



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**DEPÓSITOS LACUSTRES RASOS DA FORMAÇÃO PEDRA
DE FOGO, PERMIANO DA BACIA DO PARNAÍBA, BRASIL**

Dissertação apresentada por:

RAPHAEL NETO ARAUJO

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

**BELÉM
2015**

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

Araújo, Raphael Neto, 1990-

Depósitos lacustres rasos da Formação Pedra de Fogo, Permiano da bacia do Parnaíba, Brasil / Raphael Neto Araújo. – 2015.

xv, 50 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2015.

1. Geologia estratigráfica - Permiano. 2. Parnaíba, Rio, Bacia (PI e MA). 3. Formações (Geologia) – Araguaína (TO). 4. Formações (Geologia) – Nova Iorque (MA). 5. Fácies (Geologia). 6. Sedimentação e depósitos. I. Título.

CDD 22. ed. 551.756



**Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências**

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**DEPÓSITOS LACUSTRES RASOS DA FORMAÇÃO PEDRA
DE FOGO, PERMIANO DA BACIA DO PARNAÍBA, BRASIL**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

RAPHAEL NETO ARAUJO

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

Data de Aprovação: 15 / 04 / 2015

Banca Examinadora:

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

**Prof. Dr. GIORGIO BASILICI
(Membro-UNICAMP)**

**Prof. Dr. WERNER TRUCKENBRODT
(Membro-UFPA)**

À minha mãe, Rosiane, pelo seu amor incondicional, cuidado e amizade de sempre.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por ter estar presente, me guiando, me protegendo e me dando sabedoria, em todos os momentos da minha vida. Você me prova a cada dia sua existência.

Ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pela concessão de bolsa de estudo e a UFPA pela infraestrutura necessária. Ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pelo apoio administrativo e acadêmico, em especial a secretária do PPGG, Sra. Cleida Freitas.

Ao meu orientador Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira pela orientação, paciência e confiança. Aos professores Drs. José Bandeira e Joelson Soares pelas discussões geológicas ao longo destes dois anos e pelo auxílio nos trabalhos de campo. Ao técnico Afonso Quaresma pelo auxílio nos trabalhos de campo.

Ao Laboratório de Difração de Raios-x pela infraestrutura para execução das análises, na figura do Professor Dr. Rômulo Angélica. A quem agradeço também pelo auxílio no campo, discussões dos dados analíticos e pelos conselhos profissionais e acadêmicos. Ao Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (Lab-MEV), pela infraestrutura para execução das análises, na figura do Professor Dr. Cláudio Nery Lamarão.

Aos colegas de pós-graduação do Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED/UFPA), Pedro, Hudson, Issac Salém, Kamilla, em especial, aos meus amigos e mestrandos, Lucas (Chealsea) e Renato (Socó). Obrigado pelos incentivos, discussões e contribuições.

A minha noiva Quézia Alencar pela companhia e cuidado. Ao meu irmão Roberto Filho e ao meu pai Roberto Araujo pelo apoio afetivo. Aos meus avós Ofir Moraes e Edith Carvalho e a minha tia Ana Barata de Carvalho pelos constantes incentivos e por todo apoio concedido.

Enfim, agradeço a todos, que embora não citados, contribuíram de forma direta ou indireta para concretização deste trabalho.

“Tudo posso naquele que me fortalece”.

Filipenses 4:13

RESUMO

A Formação Pedra de Fogo do Permiano, exposta nas bordas leste e oeste Bacia do Parnaíba, norte do Brasil é um dos registros mais importantes do final do Paleozóico, depositado no oeste do Gondwana. Os principais litotipos desta unidade são arenitos, folhelhos, carbonatos e evaporitos, sendo famosa por conter grande quantidade de sílex, além do registro de uma flora permiana bem preservada. Nas últimas décadas do século passado foram feitas diferentes interpretações para o ambiente deposicional da Formação Pedra de Fogo, como transicional/fluvio-deltaico, nerítico raso a litorâneo com planície de *sabkha* sob influência de tempestade, lagunar/fluvial com contribuição marinha/eólica e marinho raso a restrito, tipo epicontinental. A análise de fácies em afloramentos das porções basal e superior desta unidade envolveu aproximadamente 100 m de espessura da sucessão siliciclástica. Foram individualizadas onze fácies sedimentares, agrupadas em três associações de fácies (AF), representativas de um sistema deposicional lacustre raso com *mudflat* e rios efêmeros associados. A AF1 é interpretada como depósitos de *mudflat*, constituídos por argilitos/siltitos laminados, arenitos/pelitos com gretas de contração e arenitos com laminação cruzada, acamamento maciço e com acamamento de megamarca ondulada. Nódulos e moldes tipo *popcorn* silicificados indicam depósitos de evaporitos. Outras feições encontradas são concreções de sílica, *tepee* silicificados e silcretes. A AF2 é interpretada como depósitos *Nearshore lake*, constituídos por arenitos finos com laminação plano-paralela, laminação cruzada cavalgante, acamamento maciço e de megamarca ondulada, além de argilito/silito laminados. A AF3 refere-se a depósitos de *wadi/inundito*, organizado em ciclos granodecrescente ascendentes métricos, constituídos por conglomerados e arenitos médios a seixosos com acamamento maciço e com estratificação cruzada e argilitos/siltitos com laminação planar a ondulada. Formam depósitos restritos com geometria *scour-and-fill*, ocorrendo em menor proporção em camadas tabulares. A intercalação de pelitos e arenitos finos a médios com laminação plana a ondulada constituem, em grande parte, o arcabouço principal da Formação Pedra de Fogo. Bioturbações, gretas de contração e diversos tipos de concreções silicosas, assim como dentes de peixes, ostracodes, briozoários e escolecodontes são comuns à sucessão estudada. Restos de vegetais silicificados, classificados preliminarmente como pertencente ao gênero *Psaronius*, são encontrados *in situ*, concentrados próximo ao contato superior com a Formação Motuca e constituem excelentes marcadores bioestratigráficos para o topo da Formação Pedra de Fogo. Depósitos *mudflat*, na base da sucessão Pedra de Fogo, sugerem climas áridos e quentes no Permiano Inferior. O

Permiano Médio foi predominantemente semiárido permitindo a proliferação de fauna e flora em regiões úmidas adjacentes ao sistema lacustre. Rios efêmeros ou *wadis* transportavam restos vegetais e terrígenos para o lago gerando inunditos. Fases de retração e expansão caracterizaram o lago Pedra de Fogo, induzidas pelas modificações climáticas que influenciaram não somente no padrão de sedimentação com também na fossilização dos melhores representantes da fauna e flora do final do Permiano. No Permiano Superior o clima tornou a ser quente e árido como resultado da consolidação do supercontinente Pangeia, favorecendo a deposição de sequencias de *red beds* da Formação Motuca e desenvolvimento do deserto Sambaíba na passagem para o Triássico.

Palavras-chave: Permiano; Bacia do Parnaíba; Formação Pedra de Fogo; fácies sedimentares; sistema lacustre raso.

ABSTRACT

The Permian Pedra de Fogo Formation, exposed in the east and west borders of Parnaíba Basin, northern Brazil, represent one of the most important terminal Paleozoic sedimentary record of the Western Gondwana. The main lithotypes of this unit are sandstones, shales, carbonate rocks, evaporites. The unit is famous for its large amounts of chert and presence of well-preserved Permian flora. In the last decades of the 20 th century, previous works interpreted the paleoenvironment of the Pedra de Fogo Formation as transitional fluvial-deltaic deposits, storm influenced-shallow neritic (marine) to coastal sabkha plain, lacustrine and fluvial deposits with contribution of marine-aeolian sediments and shallow to restrict sea or epicontinental type. Facies analysis focused principally on outcrops of the base and upper part of this unit, involving approximately 100 m thick of the siliciclastic succession. Eleven sedimentary facies were recognized and grouped into three facies associations (FA), representative of a shallow lacustrine depositional system associated with mudflat and ephemeral rivers. FA1 is interpreted as mudflat deposits, consisting of laminated claystone/siltstone, sandstones/pelites with mud cracks and sandstones with cross-lamination, massive and megaripple beddings. Silicified nodules and molds like popcorn indicate evaporites deposits. Other common features are silica concretions, silicified teppes and silcretes. FA2 represents deposits of nearshore and consists of fine-grained sandstones with even parallel lamination, climbing ripple cross-lamination, massive and megaripple beddings, as well as, laminated mudstone/siltstone. FA3 refers to wadi/inundite deposits, generally organized in fining upward meter-scale cycles, consisting of conglomerates and medium-grained pebbly sandstones with massive bedding and cross-stratification, and claystone/siltstone with even parallel to wavy lamination. Tabular beds are frequent in FA3 while scour-and-fill geometry is rare. The alternation of pelites and fine to medium-grained sandstones with even parallel to wavy lamination are the main framework of the Pedra de Fogo Formation. Bioturbations, shrinkage cracks and different types of siliceous concretions, as well as, teeth of fish, ostracods, bryozoans and scolecodontes are common in the studied succession. Silicified plant remains, preliminarily classified to the genus *Psaronius*, are found *in situ*, concentrated near the upper contact with Motuca Formation, considered here as excellent biostratigraphic markers for the upper Pedra de Fogo Formation. Mudflats deposits occur in the basal Pedra de Fogo succession suggesting arid and hot climates for the early Permian. The middle Permian was predominated semiarid allowing the proliferation of fauna and flora in humid regions adjacent and into the lake margin. The ephemeral fluvial inflow or

wadis carried plant remains and terrigenous to the lake generating inundites. Retreat and expansion phases characterized the Pedra de Fogo lake, induced by extreme climatic changes influencing not only the sedimentation pattern as also the fossilization of the best well-preserved Permian fauna and flora. In the late Permian, the climate again became hot and arid due to the complete aggregation of Pangea supercontinent, favoring the deposition of Motuca *red beds* and establishment of Sambaíba erg, near in the Permian-Triassic boundary.

Keywords: The Parnaíba Basin; The Balsas Group; The Pedra de Fogo Formation; Sedimentary facies; Shallow lacustrine system.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Localização da área de estudo, região de Filadélfia (MA) e Nova Iorque (TO), bordas oeste e leste da Bacia do Parnaíba. Modificado de Aguiar & Nahass (1969). **02**
- Figura 2.** Mapa geológico da Bacia do Parnaíba com destaque para as áreas de estudo. Abaixo é apresentada a seção geológica esquemática da Bacia do Parnaíba. Notar o preenchimento paleozoico formado pelos três grandes grupos Serra Grande, Canindé e Balsas e as injeções magmáticas mesozoicas representadas pelas formações Sardinha e Mosquito. Modificado de Góes *et al.* (1990). **06**
- Figura 3.** Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba com destaque para a Formação Pedra de Fogo, Permiano da Bacia do Parnaíba. Adaptado de Góes & Feijó (1994). **08**
- Figura 4.** Área onde aflora a Formação Pedra de Fogo na Bacia do Parnaíba. Fonte: Modificado de Santos & Carvalho (2009). **12**
- Figura 5.** Perfil-tipo da Formação Pedra de Fogo, às margens do Rio Pedra de Fogo entre Nova Iorque e Pastos Bons (MA), estabelecido por Plummer (1946) e restabelecido por Melo & Prade (1968), na região de Boa Esperança (MA). Fonte: Modificado de Faria Jr. (1979). **13**
- Figura 6.** Configuração paleogeográfica durante o Permiano e sua relação com a temperatura e o nível médio do mar (NMM). A variação do nível médio do mar e da temperatura apontam condições de clima frio para o início do Permiano (seta azul) sucedido por períodos quentes e com queda do nível eustático (regressão global) no final do Permiano (seta vermelha). Modificado de Ziegler *et al.* (1997), Golonka & Ford (2000) e Scotese *et al.* (1999). **16**
- Figure 7.** Location map of the study areas the western and eastern borders of the Parnaíba Basin. Modified of Aguiar & Nahass (1969). **24**
- Figure 8.** Lithostratigraphy of the study area. Pastos Bons-Nova Iorque and Araguaína-Filadélfia regions and summary of facies associations (FA) of the Pedra de Fogo Formation. **26**
- Figure 9.** Measured stratigraphic profiles of the Pedra de Fogo siliciclastic succession in the Pastos Bons-Nova Iorque and Araguaína-Filadélfia regions (P1-Profile 1; P2- Profile 2). **27**
- Figure 10.** FA1 sedimentary facies. (A) Fine-grained sandstone showing massive bedding and incipient cross-bedding exhibiting slightly inclined set boundary (<5°). (B) Fine to medium-grained sandstone showing megaripple bedding. (C) Fine to medium-grained sandstone showing evenly parallel lamination interbedded with slightly undulate strata. The white arrow indicates coarse-grained sandstone showing inversion grading. Silicified bed containing concretions (dashed lines) in massive sandstones and dolomudstones showing evenly parallel lamination (black arrow). (D) Microphotography of dolomudstone showing a rhomboedral dolomite in detail. (E) Pebbly sandstone containing subrounded silex pebbles (arrows) at the base of Pastos Bons Formation. (F) Microscopic image of silex pebbles from the Pastos Bons Formation. (G) Samples of silcrete. **32**

- Figure 11.** Evaporitic and subaerial exposure features of FA1. (A) and (B) popcorn and cauliflower-like silicified evaporitic casts in sandstone. (C) Silicified tepee structure in fine-grained sandstone. (D) Levels of sandstone/pelite showing desiccation cracks. (E) Fine to medium-grained sandstone showing evaporitic nodules. (F) Detail of (E) exhibiting evaporitic concretions (arrows). Note the coarse-grained sandstone load cast lobe sinking in fine-grained sandstone.....**33**
- Figure 12.** X-ray diffractogram of evaporitic nodules in FA1 sandstones. Note the presence of kaolinite (Kln) and quartz (qtz) in large quantities. Halite (hl) occurs, as well as hematite (Hem), k-feldspar (Kfs) and possibly goethite (Gt). Mica and albite (Ab) occur in very small quantities.....**33**
- Figure 13.** Nearshore deposits (FA2) of the upper part of the Pedra de Fogo Formation. (A) Siltstone and fine-grained sandstone near the base of Motuca Formation. (B) Thick layers of pelites interbedded with fine to medium-grained sandstone organized in coarsening-upward cycles. The arrow indicates sandstone injection dykes. (C) Fine-grained sandstone with supercritical climbing ripple cross lamination. Note bioturbation at the base of the sets (arrows). (D) Schematic illustration of (C). (E) Polygonal deep cracks in sandstones/pelites. (F) Different forms of silica concretions: oblate form showing a concentric growth similar to cookies and asymmetric growth similar to Russian matryoshka dolls.**36**
- Figure 14.** Fossil occurrences of the Upper part of the Pedra de Fogo Formation. (A) and (B) fossilized trunk in subhorizontal position into the sandstone and pelite beds. (C) Concentration of silicified trunk fragments in colluvial deposits filling slopes and valleys of the Filadelfia-Araguaina region. (D) Detail of silicified and well-preserved trunks showing vegetal cells cross sections. (E) Fossilized bryozoan described in thin section. (F) Unaltered ostracods and fish tooth remains preserved in fine-grained sandstone and pelite. (G) Scolecodonts identified in thin section.**37**
- Figure 15.** Facies of wadis/inundites deposits (FA3). (A) Layers of sandstones/conglomerates with scoured base sandwiched by FA2 pelites. (B) Fine to medium-grained sandstones with tabular cross stratification. Note slightly inclined bottomsets and topsets. Paleocurrents flow towards E-SE (n=20 is the number of measured foresets). (C) Sandstones with tabular cross stratification with sets exhibiting a thinning-upward pattern (arrows). Note the convolute bedding at the base layer. (D) Medium-grained pebbly sandstone layer showing massive bedding. The clasts are silex and quartz (E) Fine sandstone showing cross stratification. Observe thin and irregular mud drapes in foresets (arrows).**39**
- Figure 16.** Depositional model for the Pedra de Fogo Formation during the Permian of the Parnaíba Basin, Brazil.**41**

LISTA DE TABELAS

Table 1. Summary of the facies and sedimentary process of the Pedra de Fogo Formation. ...	28
Table 2. Description and geometry/architectural elements of facies associations of the Pedra de Fogo Formation.	29

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	01
1.1. APRESENTAÇÃO	01
1.2. OBJETIVOS.....	02
1.3. MATERIAIS E MÉTODOS	03
1.3.1. Análise de fácies	03
1.3.2. Petrografia de arenitos e carbonatos	03
1.3.3. Difração de raios-x (DRX)	03
1.3.4. Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	03
1.4. ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO	04
CAPÍTULO 2 - A BACIA DO PARNAÍBA	05
2.1. GENERALIDADES	05
2.2. LITOESTRATIGRAFIA	07
2.2.1. Grupo Balsas	09
2.2.1.1. Formação Piauí	09
2.2.1.2. Formação Pedra de Fogo	09
2.2.1.3. Formação Motuca	10
2.2.1.4. Formação Sambaíba	10
CAPÍTULO 3 - A FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO E O PERÍODO PERMIANO	11
3.1. A FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO	11
3.2. PALEOGEOGRAFIA E ASPECTOS CLIMÁTICOS	15
CAPÍTULO 4 – SHALLOW LACUSTRINE SYSTEM OF THE PERMIAN PEDRA DE FOGO FORMATION, WESTERN GONDWANA, PARNAÍBA BASIN, BRAZIL	18
Abstract	18
4.1. INTRODUCTION.....	20
4.2. PREVIOUS WORKS	21
4.3. STUDY AREA AND METHODS.....	23
4.4. RESULTS – SEDIMENTOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE PEDRA THE FOGO FORMATION.....	25
4.4.1. General aspects	25
4.4.2. Facies association (FA)	30
4.4.2.1. Mudflat deposits (FA1)	30

4.4.2.2.	Nearshore lake setting (FA2).....	34
4.4.2.3.	Wadi/inundite deposits (FA3)	38
4.5.	DEPOSITIONAL MODEL AND FINAL REMARKS	40
4.6.	CONCLUSIONS	42
CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES		43
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		44

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

O Período Permiano (298 a 252 Ma), o último período da Era Paleozoica, foi marcado por modificações globais que impuseram ao planeta, na passagem para a Era Mesozoica, condições extremas que culminaram na mais significativa extinção em massa já registrada na Terra (Koeberl *et al.* 2004; Kiehl & Shields 2005; Meyer *et al.* 2008; Sephton *et al.* 2009). Durante este importante período do tempo geológico ocorreu a formação do último supercontinente, o Pangeia, como resultado da colisão entre o Gondwana e Laurussia/Laurásia (Golonka & Ford 2000). O aumento da temperatura, associado com elevações tectônicas continentais resultantes da Orogenia Gonduanide (Zálan 1991), culminou na instalação de extensos sistemas desérticos e evaporíticos no interior dos continentes no final do Permiano (Caputo 1984; Vaz *et al.* 2007). No norte do Brasil, incluso no Oeste Gondwana, os registros permianos encontram-se bem preservados nos depósitos da Formação Pedra de Fogo (Plummer 1946) do Grupo Balsas da Bacia do Parnaíba (Price 1948; Dino & Braz 2002).

A Formação Pedra de Fogo (siltitos, folhelhos, arenitos, conglomerados, calcários e evaporitos), aflora principalmente na região central da bacia, estendendo-se numa faixa de 600 km com direção leste-oeste até próximo às bordas atuais da Bacia do Parnaíba (Faria Jr. & Truckenbrodt 1980a). Neste trabalho foram estudados afloramentos da unidade em cortes de estrada e em encostas dissecadas de morros testemunhos tanto na borda leste da bacia, região de Nova Iorque-Pastos Bons, no Estado do Maranhão, como na borda oeste da bacia, região de Filadélfia-Araguaína, no Estado do Tocantins (Figura 1).

A maioria dos estudos sobre a Formação Pedra de Fogo da Bacia do Parnaíba tem caráter regional e até o momento não existem estudos que permitam uma reconstituição paleoambiental da unidade ancorados em análises sedimentológicas e estratigráficas de detalhe, baseados em análise e modelamento de fácies. Desta forma, o objetivo desta pesquisa foi reconstituir o paleoambiente deposicional da Formação Pedra de Fogo e elaborar um arcabouço operacional para a unidade baseado no estudo de afloramentos localizados na borda leste e oeste da Bacia do Parnaíba.

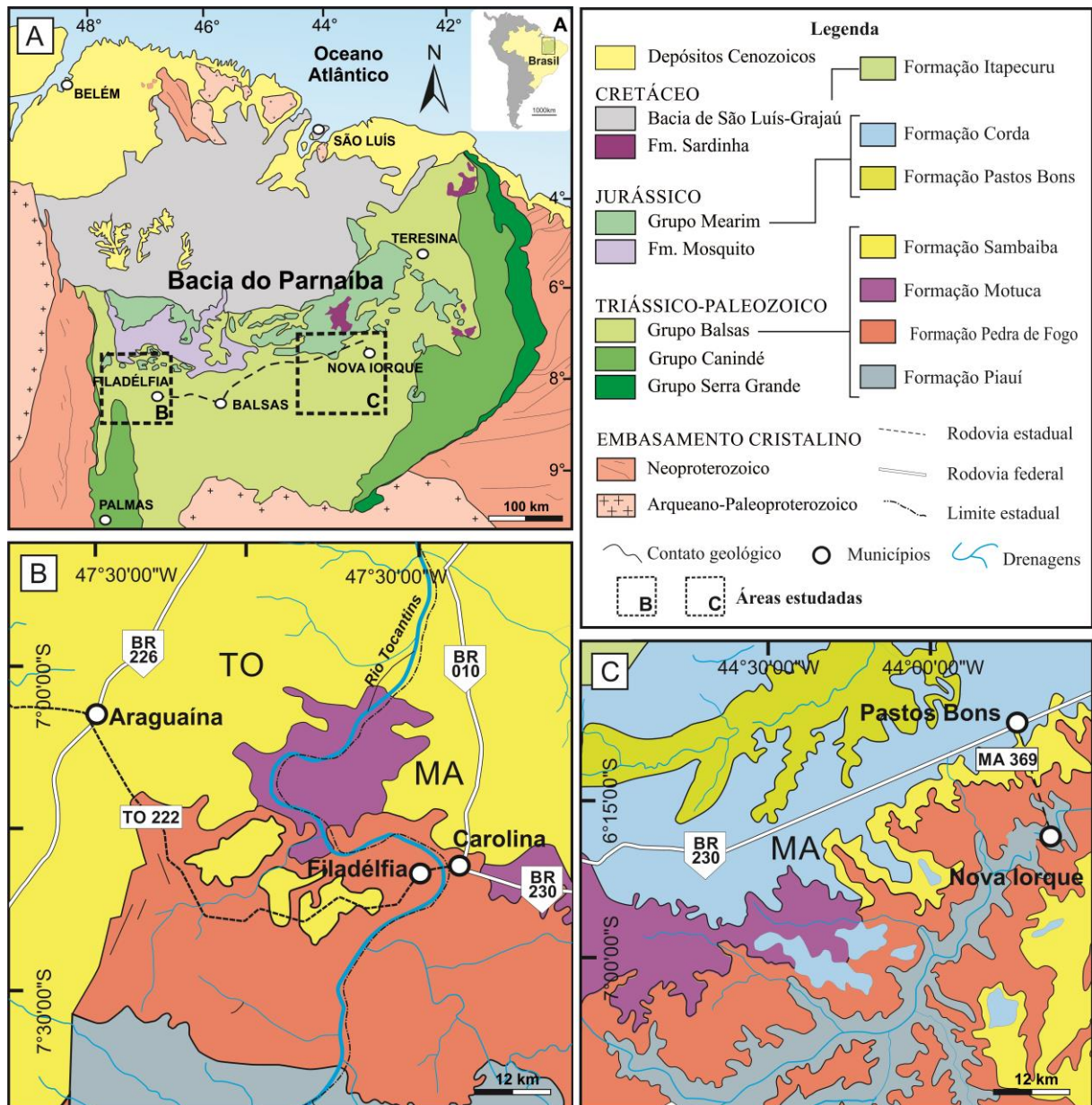


Figura 1. Localização da área de estudo, região de Filadélfia (MA) e Nova Iorque (TO), bordas oeste e leste da Bacia do Parnaíba. Modificado de Aguiar & Nahass (1969).

1.2. OBJETIVOS

O objetivo geral da dissertação foi reconstituir o paleoambiente deposicional da Formação Pedra de Fogo, Permiano da Bacia do Parnaíba; foram estudados afloramentos da unidade próximos às localidades de Filadélfia, Estado do Tocantins e Nova Iorque, Estado do Maranhão. Os objetivos específicos foram: elaborar um arcabouço litoestratigráfico; inferir parâmetros paleoambientais a partir de ocorrências fósseis; inferir implicações paleoclimáticas durante o Permiano na porção oeste de Gondwana; e enquadrar a unidade no registro dos eventos globais durante o Permiano na América do Sul.

1.3. MATERIAIS E MÉTODOS

1.3.1. Análise de fácies

A análise faciológica seguiu a técnica de modelamento de fácies proposta por Walker (1992) que se baseia nos seguintes aspectos: a) descrição de fácies sedimentares utilizando-se de parâmetros como composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrentes; b) entendimento dos processos sedimentares, que revelam como a fácies foi gerada e; c) associação de fácies, que reúne fácies contemporâneas e cogenéticas, com diferentes padrões de empilhamento, geometria e posição relativa dentro da sequência deposicional da unidade sedimentar estudada. Para auxiliar a análise de fácies foram elaborados perfis colunares e seções panorâmicas dos principais afloramentos da Formação Pedra de Fogo, seguindo os modelos de Arnot *et al.* (1997) e Wizevic (1991).

1.3.2. Petrografia de arenitos e carbonatos

A petrografia de lâminas delgadas foi realizada em amostras de arenitos e carbonatos com objetivo de obter e quantificar os constituintes por meio da contagem de 300 pontos e determinação dos aspectos mineralógicos, texturais e diagenéticos segundo Dunham (1962) e Folk (1968). Nos carbonatos foram utilizadas técnicas de coloração seletiva, para auxiliar na identificação das fases carbonáticas, seguindo a metodologia de Adams *et al.* (1984).

1.3.3. Difração de raios-x (DRX)

A difratometria de raios-X auxiliou na determinação qualitativa das principais fases mineralógicas de concreções evaporíticas em arenitos. As análises foram realizadas no Laboratório de Difração de Raios-X da Universidade Federal do Pará, em intervalos de 5° a 65° (2θ) em amostra total, utilizando-se de 5 a 10 g de alíquotas previamente pulverizadas. Os resultados foram tratados no *software X'pert High Score*, com busca efetuada no banco de dados PDF (*Powder Diffraction File - International Centre for Diffraction Data*).

1.3.4. Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

O MEV foi utilizado para obter imagens a partir de elétrons secundários de exemplares fósseis de ostracodes. As imagens foram obtidas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (LABMEV/UFPA).

1.4. ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

A dissertação está estruturada em cinco capítulos. O Capítulo 1 trata à parte introdutória do trabalho onde é apresentada à problemática geológica que será discutida no trabalho, a área de estudo e os objetivos da dissertação, bem como a organização na monografia e os métodos utilizados na pesquisa. O Capítulo 2 discute sobre a geologia da Bacia do Parnaíba, focando na sua litoestratigrafia e nos seus aspectos tectônicos e evolutivos. O Capítulo 3 fornece uma discussão específica sobre a Formação Pedra de Fogo, comentando seus aspectos litoestratigráficos e deposicionais, bem como sobre seu conteúdo paleontológico, além de discutir sobre os aspectos paleogeográficos e paleoclimáticos do Período Permiano. O Capítulo 4 se baseia num artigo submetido ao periódico internacional *Journal of South American Earth Sciences* enfocando a análise de fácies e estratigráfica e o paleoambiente da Formação Pedra de Fogo. O Capítulo 5 refere-se às conclusões finais da dissertação.

CAPÍTULO 2 - A BACIA DO PARNAÍBA

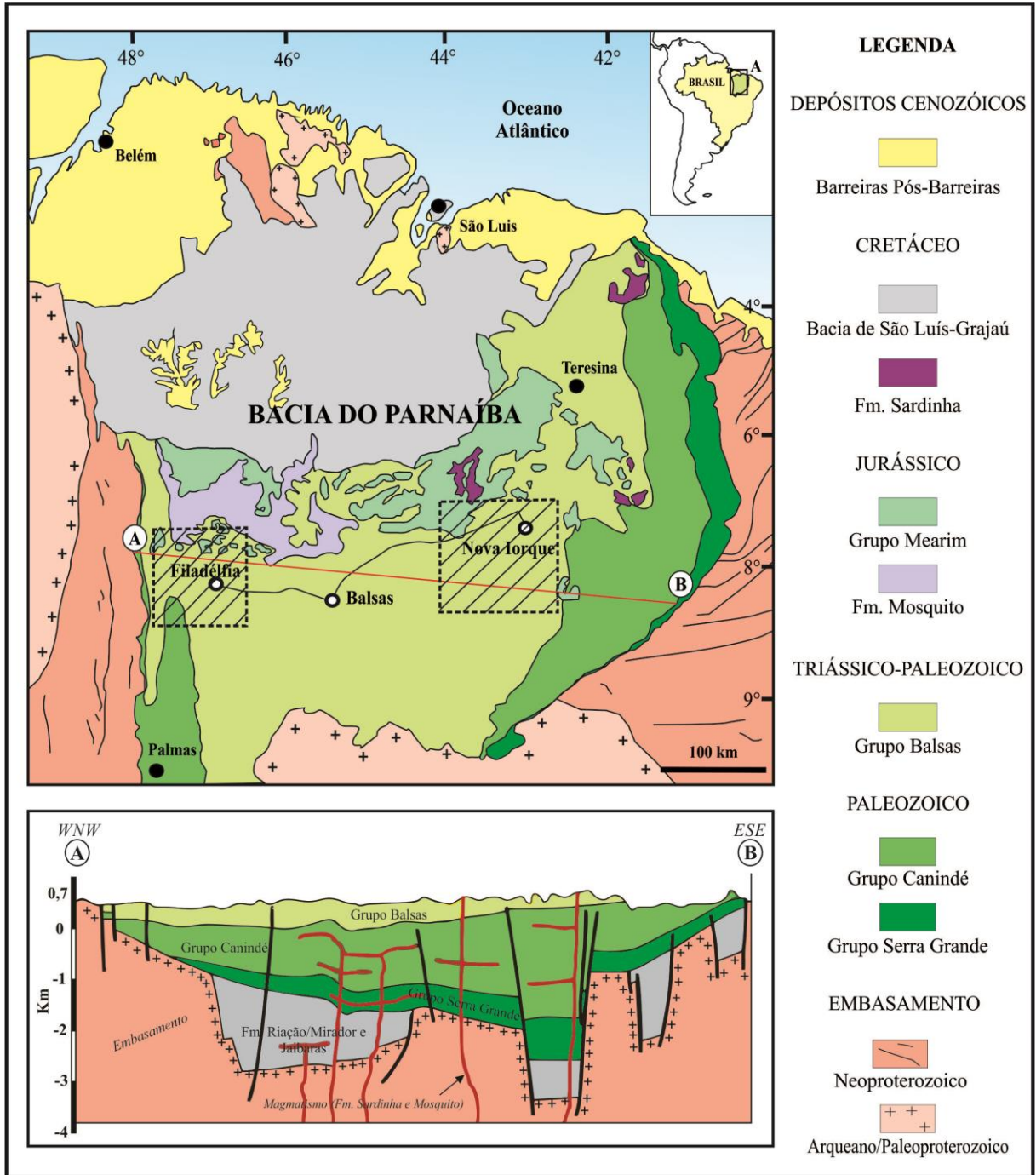
2.1. GENERALIDADES

As primeiras informações geológicas acerca da área onde a Bacia do Parnaíba está situada foram obtidas pelo conde Francis de Castelnau em 1846 (*apud* Santos & Carvalho, 2009). A denominação Bacia do Parnaíba, foi originalmente proposta por Derby (1884 *apud* Coimbra & Mussa 1984), porém, as denominações Bacia do Maranhão, Meio Norte e Piauí-Maranhão foram utilizadas em diversas literaturas geológicas (Coimbra & Mussa 1984). Góes & Feijó (1994) geograficamente posicionam-na região nordeste ocidental do território brasileiro abrangendo cerca de 600.000 km² e ocupando terrenos do estado do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia (Figura 2).

A Bacia do Parnaíba apresenta formato poligonal, com diâmetro máximo aproximado de 1.000 km alongado na direção NE-SW. Em seu depocentro atual, a espessura total do pacote litológico alcança cerca de 3500 m, porém, espessuras bem maiores podem ocorrer em grábens mais antigos, proterozóicos e cambro-ordovicianos (Góes & Coimbra 1996). Segundo Cunha (1986) a pequena espessura e ampla distribuição dos sedimentos são atribuídas a uma lenta subsidência ao longo do tempo geológico. A sedimentação da Bacia do Parnaíba é predominantemente siliciclástica, ocorrendo subordinadamente calcário, anidrita, sílex, diabásio e basalto (Góes & Feijó 1994).

A área compreendida pela Bacia do Parnaíba foi recentemente subdividida em quatro sub-bacias com gêneses e idades distintas: Parnaíba (Siluriano-Triássico), Alpercatas (Jurássico-Eocretáceo), Grajaú (Cretáceo) e Espigão-Mestre (Cretáceo), passando a integrar a Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil (Góes & Coimbra 1996). De acordo com Góes e Rossetti (2001), as Bacias de São Luís e Grajaú possuem histórias evolutivas e sedimentação relacionadas, denominando a área como Bacia de São Luís-Grajaú.

Segundo Góes & Feijó (1994), Vaz *et al.* (2007) e outros, a sucessão de rochas sedimentares e magmáticas da Bacia do Parnaíba pode ser disposta em cinco superseqüências deposicionais: Seqüência Siluriana, Seqüência Mesodevoniana/Eocarbonífera, Seqüência Neocarbonífera/Eotriássica, Seqüência Jurássica e Seqüência Cretácea. Entretanto, Góes (1995) e Cunha (1986), definem a bacia nas seqüências Siluriana, Devoniana/Carbonífero Inferior e Carbonífero Superior/Permiano-Triássico.



2.2. LITOESTRATIGRAFIA

O arcabouço litoestratigráfico da Bacia do Parnaíba, desde Small (1914), vem sendo modificado por diversos autores. As cartas mais recentes propostas para a Bacia do Parnaíba foram as cartas de Vaz *et al.* (2007) e Góes & Feijó (1994), ambas publicadas em boletins da PETROBRAS. Segundo Góes & Feijó (1994) a coluna sedimentar da bacia deve ser subdividida em cinco grupos, correspondente ao Grupo Serra Grande (Siluriano), Grupo Canindé (Devoniano), Grupo Balsas (Carbonífero-Triássico), Grupo Mearim (Neojurássico-Eocretáceo) e as Formações Grajaú, Codó, Itapecuru, Urucuia e Areado (unidades associadas a um único ciclo deposicional), que preenchem a sinéclise. Estas unidades seriam correlacionáveis a ciclos tectônicos de caráter global (Figura 3).

De acordo com Góes & Rossetti (2001) o arcabouço litoestratigráfico da Bacia do Parnaíba deve ser representado apenas pelos grupos Serra Grande (Siluriano), Canindé (Devoniano) e Balsas (Carbonífero-Triássico). Haja vista, que tais grupos tiveram seu desenvolvimento tectono-sedimentar associado à subsidência do substrato da bacia, enquanto que os sedimentos pós Grupo Balsas estão associados ao processo de ruptura do Gondwana e devem ser tratados e estudados a parte. Neste contexto, estes autores sugerem ainda a denominação de Bacia São Luís-Grajaú, Bacia de Alpercatas e Bacia Espigão-Mestre, como bacias distintas à Bacia do Parnaíba.

O Grupo Serra Grande foi definido como Série por Small (1914), caracterizado como Formação por Kegel (1953) e promovido a Grupo por Carozzi *et al.* (1975). O Grupo Serra Grande aflora principalmente na porção leste da Bacia do Parnaíba com espessura superior a 900 m. Este grupo é composto pelas Formações Ipu, Tianguá e Jaicós, correspondendo a Sequência Siluriana (Vaz *et al.* 2007). Este Grupo é datado do Siluriano, estando assentado discordantemente sobre o embasamento cristalino, ou sobre a Formação Riachão e o Grupo Jaibaras (Formação Mirador). O contato superior também é discordante com as rochas do Grupo Canindé (Caputo & Lima, 1984).

Já o Grupo Canindé, termo originalmente proposto por Rodrigues (1967) para agrupar as formações Pimenteiras, Cabeças e Longá, foi redefinida por Caputo & Lima (1984) quando incluíram a Formação Itaim na base do grupo, que definiu o grupo formado pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. Esta Sequência data do Mesodevoniano/Eocarbonífero e estima-se que sua espessura seja superior a 1.000 m, aflorando na porção leste da bacia.

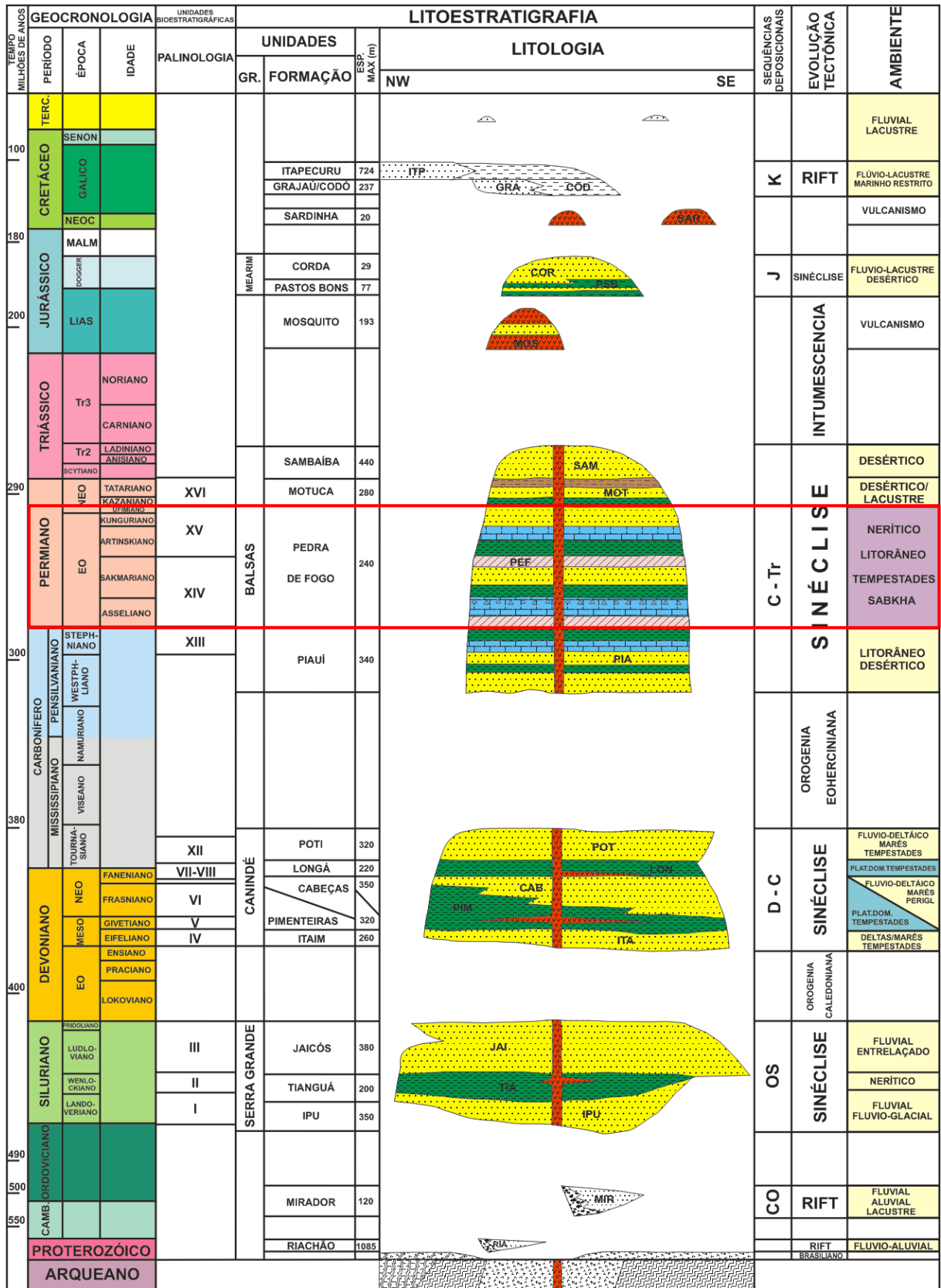


Figura 3. Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba com destaque para a Formação Pedra de Fogo, Permiano da Bacia do Parnaíba. Adaptado de Góes & Feijó (1994).

O embasamento da Bacia do Parnaíba é constituído por litologias ígneas, metamórficas e sedimentares, cujas idades vão do Arqueano ao Ordoviciano. As unidades sedimentares que fazem parte do embasamento correspondem a Formação Riachão (Neoproterozóico) e o Grupo Jaibaras (Cambo-Ordoviciano) (Vaz *et al.* 2007).

2.2.1. Grupo Balsas

Góes & Feijó (1994) usam o termo para reunir o complexo clástico/evaporítico sobreposto em discordância ao Grupo Canindé e sotoposto, também em discordância, às formações Mosquito (leste da bacia), Grajaú, Codó e Itapecuru (norte e noroeste), Urucuaia (sul da bacia) e ao Grupo Mearim na parte central. O Grupo Balsas é constituído pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, correspondendo a Sequencia Neocarbonífera/Eotriássica da Bacia do Parnaíba.

2.2.1.1. Formação Piauí

Denominada inicialmente por Small (1914), Lima & Leite (1978) dividiram esta unidade em duas sucessões: a inferior, composta de arenitos cor de rosa, médios, maciços ou com estratificação cruzada de grande porte e intercalações de folhelho vermelho, e; a superior, formada de arenitos vermelhos, amarelos, finos a médios, contendo intercalações de folhelhos vermelhos, calcários e finas camadas de sílex. Para Caputo (1984), siltitos e lentes conglomeráticas também ocorrem. De acordo com Melo *et al.* (1998) a Formação Piauí possui idade pensilvaniana. Seu ambiente deposicional é interpretado como fluvial com contribuição eólica sob condições semiáridas, ocasionalmente desérticas para a parte interior (Mesner & Wooldridge 1964). Na porção superior ocorrem registros de condições desérticas com breves incursões marinhas (Vaz *et al.* 2007).

2.2.1.2. Formação Pedra de Fogo

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

2.2.1.3. Formação Motuca

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

2.2.1.4. Formação Sambaíba

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

CAPÍTULO 3 - A FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO E O PERÍODO PERMIANO

3.1. A FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

A Formação Pedra de Fogo (Plummer 1946) se refere a uma sucessão de arenitos, folhelhos, calcários e principalmente *sílex* (*chert*), com restos de madeiras fossilizadas ocorrendo na sua seção-tipo às margens do Rio Pedra de Fogo, entre os municípios de Pastos Bons e Nova Iorque no Maranhão. A unidade se distribui na região central da Bacia do Parnaíba, formando uma faixa de direção leste-oeste de aproximadamente 600 km (Faria Jr. 1979, Faria Jr. & Truckenbrodt 1980a) (Figura 4). A ciclicidade desta unidade foi relatada por Barbosa & Gomes (1957) na área do Rio Tocantins, geralmente com tendência granodecrescente ascendente, desde arenitos, siltitos, lentes de calcários oolíticos ou concrecionários e folhelhos com restos vegetais. A seção tipo foi restabelecida por Melo & Prade (1968), em trabalhos na região de Boa Esperança, entre os estados do Maranhão e Piauí, onde foi inserido *sílex* na base e arenitos finos a médios no topo da unidade, o denominado “Arenito Custódio” (Figura 5).

O trabalho de Faria Jr. (1979) é um dos mais completos e detalhados realizados na Formação Pedra de Fogo, o qual inferiu para a unidade 100 m de espessura em superfície e subdividiu-a nos membros: i) *Sílex* Basal: siltitos e folhelhos intercalados por bancos dolomíticos e concreções silicosas com ampla distribuição na bacia; ii) Médio: encontrado na parte central da bacia, consistindo de arenitos e/ou siltitos, às vezes carbonáticos, folhelhos com níveis de *sílex*, feições de algas estromatolíticas em bancos carbonáticos com gretas de contração centimétricas; iii) Superior ou “Trisidela”: aflora nas regiões central e oeste da bacia, formado por bancos dolomíticos, intercalados por siltitos e folhelhos carbonáticos e base marcada por intercalações laminares de folhelhos, níveis milimétricos de *sílex* e brechas intraformacionais.

No topo da unidade ocorrem restos fósseis de madeira silicificada e níveis de *pellets* silicificados, frequentemente associados aos siltitos e arenitos avermelhados (*red beds*) da Formação Motuca. A composição mineralógica da Formação Pedra de Fogo é formada por interstratificados de ilita-montmorilonita e clorita-montmorilonita e principalmente esmectita, argilomineral mais abundante que sugere condições climáticas áridas e semiáridas, além de grãos subarredondados a arredondados, monocristalinos e policristalinos de quartzo, seguido por k-feldspato, oligoclásio e muscovita. A assembleia típica de minerais pesados é

constituída por: granada, turmalina, estaurolita, zircão, rutilo, apatita e cianita, além de anatásio, barita e principalmente dolomita como produtos de alterações diagenéticas e calcita como cimento das rochas (Faria Jr. 1979, Faria Jr. & Truckenbrodt 1980a).

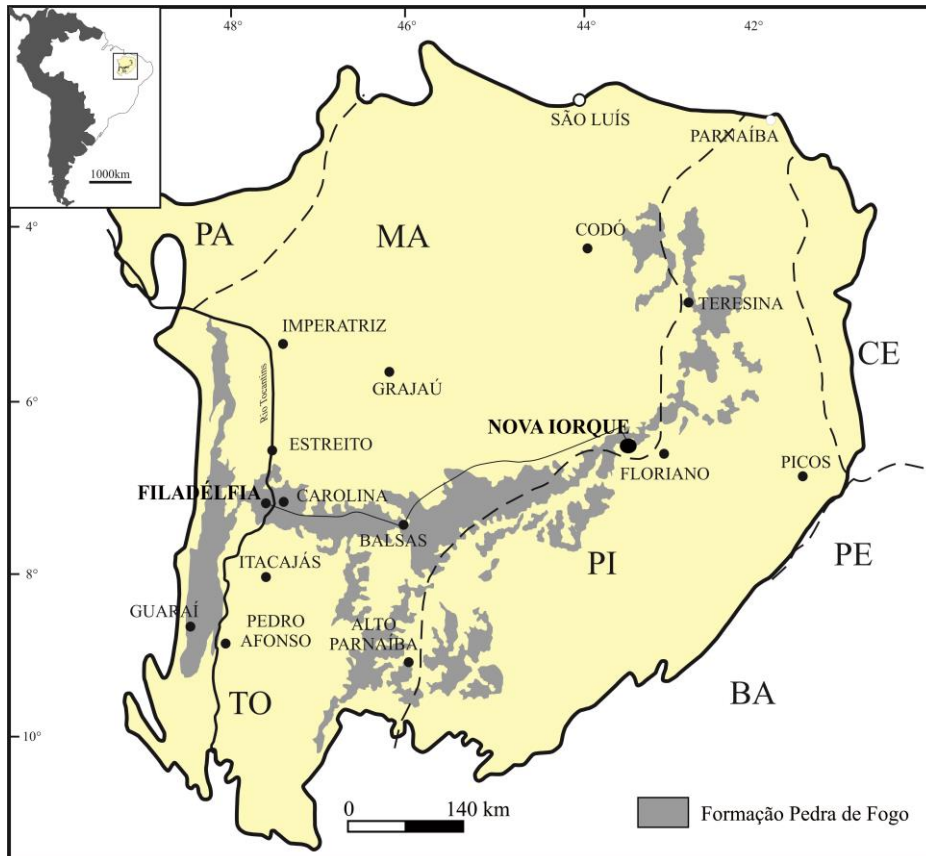


Figura 4. Área onde aflora a Formação Pedra de Fogo na Bacia do Parnaíba. Fonte: Modificado de Santos & Carvalho (2009).

Plummer (1946) denominou a Formação Pedra de Fogo como “Formação de *Sílex*” devido à intensa silicificação que ocorre por toda sua extensão, e que geram abundantes e variadas camadas de *sílex* (*cherts*). O *sílex* ocorre sob as mais variadas formas, desde horizontes estromatolíticos e silicificados, identificados na parte central da bacia, até nódulos concrecionários milimétricos a centimétricos denominados informalmente de “bolachas” (Faria Jr. 1979). O *sílex*, constituído principalmente por calcedônia e sílica microcristalina e em menor proporção por quartzina, concentrasse nas porções inferior e superior da Pedra de Fogo, em associação direta com as rochas carbonáticas. Sua gênese pode estar relacionada a processos de silicificação diagenética nos estágios iniciais e tardios, bem como inorgânicos de precipitação em ambientes restritos com intensa evaporação e pH elevado (Faria Jr. 1979, Faria Jr. & Truckenbrodt 1980a).

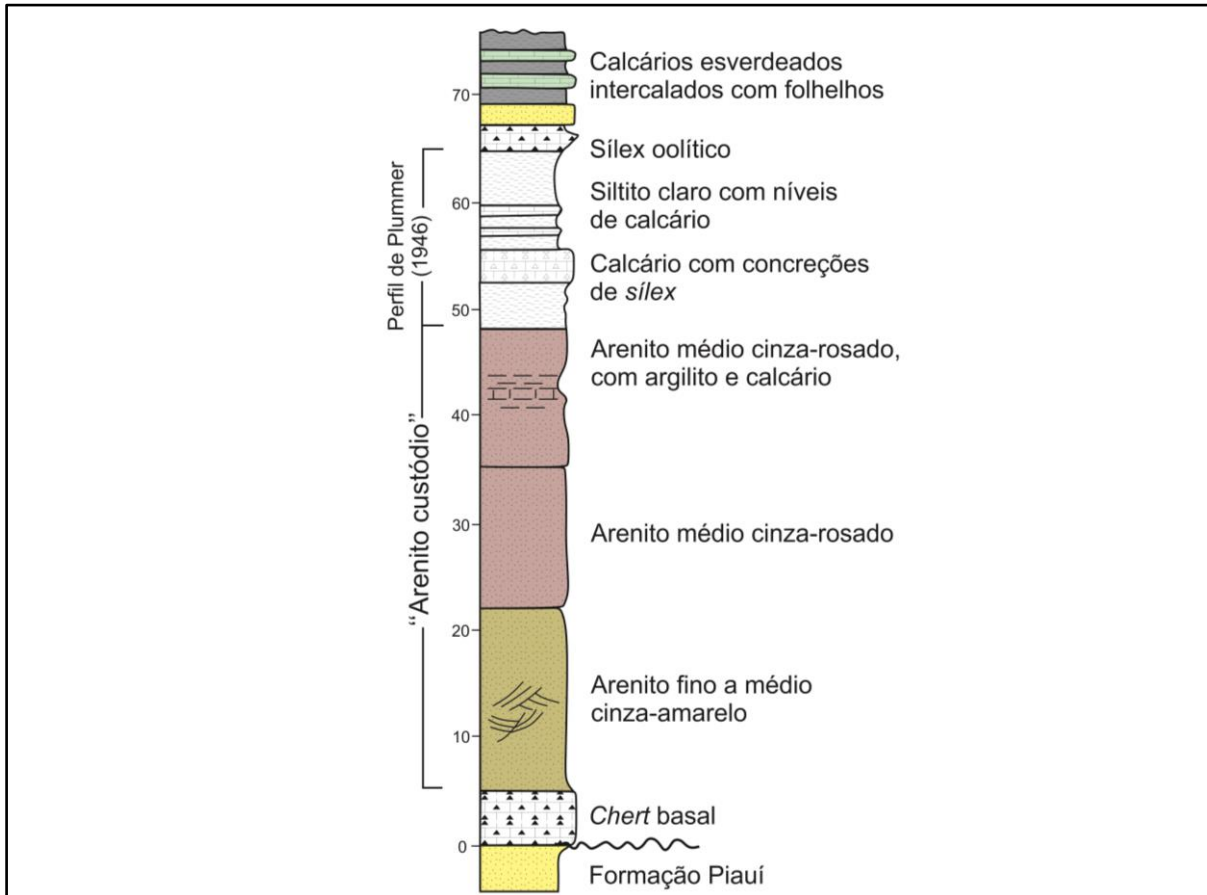


Figura 5. Perfil-tipo da Formação Pedra de Fogo, às margens do Rio Pedra de Fogo entre Nova Iorque e Pastos Bons (MA), estabelecido por Plummer (1946) e restabelecido por Melo & Prade (1968), na região de Boa Esperança (MA). Fonte: Modificado de Faria Jr. (1979).

A Formação Pedra de Fogo é conhecida por conter excelentes unidades fósseis, entre eles, os famosos vegetais fossilizados do gênero *Psaronius*, que juntamente com outros gêneros, têm sido encontrados com certa frequência na unidade. São exemplos os grupos: Calamitáceas (*Arthropityscacundensis*) e formas aproximadas de Cordaitales (*Carolinapitysmaranhensis*), raízes de *Amielonbieloi*, dentre outros, associados ao chamado “arenito Cacundá”, nas proximidades de Carolina (MA) (Coimbra & Mussa 1984). Também são descritas Calamitáceas (*Cyclomedulloxylon parnaibense*) e Cycadoxyleae (*Cycadoxylon fremji*), além de referências a Pteridófitas e Pteridospermas (*Araguainorachis simplíssima*), associadas a folhelhos lagunares (Mussa & Coimbra 1987).

Trabalhos recentes na região de Filadélfia, revelaram novas espécies, como *Tietea singularis* e *Psaronius brasiliensis*, ambas pertencentes à família das *Psaroniaceae* (Martins 2000), além de novas espécies de samambaias como a *Grammatopteris freitasii* nov. sp. (Rößler & Galtier 2002a), *Dernbachia brasiliensis* gen. nov. et sp. nov. (Rößler & Galtier 2002b) e *Botryopteris nollii* sp. nov. (Rößler & Galtier 2003).

Existe uma variedade de espécies faunísticas descritas e que vieram a contribuir na datação permiana desta unidade, principalmente restos de peixes e anfíbios, com fragmentos de *Ctenacanthus*, *Xenacanthus*, *Holocefalídeos* (Cox & Hutchinson 1991), espinhos de “*Ctenacanthus*” *sp.*, dentes de *Xenacanthus sp.*, *Itapyroduspunctatus*, dentes e espinhos de “*Xenacanthus*” *Albuquerquei*, “*Ctenacanthus*” *Maranhensise* *Anisopleurodontispricei* (Santos 1989a,b, 1990, 1994), além de restos de *Celacantídeos*, *Dipnóicos* e *Paleonisciformes* (Cox & Hutchinson 1991). Mesner & Wooldridge (1964) registraram idade eopermiana para a unidade, baseando-se na presença de anfíbio labirintodonte. Assinalam também a presença de restos de peixes e “ostracóides”.

A idade Permiana atribuída para Formação Pedra de Fogo é consensual. Caldas *et al.* (1989) descreveram espécies e gêneros de troncos fósseis encontrados próximo a Teresina (PI), nas margens do rio Poti, dentre os quais, o espécime *Teresinonoxylon euzebioi*, que apresenta grande afinidade com espécies Mesopermianas. Lima & Leite (1978) através de estudos palinológicos indicaram uma flora desenvolvida, onde sobressai *Psaronius*, indicaram idade eomesopermiana para a Formação Pedra de Fogo. Dino *et al.* (2002) identificaram similaridades entre as associações palinológicas do Membro Superior “Trisidela” da Formação Pedra de Fogo, com a palinozona *Tornopollenites toreutos*, descrita por Playford & Dino (2000) na Bacia do Amazonas, inferindo idade neopermiana para o topo da unidade.

Nas últimas décadas do século passado foram diversos trabalhos que atribuíram diferentes interpretações para o ambiente deposicional da Formação Pedra de Fogo. Alguns deles atribuíram à unidade um paleoambiente transicional/fluvio-deltaico (Barbosa & Gomes 1957, Oliveira 1961, Moore 1964, Aguiar 1964, Cunha 1964, Northfleet 1965, Ojeda & Bembom 1966, Ojeda & Perillo 1967, Lima & Leite 1978, Faria Jr. & Truckenbrodt 1980a, Faria Jr. & Truckenbrodt 1980b, Coimbra & Mussa 1984, Caldas *et al.* 1989, dentre outros). Entretanto, em trabalho mais recente, Góes & Feijó (1994) interpretam a unidade como depositada em um ambiente nerítico raso a litorâneo com planícies de *sabkha*, sob eventuais influências de tempestades, devido à ocorrência na unidade de estruturas formadas por ondas de tempestade, principalmente estratificação cruzada *swaley*.

Lima & Leite (1978) sugerem origem continental lagunar e fluvial, com contribuição eólica, ocorrendo incursões marinhas, com ciclos evaporíticos. Variações climáticas variando de úmido a árido seriam responsáveis pelas modificações de ambiente redutor a oxidante.

Faria Jr. (1979) atribuiu à unidade um paleoambiente marinho raso a restrito, tipo epicontinental, variando de transicional, deltáico a nerítico. Segundo o autor, as variações no ambiente deposicional desta unidade foram ocasionadas pelas oscilações periódicas do nível do mar na Bacia do Parnaíba durante o Permiano, sendo também a principal causa de sua sedimentação cíclica. Segundo Faria Jr. & Truckenbrodt (1980b) a presença de estromatólitos seria um excelente indício para confirmação destas condições. Dino *et al.* (2002) baseados em dados litológicos, presença de *Psaronius*, abundância de palinomorfos continentais e escassez de microplânctons marinhos, atribuíram ambientes do tipo marinho raso a costeiro, sob condições áridas a semiáridas quentes.

3.2. PERÍODO PERMIANO: PALEOGEOGRAFIA E ASPECTOS CLIMÁTICOS

O final do Período Permiano, que se estendeu de 298 a 252 Ma, é caracterizado pela maior extinção em massa já registrada na história da vida na Terra (Kiehl & Shields 2005), que dizimou 95% das espécies marinhas, entre elas todas as espécies de trilobitas, corais rugosos e tabulados, e cerca de 70% das espécies terrestres, nas quais, Pelicossauros e outros grupos de Sinápsidos dentre muitos anfíbios (Koeberl *et al.* 2004, Kiehl & Shields 2005, Meyer *et al.* 2008). Segundo Scotese *et al.* (1999) e Ford & Golonka (2003) este período é marcado também pela transição de um período glacial para interglacial, o último da Era Paleozóica (Figura 6).

Até o início do Permiano, a grande movimentação de placas tectônicas ocasionou acreção de grandes blocos continentais resultando, no final do período, na formação do supercontinente Pangéia, originado a partir da colisão entre o Gondwana e a Laurussia/Laurásia (Golonka & Ford 2000). As intensas colisões continentais ocasionaram soerguimentos e geração de enormes cinturões montanhosos no interior e nas bordas do supercontinente (Ziegler *et al.* 1997). A formação dessas cadeias de montanhas provocou mudanças significativas no regime de circulação dos ventos, fazendo com que as regiões mais internas ao Pangéia fossem afetadas por forte aridez. Somam-se ainda às intensas e volumosas erupções vulcânicas (Courtilot & Renne 2003), além de prováveis diminuições nos valores do albedo da Terra (Chumakov & Zharkov 2003). O efeito conjunto desses eventos desencadeou drásticas mudanças climáticas globais, passando de condições glaciais no início do Permiano, para climas quentes de extrema aridez no final do período (Scotese *et al.* 1999).

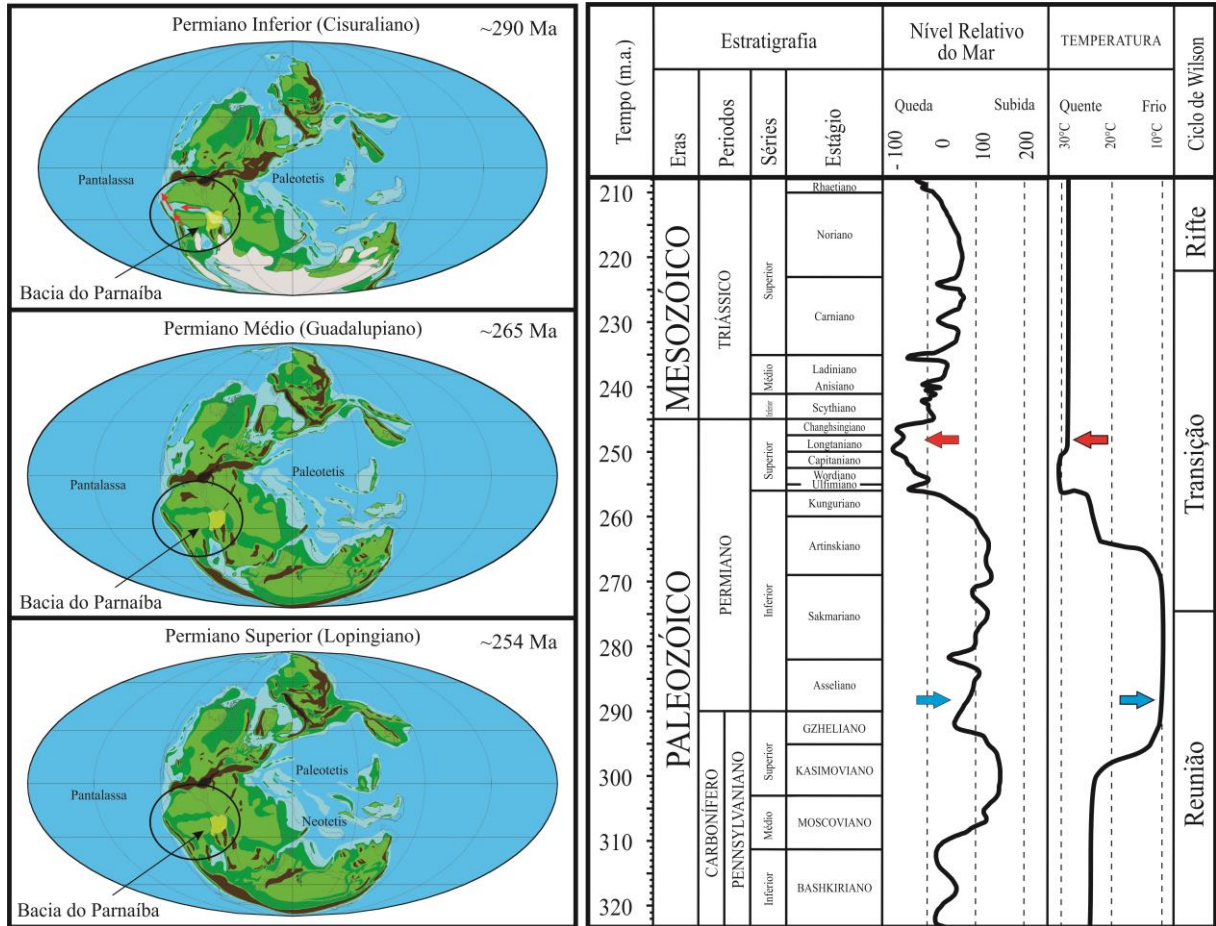


Figura 6. Configuração paleogeográfica durante o Permiano e sua relação com a temperatura e o nível médio do mar (NMM). A variação do nível médio do mar e da temperatura apontam condições de clima frio para o início do Permiano (seta azul) sucedido por períodos quentes e com queda do nível eustático (regressão global) no final do Permiano (seta vermelha). Modificado de Ziegler *et al.* (1997), Golonka & Ford (2000) e Scotese *et al.* (1999).

No final do Permiano Inferior (Artinskiano-Kunguriano) a extensa capa de gelo que cobria grande parte do Gondwana começou a derreter, enquanto que a zona ou cinturão árido do sul começou a expandir (Chumakov & Zharkov 2002; Chumakov & Zharkov 2003). Nesse período, as bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná foram preenchidas por mares rasos e quentes, a partir de incursões marinhas vindas do oeste. Climas áridos a semiáridos foram responsáveis por sedimentação terrígena-carbonática e evaporítica em zonas de *sabkhas* no interior do continente (Chumakov & Zharkov 1999), além de massiva acumulação de chert biogênico que culminou em um evento de aproximadamente 30 Ma (Artinskiano - Changhsingiano) e foi denominado por Murchey & Jones (1992) como *Permian Chert Event* (PCE). Nos arredores do Pangéia e microcontinentes vizinhos predominava sedimentação carbonática em quase todos os mares entre 45° e 50° N, com amplas e bem desenvolvidas plataformas e rampas carbonáticas (Shi & Archbold 1998).

Faria Jr. & Truckenbrodt (1980a) inferiram um clima durante o Permiano variando de temperado a semiárido, como resultado de uma migração lenta do continente sul-americano na direção norte. A principal característica do Permiano na Bacia do Parnaíba é um forte ressecamento e predomínio de condições continentais extremas. Nos intervalos regressivos, as indicações são para climas quentes e áridos, adversos, com as manifestações de vida dadas pelos estromatólitos. Correspondendo a uma fase transgressiva, no topo da Formação Pedra de Fogo, as indicações são para mudanças para climas quentes e úmidos, onde o clima voltou a ser quente e árido e restos de vegetais superiores foram preservados por silicificação (Santos & Carvalho 2009).

CAPÍTULO 4 – SHALLOW LACUSTRINE SYSTEM OF THE PERMIAN PEDRA DE FOGO FORMATION, WESTERN GONDWANA, PARNAÍBA BASIN, BRAZIL.

Authors: RAPHAEL NETO ARAUJO^{a,c*}, AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA^{a,b}, JOSÉ BANDEIRA CAVALCANTE DA SILVA JÚNIOR^b & RÔMULO SIMÕES ANGÉLICA^{a,b}

^a Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG). Universidade Federal do Pará (UFPA). Rua Augusto Corrêa, 01, Bairro do Guamá. CEP 66075-110, Belém - Pará - Brasil. raphaelneto@ufpa.br; anogueira@ufpa.br.

^b Faculdade de Geologia (FAGEO). Universidade Federal do Pará (UFPA). Rua Augusto Corrêa, 01, Bairro do Guamá. CEP 66075-110, Belém - Pará - Brasil. anogueira@ufpa.br; jbandeira@ufpa.br.

^c Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (SGB/CPRM). Avenida Dr. Freitas, 3645, Bairro do Marco, CEP 66095-110, Belém - Pará - Brasil. raphael.araujo@cprm.gov.br.

* Corresponding author's mail address: R. Augusto Corrêa, 01, Belém PA 66075-110, Brazil. Tel.: +55 9198125-9500
E-mail address: raphaelneto@ufpa.br (R.N. Araujo).

Abstract

The Permian Period of the Parnaíba Basin, northern Brazil, represented here by deposits from the Pedra de Fogo Formation, records important convulsive geologic events occurred in Western Gondwana near its boundary with the Mesozoic Era. The analysis of 100 m thick outcrop-based facies from the Permian Pedra de Fogo Formation, carried out on the eastern and western borders of the Parnaíba Basin, defined eleven sedimentary facies, which were grouped into three distinct facies associations (FA), representative of a shallow lacustrine system associated to mudflats and ephemeral rivers. The FA1 mudflat deposits occur predominantly at the base of the Pedra de Fogo Formation and consist of laminated mudrock, desiccation cracks sandstones/mudrocks and sandstones exhibiting cross-lamination, massive and megaripple bedding. Popcorn-like silicified nodules and casts indicate evaporite deposits. Other common features are silica concretions, silicified tepees and silcretes. FA2 represents nearshore lake deposits and consists of fine-grained sandstones with planar lamination, climbing ripple cross-lamination, massive and megaripple bedding, mudrock showing planar lamination. FA3 refers to wadi/inundite deposits, generally

organized as fining-upward cycles of metric size, composed of conglomerates and medium-grained pebbly sandstones showing massive bedding and cross-stratification, as well as mudrock showing planar to undulate lamination. Scour-and-fill features are isolated in predominantly tabular deposits composed of mudrocks interbedded with fine-to medium-grained sandstones showing planar to slightly undulate lamination. Silicified plant remains previously classified as belonging to the *Psaronius* genus found *in situ* on the uppermost levels of the Pedra de Fogo Formation, near the contact with the Motuca Formation, are considered here as excellent biostratigraphic markers. Fish remains, ostracods, bryozoans and scolecodonts represent further fossils which are present in the succession. Mudflat deposits developed in arid and hot climate probably in the Early Permian. Semi-arid conditions prevailed in the Middle Permian allowing the proliferation of fauna and flora in adjacent humid regions and onto the lake margin. The climate variation was responsible for the contraction and expansion phases of the lake, fed by sporadic sheet floods with plant remains. The reestablishment of the arid climate, in the end of Permian, marked the final sedimentation of the Pedra de Fogo Formation, linked to the consolidation of the Pangaea supercontinent. This type of climate was responsible for deposition of the red beds of the Motuca Formation and the development of expressive ergs related to the Triassic Sambaíba Formation in the Western Gondwana.

Keywords: The Parnaíba Basin; The Balsas Group; The Pedra de Fogo Formation; Sedimentary facies.

4.1. INTRODUCTION

The Permian Period is characterized by global climate changes and near its boundary with the Triassic period there are records of the most catastrophic mass extinction that killed off 97% of all species on Earth (Koeberl *et al.* 2004; Kiehl & Shields 2005; Meyer *et al.* 2008). At the end of the Permian Period, hot and dry conditions prevailed everywhere on Pangaea, and deserts became widespread in several parts of West Gondwana (Scotese *et al.* 1999; Zharkov & Chumakov 2001). In South America, climatic changes were associated with tectonic uplifting triggered by the Gondwanide Orogeny causing environmental changes within the continent (Caputo, 1984; Zalán, 1991). The uplifting of the continental area caused the confining of seas and the development of large lake systems (Scotese *et al.* 1999). One of the most expressive records of the Permian Period in Brazil is the Pedra de Fogo Formation which is predominantly composed of fine- to coarse-grained sandstones, mudrocks and subordinately, silicified carbonates and evaporites exposed as an east-west strip on the central part of the Parnaíba Basin. Chert is abundant in Pedra de Fogo deposits, frequently called the "Silex Formation" (Plummer 1946). A well-preserved and silicified Permian flora has been described by several authors (Coimbra & Mussa 1984; Mussa & Coimbra 1987; Martins 2000; Röbller & Galtier 2002a, Röbller & Galtier 2002b, Röbller & Galtier 2003, Kurzawe *et al.* 2013; Tavares *et al.* 2014).

The Parnaíba Basin is located in the South American platform, in the northeastern portion of the Parnaíba Province (Goes 1995) and covers an area of 600,000 km² in northern Brazil. The boundaries of the Parnaíba Basin are: the Araguaia Belt to the west, the Ferrer - Urbano Santos Arch, to the north, the Brasilia Fold Belt to the south and the Borborema Province to the east, which is considered to be the basement of the basin. Igneous, metamorphic and sedimentary rocks, with ages ranging from Archean to Ordovician, form the basement where Cambrian-Ordovician precursor grabens were developed (Góes 1995; Vaz *et al.* 2007). The lithostratigraphic framework of the Parnaíba Basin has been modified from Small (1914) and was included in different stratigraphic proposals (Goes & Feijó 1994; Vaz *et al.* 2007).

The paleoenvironment of the Pedra de Fogo Formation has been interpreted focusing on lithostratigraphic aspects and only in the last decade, this unit was studied using facies analysis (Andrade, 2014). In addition, the discontinuous exposures of this unit which extends for over hundreds of kilometers along the basin, makes it difficult for continuous stratigraphic

correlations. Other problematic issue is the lack of appropriate material in order to determine ages by palynology. Grey to black mudrock is rare in the outcrops and the succession is generally reddish indicating intense oxidization of the lithotypes. Fossilized bodies are scarce and restricted in some intervals and mostly without biostratigraphic significance. In this work, the revisited putative type section of the Pedra de Fogo Formation is integrated into a new facies framework based on reinterpretation of well-known outcrops of the western and eastern borders of the Parnaíba Basin. The Pedra de Fogo Formation represents a climate-induced shallow lacustrine system with retreat and expansion phases that influenced not only the sedimentation pattern, but also the Permian fauna and flora registered in Western Gondwana.

4.2. PREVIOUS WORKS

The Pedra de Fogo Formation is part of the Balsas Group which additionally includes the Piauí, Motuca and Sambaíba formations (Vaz *et al.* 2007). The Balsas Group consists of siliciclastic-carbonate-evaporitic rocks and overlies the Canindé Group and is unconformably covered by Jurassic and Cretaceous rocks (Figure 7). Pedra de Fogo Formation (Plummer 1946) refers to a succession of sandstones, shales, limestones and mainly chert containing fossilized wood, whose type section is named after the homonymous river, between the municipalities of Pastos Bons and Nova Iorque, state of Maranhão, Brazil. The unit occurs in the central part of the Parnaíba Basin extending for more than 600 km, along an E-W trend and reaching thickness up to 189 m as determined by sub-surface investigations (Faria Jr. & Truckenbrodt 1980a; Vaz *et al.* 2007).

Faria Jr. (1979) divided the Pedra de Fogo Formation in Silex Basal, Middle and Upper or "Trisidela" members. Lima & Leite (1978), Faria Jr. & Truckenbrodt (1980b), Mussa & Coimbra (1987) and Góes & Feijó (1994) placed this unit in the Lower-Middle Permian, while Cox & Hutchinson (1991) consider the Upper Permian age. Dino *et al.* (2002) have attributed an Upper Permian age to the upper part of the Pedra de Fogo Formation based on correlations with palynozones of the Amazon Basin. The unit overlies the Piauí Formation, of Carboniferous age, interpreted as fluvial and aeolian deposits, with small scale short-termed transgression records according to Caputo (1984) and Lima & Leite (1978). Red bed lake sediments from the Upper Permian Motuca Formation and aeolian deposits from the Triassic Sambaíba Formation gradually overlie the Pedra de Fogo Formation in the western Parnaíba Basin (Abrantes & Nogueira 2013).

The Pedra de Fogo Formation has been interpreted predominantly as transitional fluvial-deltaic deposits (Barbosa & Gomes 1957; Oliveira 1961; Moore 1964; Aguiar 1964; Cunha 1964; Northfleet 1965; Ojeda & Bembom 1966; Ojeda & Perillo 1967; Lima & Leite 1978; Faria Jr. & Truckenbrodt 1980a; Faria Jr. & Truckenbrodt 1980b; Coimbra & Mussa 1984; Caldas *et al.* 1989). Faria Jr. (1979) in turn interpreted it as an epicontinental shallow marine setting and Goes & Feijó (1994) inferred a shallow neritic to storm-influenced coastal environment associated to sabkha plains. Dino *et al.* (2002) based on lithological data, presence of *Psaronius*, abundance of continental palynomorphs and scarcity of marine microplanktons attributed a shallow marine to coastal environment under arid to semiarid climate.

The abundance of silica is an important reference for the lithostratigraphic recognition of the Pedra de Fogo Formation. The origin of silica in Permian strata is still unknown. An unusual episode of biogenic chert accumulation dated from the late Permian to early Triassic, which lasted approximately 30 My, may have been the main source of silica for the Pedra de Fogo Formation, which is called Permian Chert Event (PCE) by Murchey & Jones (1992). Its beginning occurred around the Artinskian-Kungurian (end of Early Permian), extending during Wordian-Capitanian (Middle Permian) and prevailing until the Changsingian (Late Permian), when there was an abrupt interruption of the PCE. Quartz dissolution processes realized by increasing the "pressure solution" (Pittman 1972), diagenesis of clay minerals and weathering processes in continental arid to semiarid and alkaline environment may have functioned as other sources of silica for the unit.

Volcanic eruptions, related to intense continental collisions caused by the Formation of the Pangaea supercontinent, that occurred at the end of the Permian, known as "Siberian Traps", are eventually indicated as a possible silica source (Campbell *et al.* 1992; Ziegler *et al.* 1997; Courtillot & Renne 2003). However, this event dates from the late Permian and probably is not related to the silica accumulation that took place in the early and middle Permian (Beauchamp & Baud 2002). In lakes associated to faults and hydrothermal activities, alkaline hot springs can be an additional source of silica (Talbot & Allen 1996). It is necessary to confirm if the inland seas were connected during the Permian period.

4.3. STUDY AREA AND METHODS

Outcrop-based facies and stratigraphic analysis of the Permian deposits were carried out on the eastern and western borders of the Parnaíba Basin. The observations were concentrated on excellent exposures of these deposits near the villages of Pastos Bons and Nova Iorque, state of Maranhão (MA), and within the towns of Araguaína and Filadélfia, state of Tocantins (TO), northern Brazil (Figure 7). In this work, we analysed the type section of this unit, exposed on the margins of the Pedra de Fogo River, Nova Iorque region and integrated it into a new stratigraphic framework. Additionally, we did a comprehensive facies analysis of two composite stratigraphic sections. Facies analysis involved facies associations consisting of a group of facies genetically related to one another and which have some environmental significance (Collinson 1969; Walker 1992, 2006; Reading & Levell 1996). Facies description followed the code proposed by Miall (1977), where the first capital letter indicates the main lithology and the second small letter represents the main structure of the rock. The sets of cross bedding followed the Mckee & Weir (1953) classification: small (sets with less than 0.3 meter in height), medium (sets with 0.3 to 3 meters long) and large (sets over 3 meters in height). Samples collected from specific levels followed the facies description.

X-ray diffraction (XRD) and scanning electron microscopy (SEM) were used as auxiliary techniques on the petrography of sandstones, mainly to identify evaporitic minerals and its possible replacements. SEM analysis allowed the acquisition of microphotography of small fossilized bodies described in the studied succession. In addition, thin sections of carbonate rocks were stained with Alizarin-Red S in order to distinguish calcite from dolomite, as proposed by Adams (1984).

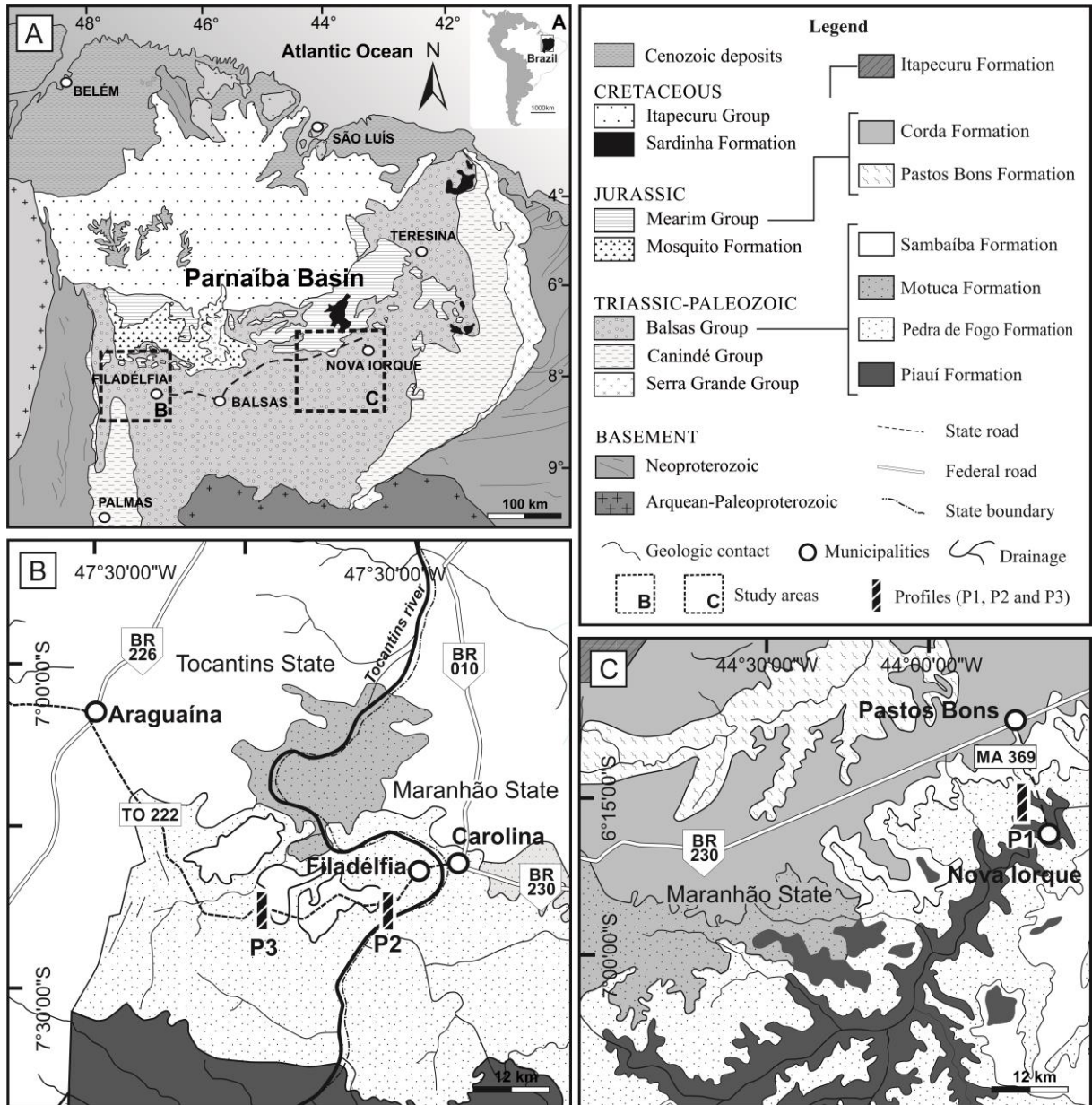


Figure 7. Location map of the study areas the western and eastern borders of the Parnaíba Basin. Modified of Aguiar & Nahass (1969).

4.4. RESULTS – SEDIMENTOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE PEDRA DE FOGO FORMATION

4.4.1. General aspects

The best exposures of the Pedra de Fogo Formation are residual hills and roadcuts of the Araguaína-Filadelfia region, Tocantins state and in the Pastos Bons-Nova Iorque region, Maranhão state, northern Brazil. The Motuca and Sambaíba formations unconformably overlie the Pedra de Fogo Formation in the western border of the Parnaíba basin. On the eastern and western borders of the basin, the Pedra de Fogo Formation overlies Piauí Formation and is unconformably overlaid by Cretaceous rocks from the Pastos Bons Formation (Figure 8). Pebbly sandstones with abundant silex fragments from the Pedra de Fogo Formation mark the contact with the Pastos Bons Formation (Profile 3, Figure 9).

The Pedra de Fogo succession comprises mainly fine-to medium-grained sandstones interbedded with mudrocks organized in metric scale cycles that get finer and coarser upwards. Silex, conglomerates, evaporites and carbonates occur subordinately. Carbonate and silica are the main cement of sandstones showing reddish, grayish and whitish colors.

A 20 m thick siliciclastic succession from the Pedra de Fogo Formation, in the Pedra de Fogo stream, Pastos Bons-Nova Iorque region, has been considered to be the type section, defined by Plummer (1946) (Profile 1, Figure 9). However, in the region of Filadelfia-Araguaína, the exposed succession is 40 m thick and we considered it to be a complementary section of the unit (Profiles 2 and 3, Figure 9). Eleven sedimentary facies were defined in this study (Table 1) and they are grouped into three facies associations (FA) showed in table 2. FA1 is interpreted as mudflat deposits, while FA2 consists of nearshore lake sediments and FA3 represents wadis/inundites deposits. In the Araguaína-Filadelfia region, there are records of FA1, FA2 and FA3 deposits in the upper part of the Pedra de Fogo Formation, while AF1 and AF2 deposits characterize the lower part of the unit.

The Profile 1 is constituted, on the base, by sandstones interbedded with mudrock and carbonate laminated of FA1. On top of profile 1 occur predominantly mudrocks recurrently interbedded with laminated sandstones attributed to FA2, similar to the deposits described on the base of profile 2. The deposits of FA2 are truncated by deposits of FA3, constituted of conglomerate and pebbly sandstone at the base, succeeded by fine sandstones and mudrocks at the top. Vegetal remains occur in fine-grained sandstones and mudrock of FA2 and on the top and base of FA3 (Figure 9).

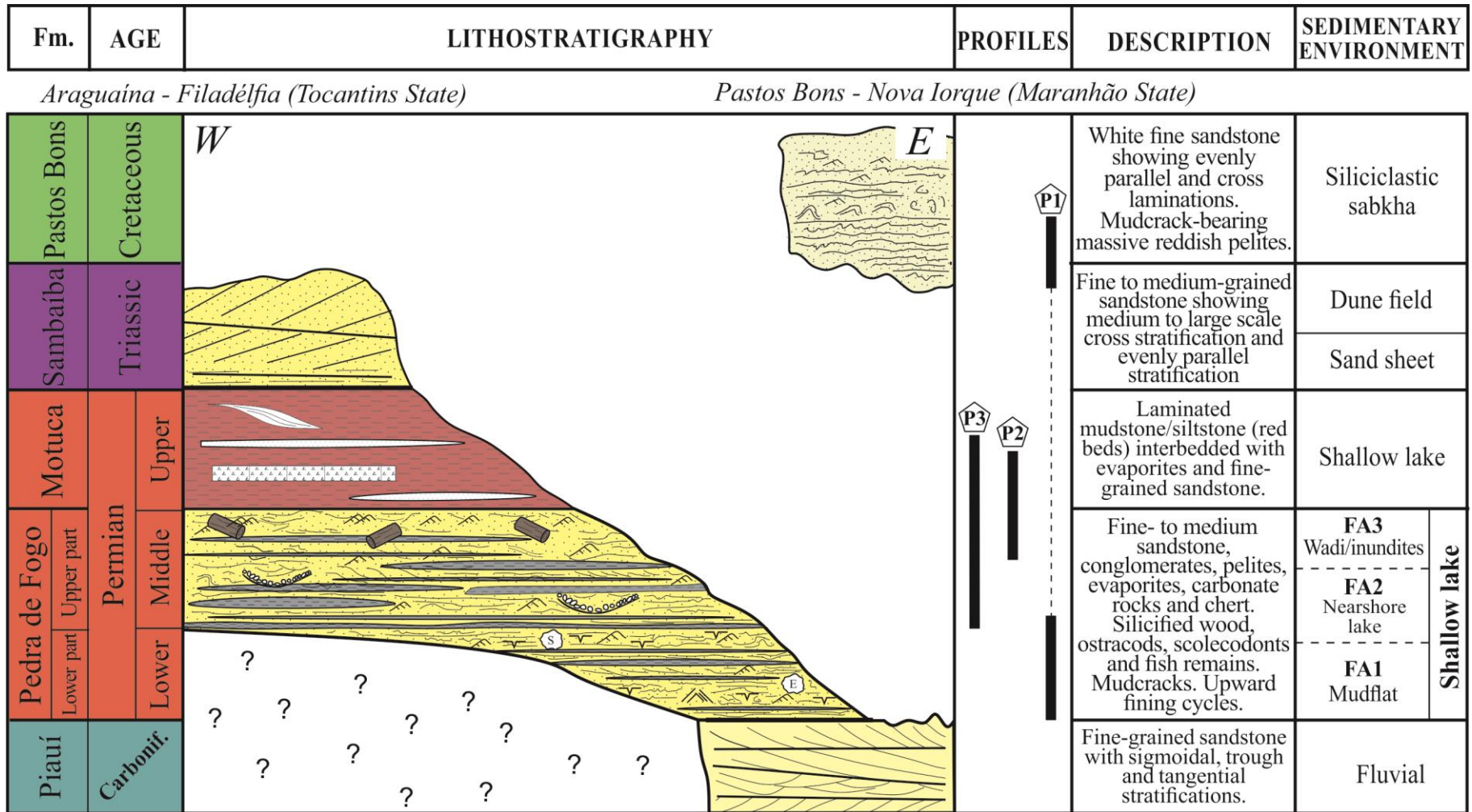


Figure 8. Lithostratigraphy of the study area. Pastos Bons-Nova Iorque and Araguaína-Filadélfia regions and summary of facies associations (FA) of the Pedra de Fogo Formation.

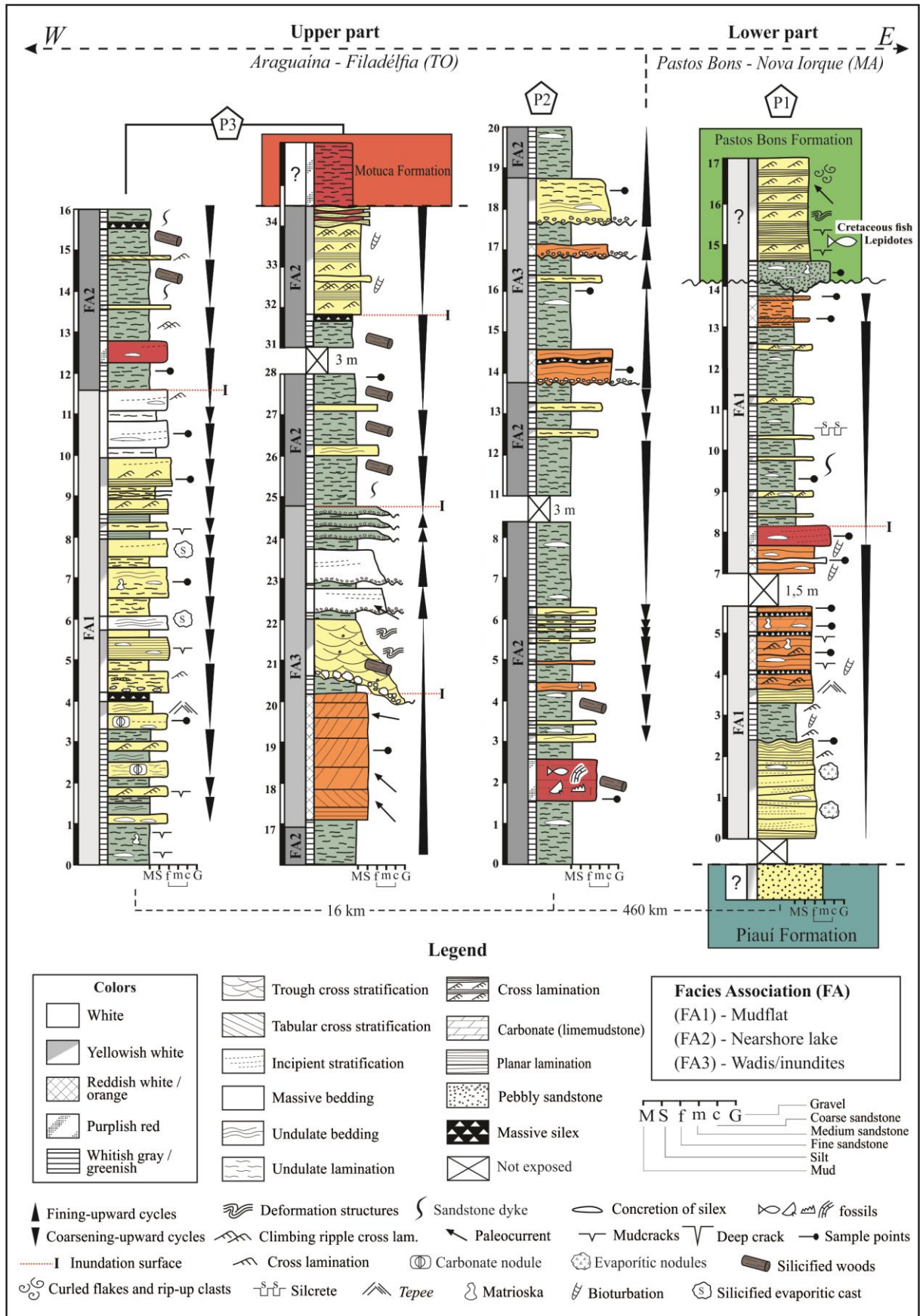
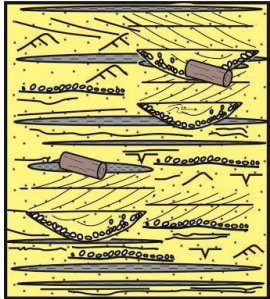
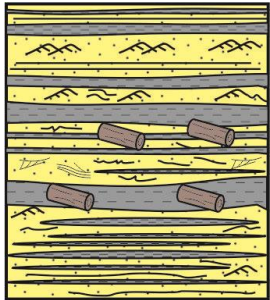
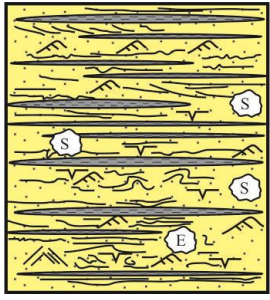


Figure 9. Measured stratigraphic profiles of the Pedra de Fogo siliciclastic succession in the Pastos Bons-Nova Iorque (P1-Profile 1) and Araguaína-Filadélfia (P2-Profile 2; P3- Profile 3) regions.

Table 1. Summary of the facies and sedimentary process of the Pedra de Fogo Formation.

FACIES	DESCRIPTION	SEDIMENTARY PROCESS
Mudstone/siltstone showing planar to undulate lamination (MSI)	Flat to undulate tabular layers. Silicified wood <i>in situ</i> , ostracods, scolecodonts and fish teeth.	Deposition by suspension in low energy environment. Proliferation of plants in continental setting and arthropods, worms and fish in brackish to saline waters. Silicification of plant materials during (eo)diagenetic stage.
Sandstone/mudrock with desiccation cracks (SPd)	Tabular layers. Orthogonal and complete desiccation cracks and subordinately deep cracks.	Deposition by suspension in low energy environment associated with intervals of subaerial exposure.
Sandstone showing climbing ripple-cross lamination (Sc)	Flat to undulate tabular layers. Fine-grained sandstone showing supercritical and/or subcritical climbing ripple-cross lamination.	Deposition in lower flow bedload regimen associated with high rates of suspended load fallout.
Sandstone showing planar lamination (Sp)	Tabular layers. Fine to medium-grained sandstone showing planar lamination. Subordinate low angle cross lamination.	Deposition in upper flow regimen (flat bed).
Sandstone showing silicified nodules from evaporites (Sn)	Tabular layers. Fine-grained sandstone showing nodules of halite and silicified evaporitic cast similar to a "popcorn" texture. Subordinate small-scale load-cast.	High saturation and precipitation of evaporites. Gravitational instability and liquefaction process. Silicification of evaporite nodules.
Massive sandstone (Sm)	Tabular beds showing an irregular, sharp and erosional base. Medium-grained sandstone with massive bedding and sometimes inverse grading.	Liquefaction, high rate of sediment influx and gravitational instability, rapid deposition.
Massive pebbly sandstone (Pm)	Tabular layers. Medium-grained and pebbly sandstone showing massive bedding. The polimitic pebbles occur sparsely disseminated in the matrix.	Rapid deposition or liquefaction process.
Sandstone with megaripple bedding (Sr)	Flat to undulate tabular layers. Fine-to medium-grained sandstone showing megaripple bedding. Bedforms covered with mud drapes.	Migration of megaripples under lower flow regimen and high rates of <i>suspended load</i> fallout.
Sandstone showing tabular cross stratification (St)	Tabular layers. Fine-to medium-grained sandstone. Small-scale tabular cross stratification. Subordinately, discontinuous mud drapes mantled foresets. Paleocurrents flow towards E-SE.	Migration of 2D megaripples under the action of a unidirectional flux, sporadically alternating with suspension load.
Sandstone/conglomerate with trough cross stratification (SCT)	Lenticular beds of coarse-grained sandstone/ conglomerate showing a scoured base. Subordinate silicified woods.	Migration of 3D megaripples. Transport of stems in suspension (floating) parallel to the flow.
Laminated dolomudstone (DI)	Tabular beds of laminated dolomudstone. The rock is red in color (<i>red bed</i>) and the planar lamination becomes laterally gently undulate. Rare silt grains.	Precipitation of carbonate. Subordinate deposition of silt by suspension.

Table 2. Description and geometry/architectural elements of facies associations of the Pedra de Fogo Formation.

AF	FACIES	DESCRIPTION	GEOMETRY
<p>FA3 Wadis/ inundites</p>	<p>MSI/Sm Pm/St/SCT</p>	<p>Tabular beds truncated by lenticular bodies showing concave-up geometry. The deposits extend laterally for dozens of meters and reach up to 7 m in thickness, organized in finig- upward cycles of metric size. At the scoured base covered with conglomerate and upsection medium and coarse-grained sandstone and mudrock occur. Sandstones exhibit tabular (planar) and trough cross stratifications, as well as massive bedding.</p>	
<p>FA2 Nearshore lake</p>	<p>MSI/ SPd/ Sc/Sp/Sm</p>	<p>Tabular beds of fine-to medium-grained sandstones interbedded with laminated mudrocks organized in coarsening-upward cycles of metric size. The deposits extend laterally for hundreds of kilometers and reach approximately 30 m in thickness. At the upper part, near the contact with the Motuca Formation, abundant well-preserved silicified wood occurs. Other structures are found in this association: climbing ripple cross lamination, planar lamination and massive bedding.</p>	
<p>FA1 Mudflat</p>	<p>MSI/SPd/ Sn/Sm/ Sr/DI</p>	<p>Tabular beds laterally continuous for dozens of kilometers, reaching approximately 10 m in thickness. There occur mudrocks and fine-grained sandstones associated with silicified evaporitic nodules organized in coarsening-upward cycles of metric size. Also, cross laminations, massive and megaripple beddings, desiccation cracks, tepee structures and silcrete are found.</p>	

4.4.2. Facies Association (FA)

4.4.2.1. Mudflat deposits (FA1)

FA1 occurs in the Pastos Bons-Nova Iorque region; it is approximately 10 m thick and consists of flat bodies continuously exposed for dozens of kilometers generally arranged in metric scale cycles that coarsen upwards (Profile 1 and 3, Figure 9). This association commonly consists of silicified fine-grained sandstones sometimes cemented with carbonate and layers of massive silex, mudrocks, siltstones and reddish dolostone. Mudrock and siltstone are the main lithotypes of FA1, generally exhibiting planar to undulate laminations (MS1). Other facies are represented by sandstone/mudrock showing mudcracks (SPd), fine-grained sandstone exhibiting climbing ripple cross lamination (Sc), silicified evaporitic nodules (Sn) and megaripple bedding (Sr), as well as medium-grained sandstone with massive bedding (Sm) and laminated red dolomudstone (Dl) (Figure 10 A, B, C and D). Silicified tepees, silcretes and desiccation cracks that occur at the top of the cycles indicate a shallowing-upward tendency (Figure 10 G; Figure 11 C, D). Nodules and silicified evaporites casts similar to popcorn and cauliflower features that form a crust are generally found associated with the upper part of the cycles (Figure 11 A, B, E, F). Desiccation cracks are mainly polygonal in shape and, sometimes, form deep cracks or syndimentary dykes filled with fine-grained sand rarely calcite-cemented. Irregular and wrinkled laminations associated with silicified nodules possibly suggest stromatolites. Pebbly sandstone with abundant silex fragments marks the contact with the Pastos Bons Formation, of Cretaceous age (Figure 9, profile 1; Figure 10 E, F).

FA1 represents a mudflat setting, characterized by high levels of alkalinity and salinity associated with high evaporation rates and negative water balance (Amiel & Friedman 1971; Briere 2000). It is marked by evaporitic and siliciclastic sedimentation, typical for saline lakes (Talbot & Allen 1996). The occurrence of desiccation cracks, tepee structures and evaporites in a mudflat region points to subaerial exposure, where periodic groundwater discharge commonly occurs (Kendall & Warren 1987; Kendall 1992). Tepees result from syndimentary cementation and expansion of carbonate and/or evaporitic surface layers under high evaporation rate. Flash flood events or long subaerial exposures interrupted this process, causing extensive and multiple cracking phases (Kendall 1992).

Evaporation promotes the raise of groundwater level and percolation of alkaline fluids in the vadose zone (Demicco & Hardie 1994; Tucker 2003). In contrast, the accommodation

space for fine sedimentation increases during periods in which the lake water level raises favoring siliciclastic-evaporitic sedimentation whose record is preserved at the top of shallowing- upward cycles (Lowenstein & Hardie 1985). The halite identified by x-ray diffraction probably indicates primary evaporite precipitation in supersaturated environment (Figure 12). Silicified evaporite casts (popcorn and cauliflower-like features) putatively indicate crusts replaced by silica in mesodiagenetic stage. Evaporitic crusts result from evaporation of groundwater within the capillary fringe (Kendall 1992). The precipitation of evaporites is linked to hot and arid climate, high rate of evaporation from the surficial water and low levels of humidity (Talbot & Allen 1996; Kendall 1992).

Carbonatic rocks are rare in the Pedra de Fogo Formation. The dolostone found in FA1 resulted from eodiagenetic to mesodiagenetic dolomitization probably triggered by seepage refluxion (Figueiras & Martins 1985) and pedogenetic or replacement processes of evaporite minerals in arid to semiarid climate originated the restricted levels of silcrete (cf. Summerfield 1983 and Thiry *et al.* 1999).

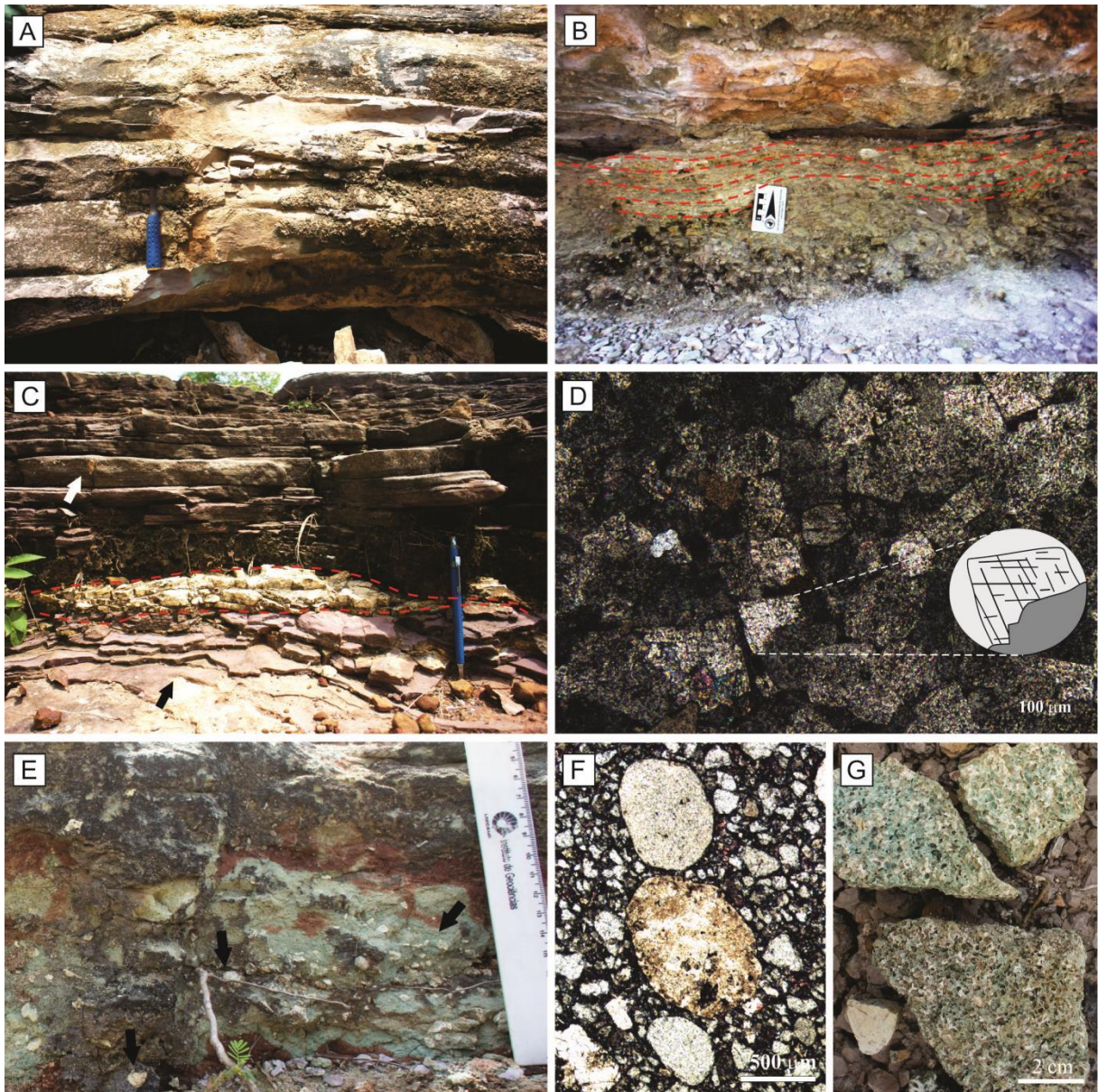


Figure 10. FA1 sedimentary facies. (A) Fine-grained sandstone showing massive bedding and incipient cross-bedding exhibiting slightly inclined set boundary ($<5^\circ$). (B) Fine to medium-grained sandstone showing megaripple bedding. (C) Fine to medium-grained sandstone showing planar lamination interbedded with slightly undulate strata. The white arrow indicates coarse-grained sandstone showing inversion grading. Silicified bed containing concretions (dashed lines) in massive sandstones and dolomudstones showing planar lamination (black arrow). (D) Microphotography of dolomudstone showing a rhomboedral dolomite in detail. (E) Pebbly sandstone containing subrounded silex pebbles (arrows) at the base of Pastos Bons Formation. (F) Microscopic image of silex pebbles from the Pastos Bons Formation. (G) Samples of silcrete.

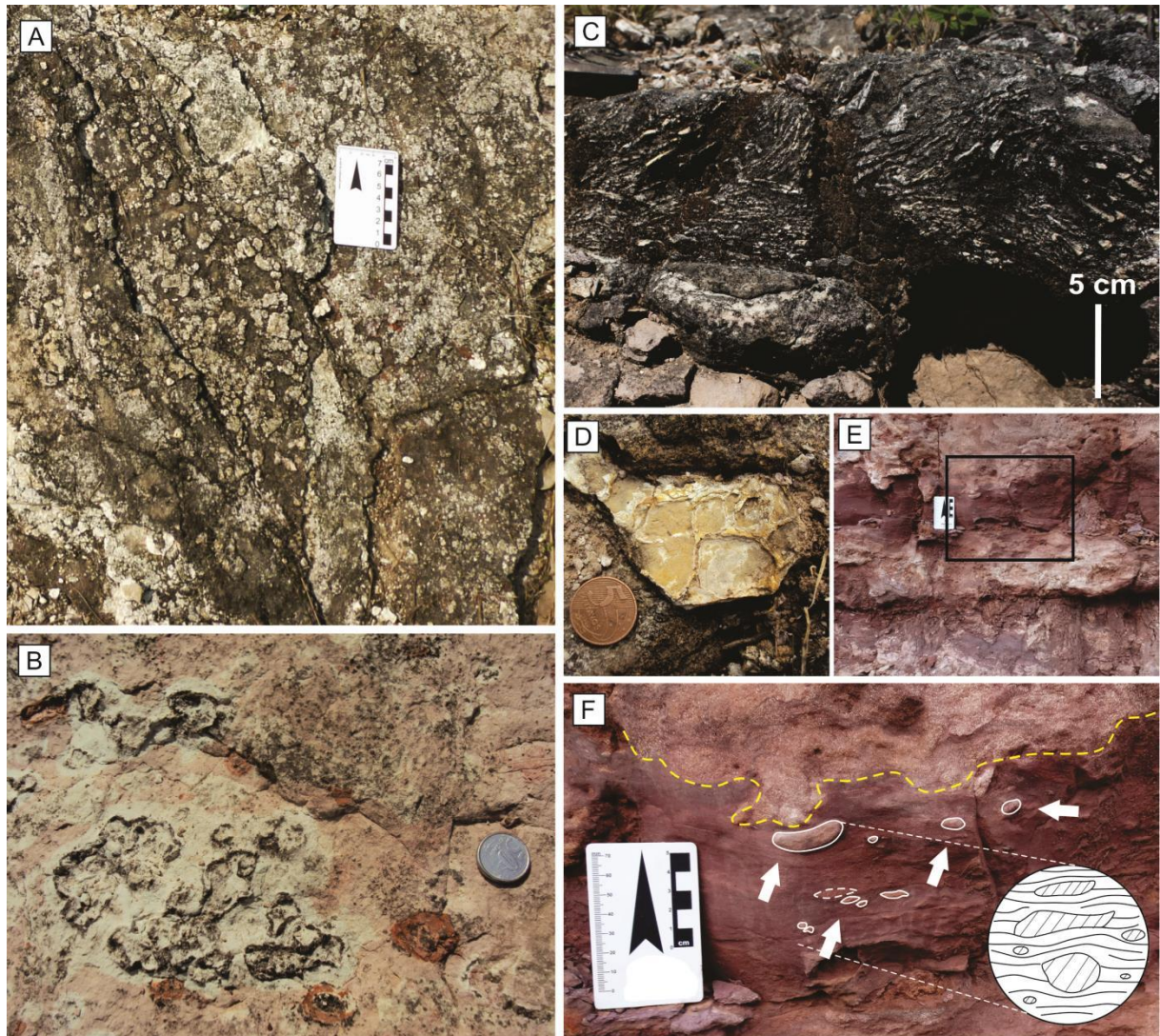


Figure 11. Evaporitic and subaerial exposure features of FA1. (A) and (B) popcorn and cauliflower-like silicified evaporitic casts in sandstone. (C) Silicified tepee structure in fine-grained sandstone. (D) Levels of sandstone/pelite showing desiccation cracks. (E) Fine to medium-grained sandstone showing evaporitic nodules. (F) Detail of (E) exhibiting evaporitic concretions (arrows). Note the coarse-grained load cast sinking into fine-grained sandstone.

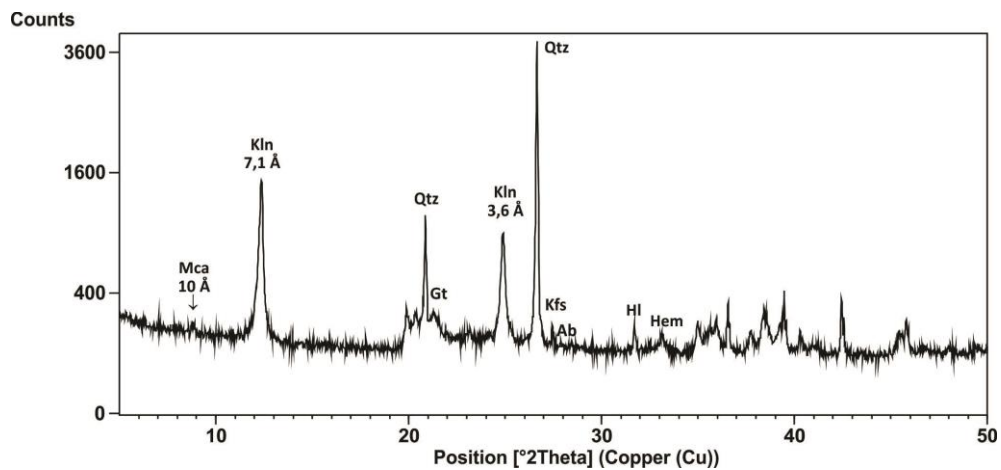


Figure 12. X-ray diffractogram of evaporitic nodules in FA1 sandstones. Note the presence of kaolinite (Kln) and quartz (qtz) in large quantities. Halite (hl) occurs, as well as hematite (Hem), k-feldspar (Kfs) and possibly goethite (Gt). Mica and albite (Ab) occur in very small quantities.

4.4.2.2. Nearshore lake setting (FA2)

FA2 occurs in the Pastos Bons-Nova Iorque and Araguaína-Filadelfia regions as tabular bodies, approximately 30 m thick, continuously exposed over hundreds of kilometers and generally arranged in coarsening-upward cycles of metric size (Figure 13 B). In the western portion of Parnaíba Basin, red beds from the Motuca Formation conformably overlie this association while an expressive thickening of reddish mudrocks towards the top at the contact zone, suggests a transitional tendency (Figure 13 A). In the FA2, it is common for silica to form oblate concretions and concentric growth shapes similar to cookies, called “silex cookies” by Farias Jr. (1979), and assymmetrically grown concretions similar to matryoshka dolls (Figure 13 F). FA2 is interpreted as nearshore lake deposits and consists of fine- to medium-grained sandstone with planar lamination (Sp), medium-grained sandstone with massive bedding (Sm), planar laminated mudrock (MSl), climbing ripple cross laminated fine-grained sandstone (Sc) and sandstone/pelite showing mudcracks (SPd) (Figure 13 B, C, D, E). The fossiliferous assembly of FA2 consists of silicified wood, fish remains, ostracods, bryozoans and scolecodonts (Figures 14).

The marginal areas of the Pedra de Fogo Lake were recurrently exposed for long periods, generating intervals with mudcracks and deepcracks (Figure 13 E). However, during periods of increasing water depth, high energy currents or sheet flow locally reworked silex granules forming pebbly sands. The rapid sedimentation of sands or the intense bioturbation generated massive beds. Migration of small-scale ripple marks with high rates of suspended load fallout and subordinate bedload transport were common in the nearshore zone (Figure 13 C, D). Thick layers of laminated mudrocks in this association confirm high rates of suspended load sporadically interrupted by sandy fluvial inflow forming coarsening-upward cycles. The siliciclastic inflow is provided by rivers with bedload concentrated near the river mouths (cf. Talbot & Allen 1996).

Many silicified plant remains, preliminary classified as *Psaronius* genus have been interpreted as having been positioned *in situ* and is used to indicate the presence of a petrified forest (Dias-Brito *et al.* 2007). Within the study areas, all fossilized plant material is allochthonous which is indicated by their subhorizontal position in the strata, suggesting transport of stems by rivers or sheetflood. Contrary to Capretz & Rohn (2013), our stratigraphic framework strongly indicates that fossilized plant material occurs exclusively in the upper Pedra de Fogo Formation and not in the Motuca Formation (Figure 14 A and B).

The fossilized wood occurs in fine to medium-grained sandstone and mudrocks in FA2 and locally into the lags of inundite/wadi FA3 deposits. The *post-mortem* stage indicates transport of wood fragments by high energy (ephemeral?) rivers or sheetflood transporting different kinds of fragments and with different decompositional states, explaining the diversity found in the fossiliferous sites. During transport, the floating fragments passing to the nearshore zone until the distal part of the lake as well as the weight of the water-soaked wood favored its sinking to the lake bottom in a subhorizontal position, being rapidly buried by pelites and sands. Silica-saturated water favored the rapid fossilization over a complete wood decomposition, explaining the well-preserved plant material currently found in the upper Pedra de Fogo Formation.

Fish teeth and scales are found in the upper Pedra de Fogo Formation, as well as ostracods, bryozoans and escolecodontes. Even without a detailed taxonomic classification, these fossils confirm the paleoenvironmental interpretation proposed for the unit. The bryozoans are sessile and they are found encrusted in any aquatic sediment. Even though they prevail in salt water, bryozoans can also occur in fresh water (Taylor 2005). Bryozoans and scolecodonts, the jaws of polychaete annelids, were recorded only in thin sections and generally attest the presence of a low energy marine paleoenvironment (Traverse 2007). Ostracods are essentially aquatic and live in freshwater, brackish, marine, supersaline or other types of environments, including forest soils and even in armpits of bromeliads and interstices of sediments below the soil. Fish can be found in a wide variety of environments, from hypersaline to fresh water (Benton 2005). We must emphasize that a lake with salinity variations can imitate the marine conditions, especially lakes that are characterized by frequent expansion and contraction processes due to changes in arid and semi-arid conditions. So, the results of the facies analysis and the presence the various fossils are consistent with the interpretation of an lacustrine environment of the Pedra de Fogo Formation, but a local marine influence can not totally ruled out.

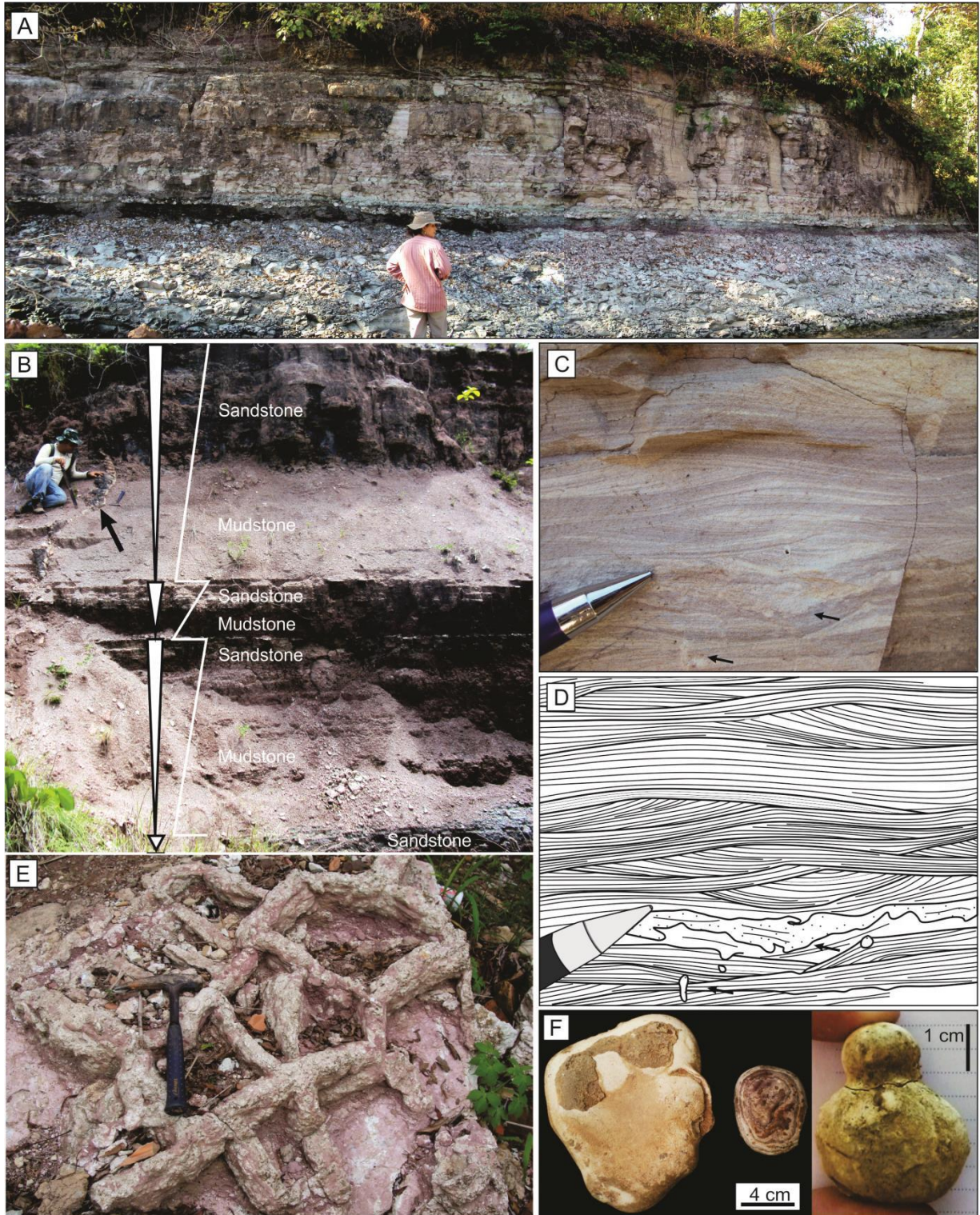


Figure 13. Nearshore deposits (FA2) of the upper part of the Pedra de Fogo Formation. (A) Siltstone and fine-grained sandstone near the base of Motuca Formation. (B) Thick layers of mudrocks interbedded with fine to medium-grained sandstone organized in coarsening-upward cycles. The arrow indicates sandstone injection dykes. (C) Fine-grained sandstone with intricately interwoven cross-lamination, a characteristic wave-dominated structure. Note bioturbation at the base of the sets (arrows). (D) Schematic illustration of (C). (E) Polygonal deep cracks in sandstones/mudrocks. (F) Different forms of silica concretions: oblate form showing a concentric growth similar to cookies and asymmetric growth similar to Russian matryoshka dolls.



Figure 14. Fossil occurrences of the upper part of the Pedra de Fogo Formation. (A) and (B) fossilized trunk in subhorizontal position in sandstone and mudrock beds. (C) Concentration of silicified trunk fragments in colluvial deposits covering slopes and valleys of the Filadelfia-Araguaina region. (D) Detail of silicified and well-preserved trunk showing cellular structure in cross sections. (E) Fossilized bryozoan described in thin section. (F) Unaltered ostracods and fish tooth remains preserved in fine-grained sandstone and mudrock. (G) Scolecodont in thin section.

4.4.2.3. Wadi/inundite deposits (FA3)

FA3 occurs in the Araguaína-Filadelfia region forming flat beds approximately 7 m thick, truncated by sandstone bodies with concave-up geometry. The succession of outcrops occurs continuously exposed for dozens of meters and generally truncates the FA2 deposits. FA3 consists of matrix-supported conglomerates, medium to coarse-grained sandstones and intercalated thin levels of mudrock, occurring as metric fining-upward cycles (Figure 15 A). FA3 is composed of trough cross-stratified conglomerate/sandstone (SCt), planar to undulate laminated mudrock/siltstone (MSI), fine- to medium-grained sandstone with tabular cross stratification (St), massive pebbly sandstone (Pm) and massive sandstone (Sm) (Figure 15 A, B, C, D). Sandstone and mudrock are organized in metric-thick fining-upward cycles.

The conglomerate/sandstone with trough cross-stratification is composed of angular grains (pebble and medium-grained sand) showing a low sphericity and small scale trough cross-stratification (sets of up to 20 cm). The internal laminations locally exhibit convolute bedding. The fine- to medium-grained sandstone with tabular cross stratification is moderately sorted and contains angular to subangular grains with low sphericity. The boundaries of these sets are in general planar or slightly inclined ($< 3^\circ$). The tabular cross-stratified sets are up to 0.5 meter thick and the foresets indicate paleocurrents flow towards E-SE (Figure 15 B). Mud drapes rarely occur on foresets (Figure 15 E). The medium-grained to pebbly sandstone showing massive bedding occurs at the base of fining-upward cycles, forming deposits exhibiting a tabular geometry (Figure 15 A). Silicified plant remains are principally with mudrocks associated to pelites (Figure 14 B) at the top of fining cycles (Figure 14 A).

Wadis and inundites deposits are widely recognized in the geologic record and generally concentrate around lake systems (Talbot & Allen 1996). Wadis are ephemeral rivers associated with dry lake systems, while inundites are associated with sheetflow deposits that enter the lake areas with expressive bedload and disaccelerate in the deep areas, followed by the deposition of suspended sediments (Talbot & Allen 1996; Seilacher 1977). The reworking of coarse sediments from energy flows generates erosion on the underlying layers and generates deposits with 3D and 2D bedforms showing scoured bases.

The predominance of tabular beds exhibiting internal planar stratification suggests an extensive spreading of sediments during their deposition. Sheet flows produce flat, lenticular or laminated silt and sand layers, capped by mud drapes resulting from the dissipation of the flow (Hardie *et al.* 1978). The progressive decrease in the grain size accompanied by the

generation of lower flow regimen structures characterizes the facies succession (cf. Miall 1977; Stear 1985). When flash flood events stop abruptly, suspension predominates leading to the migration of small ripples and massive deposition of thick mud packages, marking the top of fining-upward cycles (facies MS1).

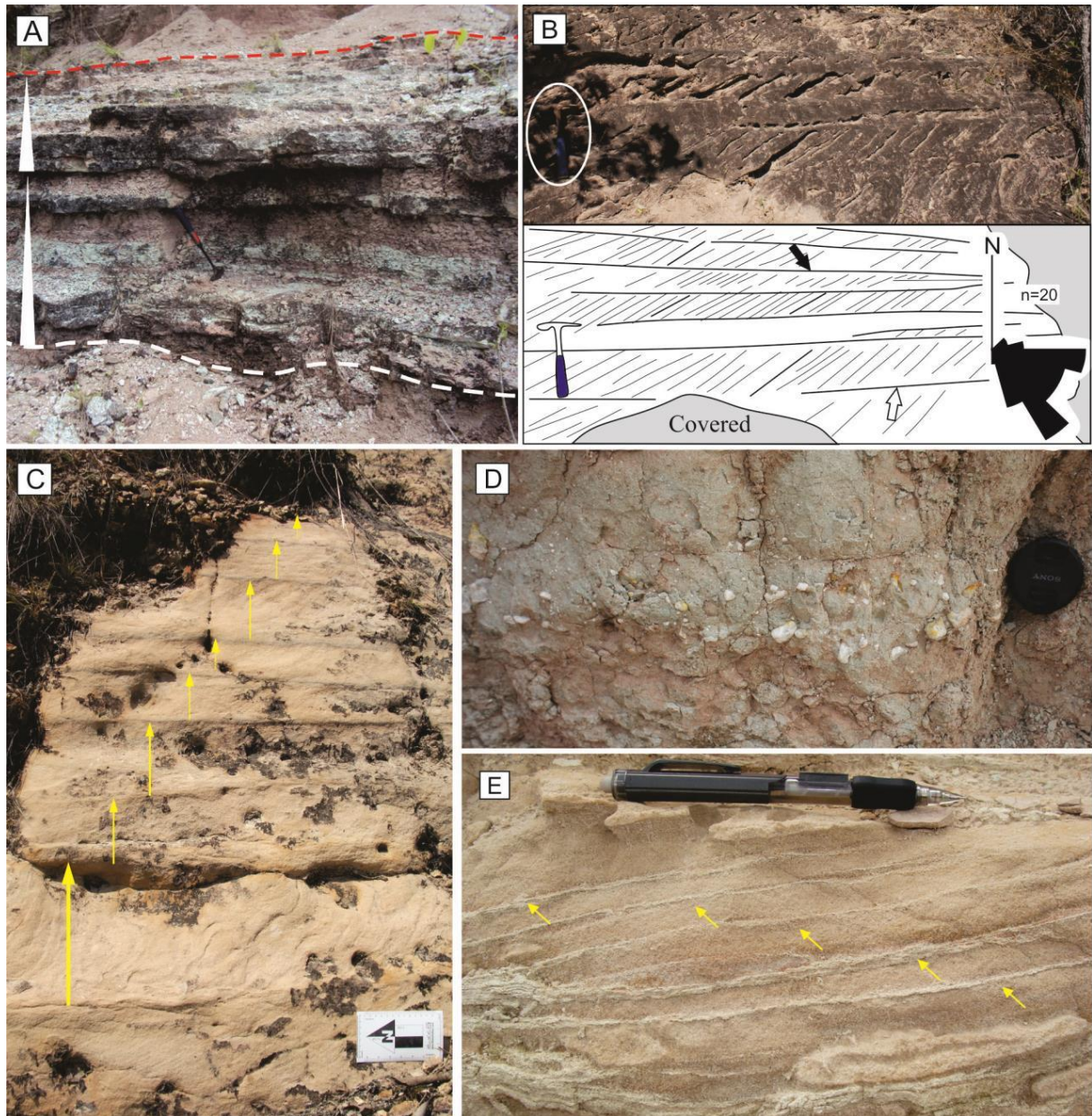


Figure 15. Facies of wadis/inundites deposits (FA3). (A) Layers of sandstones/conglomerates with scoured base sandwiched by FA2 mudrocks. (B) Fine-to medium-grained sandstones with tabular cross stratification. Note slightly inclined set boundaries. Paleocurrents flow towards E-SE ($n=20$ is the number of measured foresets). (C) Sandstones with tabular cross stratification with sets exhibiting a thinning-upward pattern (arrows). Note the convolute bedding at the base layer. (D) Medium-grained pebbly sandstone layer showing massive bedding. The clasts are silex and quartz (E) Fine-grained sandstone showing cross stratification. Observe thin and irregular mud drapes in foresets (arrows).

4.5. DEPOSITIONAL MODEL AND FINAL REMARKS

The Pedra de Fogo Formation represents a shallow lacustrine system represented by mudflats (FA1), nearshore lake sediments (FA2) and wadis/inundites (FA3) deposits developed in the Western Gondwana during the Permian (Figure 16). The Pedra de Fogo lake system was characterized by a regular increase and decrease of the accommodation space as well as high aggradation rate and low progradation rate resulting from the constant change in water depth due to climate and paleogeographic changes occurred during the Permian period. The arid conditions increased towards the late Permian. Remains of silicified wood suggest abundance of silica in sedimentary and/or diagenetic environment, which caused the rapid fossilization of wood fragments, before their decomposition. The expansion of Permian flora in the Parnaíba Basin was associated with climate changes in the Early-Middle Permian that established semiarid climate conditions. At the end of this period extreme conditions have been linked to the formation of the Pangaea, which promoted the implementation of arid and hot climates as well as the development of desert and evaporitic environments inside the supercontinent (Scotese *et al.* 1999). The Pedra de Fogo lake system was succeeded by the deposition of red beds from the Permian Motuca Formation that was followed by the desert system from the Triassic Sambaíba Formation.

The flora represented by silicified wood mainly from *Psaronius* genus indicates continental origin to the unit (Coimbra & Mussa 1984; Mussa & Coimbra 1987; Martins 2000; Röbber & Galtier 2002a; Röbber & Galtier 2002b; Röbber & Galtier 2003; Dias-Brito *et al.* 2007; Kurzawe *et al.* 2013 and Tavares *et al.* 2014). After Dino & Braz (2002) the origin to the Pedra de Fogo Formation deposits based on the abundance of continental palynomorphs and the scarcity of marine microplankton. The interpretation of a strictly continental system for the Pedra de Fogo Formation is supported also by the occurrence of amphibians (Cox & Hutchinson 1991). The fossiliferous assembly found in this study composed of fish remains, bryozoans, ostracods and scolecodontes corroborate the continental paleoenvironment.

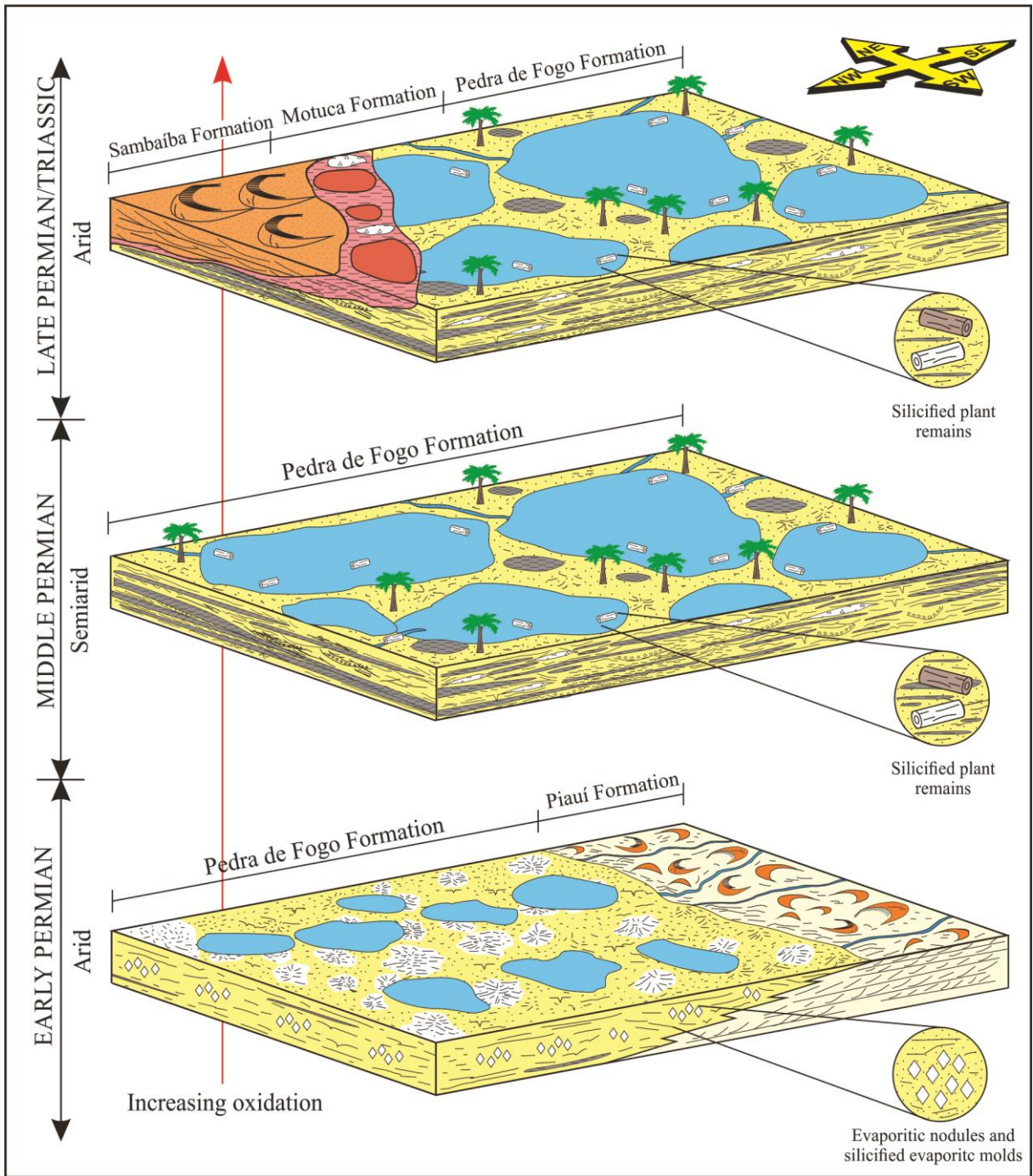


Figure 16. Depositional model for the Permian Pedra de Fogo Formation in the Parnaíba Basin, Brazil.

4.6. CONCLUSIONS

The Permian deposits of the Pedra de Fogo Formation were grouped into three facies associations (FA): mudflat (FA1), nearshore lake sediments (FA2) and wadis/inundites (FA3) representative of a shallow lake system in the Permian period of the Parnaíba Basin. Arid and hot climates predominated in the early Permian causing the formation of mudflats dominated by siliciclastic sedimentation and subordinated evaporitic deposition indicated by halite nodules and by popcorn-like structures.

In the Middle Permian, semiarid climate that allowed the proliferation of fauna and flora in regions adjacent to the lake system were established. Eventually, ephemeral rivers carried large amount of sediments and flora debris mainly to the nearshore lake setting. Permian flora debris was transported postmortem by these flows and they are important as they indicate ephemeral river paleocurrents during this period.

The late Permian was characterized by a hot and arid connected with the consolidation of the Pangaea supercontinent which allowed the deposition of the red beds of the Motuca Formation (upper Permian) and the development of the Sambaíba desert during the Triassic period. Oxidizing conditions were common in the late Permian, while silica was abundant in the middle and early Permian. The abundance of silica in the early Permian can be related to the biogenic chert accumulation event during the Permian (Permian chert Event - PCE) which lasted approximately 30 My and extended from the end of early Permian to the beginning of the late Permian period.

Preserved Permian fossilized logs, described as *Psaronius* are excellent biostratigraphic guides for the upper Pedra de Fogo Formation and they are preserved by rapid replacement of vegetal material with silica in a process of eodiagenetic/ syndimentary fossilization. The recognized specimens, generally of small sizes, reflect a stressful environment, confined and connected to changes in salinity and regular terrigenous influx. The description of *Scolecodonts* and bryozoans for the first time, in the Pedra de Fogo Formation opens possibilities for further paleoenvironmental studies.

Phases of contraction and expansion characterized the Pedra de Fogo Lake, resulting from climatic changes that influenced not only the pattern of sedimentation as well as the fauna and flora preserved in western Gondwana, being one of the most significant records of the late Permian.

CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES

A Formação Pedra de Fogo registra expressiva sedimentação siliclástica-evaporítica no Permiano da Bacia do Parnaíba. Foi estudada uma sucessão permiana de aproximadamente 100 m distribuída na porção central da bacia, aflorando principalmente em encostas de morros e ao longo de pequenas drenagens na região de Araguaína-Filadélfia (TO) e Pastos Bons-Nova Iorque (MA).

A partir da metodologia de análise de fácies foram definidas 11 fácies sedimentares agrupadas em três associações de fácies (AF) distintas, *mudflat* (AF1), *nearshore lake* (AF2) e *wadis/inunditos* (AF3), representativas de um sistema lacustre raso no Permiano da Bacia do Parnaíba. A unidade é constituída principalmente pela intercalação de arenitos finos a médios e pelitos, organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes. Silex ocorre em grande quantidade, enquanto conglomerados, evaporitos e carbonatos ocorrem subordinadamente na unidade. Carbonato e sílica são os principais cimentos das rochas, geralmente de cores avermelhadas, cinza e esbranquiçadas.

Lenhos fósseis, descritos preliminarmente como *Psaronius*, constituem excelentes guias bioestratigráficos para o topo da Formação Pedra de Fogo. Os restos vegetais apresentam-se em sua cor e textura originais sugerindo uma rápida substituição do material vegetal por sílica livre na água ou ainda soterramento e substituição relativamente rápidos em um processo de fossilização sinsedimentar a eodiagenética. Completam a assembleia fóssil restos de peixes, ostracodes, escolecodontes e briozoários.

Depósitos de *mudflats* desenvolveram-se em climas áridos e quentes provavelmente no Permiano Inferior. Condições climáticas semiáridas prevaleceram no Permiano Médio acompanhado pela profiferação de fauna e flora em regiões úmidas adjacentes ao sistema lacustre. A variação climática foi responsável por fases de contração e expansão do sistema lacustre, alimentado por fluxos energéticos periódicos que transportavam restos vegetais para o interior do lago. O restabelecimento de climas áridos no final do Permiano marca o final da sedimentação da Formação Pedra de Fogo ligado à consolidação do supercontinente Pangeia.

Fases de retração e expansão caracterizaram o lago Pedra de Fogo, resultante de modificações climáticas que influenciaram não somente no padrão de sedimentação como também na fauna e flora preservada, sendo um dos registros mais significativos do final do Permiano no oeste de Gondwana.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrantes, 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. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 13, n. 3, p. 6-82, setembro.
- 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. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 14, n. 4, p. 3-60, Dezembro.
- Aguiar, G.A. 1964. Semi-detulhe da região de sudoeste de Balsas. PETROBRAS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 21BM, 40 p.
- Aguiar, G.A. & Nahass, S. 1969. Mapa Geológico da Bacia do Maranhão. PETROBRÁS, RENOR-DIREX, *Relatório* 371, 1p.
- Aguiar, G. A. 1971. Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25. São Paulo. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, *Anais*. 1971. v. 3, p.113-122.
- Adams, A.E., Mackenzie, W.S., Guilford, C. 1984. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Longman, Harlow, 140p.
- Amiel, A. J. & Friedman, G. M. 1971. Continental sabkhas in Arava Valley between Dead Sea and Red Sea: significance for origin of evaporites: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 55(4):581-592. Briere (2000).
- Arnot, M.J., Lewis, J.M., Good, T.R. 1997. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *Journal of Sedimentary Research*, 67(5):984-987.
- Barbosa, O. & Gomes, F.A. 1957. Carvão mineral na Bacia do Tocantins-Araguaia. In: DNPM, *Boletim do Dep. Nac. Prod. Mineral*, nº 174, 35p.
- Beauchamp, B. & Baud, A. 2002. Growth and demise of Permian biogenic chert along northwest Pangea: evidence for end-Permian collapse of thermohaline circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 184:37-63.
- Benton, M.J. 2005. *Vertebrate Palaeontology*, 3ª ed. Blackwell Science, Ltd. 455 p.
- Briere, P.R. 2000. Playa, playa lake, sabkha: Proposed definitions for old terms. *Journal of Arid Environments*, 45:1-7.
- 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. São Paulo, *Boletim do Instituto de Geociências*, Publicação Especial, 7:69-87.
- Campbell, I.H., Czamanske, G.K., Fedorenko, V.A., Hill, R.I., Stepanov V. 1992. Synchronism of the Siberian traps and the Permian-Triassic boundary. *Science*, 258(11):1760-1763.

- 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 (2013) 69-82.
- Caputo, M. V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil*. Thesis (doctorate) – University of Califórnia, Santa Bárbara. 586p.
- Caputo, M. V. & E. C. Lima, 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande – Bacia do Parnaíba. *Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia* 2: 740-759.
- Carozzi, A.V.; Falkenhein, F.U.H.; Carneiro, R.G.; Esteves, F.R.; Contreiras, C.J.A. 1975. Análise ambiental e evolução tectônica sin-sedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. *Exploração de Petróleo – PETROBRAS* 7.
- 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.
- Coimbra, A.M. & Mussa, D. 1984. Associação lignitatorflórica na Formação Pedra de Fogo (Arenito Cacunda), bacia do Maranhão, Piauí, Brasil. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 2:591-605.
- Collinson, J.D., 1969, The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England: *Journal of Sedimentary Petrology*, v.39, p. 194-221.
- Collinson, J.D. 1996. Alluvial sediments. *In: Sedimentary environments: processes, facies, and stratigraphy*. Edited by H. G. Reading.-3rd ed. pg: 37-81.
- Courtillot, V. & Renne, P. 2003. On the ages of flood basalt events. *Comp. Rendus Geoscience*, 335(1):113-140.
- 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.
- Cunha, F.M.B. 1964. Geologia do sudeste de Balsas. PETROBRAS, DIREX/RENOR, Belém. *Relatório* 224M, 46 p.
- Cunha, F. M. B. 1986. *Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. Rio de Janeiro, UFRJ. Dissertação de Mestrado.
- Demico, R.V. & Hardie, L.A. 1994. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. Oklahoma, SEPM *Atlas of Sedimentary Structures*, 265p.
- Dias-Brito, D., Rohn, R., Castro, J.C., Dias, R.R., Röbller, R. 2007. Floresta Petrificada do Tocantins Setentrional – O mais exuberante e importante registro florístico tropical-subtropical permiano no Hemisfério Sul. *In: Winge M., Schobbenhaus C., Berbet-Born M., Queiroz E.T., Campos D.A., Souza C.R.G., Fernanes A.C.S. (eds.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, p.1-16.

- 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*, 24-35.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham W.E. (Ed.) *Classification of carbonate rocks*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1, p.: 21-108.
- Dzuyanski, S. & Smith, A. J. 1963. Convolute lamination, its origin, preservation, and directional significance. *Journal of Sedimentary Research*. Vol. 33 no. 3 616-627.
- Faria Jr. L.E.C. 1979. *Estudo sedimentológico da Formação Pedra de Fogo – Permiano – Bacia do Maranhão*. Dissertação de Mestrado, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, 57 p.
- Faria Jr. & Truckenbrodt 1980a. Estratigrafia e petrografia da Formação Pedra de Fogo – Permiano da Bacia do Maranhão. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, Balneário Camboriú, *Anais*, 2:740-754.
- Faria Jr. & Truckenbrodt 1980b. Estromatólitos na Formação Pedra de Fogo, Permiano, Bacia do Maranhão. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, Balneário Camboriú, *Anais*, 5:3056-3067.
- Figueiras, A.J.M. & Martins, M.S.C. 1985. Dolomitização dos carbonatos permianos da Formação Pedra de Fogo na região de São João do Araguaia-PA.
- Folk, R.L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company. Austin, Texas. 107p.
- Ford, D. & Golonka, J. 2003. Phanerozoic paleogeography, paleoenvironment and lithofacies maps of the Circum-Atlantic margins. *Marine and Petroleum Geology*, 20:249–285.
- Góes, A. M. & Coimbra, A. M. 1996. Bacias sedimentares da província sedimentar do meio-norte do Brasil. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belém. Resumos. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia. 5:186-187.
- 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*. Belém, *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 15-29.
- Góes, A.M. 1995. *A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba*. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 171 p.
- Góes, A.M.O. & Feijó, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1):57-67.
- Góes, A.M.O.; Souza, J.M.P.; Teixeira, L.B. 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4(1): 55-64.
- Golonka, J. & Ford, D. 2000. Pangean (Late Carboniferous–Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161:1-34.

- Hardie, L.A., Smoot, J.P. & Eugster, H.P. 1978. Saline lakes and their deposits. In: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Ed. by A. Matter and M.E. Tucker), Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 2, 7-42.
- Kegel, W. 1953. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. *Boletim da DGM* 141, 1-41 p.
- Kendall, A. C. 1992. Evaporites. In: Walker R.G. & James. N.P. (eds.) *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geol. Ass. Canada, p.375-409.
- Kendall, C. G. ST. C. & Warren, J. 1987. A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. *Sedimentology*, 34: 1007–1027.
- Kiehl, J.T. & Shields, C.A. 2005. Climate simulation of the latest Permian: Implications for mass extinction. *Geology*, 33(9):757–760.
- Koerberl, C., Farley, K.A., Peucker-Ehrenbrink, B., Sephton, M.A. 2004. Geochemistry of the end-Permian extinction event in Austria and Italy: No evidence for an extraterrestrial component. *Geology*, 32 (12):1053-1056.
- Kurzawe, F., Iannuzzi, R., Merlotti, S., Rößler, R., Noll, R. 2013. New gymnospermous woods from the Permian of the Parnaíba Basin, Northeastern Brazil, Part I: *Ductoabietoxylon*, *Scleroabietoxylon* and *Parnaiboxylon*. *Review of Palaeobotany and Palynology*. (195). 37–49.
- Lima, E.A.M. & Leite, J.F. 1978. Projeto estudo global dos recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Integração geológico-metalogenética. DNPM-CPRM, Etapa III, Recife, *Relatório Final*, 16:212.
- Lowenstein, T.K. & Hardie, L.A. (1985) Criteria for the recognition of salt pan evaporates. *Sedimentology*, 32, 627–644.
- Martins, R. A. 2000. *Fósseis de vegetais da Formação Pedra de Fogo: aspectos taxonômicos, mineralogia e composição química*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 92p.
- Melo, J. H. G., Loboziak S., Streel M. 1998. Latest devonian to early late carboniferous biostratigraphy of Northern Brazil: an update. *Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production*, Pau, 22(1):13-33.
- Melo, M.T. & Prade, G.O. 1968. Geologia da região sudeste de São Raimundo das Mangabeiras-Maranhão. PETROBRAS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 297M, 37 p.
- Mesner, J.C. & Wooldridge, L.C. 1964. Estratigrafia das bacias paleozóica e cretácea do Maranhão. *Boletim técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro, 7 (2): 137-64, abril/junho.
- Meyer, K.M., Kump, L.R., Ridgwell, A. 2008. Biogeochemical controls on photic-zone euxinia during the end-Permian mass extinction. *Geology*, 36(9):747-750.
- Miall, A.D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Review*, 13(1):1-62.

- Moore, B. 1964. Geological reconnaissance of the southern margin of the Maranhão Basin. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 216M, 46 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, Cong. Bras. Paleontologia, 10, Rio de Janeiro, *Anais*, 2:901-923.
- Northfleet, A.A. 1965. Semi-detache da região noroeste do alto Parnaíba. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 240M, 52 p.
- Ojeda, H.A. & Bembom, F.C. 1966. Mapeamento geológico de semi-detache do sudoeste de Riachão. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 260M, 67 p.
- Ojeda, H.A. & Perillo, I.A. 1967. Geologia do sudoeste de Carolina. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 270M, 53 p.
- Oliveira, M.A. 1961. Reconhecimento geológico no flanco oeste da Bacia do Maranhão. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório*. 171M, 77 p.
- Pittman, E.D. 1972. Diagenesis of quartz in sandstones as revealed by scanning electron microscopy. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.42, p. 507-519.
- Playford, G. & Dino, R. 2000. Palynostratigraphy of upper Palaeozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: part two. *Palaeontographica Abteilung B*, 255:87-145.
- Plummer, F.B. 1946. Report on Maranhão-Piauí Geosyclinae. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, *Relatório* 1M. 83 p.
- Plummer, F.B. 1948. Estados do Maranhão e Piauí. In: BRASIL, Conselho Nacional do Petróleo. *Relatório de 1946*. Rio de Janeiro: Conselho Nacional do Petróleo. p. 87- 134.
- 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.
- Reading, H.G. & Levell, B.K., 1996. Controls on the sedimentary rock record. In: Reading, H.G. (ed). *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy*, 3rd edition. Oxford: Blackwell, p.5-36.
- Rodrigues, R. 1967. Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos silurianos e devonianos da Bacia do Parnaíba. Belém, PETROBRÁS, 48p. (*Relatório interno*).
- Rößler, 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.

- Röbber, 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.
- Röbber, 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.
- Santos, R.S. 1989a. A ictiofáunula da Formação Pedra do Fogo, Bacia do Parnaíba, NE do Brasil: Holocephali - Edestida. In: SBP, Cong. Bras. Paleontologia, 11, Curitiba, *Resumos*, 32-33.
- Santos, R.S. 1989b. A ictiofáunula da Formação Pedra do Fogo, bacia do Parnaíba, NE do Brasil: Sarcopterygii- Actinista e Dipnoi. In: SBP, Cong. Bras. Paleontologia, 11, Curitiba, *Resumos*, 33-34.
- Santos, R.S. 1990. Paleoictiofáunula da Formação Pedra do Fogo, bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil: Holocephali- Petalodontidae. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 62 (4):347-355.
- Santos, R.S. 1994. Paleoictiofáunula da Formação Pedra do Fogo, Bacia do Parnaíba, NE do Brasil. II. Eugeonodontida - Agassizodontidae. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 66(4):413-424.
- Santos, M.E.C.M. & Carvalho, M.S.S. 2009. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB; Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís. In: CPRM, Serviço Geológico do Brasil/DIEDIG/DEPAT, Rio de Janeiro, 211 p.
- Scotese, C.R.; Boucot, A.J., Mckerrow, W.S. 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, 28(1):99-114.
- Seilacher, A. 1977. Events and their signatures - an Overview. In: Einsele G., Ricken W., Seilacher A. (eds.) *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin. p.222-226.
- Sephton, Mark A.; Visscher, Henk; Looy, Cindy V.; Verchovsky, Alexander B.; Watson, Jonathon S. 2009. "Chemical constitution of a Permian-Triassic disaster species". *Geology* 37 (10): 875–878.
- Shi, G.R. & Archbold, N.W. 1998. Permian marine biogeography of SE Asia. In: Hall R. & Holloway J.D. (eds.) *Biogeography and Geological Evolution of SE Asia*, Victoria, Australia: Deakin Univ., p.57-72.
- Small, H.I. 1914. Geologia e supprimento d'agua subterranea no Piauhy e parte do Ceará. Inspectoria de Obras Contra as Seccas, Serie I.D, *Geologia*, 32:1-186.
- Stear, W.M. 1985. Comparasion of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient flood deposits in the southwestern Karoo region, South Africa. *Sedimentary Geology*, 45:209-230.
- Summerfield, M.A. 1983. Silcrete. In: Goudie, A.S. & Pye, K. (Eds) *Chemical Sediments and Geomorphology*. London: Academic Press, pp. 59–91.

- Talbot, M.R. & Allen, P.A., 1996. Lakes. *In: Reading, H.G. (ed). Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy*, 3rd edition. Oxford: Blackwell, p.83-123.
- Tavares, T., 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.
- Taylor, P.D. 2005. Bryozoans and paleoenvironmental interpretation. *Journal of the Palaeontological Society of India*. Golden Jubilee Volume, 50(2), December 2005: 1-11.
- Thiry, M. 1999. Diversity of continental silicification features: examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. *In: Thiry, M. & Simon-Coinçon, R. (Eds) Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits*. Special publication 27, International Association of Sedimentologists. Oxford: Blackwell Science, pp. 87–127.
- Traverse, A. 2007. *Paleopalynology*. 2nd ed. (Tópicos em Geobiology 28). Springer, Dordrecht, Holanda, 813 p.
- Tucker, M.E. 2003. *Sedimentary rocks in the field*. 3rd ed. Chichester, Wiley, 234 p.
- Vaz, P.T., Resende, N.G.A.M., Wanderley Filho, J.R., Travassos, W.A. 2007. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, *Boletim de Geociências*, 15(2):253-263.
- 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*. Geol. Ass. Canada, p.1-14.
- Walker, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In: Walker, R.G. (Ed). Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, p. 1-14.
- Walker, R.G. 2006. Facies models revisited: an introduction. *In: Posamentier, H.W. & Walker, R.G. Facies models revisited*. Society for Sedimentary Geology (SEPM).
- Wizevic, M.C. 1991. Photomosaic of outcrops: useful photomographic techniques. *In: Miall A.D. e Tyler N. (eds). The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. SEPM, Society for Sedimentary Geology, Oklahoma, U.S.A., p.22-24.
- Zálan, P.V. 1991. Influence of Pre-Andean orogenies on the Paleozoic Intracratonic basins of South America. *In: Simpósio Bolivariano: Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas 4*, Memórias, Bogotá, ACGGP, trabajo 7, 20 p.
- 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.
- Ziegler, A.M., Hutver, M.L., Rowley, D.B. 1997. Permian world topography and climate. *In: MARTINI I.P. (ed.) Late glacial and postglacial environmental changes - quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic*. New York: Oxford University Press, p.111-146.