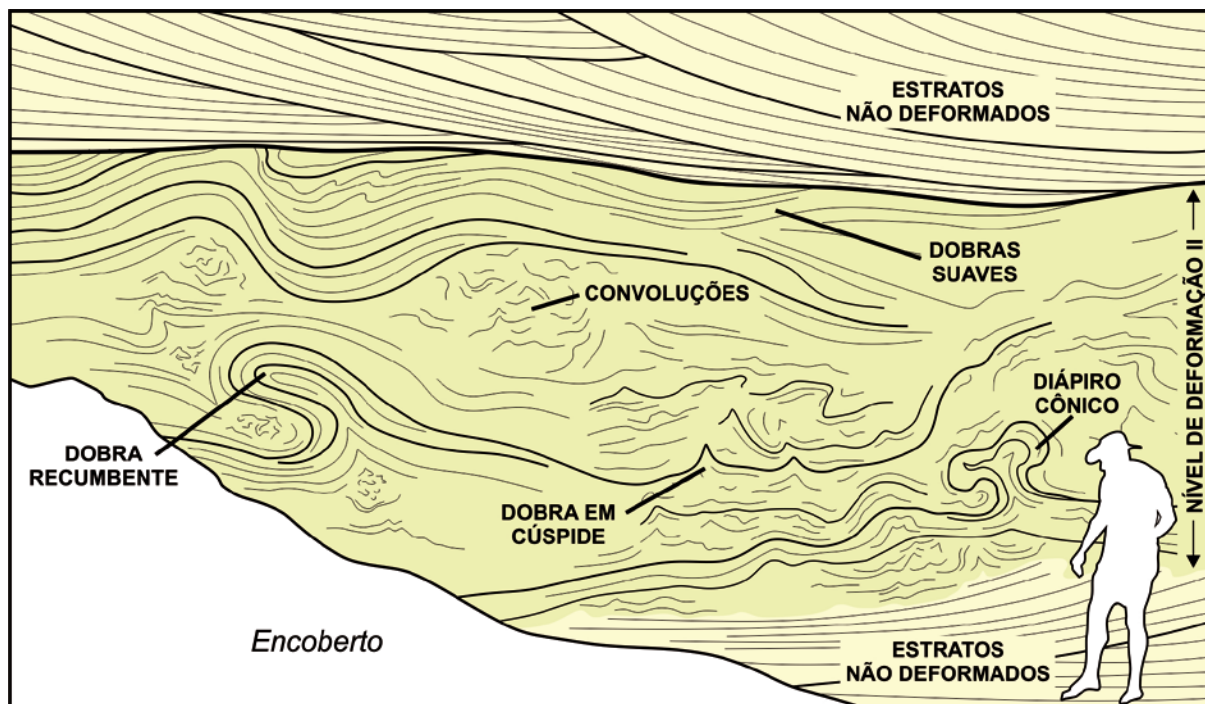
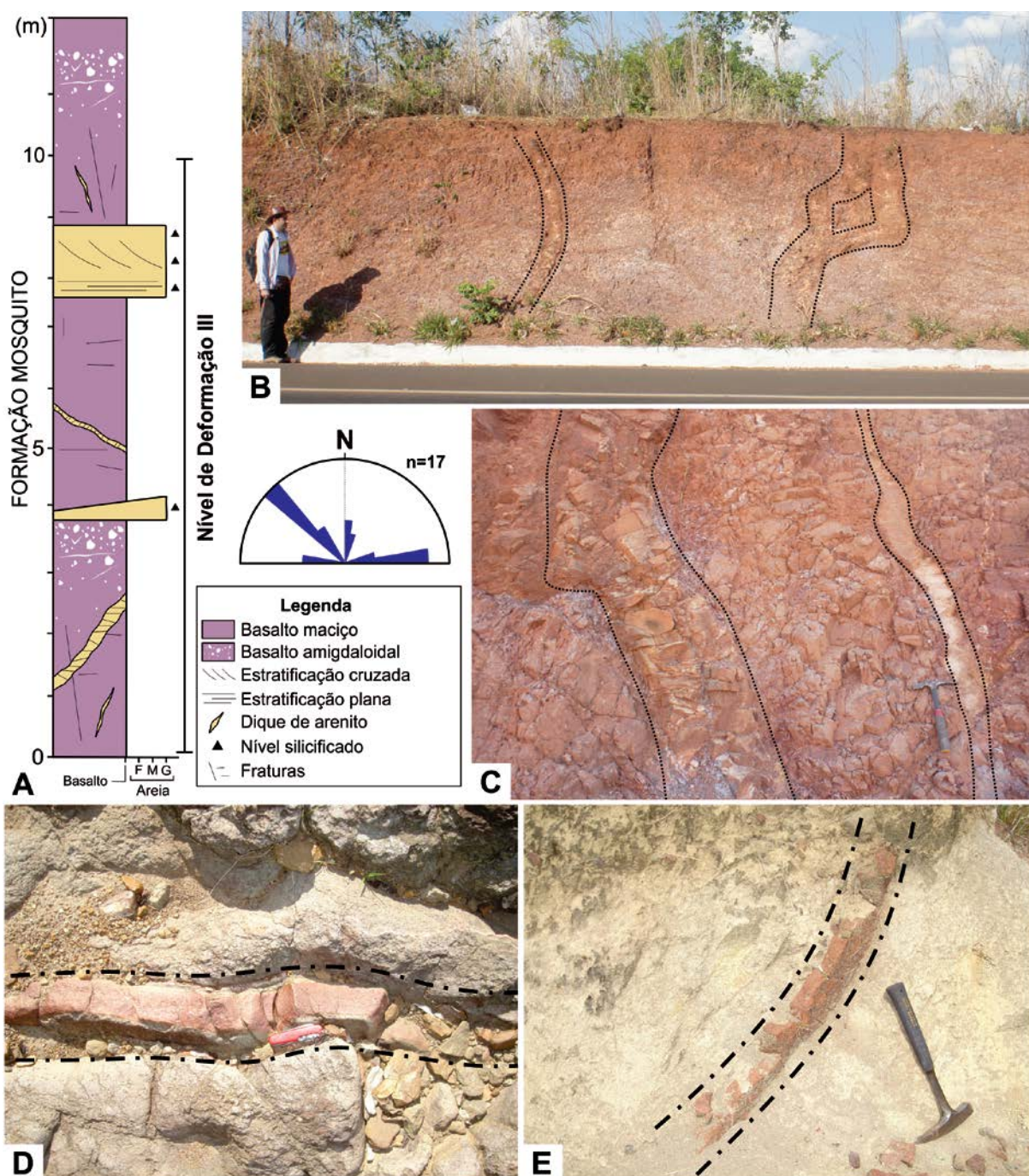


Figura 6.9 - Distribuição lateral das estruturas no nível de deformação II.

6.4.3 Nível de deformação III: Injetitos - *Injectites*

6.4.3.1 Descrição

O nível de deformação III é caracterizado por diques de arenitos (*sedimentary dikes*) que cortam basaltos maciços a amigdaloidas da Formação Mosquito, em condutos verticais, algumas vezes bifurcados, com paredes retilíneas e irregulares adelgaçando para o topo (Figura 6.4). Os diques ocorrem dentro dos basaltos, geralmente próximos as camadas de arenitos *intertraps* e topo de derrame marcado por amígdalas, em pelo menos dois intervalos estratigráficos (Figura 6.10A): 1) adjacente ao contato com Formação Sambaíba nas regiões de Filadélfia e Estreito com espessuras que alcançam até 80 cm; e 2) próximo ao contato com a Formação Corda, principalmente na região de Formosa da Serra Negra, com espessuras de até 10 cm (Figuras 6.1, 6.10B e 6.10C). Os diques de arenito também ocorrem nos diques e *sills* de diabásio na região de Araguaína (Figura 6.1). O comprimento dos diques alcança até 7 m, e geralmente exibem fraturas ortogonais. Em planta, os diques apresentam formas planas a curvilíneas, com bifurcações lineares e direções preferências para NW-SE e E-W (Figuras 6.10D e 6.10E). São compostos por arenitos finos a médios maciços, geralmente fraturados e silicificados, contendo abundantes vênulas sub-horizontais preenchidas por caulinita. Subordinamente, ocorre cimentação por carbonato. As vênulas possuem espessura milimétrica e também encontram-se disseminadas nos basaltos. Laminações de fluxo incipientes paralelas às margens dos diques podem ser observadas.



6.4.3.2 Mecanismo de deformação

Previamente interpretados como produto de sismos (Ballén *et al.*, 2013), a formação dos diques clásticos nas rochas básicas da Formação Mosquito sugere muito mais mecanismos que envolvem a colocação de derrames básicos e fraturas de resfriamento ou disjunção (*e.g.*, Johari e Taib, 2007; Hurst *et al.*, 2011; Duarte e Hartmann, 2014). Estas fraturas seriam preenchidas por fluidos viscosos de composição arenosa, injetados durante o aumento da temperatura das águas intersticiais. A fluidização dos sedimentos e o aumento da pressão hidrostática pelo aquecimento de águas intersticiais de unidades subjacentes, propiciou o bombeamento hidráulico sob alta pressão e alta temperatura, com migração vertical do fluido para zonas de alívio. A presença de níveis delgados e lenticulares de arenitos maciços parcialmente silicificados sobrepondo basaltos amigdaloidais, indica que as areias fluidizadas extravasaram na superfície formando extruditos (*e.g.*, Duarte e Hartmann, 2014). Laminações paralelas às margens dos diques são consideradas como estruturas de fluxo formadas pelo cisalhamento durante a injeção do fluido. O maior tamanho dos diques na porção inferior da sucessão Mosquito em relação àqueles que se concentram próximos aos arenitos *intertraps*, deve-se a maior disponibilidade de areia e a maior espessura do lençol freático. O aquecimento de grandes volumes de água intersticial nos arenitos Sambaíba, promoveu a formação de espessos condutos capazes de transportar um maior volume de material. Admite-se que grande parte do arcabouço dos arenitos foi desagregado durante o processo de colocação dos derrames, fornecendo material friável para os diques. A circulação de soluções silicosas provenientes do magmatismo, provavelmente serviu como fonte para silicificação dos grãos, conferindo um aspecto maciço aos diques.

6.5 ORIGEM DA DEFORMAÇÃO (*TRIGGER MECHANISM*)

A maior parte das estruturas de deformação da sucessão Permo-Jurássica da Bacia do Parnaíba foi formada por processos de liquefação e fluidificação em sedimentos inconsolidados a semicoesos, que experimentaram diferentes graus tensão e compressão. A origem de cada nível deformado parece estar relacionada a mecanismos de deformação distintos. Os níveis de deformação I e III são mais amplos, ocorrendo lateralmente por toda a faixa de afloramento das formações Sambaíba e Mosquito, de aproximadamente 350 km, enquanto que o nível de deformação II, confinado na porção intermediária da Formação Sambaíba, é mais local e não ultrapassa 80 km.

6.5.1 Paleosismicidade induzida por eventos de impacto

Intervalos deformados intercalados com camadas sem perturbação e estruturas com diferentes estilos de deformação (rúptil-dúctil) são típicos de sismicidade (Obermeier 1996; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000; Kahle, 2002; Simms, 2003). Da mesma forma, a continuidade lateral das camadas de eventos por muitos quilômetros de distância, intercalados a depósitos sem deformação é consistente com uma causa alocíclica associada a sismicidade. Esta interpretação pode explicar o nível de deformação I na zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba, sugerida pela ocorrência conjunta de brechas intraformacionais, camadas contorcidas, laminações convolutas e falhas/microfalhas com injeções de argila (Figura 6.4). Os pelitos laminados e arenitos finos desta sucessão representam deposição de baixa energia em ambiente lacustre raso e lençóis arenosos úmidos, respectivamente. A mudança brusca de energia no ambiente de deposição para gerar, principalmente, brechação e fraturamento é também considerada como induzida por choque sísmico (Ringrose, 1989; Zanchio, 1992). Esta hipótese é suportada por vários fatores: *i*) clastos exclusivamente angulosos e tabulares sugerem *stress* cisalhante predominantemente rúptil em sedimentos coesos/semicoesos; *ii*) todas as brechas sofreram reduzido transporte e as camadas ainda podem ser reconstituídas; *iii*) a presença de fenoplastos e núcleos da matriz maciça com estrutura fluidal implica em ajustamento hidroplástico de sedimentos semicoesos sob baixa profundidade; *iv*) falhas/microfalhas sugerem deformação rúptil como resultado de compressão e tensões de cisalhamento em sedimentos relativamente coesos; e *v*) camadas contorcidas, convoluções e injeções de argila são correlacionadas e foram formadas pelo mesmos processo de fluidificação/liquefação. A sismicidade provalmente ocorreu durante a implantação dos lençóis de areia da porção marginal do *Erg* Sambaíba, afetando estes depósitos, bem como a porção superior dos estratos lacustres Motuca.

A distribuição geográfica das deformações do intervalo I apresenta diferentes graus de intensidade nos estratos. Camadas com laminação convoluta e falhas/microfalhas possuem continuidade lateral de pelo menos 350 km na base da Formação Sambaíba. Enquanto que próximo a Riachão, ocorre uma maior concentração de deformação plástica, afetando o topo da Formação Motuca. As brechas intraformacionais e camadas contorcidas desta região, podem estar relacionadas ao epicentro do sismo que ocasionou processos de liquefação/fluidificação mais intensos e de grande extensão. (Figuras 6.1 e 6.11). A ocorrência de camadas contorcidas e brechadas (Formação Motuca) e arenitos com falhas/microfalhas sinsedimentares, laminação convoluta e diques de injeção preenchidos por

argilitos (Formação Sambaíba), podem ter se formado por terremotos de alta magnitude equivalente a valores maiores que 8 na escala Richter (cf. Rodrigues-Pascua *et al.*, 2000).

A interpretação de sismitos para o intervalo I, embora tenha um bom embasamento considerando a quantidade de estruturas deformacionais e a ocorrência por centenas de quilômetros, ainda é de certa forma enigmática, já que se traduz em um evento isolado dentro da sucessão Permo-Jurássica. A recorrência de intervalos deformados com as mesmas características da sucessão Permo-Triássica foi observada nas sucessões do Paleozóico inferior do sudeste da Bacia do Parnaíba, ligados à reativação do Lineamento Transbrasiliiano (Chamani, 2011). Entretanto, a borda oeste não está próxima de grandes estruturas tectônicas que poderiam ser reativadas ao longo do tempo e a interpretação de paleosismicidade nunca foi sugerida para os estratos das sucessões mais antigas daquela região. Por outro lado, a região de Riachão é conhecida pela presença de astroblema formado pelo impacto de meteorito, provavelmente, durante a passagem Permo-Triássica (McHone, 1986; Maziviero *et al.*, 2013). Não se pode afirmar diretamente que este foi o agente desencadeador dos abalos sísmicos que geraram as estruturas na zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba. No entanto, este atrelamento é possível devido à magnitude do processo.

A liberação de uma grande quantidade de partículas enriquecidas em elementos siderófilos e platinóides se traduz como produto significativo de impactos de meteoritos, sendo esta poeira disseminada e depositada nas proximidades do impacto (Tsikalas, 2004). Na zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba, anomalias geoquímicas de elementos traços (Cr, Co, Cu, Mn, Au, Pd e Pt) e micropartículas de composição metálica na matriz argilosa dos arenitos deformados foram identificadas e podem estar relacionadas ao evento de Riachão (Figura 6.7). Pelo menos três hipóteses podem ser citadas para explicar as anomalias observadas no contato: *i*) intemperismo; *ii*) lixiviação e *iii*) impacto de meteorito. A primeira hipótese explica a formação de paleossolo provocada pela exposição subaérea dos pelitos do topo da Formação Motuca, ocasionando a concentração de alguns elementos durante o intemperismo. A segunda hipótese refere-se à lixiviação relacionada ao fluxo de água nos arenitos da Formação Sambaíba. Estes apresentam grande porosidade e permeabilidade, o que favorece a percolação de água. O fluxo lateral contínuo de água em subsuperfície pode ter remobilizado alguns elementos para o limite entre as formações Motuca e Sambaíba. A última hipótese relaciona-se ao provável impacto de meteorito durante a passagem Permiano-Triássico (Basu *et al.*, 2003; Retallack *et al.*, 1998; Yang *et al.*, 1995). As concentrações anômalas de elementos traços como Cr, Co, Cu, Mn, Au, Pd e Pt, podem estar relacionadas a rochas máficas e ultramáficas, no caso, meteoritos.

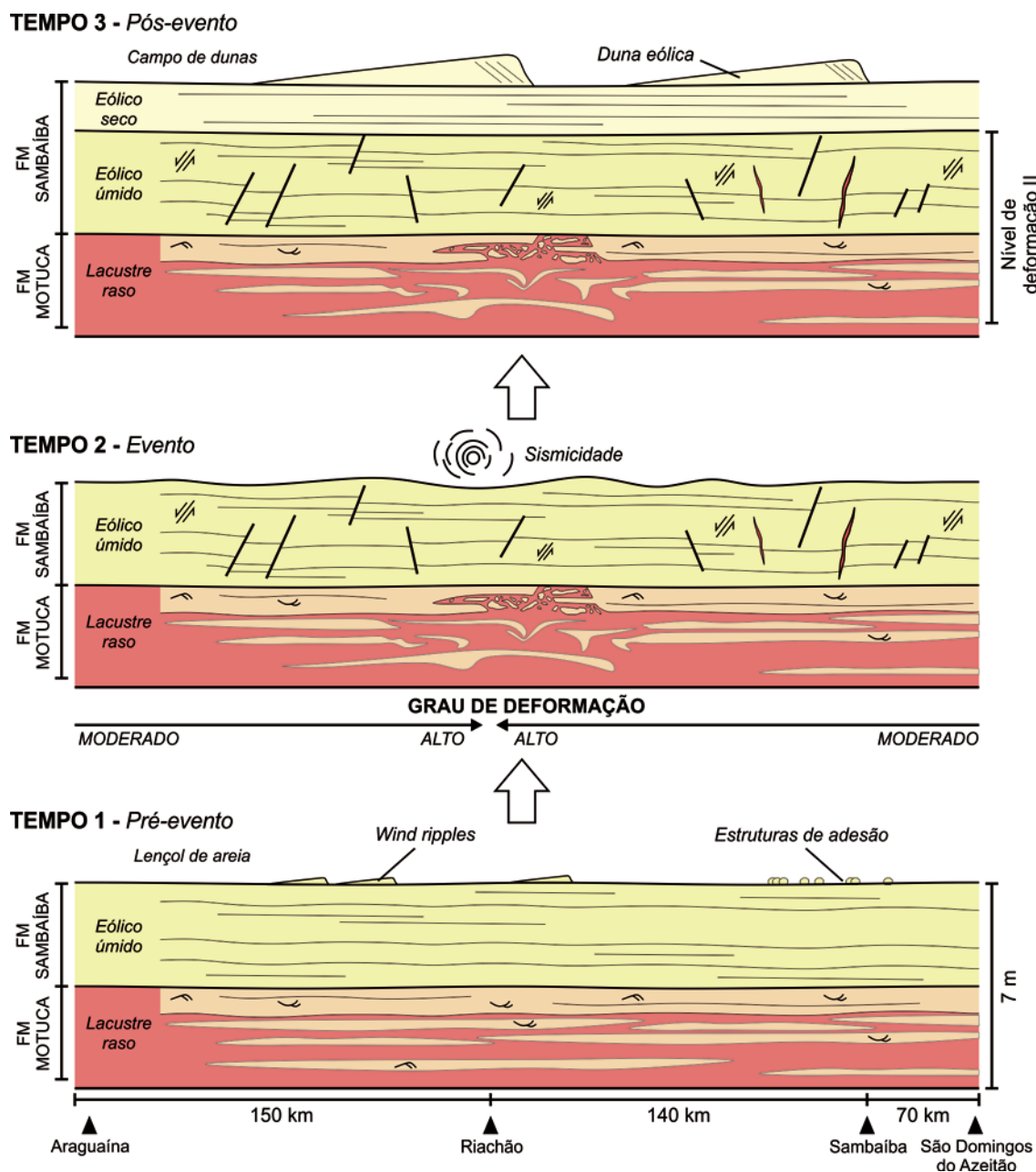


Figura 6.11 - Diagrama esquemático mostrando a origem do nível de deformação I.

O desenvolvimento de um paleossolo (hipótese i) no topo da Formação Motuca é improvável em função dos depósitos estarem relacionados a um ambiente subaquoso sem evidência de exposição subaérea. Além disso, a passagem gradual entre as duas formações coadunam com a ausência de exposição subaérea. A hipótese da lixiviação pode ser considerada, já que o próprio limite entre as unidades (pelito/arenito) representa uma barreira geoquímica onde os elementos poderiam se concentrar. Retallack *et al.* (1998) demonstram esta hipótese para a anomalia de irídio observada abaixo do limite permio-triássico em seus perfis estudados. A última hipótese parece ser viável, pois a presença de anomalias

geoquímicas de elementos traços (Cr, Co, Cu, Mn, Au, Pd e Pt) relacionam-se à micropartículas de composição metálica na matriz argilosa e a sismitos na passagem entre as formações Motuca e Sambaíba. Estas partículas foram introduzidas pela nuvem gerada pelo impacto diretamente nas areias eólicas adjacentes, incorporando-se a matriz deposicional.

6.5.2 Deformação autocíclica ligada à migração de dunas/*draas*

As estruturas do nível de deformação II, porção intermediária da Formação Sambaíba, foram previamente interpretadas como produto de Neotectônica (Costa *et al.*, 1996). Embora indiquem um episódio importante de deformação, apontam muito mais uma natureza sinsedimentar do que tectônica. A principal evidência para essa afirmação é a presença de um conjunto de dobras desarmônicas em um contexto intraformacional, separado por camadas pré e pós-evento não deformadas. Adicionalmente, as estruturas observadas não apresentam orientações preferenciais compatíveis com os padrões de deformação da bacia, bem como aquelas relacionadas aos grandes lineamentos que cortam a estruturação geral da bacia. Deformações dúcteis em estratos eólicos são formadas por processos de liquefação em sedimentos incoesos próximos da superfície, associados ao aumento da umidade relacionado a proximidade do lençol freático (Lowe, 1975; Mountney, 2006). As estruturas de médio a grande porte geralmente indicam liquefação abaixo do nível do lençol freático, pelo peso gerado durante o avanço de dunas e *draas* (McKee *et al.*, 1971; Collinson, 1994) (Figura 6.12). À medida que as dunas avançam, há um incremento no grau de deformação, substituindo estratos ondulados subparalelos por complexos de dobras e convoluções que lateralmente passam para estratos menos deformados a subhorizontais. Conforme os estratos basais das dunas tornam-se saturados, ocorre o deslocamento de bolsões de ar presos nos poros e a movimentação plástica das laminações (Lowe, 1975). A movimentação dos fluidos dobra e deforma as estruturas pré-existentes. As convoluções desenvolvem-se dentro de sedimentos incoesos como resposta ao alívio de pressão, resultante do rápido escape de fluídos. As porções a jusante das dunas são ‘empurradas’ para fora das zonas úmidas pelo incremento das deformações, passando para a zona vadosa. Com isto, o transporte dos sedimentos pelo vento é favorecido, gerando superfícies relativamente planas que truncam os depósitos deformados (Mountney, 2006).

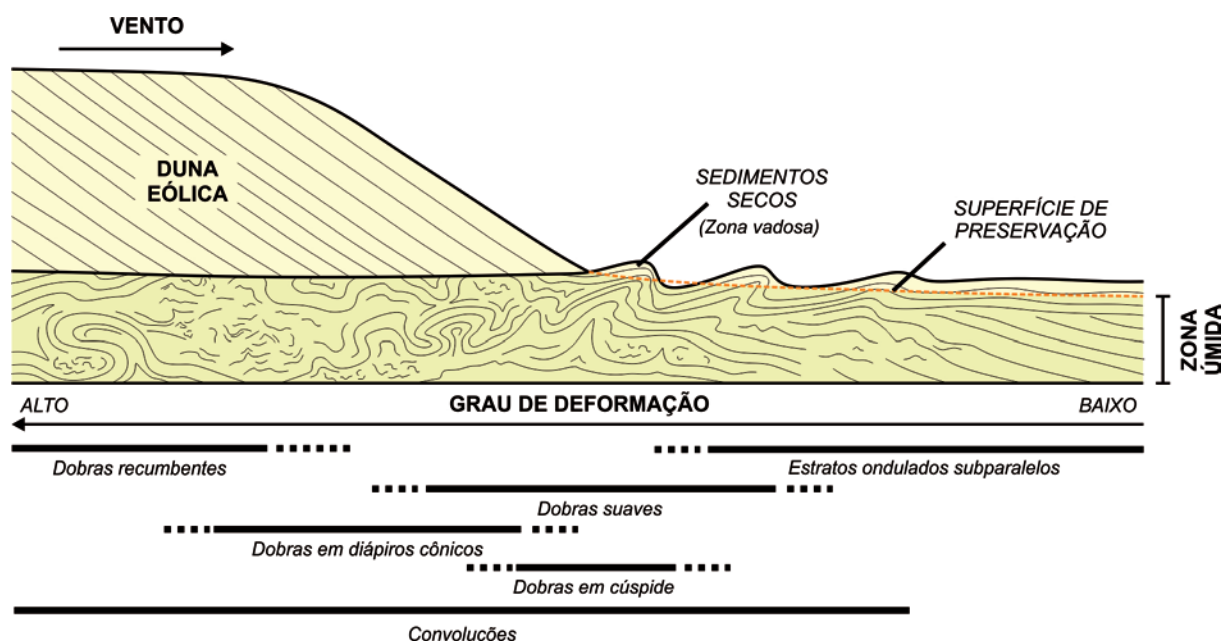


Figura 6.12 - Diagrama esquemático mostrando a origem do nível de deformação II (Adaptado de Mountney, 2006).

6.5.3 Eventos de injeção hidráulica por aumento do gradiente térmico durante vulcanismo

Os eventos magmáticos que precederam a quebra do Pangea influenciaram significativamente a sedimentação nas bacias intracratônicas da porção ocidental do supercontinente. No Jurássico, enquanto que as porções oeste, noroeste e norte eram paulatinamente soerguidas, a região mais ao sul, que engloba a Bacia do Parnaíba, subsidia mecanicamente e permitia a colocação fissural do magmatismo Mosquito. Embora os processos regionais estejam aparentemente estabelecidos, pouco se sabe dos processos magmáticos em interação com o ambiente sedimentar. Neste contexto, as estruturas relacionadas ao intervalo III fornecem a oportunidade de verificar a interação magma/sedimento como formadores dos diques de arenito nas rochas básicas da Formação Mosquito (Figura 6.13).

A origem dos diques ou injetitos está diretamente relacionada com a interação dos extravasamentos magmáticos nas planícies arenosas desenvolvidas sobre os litossomas eólicos da Formação Sambaíba (*e.g.*, Duarte e Hartmann, 2014). Um provável evento de deflação regional gerou uma ampla superfície plana no topo dos depósitos Sambaíba, preservada pela extrusão das rochas básicas. O aumento expressivo da temperatura neste contato proporcionou a formação de plumas quentes que influenciaram o gradiente térmico do lençol freático. Este evento térmico induziu a migração vertical da água intersticial,

carregando sedimentos friáveis ou parcialmente consolidados para zonas de alívio, concomitante com o resfriamento e fraturamento das vulcânicas. Os diques ou injetitos preencheram fraturas planas desenvolvidas nas porções mais cristalizadas do corpo básico, enquanto injeções curvilineares refletiam a anisotropia do fraturamento em porções ainda em estágio de resfriamento (*crystal mush*).

A sucessão de eventos vulcânicos por toda a porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba culminou na implantação de amplas planícies vulcânicas, estabelecidas em clima mais ameno do que o período Triássico, predominantemente árido. A presença de água nesse sistema permitiu uma interação entre os pulsos vulcânicos e deposição flúvio-eólica restritas a ambientes de *playa* e eólicos úmidos influenciados por fluxos fluviais efêmeros em sistemas desérticos embrionários (Ballén *et al.*, 2013). A recorrência dos processos de injeção de areia em fraturas ocorreu em menor escala no topo da Formação Mosquito provavelmente relacionados ao baixo suprimento de sedimento dos depósitos *intertraps* em relação aos arenitos Sambaíba.

6.6 CONCLUSÕES

A sucessão Permo-Jurássica da Bacia do Parnaíba apresenta três intervalos estratigráficos de deformação limitados por depósitos não deformados. Os níveis de deformação I e III são mais amplos, ocorrendo lateralmente por toda a faixa de afloramento das formações Sambaíba e Mosquito, de aproximadamente 350 km, enquanto que o nível de deformação II, confinado na porção intermediária da Formação Sambaíba, é mais local e não ultrapassa 80 km.

O nível de deformação I ocorre na zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba e é representado por um conjunto de feições híbridas (rúptil-dúctil). A continuidade lateral deste intervalo por centenas de quilômetros, somada ao aumento do grau de deformação na região de Riachão e a concentração anômala de elementos traços (Cr, Co, Cu, Mn, Au, Pd e Pt), são compatíveis com abalos sísmicos de alta magnitude, provavelmente induzidos por impacto meteorítico (astroblema de Riachão).

O nível de deformação II é formado por um conjunto de dobras desarmônicas na parte intermediária da Formação Sambaíba. Originou-se por processos autocíclicos relacionados a deformação hidroplástica de sedimentos pela migração e sobrepeso de dunas/*draas*.

O terceiro intervalo consiste em diques de arenito nas rochas vulcânicas eojurássicas da Formação Mosquito. Estes diques foram formados pela injeção hidráulica de areia durante o aumento de gradiente térmico induzido pelo magmatismo básico durante a fase pré-rifte do Pangea Ocidental.

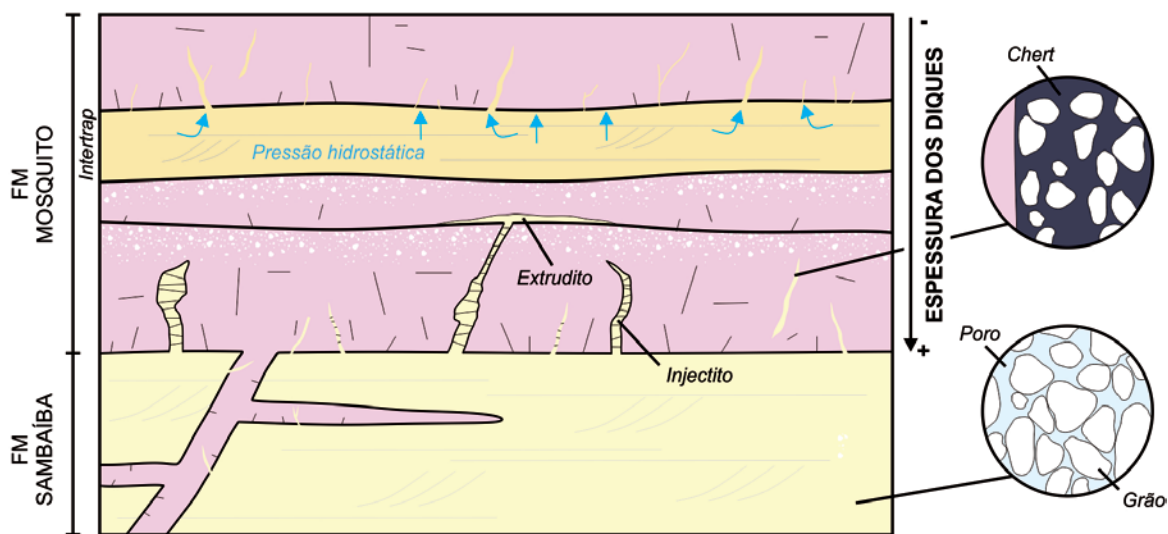
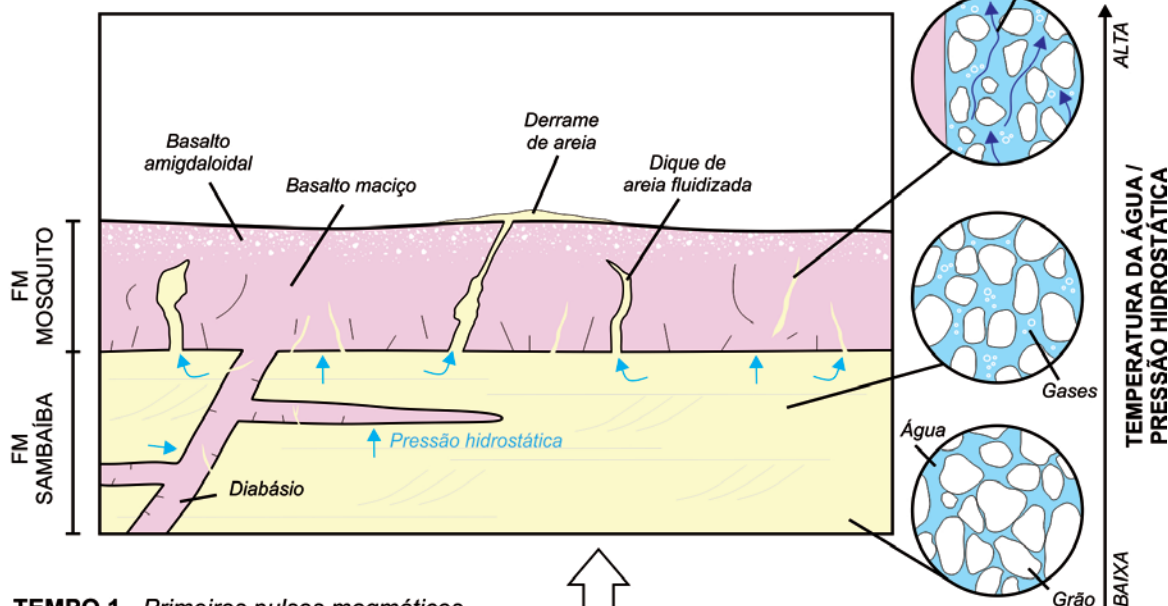
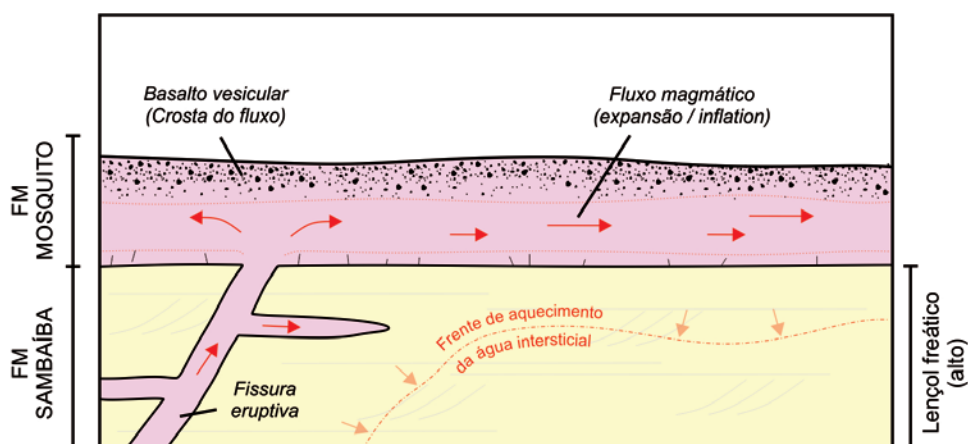
TEMPO 3 - Sucessão vulcano-sedimentar (Intertraps)

TEMPO 2 - Fraturamento / Injeção

TEMPO 1 - Primeiros pulsos magmáticos


Figura 6.13 - Diagrama esquemático mostrando a origem do nível de deformação III.

CAPÍTULO 7

7 CONCLUSÕES

Este trabalho apresentou uma análise sedimentológica e estratigráfica da sucessão Permo-Triássica da Bacia do Parnaíba, norte do Brasil, buscando contribuir no entendimento das principais mudanças paleoambientais, paleogeográficas e paleoclimáticas, que ocorreram na porção oeste do Pangea. Além disso, foram descritas camadas deformadas da sucessão Permo-Jurássica, integrando dados sedimentológicos e estruturais para demonstrar sua relação com a evolução tectônica do Pangea Ocidental.

Foram individualizadas 24 fácies sedimentares, agrupadas em sete associações: (1) Lacustre dominado por planícies de lama, representado pela intercalação de pelitos cinza esverdeados/avermelhados e arenitos finos com expressivo conteúdo de sílex; (2) Campo de dunas marginal constituído por estratos cruzados de arenitos finos a médios; (3) Lagos de *playa* perenes, consistindo predominantemente de pelitos vermelhos laminados com descontínuas camadas de arenitos sigmoidais; (4) Planície de lama salina / Panela salina, representadas por camadas de pelitos intercaladas a lentes de gipsita, calcário e marga; (5) Lençol de areia, constituído por estratos planos lateralmente contínuos de arenitos finos a médios com laminação convoluta, falhas/microfalhas sinsedimentares e estruturas de adesão; (6) Campo de dunas, formado por arenitos finos a médios com estratificações cruzadas de grande porte; e (7) Planície vulcânica, consistindo de basaltos e arenitos intercalados. As associações de fácies 1 a 4, representam um complexo de *playa mudflat* que se estendeu na zona tropical das porções oeste e central do Pangea durante o Permiano. Estes estratos registram a retração dos mares epicontinentais pensilvanianos/eopermianos e o surgimento de extensas bacias fechadas. As associações 5 e 6 correspondem ao ápice da desertificação do supercontinente no Triássico, onde extensos campos de dunas/*draas* foram formados em uma Zona Desértica Subtropical. A supressão total dos sedimentos para este *Erg* durante o Triássico Superior e o assentamento de rochas vulcânicas eojurássicas (AF7), marcaram o fim deste ciclo de desertificação e o início de um novo padrão climático no Pangea Ocidental.

Baseando-se nas características morfológicas e texturais dos evaporitos da Formação Motuca, seis litofácies foram diferenciadas: 1) *bottom-growth gypsum*; 2) gipso fibroso/prismático (*fibrous/prismatic gypsum*); 3) gipso em mosaico (*mosaic gypsum*); 4) gipso nodular/micronodular (*nodular/micronodular gypsum*); 5) gipso alabastrino (*alabastrine gypsum*); e 6) Rosetas de gipso (*rosettes of gypsum*). Os tipos de gipso 1 e 2 são

interpretados como depósitos primários de *saline pans*. Enquanto o *bottom-growth gypsum* foi precipitado formando *grass-like crusts*, o gipso nodular/micronodular é o produto de precipitação displaciva nas crostas em águas rasas e/ou na zona capilar. Os tipos 3 e 4 provavelmente foram desenvolvidos durante a eodiagênese. As abundantes inclusões de cristais de anidrita *lath-like* sugerem uma origem primária para a anidrita. Gipso alabastrino, gipso fibroso (*satinspar*) e rosetas de gipso, provavelmente derivaram da hidratação da anidrita próximo da superfície (telodiagênese).

A sucessão Permo-Jurássica da Bacia do Parnaíba apresenta três intervalos estratigráficos de deformação limitados por depósitos não deformados. Os níveis de deformação I e III são mais amplos, ocorrendo lateralmente por toda a faixa de afloramento das formações Sambaíba e Mosquito, de aproximadamente 350 km, enquanto que o nível de deformação II, confinado na porção intermediária da Formação Sambaíba, é mais local e não ultrapassa 80 km. O nível de deformação I ocorre na zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba e é representado por um conjunto de feições híbridas (rúptil-dúctil). A continuidade lateral deste intervalo por centenas de quilômetros, somada ao aumento do grau de deformação na região de Riachão e a concentração anômala de elementos traços (Cr, Co, Cu, Mn, Au, Pd e Pt), são compatíveis com abalos sísmicos de alta magnitude, provavelmente induzidos por impacto meteorítico (astroblema de Riachão). O nível de deformação II é formado por um conjunto de dobras desarmônicas na parte intermediária da Formação Sambaíba. Originou-se por processos autocíclicos relacionados a deformação hidroplástica de sedimentos pela migração e sobrepeso de dunas/*draas*. O terceiro intervalo consiste em diques de arenito nas rochas vulcânicas eojurássicas da Formação Mosquito. Estes diques foram formados pela injeção hidráulica de areia durante o aumento de gradiente térmico induzido pelo magmatismo básico durante a fase pré-rifte do Pangea Ocidental.

A difícil preservação da sucessão Permo-Triássica no norte da Plataforma Sul-Americana, provavelmente está relacionada ao intenso soerguimento ocorrido no final do Triássico. Porém, na Bacia do Parnaíba, um sistema de falhas Pré-Cretáceo foi desenvolvido no final do magmatismo eojurássico, durante o processo de *break-up* do Pangea, favorecendo a preservação destes depósitos.

REFERÊNCIAS

- Abrantes Jr F.R. 2013. A zona de contato entre as formações Motuca e Sambaíba, Permo-Triássico da Bacia do Parnaíba, regiões de Filadélfia (TO), Riachão (MA) e Loreto (MA). Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará - Belém. 81p.
- Abrantes Jr F.R., Nogueira, A.C.R. 2013. Reconstituição paleoambiental das formações Motuca e Sambaíba, Permo-Triássico da Bacia do Parnaíba no sudoeste do Estado do Maranhão, Brasil. *Geologia USP: Série Científica*, **13** (3), 65-82.
- Aguiar G.A. 1971. Revisão geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: 25º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. *Anais*. v. 3, p. 113-122.
- Ahlbrandt T.S., Fryberger S.D. 1981. Sedimentary features and significance of interdunes deposits. In: Ethridge F.G., Flores R.M. (eds.). Recent and ancient nonmarine Depositional Environments. *Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 31: 293-314.
- Albuquerque O.R., Dequech V. 1946. Contribuição para a geologia do Meio-Norte, especialmente Piauí e Maranhão, Brasil. In: Congresso Pan-Americano de Engenharia de Minas e Geologia, Petrópolis. *Anais*. v. 3, p. 69-109.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste. Atas. v. 8, p. 363-391.
- Alsharhan A.S. 2006. Sedimentological character and hydrocarbon parameters of the Middle Permian to Early Triassic Khuff Formation, United Arab Emirates. *GeoArabia*, **11** (3), 121-158.
- Alvarez W., Staley E., O'Connor D., Chan M.A. 1998. Synsedimentary deformation in the Jurassic of southeastern Utah-A case of impact shaking? *Geology*, **26**: 579-582.
- Andrade L.S. 2012. Fácies e estratigrafia da parte superior da Formação Pedra de Fogo, Permiano da Bacia do Parnaíba, região de Filadélfia-TO. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará - Belém. 87p.
- Andrade L.S., Nogueira A.C.R., Bandeira J., 2014. Evolução de um Sistema Lacustre Árido Permiano, parte Superior da Formação Pedra de Fogo, Borda Oeste da Bacia do Parnaíba. *Geologia USP: Série Científica*, **14** (4), 39-60.
- Araújo R.N., Nogueira A.C.R., Bandeira J., Angélica R.S. 2016. Shallow lacustrine system of the Permian Pedra de Fogo Formation, Western Gondwana, Parnaíba Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **67**, 1-14.
- Asseredo R.L., Kendall C.G. 1977. Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentology*, **24**:153-210.
- Attia O.E.A., Hussien H.K. 2015. Sedimentological characteristics of continental sabkha, south Western Desert, Egypt. *Arabian Journal of Geosciences*, **8**(10):7973-7991.
- Baksi A.K., Archibald D.A. 1997. Mesozoic igneous activity in the Maranhão Province, northern Brazil: 40Ar/39Ar evidence for separate episodes of basaltic magmatism. *Earth and planetary science letters*, **151**:139-153.

Ballén O.A.R. 2012. Sucessões sedimentares das formações Mosquito e Corda, exemplos de sistemas eólicos úmidos, Província Parnaíba. Dissertação (Mestrado) - Universidade de São Paulo - São Paulo. 85p.

Bállen O.A.R., Góes A.M., Negri F.A., Maziviero M.V., Teixeira V.Z.S. 2013. Sistema eólico úmido nas sucessões sedimentares interderrames da Formação Mosquito, Jurássico da Província Parnaíba, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, **43**(4): 695-710.

Barbosa O., Gomes F.A. 1957. Carvão mineral na Bacia do Tocantins-Araguaia. In: DNPM, Boletim do Dep. Nac. Prod. Mineral, nº 174, 35 p.

Barbosa R.C.M., Nogueira A.C.R., Domingos F.H.G. 2015. Famennian glaciation in the eastern side of Parnaíba Basin, Brazil: evidence of advance and retreat of glacier in Cabeças Formation. *Brazilian Journal of Geology*, **45**(Suppl 1):13-27.

Basu A.R., Petaev M.I., Poreda R.J., Jacobsen S.B., Becker L. 2003. Chondritic Meteorite Fragments Associated with the Permian- Triassic Boundary in Antarctica. *Science*, **302**: 1388-1392.

Benício J.R.W., Spiekermann R., Manfroi J., Uhl D., Pires E.F., Jasper A. 2015. Palaeoclimatic inferences based on dendrological patterns of permineralized wood from the Permian of the Northern Tocantins Petrified Forest, Parnaíba Basin, Brazil. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **28**:1-10.

Benison K.C., Goldstein R.H. 2000. Sedimentology of ancient saline pans: an example from the Permian Opeche Shale, Williston Basin, North Dakota, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, **70**(1), 159-169.

Benison K.C., Zambito J.J., Knapp J. 2015. Contrasting siliciclastic-evaporite strata in subsurface and outcrop: an example from the Permian Nippewalla Group of Kansas, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 85:626-645.

Benton M.J., Newell A.J. 2013. Impacts of global warming on Permo-Triassic terrestrial ecosystems. *Gondwana Research*, **25**(4): 1308-1337.

Berthelsen A. 1979. Recumbent folds and boudinage structures formed by subglacial shear: an example of gravity tectonics. *Geol. Mijnbouw*, **58**: 253-260.

Betzler C., Pawellek T. 2014. Facies, stratigraphic architecture and high-resolution sequence stratigraphy of the Zechstein anhydrite (Werra Anhydrite) in Menslage area (Lower Saxony, N Germany). *German Journal of Geoscience*, **165**(3), 331-344.

Bice D.M., Newton C.R., McCauley S., Reiners P.W., McRoberts C.A. 1992. Shocked quartz at the Triassic-Jurassic boundary in Italy. *Science*, **259**: 443-446.

Briere P.R. 2000. Playa, playa lake, sabkha: Proposed definitions for old terms. *Journal of Arid Environments*, **45**:1-7.

Boggs S. 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press, New York, 600 pp.

Bowring S.A., Erwin D.H., Yin Y., Martin M.W., Davidek K., Wang W. 1998. U/Pb zircon geochronology and tempo of the end- Permian mass extinction. *Science*, **280**: 1039-1045.

- Bridge J.S., Demicco R.V. 2008. *Earth surface processes, landforms and sediment deposits*. Cambridge University Press, New York, 815 pp.
- Brookfield M.E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, **24**(3): 303-332.
- Caldas E.B., Mussa D., Lima Filho F.P., Rosler O. 1989. Nota sobre a ocorrência de uma floresta petrificada de idade permiana em Teresina, Piauí. *Boletim do Instituto de Geociências*, São Paulo, Publicação Especial, **7**: 69-87.
- Campbell D.F. 1949. *Bacia do Maranhão*. Relatório Conselho Nacional do Petróleo, p. 81-83.
- Caputo M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil. Ph.D. Thesis, Univ. of Califórnia, USA.
- Caputo M.V. 1998. Ordovician-Silurian Glaciations and Global Sea-Level Changes. In: Landing, E., Johnson, M.E., (eds.) *Silurian Cycles Linkages of Dinamic Stratigraphy with Atmospheric, Oceanic, and Tectonic Changes*. New York, Museum Bulletin, **491**:15-25.
- Caputo M.V., Crowell J.C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin*, **96**: 1020-1036.
- Capretz R.L., Rohn R. 2013. Lower Permian stems as fluvial paleocurrent indicators of the Parnaíba Basin, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **45**: 69-82.
- Castro D.L., Fuck R.A., Phillips J.D., Vidotti R.M., Bezerra F.H.R., Dantas E.L. 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, **614**:128-145.
- Chamani M.A.C. 2011. Tectônica intraplaca e deformação sinsedimentar induzida por abalos sísmicos: O Lineamento Transbrasiliano e estruturas relacionadas na Província Parnaíba, Brasil. Dissertação (Mestrado) - Universidade de São Paulo - São Paulo. 206 p.
- Clarkson M.O., Kasemann S.A., Wood R.A., Lenton T.M., Daines S.J., Richoz S., Ohnemueeller F., Meixner A., Poulton S.W., Tipper E.T. 2015. Ocean acidification and the Permo-Triassic mass extinction. *Science*, **348**(6231):229-231.
- Collinson D.W. 1983. *Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism: Techniques and Instrumentation*. Chapman & Hall, London, 503 p.
- Collinson J.C. 1994. Sedimentary deformational structures. In: Maltman, A., (ed.), *The Geological Deformation of Sediments*. London, Chapman & Hall, p. 95-125.
- Cordani U.G., Brito Neves B.B., Fuck R.A., Porto R., Thomaz Filho A., Cunha F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência, Técnica, Petróleo. Seção Exploração do Petróleo*, **15**: 20-27.
- Cox C.B., Hutchinson P. 1991. Fishes and amphibians from the Late Permian Pedra de Fogo Formation of northern Brazil. *Paleontology*, **34**(3): 561-573.
- Crósta A.P., Gaspar J.C., Candia M.A.F. 1981. Feições de metamorfismo de impacto no Domo de Araguinha. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**: 139-146.

- Crósta A.P. 2002. Domo de Araguainha, GO/MT – O maior astroblema da América do Sul. *In: Schobbenhaus, C., Campos, D. A., Queiroz, E. T., Winge, M., Berbert-Born, M. (Eds). Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil. 1ª ed. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP) 1: 531-540.*
- Crowley T.J., Hyde W.T., Short D.A. 1989. Seasonal cycle variations on the supercontinent of Pangea. *Geology*, **17**:457-460.
- Cunha F.M.B. 1986. Evolução paleozoica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. Dissertação (Mestrado) - UFRJ - Rio de Janeiro.
- Cunha F.M.B., Carneiro, R.G. 1972. Interpretação fotogeológica do Centro Oeste da Bacia do Maranhão. *In: 25º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. Anais. 1:65-79.*
- Cunha P.R.C., Melo J.H.G., Silva O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **15**(2): 227-251.
- Chumakov N.M., Zharkov M.A. 2003. 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.
- Darby M.C., Andrade V., Barousse C.A., Costa R., McDowell K., Piggott N., Poole A.J., 2014. Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: Results of a deep seismic reflection profile. *Tectonics*, **33**:2102-2120.
- Derby O.A. 1884. Estrutura geológica e mineraes. *In: Wasppaeus, J. E. A geographia física do Brasil. Rio de Janeiro, G. Lenzinger, p. 43-59.*
- Dias-Brito D., Rohn R., Castro J.C., Dias R.R., Rössler R., 2009. Floresta petrificada do Tocantins Setentrional e o mais exuberante e importante registro florístico tropical e subtropical permiano no Hemisfério Sul. *In: Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. 2ª ed., vol. II. CPRM/SIGEP, Brasília, p. 337-354.*
- Dino R., Antonioli L., Braz S.M.N., 2002. Palynological data from the Trisidela Member of Upper Pedra de Fogo Formation (“Upper Permian”) of the Parnaíba Basin, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **3**:24-35.
- Duarte S.K., Hartmann L.A. 2014. Evolução dos injetitos de areia do Complexo Novo Hamburgo, província vulcânica Paraná. *In: Hartmann L.A., Baggio S.B. (eds.). Metalogenia e exploração mineral do Grupo Serra Geral. Porto Alegre, v. 1, p. 203-232.*
- Edwards L.E. 1984. Insights of why graphic correlation (Shaw’s method) works. *The Journal of Geology*, **92**:583-97.
- Einsele G., Seilacher A. 1982. *Cyclic and event stratification*. Berlin, Spring Verlag, 536 p.
- Erwin D.H. 1993. *The great Paleozoic crisis: life and death in the Permian*. New York: Columbia University Press.
- Erwin D.H. 1994. The Permo–Triassic extinction. *Nature*, **367**: 231-236.
- Faria Jr. L.E.C. 1979. Estudo sedimentológico da Formação Pedra de Fogo - Permiano - Bacia do Maranhão. Dissertação (Mestrado) - Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológica - Universidade Federal do Pará. 57 p.

- Faria Jr. L.E.C. 1984. O Permotriássico na Bacia do Maranhão: Um modelo de paleodeserto. In: 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. *Anais*. v. 2, p. 777-791.
- Folk R.L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's Pub., Austin, TX. 107 p.
- Ford D., Golonka J. 2003. Phanerozoic paleogeography, paleoenvironment and lithofacies maps of the circum-Atlantic margins. *Marine and Petroleum Geology*, **20**:249-285.
- Fryberger S.G., Ahlbrandt T.S., Andrews S. 1979. Origin, sedimentary features and significance of low-angle eolian sand sheet deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**(3): 440-460.
- Glennie K.W., Buller A.T. 1983. The Permian Weissliegend of N.W. Europe: the Partial Deformation of Aeolian Dune Sand caused by the Zechstein Transgression. *Sedimentary Geology*, **35**: 43-81.
- Gill R. 2014. *Rochas e processos ígneos*. Bookman, 502p.
- Góes A.M., Travassos W.A., Nunes K.C. 1992. Projeto Parnaíba: Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. PETROBRÁS (relatório interno), Belém.
- Góes A.M.O., Feijó F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, Brazil, **8** (1), 57-67.
- Góes A.M. 1995. A Formação Poti (Carbonífero Superior) da Bacia do Parnaíba. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de São Paulo - São Paulo. 171 p.
- Góes A.M., Rossetti D. F. 2001. 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*. Museu Paraense Emílio Goeldi, Coleção Friedrich Katzer, p.15-29.
- Golonka J., Ford D. 2000. Pangean (Late Carboniferous - Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **161**(1):1-34.
- Hammerschmidt K., Engelhardt W.V. 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Araguinha impact structure, Mato Grosso, Brazil. *Meteoritics*, **30**:227-233.
- Hancock P.L. 1994. *Continental deformation*. Bristol, England, Pergamon Press. p. 251-263.
- Hoffman E.L., Naldrett A.J., Van Loon J.C., Hancock R.G.V., Manson A. 1978. The determination of all the platinum group elements and gold in rocks and ore by neutron activation analysis after preconcentration by a nickel sulphide fire-assay technique on large samples. *Analytica Chimica Acta*, **102**: 157-166.
- Holliday D.W. 1970. The petrology of secondary gypsum rocks: a review. *Journal of Sedimentary Petrology*, **40**(1):734-744.
- Hoffman E.L. 1992. Instrumental neutron activation in geoanalysis. *Journal of Geochemical Exploration*, **44**:297-319.
- Hurst A., Scott A., Vigorito M. 2011. Physical characteristics of sand injectites. *Earth-Science Reviews*, **106**:215-246.
- Johari A., Taib M.R. 2007. Effect of sand sizes on the fluidization behavior in circular and rectangular columns. *Journal of Chemical and Natural Resources Engineering*, **2**:14-21.

- Jones B.F., Galan E. 1988. Sepiolite and Palygorskite. In: Bailey, S.W. (Ed.), *Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas)*. Mineralogical Society of America, pp. 631-674.
- Kahle C.F. 2002. Seismogenic deformation structures in microbialites and mudstones, Silurian Lockport Dolomite, northwestern Ohio, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, **72**: 201-216.
- Kasprzyk A. 2003. Sedimentological and diagenetic patterns of anhydrite deposits in the Badenian evaporite basin of the Carpathian Foredeep, Southern Poland. *Sedimentary Geology*, **158**(1):167-194.
- Kauffman E.G. 1988. Concepts and methods of high-resolution event stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **16**: 605-54.
- Kauffmann M., Jasper A., Uhl D., Meneghini J., Osterkamp I.C., Zvirtes G., Pires E.F. 2016. Evidence for palaeo-wildfire in the Late Permian palaeotropics-Charcoal from the Motuca Formation in the Parnaíba Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **450**:122-128.
- Kegel W., 1965. A estrutura geológica do nordeste do Brasil. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, 227: 1-47.
- Keller G. 2005. Impacts, volcanism and mass extinction: random coincidence or cause and effect? *Australian Journal of Earth Sciences*, **52**: 725-757.
- Kendall A.C., Harwood G.M. 1996. Marine evaporites: arid shorelines and basins. In: Reading H.G. (ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Londres, pp. 281-324.
- Kenkmann T., Vasconcelos M., Crósta A.P., Reimold W.U. 2010. Serra da Cangalha, Tocantins, Brazil: insights to the structure of a complex impact crater with an overturned central uplift. In: 41st Lunar and Planetary Science Conference, Texas, 1237.pdf.
- Kerr R.A. 1996. A shocking view of the Permo-Triassic. *Science*, **274**:1080.
- Kirkland D.W., Denison R.R., Dean W.E. 2000. Parent brine of the Castile Evaporites (Upper Permian), Texas and New Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, **70**(3):749-761.
- Klein E.L., Angélica R.S., Harris C., Jourdan F., Babinski M. 2013. Mafic dykes intrusive into Pre-Cambrian rocks of the São Luís cratonic fragment and Gurupi Belt (Parnaíba Province), north-northeastern Brazil: Geochemistry, Sr-Nd-Pb-O isotopes, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, and relationships to CAMP magmatism. *Lithos*, **172-173**:222-242.
- Kocurek G., Havholm K.G. 1993. Eolian sequence stratigraphy - a conceptual framework. In: Weimer P., Posamentier H.W. (eds). *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications*. SEPM Special Publication, **52**: 393-409.
- Kocurek G., Lancaster N. 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, **46**:505-515.
- Kurzawe F., Iannuzzi R., Merlotti S., Röbber R., Noll R. 2013a. New gymnospermous woods from the permian of the Parnanba Basin, northeastern Brazil, part I: Ductoabietoxylon, Scleroabietoxylon and Parnaiboxylon. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **195**:37-49.

- Kurzawe F., Iannuzzi R., Merlotti S., Rohn R. 2013b. New gymnospermous woods from the Permian of the Parnaíba Basin, Northeastern Brazil, Part II: Damudoxylon, Kaokoxylon and Taeniopitys. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **195**:50-64.
- Lancaster N. 1995. *Geomorphology of Desert Dunes*. Routledge - New York, 290p.
- Lima E.A.M., Leite J.F. 1978. Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: integração geológico-metalogenética - Relatório final da etapa III. Recife - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), 212 p.
- Linol B., Wit M.J., Milani E.J., Guillocheau F., Scherer C. 2015. New Regional Correlations between the Congo, Paraná and Cape-Karoo Basins of Southwest Gondwana. In: Wit M.J., Guillocheau F., Wit M.C.J. (eds.), *Geology and Resource Potential of the Congo Basin, Regional Geology Reviews*. Springer, pp. 245-268.
- Lisboa M.A.R. 1914. The Permian geology of the northern Brazil. *American Journal of Sciences*, **177**:425-442.
- Lowe D.R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**:157-204.
- Lowenstein T.K., Hardie L.A. 1985. Criteria for recognition of salt-pan evaporates. *Sedimentology*, **32**:627-644.
- Mabesoone J. M. 1977. Paleozoic-Mesozoic Deposits of the Piauí-Maranhão Syncline (Brazil): Geological History of a Sedimentary Basin. *Sedimentary Geology*, **19**:7-38.
- Marzoli A., Renne P.R., Picirillo E.M., Ernesto M., De Min A. 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, **284**:616-618.
- Matyssová P., Rössler R., Götze J., Leichmann J., Forbes G., Taylor E.L., Sakala J., Grygar T. 2010. Alluvial and volcanic pathways to silicified plant stems (Upper Carboniferous-Triassic) and their taphonomic and palaeoenvironmental meaning. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **292**:127-143.
- Maziviero M.V., Vasconcelos M.A.R., Góes A.M., Crósta A.P., Reimold W.U. 2012. The Riachão ring impact structure, northeastern Brazil: re-evaluation of its stratigraphy and evidence for impact. In: 43rd Lunar and Planetary Science Conference, Texas, 1511.pdf
- Maziviero M.V., Vasconcelos M.A.R., Crósta A.P., Góes A.M., Reimold W.U., Carneiro C.C. 2013. Geology and impact features of Riachão structure, northern Brazil. *Meteoritics & Planetary Science*, **48**(10):2044-2058.
- McHone J. F. 1986. Terrestrial impact structures: Their detection and verification with two new examples from Brasil. Thesis (Ph.D.) - University of Illinois – USA. 210 p.
- McKee E.D., Douglass J.R., Rittenhouse S. 1971. Deformation of lee side laminae in eolian dunes. *Bulletin of Geological Society of America*, **82**: 359-378.
- Melo M.T., Prade G.O. 1968. Geologia da região Sudeste de São Raimundo das Mangabeiras – Maranhão. DIREX/RENOR, Rel. 297M, PETROBRÁS, Belém.

- Merle R., Marzoli A., Bertrand H., Reisberg L., Verati C., Zimmerman C., Chiaradia M., Bellieni G., Ernesto M. 2011. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and Sr-Nd-Pb-Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil). *Lithos*, **122**:137–151.
- Mesner J.G., Wooldridge L.C. 1964. Estratigrafia das bacias paleozóicas e cretáceas do Maranhão. *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, **7**(2): 137-164.
- Milani E.J., Zalán P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, **22**(3):199-205.
- Milani E.J., Melo J.H.G., Souza P.A., Fernandes L.A., França A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, Brazil, **15**(2):265-287.
- Mountney N.P. 2006. Eolian facies models. In: Posamentier H.W., Walker R.G. *Facies models revisited*. Tulsa, Oklahoma, U.S.A: SEPM. p.19 - 83.
- Müller J. 1962. Reporto n palynological results of samples examined from Wells. In: Maranhão. Relatório Interno da Petrobras, Salvador, Bahia. 45 p.
- Murchey B.L., Jones D.L. 1992. A mid-Permian chert event: widespread deposition of biogenic siliceous sediments in coastal, island arc and oceanic basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **96**:161-174.
- Mussa D., Coimbra A.M. 1987. Novas perspectivas de comparação entre as taofloras permianas (de lenhos) das bacias do Parnaíba e do Paraná. In: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 10, Rio de Janeiro. *Anais*. **2**: 901-923.
- Nance H.S., Rowe H. 2015. Eustatic controls on stratigraphy, chemostratigraphy, and water mass evolution preserved in a Lower Permian mudrock succession, Delaware Basin, west Texas, USA. *Interpretation*, **3**(1):SH11–SH25.
- Neregato R., Rößler R., Rohn R., Noll R. 2015. New petrified calamitaleans from the Permian of the Parnaíba Basin, central-north Brazil. Part I. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **215**:23-45.
- Obermeier S.F. 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis-An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, **44**:1-76.
- Oliveira A.I., Leonardos O.H. 1940. *Geologia do Brasil*. 1ª edição, XXXVI Estampas. 472 p.
- Oliveira M.A. 1961. Reconhecimento geológico no flanco oeste da Bacia do Maranhão. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, Relatório 171M, 77 p.
- Oliver G., Prave A. 2013. Palaeogeography of Late Triassic red-beds in Singapore and the Indosinian Orogeny. *Journal of Asian Earth Sciences*, **76**:214-224.
- Parrish J.M., Parrish J.T., Ziegler A.M. 1986. Permian-Triassic Paleogeography and Paleoclimatology and Implications for the rapid distributions. In: Hotton N.H., McLean P.D., Roth J.J., Roth E.C. (eds.). *The ecology and biology of mammal-like reptiles*. Smithsonian Press, Washington, pp. 109-132.

- Pasquo M.M., Grader G.W. 2012. The palynology of the Lower Permian (Asselian-?Artinskian) Copacabana Formation of Apillapampa, Cochabamba, Bolivia. *Palynology*, **36**(2):264-276.
- Playford G., Dino R. 2000a. Palynostratigraphy of upper Palaeozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: part one. *Palaeontographica Abteilung B*, **255**(1-3):1-46.
- Playford G., Dino R. 2000b. Palynostratigraphy of upper Palaeozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: part two. *Palaeontographica Abteilung B*, **255**(4-6):87-145.
- Pedreira da Silva A.J., Cunha Lopes R., Vasconcelos M., Bahia R.B.C. 2003. Bacias sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas interiores. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, p. 55-85.
- Plummer F.B. 1946. Bacia do Parnaíba. Relatório do Conselho Nacional do Patrôleo. p. 87-134.
- Pinto C.P., Sad J.H.G. 1986. Revisão da estratigrafia da Formação Pedra de Fogo, borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. In: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 34, Goiás. *Anais*. v. 1, p. 346-356.
- Postma G. 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: Colella A., Prior D.B. (eds.), *Coarser-grained deltas*. Blackwell Science, Londres, pp. 29-74.
- Powers D.W., Holt R.M. 2000. The salt that wasn't there: Mudflat facies equivalents to halite of the Permian Rustler Formation, Southeastern New Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, **70**(1):29-36.
- Presley M.W. 1987. Evolution of Permian evaporite basin in Texas Panhandle. *AAPG Bulletin*, **71**:167-190.
- Price L.I. 1948. Um anfíbio labirintodonte da Formação Pedra de Fogo, estado do Maranhão. Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, Boletim, 124:1-32.
- Rabelo C.E.N., Nogueira A.C.R. 2015. O sistema desértico úmido do jurássico superior da Bacia do Parnaíba, na região entre Formosa da Serra Negra e Montes Altos, Estado do Maranhão, Brasil. *Geologia USP: Série Científica*. **15**(3-4):3-21.
- Rabus B., Eineder M., Roth R., Bamler R. 2003. The Shuttle Radar Topography Mission-a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, **57**:241-262.
- Retallack G.J., Seyedolali A., Krull E.S., Holser W.T., Ambers C.P., Kyte F.T. 1998. Search for evidence of impact at the Permian-Triassic boundary in Antarctica and Australia. *Geology*, **26**(11):979-982.
- Rezende W.N., Pamplona H.R.P. 1970. Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer-Urbano Santos. *Boletim Técnico da Petrobras*, **13**:5-14.
- Rossetti D.F. 1999. Soft-sediment deformation structures in Late Albion to Cenomanian deposits, São Luís Basin, northern Brazil: evidences for paleosismicity. *Sedimentology*, **46**:1065-1081.

Rossetti D.F., Santos Jr A.E.A. 2003. Events of sediment deformation and mass failure in Upper Cretaceous estuarine deposits (Cametá Basin, northern Brazil) as evidence for seismic activity. *Sedimentary Geology*, **16**(1-2):107-130.

Rossetti L.M., Lima E.F., Waichel B.L., Scherer C.M., Barreto C.J. 2014. Stratigraphical framework of basaltic lavas in Torres Syncline main valley, southern Parana-Etendeka Volcanic Province. *Journal of South American Earth Sciences*, **56**:409-421.

Röbner R., Galtier J. 2002a. 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.

Röbner R., Galtier J. 2002b. 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.

Röbner R., Galtier J. 2003. 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.

Rodríguez-López J.P., Clemmensen L.B., Lancaster N., Mountney N.P., Veiga G.D. 2014. Archean to Recent aeolian sand systems and their sedimentary record: Current understanding and future prospects. *Sedimentology*, **61**:1487-1534.

Rodríguez-Pascua M. A., Calvo J. P., De Vicente G., Gómez-Gras D. 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, **135**:117–135.

Ringrose P.S. 1989. Paleoseismic (?) liquefaction event in late Quaternary lake sediment at Glen Roy, Scotland. *Terra Nova*, **1**:57-62.

Salvany J.M. 1997. Continental evaporitic sedimentation in Navarra during the Oligocene to Lower Miocene: Falces and Lerín Formations. In: Busson G., Schreiber B.C. (eds.), *Sedimentary Deposition in Rift and Foreland Basins in France and Spain (Paleogene and Lower Neogene)*. Columbia University Press, New York, pp. 397-411.

Sá J.H.S. 1979. Projeto Araguaína - Relatório final. Convênio DNPM/UFPA, Belém. 87 p.

Salvany J.M. 1997. Continental evaporitic sedimentation in Navarra during the Oligocene to Lower Miocene: Falces and Lerín Formations. In: Busson G., Schreiber B.C. (eds.), *Sedimentary Deposition in Rift and Foreland Basins in France and Spain (Paleogene and Lower Neogene)*. Columbia University Press, New York. p. 397-411.

Santos E.J., Coutinho M.G.N., Costa M.P., Ramalho R. 1984. A região de dobramentos nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as bacias marginais. In: Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. (coords.). *Geologia do Brasil - texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais escala 1:2.500.000*. Brasília, DNPM. p. 13-189.

Santos M.E.C.M., Carvalho M.S.S. (eds.). 2004. *Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís*. Rio de Janeiro: CPRM, 211 pp.

Sepkoski J.J. 1986. Global bioevents and the question of Periodicity. In: Wallisser O. (ed.), *Lectures Notes in Earth Science, Global Bio-events*, **8**: 47-61.

Shaw P.A., Bryant R.G. 2011. Pans, playas and salt lakes. In: *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*. Third Edition (ed D. S. G. Thomas), John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK.

Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. (eds.). 1984. Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2500.000. Brasília: DNPM, pp. 9-53.

Schreiber B.C., El Tabakh M., 2000. Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology*, **47** (1):215-238.

Scotese C.R., Langford R.P. 1995. Pangea and the paleogeography of the Permian. In: Scholle P.A., Peryt T.M., Ilmer-Scholleeds D.S. *The Permian of Northern Pangea*. Volume 1, Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy. Berlin, Springer-Verlag, 261 p.

Scotese C.R., Bouco T.A.J., Mckerrow W.S. 1999. Gondwana palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, **28**(1):99-114.

Simms M.J. 2003. Uniquely extensive seismite from the latest Triassic of the United Kingdom: Evidence for bolide impact? *Geology*, **31**(6):557-560.

Stafford K.W., Nance R., Rosales-Lagarde L., Boston P.J. 2008. Epigene and Hypogene Gypsum Karst Manifestations of the Castile Formation: Eddy County, New Mexico and Culberson County, Texas, USA. *International Journal of Speleology*, **37**(2):83-98.

Steiner M.B., Eshet Y., Rampino M.R., Schwindt D.M. 2003. Fungal abundance spike and the Permian-Triassic boundary in the Karoo Supergroup (South Africa). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **194**(1):405-414.

Sturkell E.F.F., Ormö J. 1997. Impact-related clastic injections in the marine Ordovician Lockne impact structure, central Sweden. *Sedimentology*, **44**: 793-804.

Talbot M.R., Allen P.A. 1996. Lakes. In: Reading H.G. (ed.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd edition. Blackwell Science, Oxford, p. 83-124.

Tavares T.M.V., Rohn R. 2009. First record of petrified Permian pectopterids from the Paraná Basin, Brazil (Corumbataí Formation, Passa Dois Group, northeastern State of São Paulo): Morphology, anatomy and paleoecological implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:60-73.

Tavares T.M.V., Rohn R., Rößler R., Noll R. 2014. Petrified Marattiales pinnae from the Lower Permian of North-Western Gondwana (Parnaíba Basin, Brazil). *Review of Palaeobotany and Palynology*, **201**:12-28.

Tlili A., Felhi M., Montacer M. 2010. Origin and depositional environment of palygorskite and sepiolite from the ypresian phosphatic series, southwestern. *Clays and Clay Minerals*, **58**(1):573-584.

Tsikalas F. 2004. Mjølner Crater as a Result of Oblique Impact: Asymmetry Evidence Constrains Impact Direction and Angle. In: Koeberl C., Henkel H. (eds). *Impact Tectonics*. Springer, p. 285-306.

- Tohver E., Lana C., Cawood P.A., Fletcher I.R., Jourdan F., Sherlock S., Rasmussen B., Trindade R.I.F., Yokoyama E., Souza Filho C.R., Marangoni Y. 2012. Geochronological constraints on the age of a Permo-Triassic impact event: U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results for the 40 km Araguainha structure of central Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **86**: 214–227.
- Tohver E., Cawood P.A., Riccomini C., Lana C., Trindade R.I.F. 2013. Shaking a methane fizz: Seismicity from the Araguainha impact event and the Permian–Triassic global carbon isotope record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **387**: 66–75.
- Tucker M.E. 1991. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell Scientific Publications, Londres, 260 pp.
- Twitchett R.J., Looy C.J., Morante R., Visscher H., Wignall P.B. 2001. Rapid and synchronous collapse of marine and terrestrial ecosystems during the end-Permian biotic crisis. *Geology*, **29**(1): 351-354.
- Van der Voo R., Peinado J., Scotese C.R. 1984. A paleomagnetic reevaluation of Pangea reconstructions. *American Geophysical Union, Geodyn. Ser.*, **12**:11-26.
- Van der Voo R. 1993. *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans*. Cambridge, New York, Port Chester, Melbourne, Sydney: Cambridge University Press. 411p.
- Vasconcelos M.A.R., Crósta A.P., Maziviero M.V., Molina E.C., Reimold W.U. 2012. Geophysical signatures of the Riachão impact structure, Brazil. 43rd Lunar and Planetary Science Conference, Texas, 1120.pdf
- Vaz P.T., Rezende N.G.A.M., Filho J.R.W., Travassos W.A.S. 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, Brazil*, **15**(2):253-263.
- Velde B. 1985. Clay Minerals: a Physico-Chemical Explanation of their Occurrence. *Developments in Sedimentology*, **40**(1):225-256.
- Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G., James N.P. (eds). *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Ontario, Canada.
- Warren J.K. 1985. On the significance of evaporite lamination. In: Schreiber B.C. (ed.), On Salt. Proc. Sixth Int'l Sym, Toronto, pp. 161-170.
- Warren J.K. 2006. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer, Berlin, 1035 pp.
- Warren L.V., Almeida R.P., Hachiro J., Machado R., Roldan L.F., Steiner S.S., Chamani M.A.C. 2008. Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(2):213-227.
- Warren J.K. 2010. Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth-Science Reviews*, **98**:217-268.
- Wignall P.B. 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Science Reviews*, **53**:1-33.

Wilson I.G. 1971. Desert sandflow basins and a model for the development of ergs. *Geographical Journal*, **137**:180-189.

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

Yang Z.Y., Sheng J.Z., Yin H.F. 1995. The Permian-Triassic boundary: The global stratotype section and point. *GSSP: Episodes*, **18**:49-53.

Zalán P.V. 1991. Influence of Pré-Andean orogenies on the Paleozoic Intracratonic Basins of Soth América. In: 4º Simpósio Bolivariano, Bogotá. Association Colombiana de Geólogos y Geofísicos Del Petróleo. *Anais*. Tomo I, Trabajo 7.

Zambito IV J.J., Benison K.C. 2013. Extremely high temperatures and paleoclimate trends recorded in Permian ephemeral lake halite. *Geology*, **41**(5):587-590.

Zanchi A. 1992. Tectonic and liquefaction structures in the Loreto Basin, Boja California (Mexico). Synsedimentary deformation along a fossil fault plane. *Geodinamica Acta*, **5**:187-202.

Zanor G.A., Piovano E.L., Ariztegui D., Vallet-Coulomb C. 2012. A modern subtropical playa complex: Salina de Ambargasta, central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **35**:10-26.

Zharkov M.A., Chumakov N.M. 2001. Paleogeography and Sedimentation Settings during Permian-Triassic Reorganizations in Biosphere. *Stratigraphy and Geological Correlation*, **9**(4):340-363.