



Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Centro de Tecnologia e Ciências
Faculdade de Geologia

Maurícus Nascimento Menezes

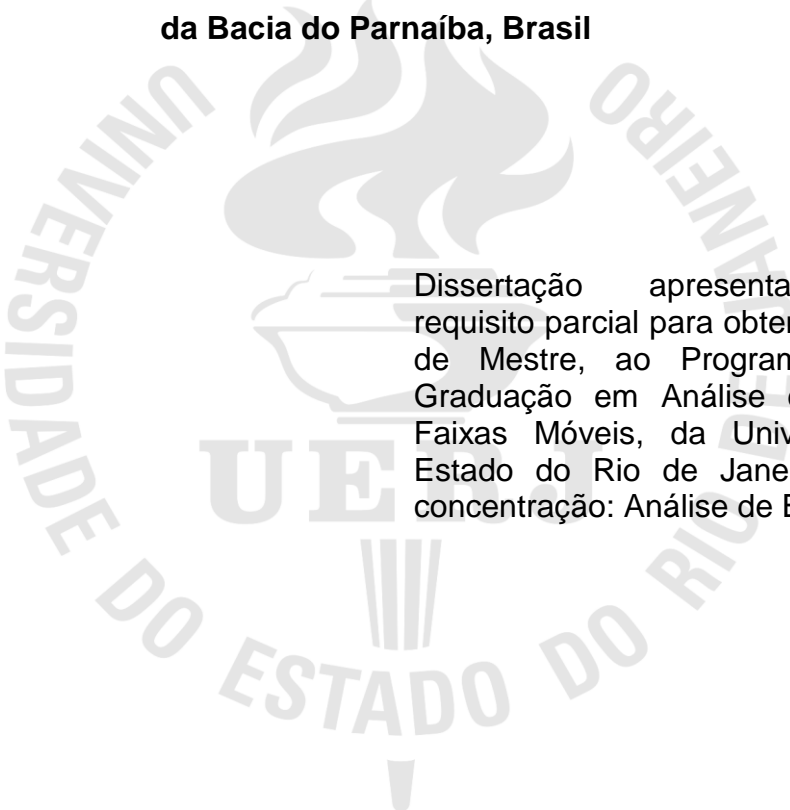
**Iconologia e Paleopedologia aplicadas ao estudo de planícies
aluviais albianas da Bacia do Parnaíba, Brasil**

Rio de Janeiro

2018

Maurícius Nascimento Menezes

**Iconologia e Paleopedologia aplicadas ao estudo de planícies aluviais albianas
da Bacia do Parnaíba, Brasil**



Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Orientador: Prof. Dr. Hermínio Ismael de Araújo Júnior

Coorientador: Prof. Dr. Patrick Fuhr Dal'Bó

Rio de Janeiro

2018

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

M543 Menezes, Maurícus Nascimento.
Icnologia e Paleopedologia aplicadas ao estudo de planícies aluviais albianas da Bacia do Parnaíba, Brasil / Maurícus Nascimento Menezes. – 2018.
89 f.: il.

Orientador: Hermínio Ismael de Araújo Júnior.
Coorientador: Patrick Fuhr Dal' Bó
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geologia estatigráfica – Brasil, Alto Parnaíba (MA) Teses 2. Facies(Geologia) – Parnaíba, Rio, Bacia – Teses. 3. Paleoclimatologia – Brasil, nordeste – Teses. 4. Bacias (Geologia) – Brasil, nordeste – Teses. 5. Geociências -- Teses. I. Araújo Júnior, Hermínio Ismael de. II. Dal' Bó, Patrick Fuhr. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 551.243(81)

Bibliotecário Responsável: Fernanda Lobo/ CRB-7:5265

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Maurícius Nascimento Menezes

**Iconologia e Paleopedologia aplicadas ao estudo de planícies aluviais albianas
da Bacia do Parnaíba, Brasil**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Aprovado em: 02 de Março de 2018.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Hermínio Ismael de Araújo Júnior (Orientador)
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Sérgio Bergamaschi
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Departamento de Geologia – UFRJ

Rio de Janeiro

2018

DEDICATÓRIA

A todos os envolvidos neste projeto, por permitir que o trabalho seja concluído de forma satisfatória. Ao meu Avô, onde quer que ele esteja, sempre estará comigo, a minha família, pela paciência e carinho nestes anos de luta, e especialmente a minha mãe Jacqueline, ao meu tio Cesar Romulo e avó Daise, por estarem comigo e me apoiarem em todos os momentos da minha vida.

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores, Prof. Doutor Hermínio Ismael de Araújo Júnior e Prof. Doutor Patrick Fuhr Dal' Bó por toda a ajuda e demonstração de força de vontade, pela excelente orientação, apontando os melhores caminhos, dando estímulos para o desenvolvimento deste trabalho e pela amizade demonstrada nesses anos.

Aos professores, pelos ensinamentos, dentro e fora da sala de aula, durante a época da graduação e agora do mestrado

Aos meus amigos Anderson Lourenço, Eric Corrêa, Gustavo Albuquerque, Zé Gustavo Belo, Diogo Rodrigues, Luiz Cerqueira, André Assis, Jonas Simões, Eduardo, Felipe Nepomuceno e Miguel Ângelo pela paciência ao longo destes anos.

Aos meus colegas de trabalho Amanda Rodrigues e João Paulo Porto Barros, pelo companheirismo e pelo inegável apoio quando necessário.

A minha namorada Fernanda Schettini, por toda ajuda e companheirismo.

Aos Laboratórios de Geologia Sedimentar (UFRJ) e Paleontologia (UERJ) pelo apoio e infraestrutura.

Ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis (UERJ), pelo qual está vinculado o Mestrado.

A todos aqueles, que embora não citados nominalmente, contribuíram direta e indiretamente para a execução deste trabalho.

À FAPERJ pelo apoio financeiro.

Sábio é o ser humano que entende que tem mais a
aprender do que a ensinar.

Hércules

RESUMO

Menezes, Mauricius Nascimento. *Iconologia e Paleopedologia aplicadas ao estudo de planícies aluviais albianas da Bacia do Parnaíba, Brasil*. 2018. 89f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

A Formação Itapecuru abrange os depósitos cretáceos continentais distribuídos na região centro-oeste do estado do Maranhão e faz parte do registro estratigráfico da Bacia do Parnaíba. Esta unidade litoestratigráfica é caracterizada por arenitos finos a muito finos, intercalados a lamitos e delgados e esparsos níveis de calcários, depositados em ambientes aluviais e flúvio-estuarinos, marcados por longos períodos de exposição subaérea, atestados pela frequência de paleossolos nas sucessões sedimentares. A Formação Itapecuru, assim como outras unidades geológicas que afloram nas bacias intracontinentais brasileiras, apresenta importantes perfis de paleossolos e preservam estruturas biogênicas de invertebrados, vertebrados e raízes. Neste estudo, serão dados icnológicos, sedimentológicos e paleopedológicos serão integrados objetivando a reconstrução paleoambiental dos depósitos albianos da Bacia do Parnaíba. Os depósitos sedimentares definidos foram arenito fino com laminação plano-paralela e depósitos heterolíticas. Os paleossolos formam perfis compostos, moderados a bem desenvolvidos, com feições redoxmórficas e estruturas pedogênicas. Os dados icnológicos auxiliaram para o reconhecimento de cinco icnogêneros de invertebrados, um icnogênero de vertebrado e estruturas de raízes. Scoyenia é a icnofácies relacionada ao conjunto icnofossilífero. As icnotrama definidas foram: Afloramento Pequi, icnotrama Planolites-Taenidium e Thalassinoides-Taenidium; afloramento Prata, icnotrama rizólito; e afloramento Jundiá, icnotrama Planolites-Taenidium. O estudo de paleodrenagem utilizando características redoxmórficas dos paleossolos e a variação das icnocenoses nos depósitos evidenciaram paleossolos moderadamente drenados com curtos períodos de retenção de água. A integração dos dados auxiliaram para a caracterização paleoambiental de uma planície aluvial e um paleoclima com condição sazonal.

Palavras-chave: Formação Itapecuru, Paleossolos, Icnodiversidade, Paleoclima, Icnofácies.

ABSTRACT

Menezes, Mauricius Nascimento. *Ichology and Paleopedology applied to the study of albian alluvial plains in the Parnaíba Basin, Brazil*. 2018. 89f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

The Itapecuru Formation covers the continental Cretaceous deposits distributed in the central-western region of the state of Maranhão and is part of the stratigraphic record of the Parnaíba Basin. This lithostratigraphic unit is characterized by fine to very fine sandstones, interspersed with thin and sparse limestones and limestone levels, deposited in alluvial and fluvial-estuarine environments, marked by long periods of subaerial exposure, attested by the frequency of paleosols in the sedimentary sequences. The Itapecuru Formation, as well as other geological units that appear in the Brazilian intracontinental basins, present important paleosols profiles and preserve biogenic structures of invertebrates, vertebrates and roots. In this study, will be ichnological, sedimentological and paleopedological data will be integrated aiming at the paleoenvironmental reconstruction of the Albians deposits of the Parnaíba Basin. The defined sedimentary deposits were fine sandstone with flat-parallel lamination and heterolytic deposit. The paleosols form composite profiles, moderate to well developed, with redoximorphic features and pedogenic structures. The iconic data helped to recognize five invertebrate ichnogenerous, one vertebrate ichnogenerous and root structures. Scoyenia is the ichnofacies related to the ichnofossiliferous set. The ichnofabric defined were: Outcrop Pequi, ichnofabric Planolites-Taenidium and Thalassinoides-Taenidium; outcrops Prata, ichnofábrica rizolith; and outcropping Jundiaí, ichnofabric Planolites-Taenidium. The paleodrenage study using redoxmorphic characteristics of the paleosols and the variation of the icnocenoses in the deposits evidenced moderately drained paleosols with short periods of water retention. The integration of the data helped to the paleoenvironmental characterization of an alluvial plain and a paleoclimate with a seasonal condition.

Keywords: Itapecuru Formation, Paleosols, Ichnodiversity, Paleoclimate, Ichnofacies

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

| | | |
|-------------|--|----|
| Figura 1 – | Mapa de localização e o preenchimento sedimentar da Bacia do Parnaíba..... | 13 |
| Figura 2 – | Limites geológicos da Bacia do Parnaíba..... | 16 |
| Figura 3 – | Mapa geológico da Bacia do Parnaíba..... | 17 |
| Figura 4 – | Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba..... | 21 |
| Figura 5 – | Tectonoestratigrafia da Bacia do Parnaíba..... | 23 |
| Figura 6 – | Diagrama esquemático de um seção transversal de uma planície aluvial de um rio..... | 30 |
| Figura 7 – | Grupos de organismos em relação ao nível de umidade do solo. | 34 |
| Quadro 1 – | Índice de bioturbação (BI) é baseado na densidade de tubos e sobreposições em relação as estruturas sedimentares primárias | 35 |
| Figura 8 – | Mapa de localização das áreas de estudo e principais características dos afloramentos..... | 43 |
| Figura 9 – | Afloramento Pequí..... | 44 |
| Figura 10 – | Afloramento Pequí..... | 47 |
| Figura 11 – | Perfis estratigráficos dos afloramentos estudados..... | 50 |
| Figura 12 – | Ícnocenose de invertebrados..... | 56 |
| Figura 13 – | Traços fósseis produzidos de vertebrados e raízes..... | 64 |
| Figura 14 – | Perfis dos afloramentos estudados com os índices de bioturbações relacionados aos horizontes..... | 66 |
| Figura 15 – | Perfis dos afloramentos estudados com os índices de bioturbações relacionados aos horizontes..... | 70 |
| Figura 16 – | Perfis dos afloramentos estudados com os índices de bioturbações relacionados aos horizontes..... | 71 |
| Figura 17 – | Perfis dos afloramentos estudados com os índices de bioturbações relacionados aos horizontes..... | 72 |
| Figura 18 – | Bloco diagrama posicionando os perfis e ícnocenoses em relação ao ambiente aluvial | 76 |

SUMÁRIO

| | | |
|---------|--|----|
| | INTRODUÇÃO | 10 |
| 1 | OBJETIVO | 12 |
| 2 | GEOLOGIA REGIONAL | 13 |
| 2.1 | Aspectos gerais | 13 |
| 2.2 | Embasamento e arcabouço estrutural | 15 |
| 2.3 | Estratigrafia da Bacia do Parnaíba | 17 |
| 2.4 | Sequências deposicionais da Bacia do Parnaíba | 22 |
| 3 | GEOLOGIA LOCAL | 24 |
| 3.1 | Formação Itapecuru | 24 |
| 3.1.1 | <u>Aspectos Geológicos</u> | 24 |
| 3.1.2 | <u>Aspectos Paleontológicos</u> | 26 |
| 4 | MATERIAIS E MÉTODOS | 28 |
| 4.1 | Levantamento Bibliográfico | 28 |
| 4.1.1 | <u>Paleopedologia</u> | 28 |
| 4.1.2 | <u>Iconologia</u> | 31 |
| 4.1.2.1 | Conceitos Fundamentais..... | 31 |
| 4.1.2.2 | Estudo de traços fósseis em ambientes continentais..... | 32 |
| 4.1.2.3 | Iconograma..... | 34 |
| 4.1.2.4 | Iconofáceis..... | 37 |
| 4.2 | Dados coletados no projeto | 39 |
| 4.2.1 | <u>Análises sedimentológica</u> | 39 |
| 4.2.2 | <u>Paleossolos da Formação Itapecuru</u> | 40 |
| 4.2.3 | <u>Análises laboratoriais</u> | 40 |
| 4.3 | Área de estudo | 41 |
| 5 | RESULTADOS | 44 |
| 6 | DISCUSSÃO | 67 |
| 7 | CONCLUSÃO | 77 |
| | REFERÊNCIAS | 78 |

INTRODUÇÃO

Estudos icnológicos em paleossolos ainda são pouco frequentes na literatura geocientífica nacional. Nas sucessões continentais, os paleossolos são frequentes em ambientes lacustre, aluvial, palustre e eólico. Em termos genéticos, os processos que controlam as taxas de deposição, a inter-relação entre sedimentação, pedogênese e erosão, bem como a variação climática (KRAUS e ASLAN, 1999), determinam o tipo de paleossolo formado, os graus de desenvolvimento, colonização do substrato por organismos, frequência de bioturbações e a icnodiversidade (HASIOTIS et al., 2007). Conseqüentemente, o estudo integrado de paleossolos e icnofósseis auxilia na interpretação da história deposicional e no reconhecimento dos fatores autigênicos e alogênicos que afetam as configurações das sucessões sedimentares nas bacias intracontinentais.

A Formação Itapecuru (Albiano da Bacia do Parnaíba) é caracterizada por intercalações de arenitos e lamitos depositados em planícies aluviais costeiras (CAMPBELL et al., 1949; CAPUTO, 1984; ROSSETTI, 1996a, 1996b, 1997a, 1998; ROSSETTI et al., 2001) e grande parte da sucessão sedimentar é composta por paleossolos aluviais (MENEZES et al., 2015). Em seus horizontes de paleossolos, foram encontrados importantes depósitos fossilíferos, constituídos principalmente por vegetais, moluscos (bivalves e gastrópodes), e ossos completos e fragmentados de dinossauros, escamas de peixes, conchostráceos e rizólitos (CARVALHO, 1994). O conteúdo icnofossilífero inclui pistas e pegadas isoladas atribuídas a carossauros, terópodes de pequeno tamanho, ornitíscios bípedes e quadrúpedes (CARVALHO, 1994, 2001), até traços de invertebrados relacionados aos icnogêneros *Skolithos* (GONÇALVES e CARVALHO, 1996; ROSSETTI, 1998, 2001; LIMA e ROSSETTI, 2001; ANAISSE Jr et al., 2001), *Ophiomorpha* (ROSSETTI, 1998, 2001, LIMA e ROSSETTI, 2001; ANAISSE Jr et al., 2001; LIMA e ROSSETTI, 2001), *Thalassinoides* (ROSSETTI, 1998, 2001; ANAISSE Jr et al., 2001), *Planolites* (ROSSETTI, 1998, 2001; LIMA e ROSSETTI, 2001; ANAISSE Jr et al., 2001), *Diplocraterion* (ROSSETTI, 1998, 2001; LIMA e ROSSETTI, 2001), *Taenidium* (LIMA e ROSSETTI, 2001; ANAISSE Jr et al., 2001), *Palaeophycus* (ROSSETTI, 1998, 2001; LIMA e ROSSETTI, 2001), *Chondrites* (LIMA e ROSSETTI, 2001) e rizólitos (LIMA e ROSSETTI, 2001; MENEZES et al., 2015, 2016).

De um modo geral, os organismos são distribuídos de acordo com a tolerância aos níveis de umidade do solo, indicando flutuação do perfil de água subterrânea, a sazonalidade de precipitação e a variabilidade espacial e temporal no regime paleohidrológico (HASIOTIS, 2002; HASIOTIS et al., 2007). Ademais, o estudo dos paleossolos aluviais auxilia na interpretação das condições e processos que operam em planícies aluviais (Kraus e Aslan, 1999). As condições de drenagem dos paleossolos podem ser atribuídas de acordo com feições redoxmórficas e a interpretação de feições macro e micromorfológicas de solos (RETALLACK, 1990; KRAUS e HASIOTIS, 2006; VEPRASKAS, 2015). Por fim, o conjunto de icnofósseis que compartilham de atributos em condições ambientais similares e intervalos de tempo congêneres, é classificado em icnofácies, que por sua vez podem auxiliar na interpretação paleoambiental da Formação Itapecuru.

Portanto, considerando a icnotaxonomia até agora conhecida e seus aspectos paleopedológicos, os depósitos aluviais da Formação Itapecuru apresentam grande potencial para a compreensão dos paleoclimas, paleohidrologia e paleoambientes do Albiano no Brasil. Deste modo, o presente trabalho tem como finalidade revelar as características icnológicas de icnodiversidade, icnotrama e icnofácies (TAYLOR e GOLDRING, 1993) dos paleossolos aluviais da Formação Itapecuru, permitindo a compreensão das condições paleohidrológicas e paleoclimáticas e a proposição de um modelo paleoambiental aplicado à Formação Itapecuru.

1 OBJETIVO

O objetivo principal desta proposta é o uso de icnofósseis e paleossolos como elementos geológicos para a reconstrução paleoambiental da Formação Itapecuru (Albiano da Bacia do Parnaíba), integrando métodos de pesquisa em paleopedologia, icnologia e sedimentologia.

Os objetivos específicos são:

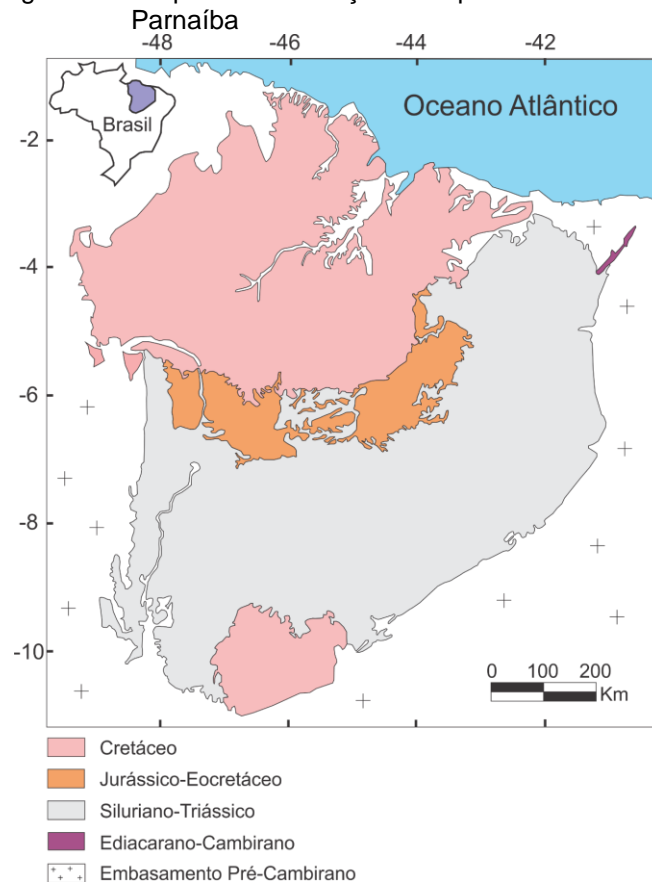
- a) Realizar a caracterização icnotaxonomica, icnofaciológica e de icnotrama dos paleossolos e depósitos sedimentares da Formação Itapecuru;
- b) Caracterizar as principais feições macro e micromorfológicas de solos nos horizontes encontrados;
- c) Interpretar paleodrenagem dos paleossolos a partir da integração de atributos icnológicos e paleopedológicos;
- d) Refinar o conhecimento sobre o paleoclima da região de estudo durante o Albiano, a partir do reconhecimento dos índices de saturação em água dos paleossolos.

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Aspectos gerais

O território brasileiro exibe um grande número de bacias sedimentares formadas em conjunturas tectônicas e preenchimentos sedimentares diversos. Dentre elas, a Bacia do Parnaíba, também conhecida na literatura antiga como Bacia do Maranhão, juntamente com as bacias do Paraná, Solimões e Amazonas constituem as quatro maiores bacias sedimentares do Brasil (AZEVEDO,1991) (Figura 1).

Figura 1 - Mapa de localização e o preenchimento sedimentar da Bacia do Parnaíba



Fonte: GOES, 1995, modificado pelo autor, 2018.

A Bacia do Parnaíba é reconhecida como de interior cratônico e apresenta morfologia elipsoidal. Sua dimensão aproximada é de 600.000 km², abrangendo

parte dos estados do Maranhão, Piauí, Ceará, Pará, Bahia, Tocantins e Goiás. Seu preenchimento é composto por sucessões sedimentares depositadas nas Eras Paleozoica, Mesozoica e Cenozoica, totalizando uma espessura de 3.500 metros no depocentro (GÓES e FEIJÓ, 1994; VAZ et al., 2007).

As bacias sedimentares brasileiras foram classificadas durante muito tempo como bacias paleozoicas, mesozoicas e cenozoicas. Contudo, a base de caracterização era muito simplória, sustentada pela idade de deposição sedimentar (SUGUIO, 2003). Posteriormente, foram elaboradas classificações baseadas em critérios tectônicos, dentre elas, a de Asmus e Porto (1972), os quais classificaram a Bacia do Parnaíba como Bacia do tipo I (Interior cratônico); e Szatmari e Porto (1982), como “intracratônica de interior remoto = amplos arcos regionais”.

A sedimentação cretácea da Bacia do Parnaíba registra importantes eventos de evolução da margem continental Sul-americana. O modelo de arcabouço estrutural proposto por Azevedo (1991) para formação das sequências cretáceas do Meio-Norte do Brasil e sedimentação no mesmo período na Bacia do Parnaíba relacionou a fragmentação do supercontinente Gondwana com o surgimento de riftes intracontinentais. Esforços extensivos regionais durante o Aptiano resultaram no surgimento do sistema de grábens Gurupi e sedimentação formando as bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. Em paralelo a esse sistema, a região correspondente a norte da Bacia do Parnaíba, limitada pelo Arco Ferrer Urbano Santos, sofreu intensa sedimentação. Esses depósitos aptianos foram relacionados à subsidência termal e criação de uma bacia do tipo sag. Posteriormente, essa sedimentação cretácea formada a sul do Arco Ferrer Urbano Santos foi intitulada de Bacia Grajaú (GÓES, 1995).

Rossetti et al. (2001b), utilizando perfis de raios-gama, análises de campo (perfis e caracterização de fácies) e laboratoriais (petrografia) revelaram haver ampla correlação lateral das sucessões sedimentares e discordâncias, ocorrentes nas bacias Grajaú e São Luís. Com base neste modelo, o Arco Ferrer-Urbano Santos é uma feição que representa uma estrutura intrabacia e não uma barreira geográfica. Contrariamente a proposições anteriores, as bacias de São Luís e Grajaú inserem-se no contexto da mesma bacia, referida como Bacia São Luís-Grajaú.

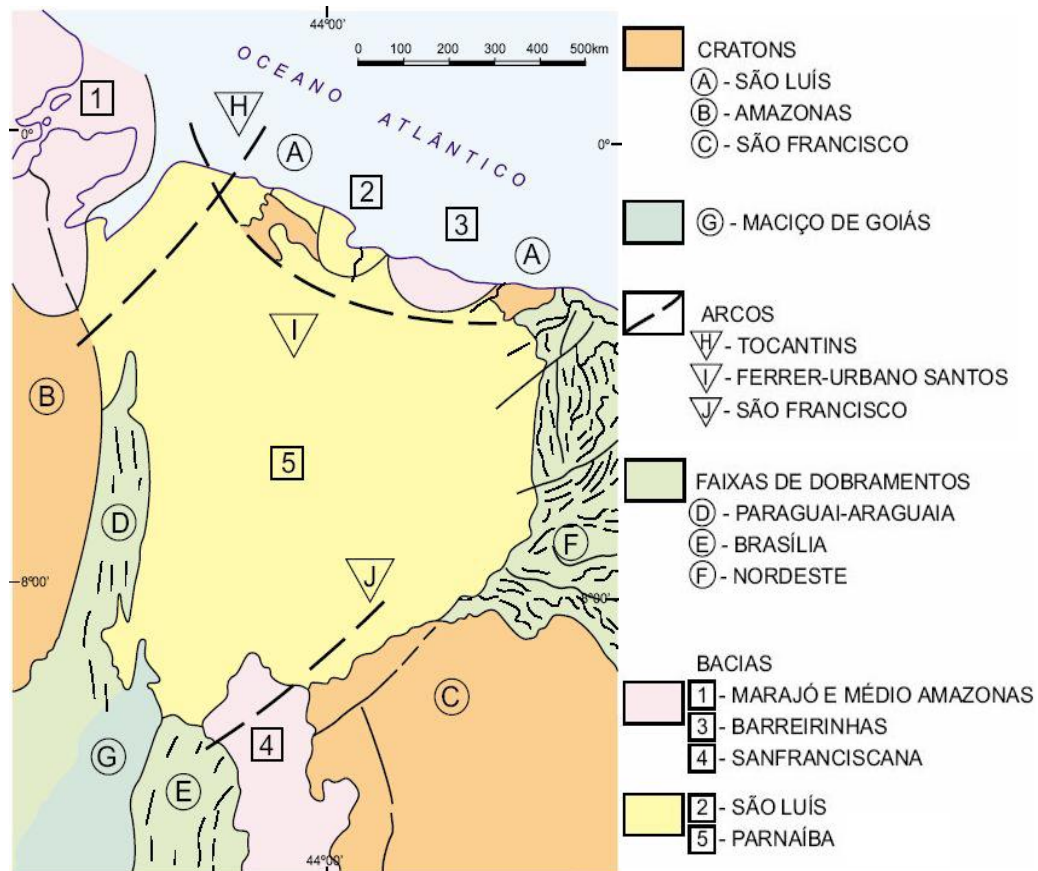
No presente trabalho, serão utilizados os conceitos de Góes e Feijó (1994) e Vaz et al. (2007), em que a coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba não é dividida em sub-bacias com propriedades deposicionais distintas. À vista disso, a Bacia do

Parnaíba é subdividida em cinco sequências deposicionais, denominadas sequência siluriana, mesodevoniana-eocarbonífera, neocarbonífera-eotriássica, jurássica e cretácea, correlacionadas a ciclos tectônicos globais.

2.2 Embasamento e arcabouço estrutural

A Bacia do Parnaíba encontra-se sobre rochas de idade arqueana e proterozoica, bem como estruturas que delimitam interligações com bacias adjacentes. O embasamento é constituído pelos crátons São Luís, Amazônico e São Francisco, faixas de dobramento Brasília e Paraguai-Araguaia, província Borborema e maciço de Goiás (AZEVEDO, 1991; SANTOS e CARVALHO, 2009). Estas entidades geológicas são constituídas de rochas metavulcanossedimentares, metassedimentos, suítes intrusivas e complexos gnássicos-migmatíticos, de idade que compreende diferentes eras do Pré-cambriano (HASUI et al., 2012). A compartimentação estrutural é constituída pelos arcos do Tocantins, São Francisco e Ferrer-Urbano Santos, os quais, por sua vez, formam barreiras geográficas que separam a Bacia do Parnaíba das bacias do Marajó, Médio Amazonas, Sanfranciscana, bem como das bacias marginais da região Meio-Norte (São Luís, Bragança-Viseu, Barreirinhas e Ilha Nova) (Figura 2).

Figura 2 - Limites geológicos da Bacia do Parnaíba



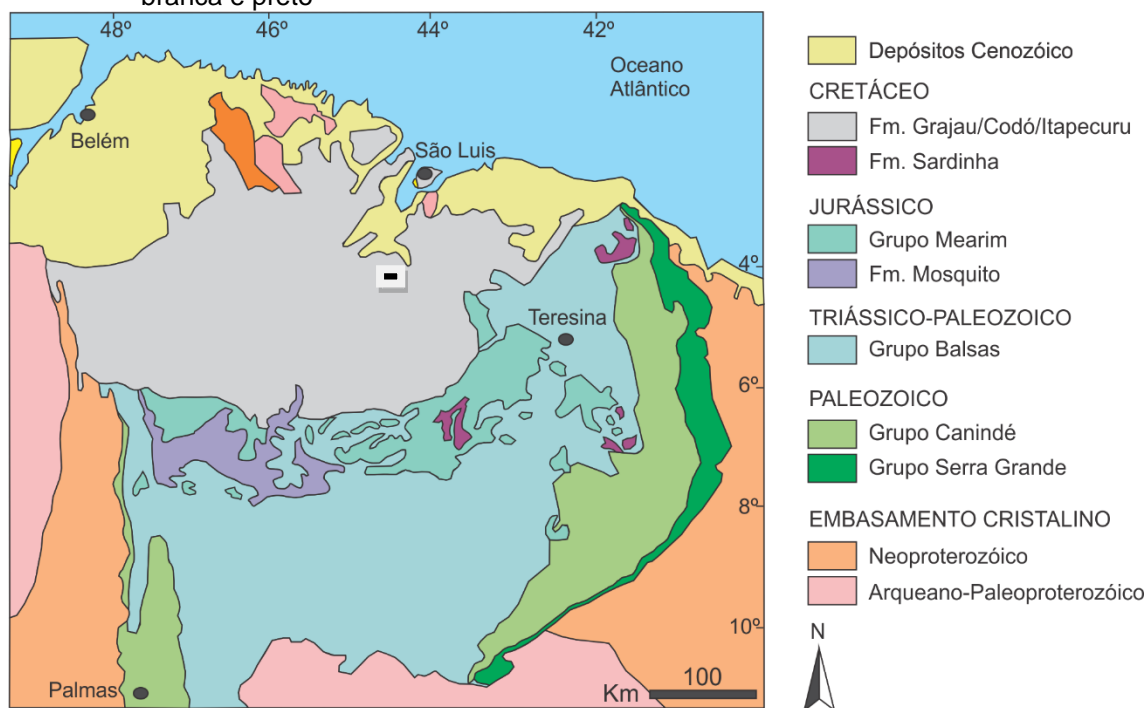
Fonte: SCHOBENHAUS et al., 1984.

Falhas normais e zonas de cisalhamento associadas ao embasamento foram reativadas na fase final do ciclo brasileiro, ocasionando a implementação de grábens (CUNHA, 1986) que foram preenchidos pelas formações Riachão e Mirador. A Formação Riachão (KEGEL, 1956 *apud* GÓES e FEIJÓ, 1994), de idade neoproterozoica, é caracterizada por sedimentos imaturos como arenitos mal selecionados, ignimbritos, arenitos arcossianos e folhelhos, correlacionados a coberturas plataformais dos cratons Amazônico e do São Francisco (CUNHA, 1986), enquanto a Formação Mirador é constituída de sedimentos de depósitos fluviais e aluviais, de idade cambro-ordovinciana. O Grupo Jaibaras é constituído pelas formações Aprazível e Pacujá, e preenchem grábens a leste da Bacia do Parnaíba, sendo assim, relacionado ao estágio inicial da gênese da bacia (VAZ et al., 2007).

2.3 Estratigrafia da Bacia do Parnaíba

A compartimentação sedimentar da coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba inclui cinco grupos depositados entre o Siluriano e o Cretáceo (GÓES e FEIJÓ, 1994) (Figura 3). Os eventos magmáticos de idade juro-triássica (215 Ma, 180-150 Ma) são correlacionáveis ao magmatismo Penatecaua, amplamente registrado na Bacia do Amazonas e associado à ruptura do Supercontinente Pangeia e formação do Atlântico Central (DECKART et al., 2005); já os de idade eocretácea (150-120 Ma) são correlacionáveis à província magmática Paraná-Entendeka, fenômeno que precedeu a fragmentação do Gondwana. A natureza da sedimentação da bacia é predominantemente terrígena ocorrendo intercalações com corpos aloquímicos, ortoquímicos e sílica amorfa (GÓES e FEIJÓ, 1994).

Figura 3 - Mapa geológico da Bacia do Parnaíba e área de estudo marcada com retângulo de cor branca e preto



Fonte: ABRANTES JUNIOR, 2013, modificado pelo autor, 2018.

O **Grupo Serra Grande** é subdividido em três formações: Ipu, Tianguá e Jaicós. Estas são assentadas discordantemente sobre rochas do embasamento cristalino ou sobre as formações Riachão e Mirador. A Formação Ipu (CAMPBELL et al., 1949) é caracterizada por depósitos glaciais e fluvioglaciais, de idade

ordoviciana-eosiluriana, com espessura máxima de 300 m na região norte da Bacia do Parnaíba (CAPUTO e LIMA, 1984); a Formação Tianguá (RODRIGUES, 1967) ocorre concordantemente à Formação Ipu, de idade siluro-devoniana, com espessura média de 270 m, e é caracterizada como um depósito marinho raso, durante a fase máxima da transgressão glacio-eustática mundial (CAPUTO e LIMA, 1984). A Formação Jaicós (PLUMMER, 1946 *apud* CAPUTO e LIMA, 1984) é constituída de sedimentos com baixa maturidade textural e composicional e com espessura máxima de 400 m. Ocorre de forma concordante à Formação Tianguá e discordante sob a Formação Itaim (Eodevoniana). Sua origem é associada a um sistema regressivo com depósitos de leque aluvial e deltaico, de idade neosiluriana (CAPUTO e LIMA, 1984).

O **Grupo Canindé** inclui as formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. O limite inferior é discordante ao Grupo Serra Grande, separados por um contato erosivo relacionado a uma ampla regressão mundial. As fácies apresentam-se dominadas por processos de corrente de maré e tempestades (GÓES e FEIJÓ, 1994). A Formação Itaim (KEGEL, 1953 *apud* GÓES e FEIJÓ, 1994) apresenta arenitos finos e folhelhos escuros, depositados em ambiente deltaico e plataformal dominados por maré e tempestade. A espessura máxima da formação é de 250 m e a idade é Devoniano Médio. Sotoposta à Formação Itaim encontra-se a Formação Pimenteiras (SMALL, 1914 *apud* GÓES e FEIJÓ, 1994), caracterizada por um ambiente nerítico plataformal dominado por tempestade (DELLA FÁVERA, 1990), de idade Devoniano Médio a Final, com espessura do pacote sedimentar próximo a 500 m (CAPUTO, 1984). Com mesma idade, a Formação Cabeças é formada por arenitos médios a grossos, interdigitados por siltitos e folhelhos, interpretados como uma sedimentação nerítica plataformal, dominada por correntes de maré (DELLA FÁVERA, 1990). Através de dados obtidos por métodos indiretos, estima-se que sua espessura esteja entre 100 e 400 m. A Formação Longá (ALBUQUERQUE e DEQUECH, 1945 *apud* GÓES e FEIJÓ, 1994) é composta por depósitos de ambiente marinho raso plataformal dominado por tempestade, durante o Neodevoniano. Estima-se que sua espessura máxima seja de 150 m. De idade Eocarbonífera, a Formação Poti (PAIVA, 1937) é formada por arenitos cinza-esbranquiçados, intercalados a lamitos, depositados em ambiente deltaico e planície de maré, eventualmente influenciado por tempestade.

O **Grupo Balsas** encontra-se sobreposto ao Grupo Canindé e sotoposto ao Grupo Mearím, ambos em discordância. É constituído por quatro formações concordantes entre si. A primeira, denominada Formação Piauí (SMALL, 1914 *apud* GÓES e FEIJÓ, 1994) é caracterizada por depósitos continentais litorâneos, marcados por sedimentação terrígena e aloquímica, sob clima árido durante o Neocarbonífero (GÓES e FEIJÓ, 1994). Sobre clima árido durante o Eopermiano, a Formação Pedra de Fogo (PLUMMER, 1946 *apud* GÓES e FEIJÓ, 1994) é caracterizada por depósitos de sílica amorfa, calcários oolíticos e pisolíticos e estromatólitos, intercalados com sedimentos terrígenos e ortoquímicos, os quais integram a interpretação de um ambiente marinho raso a litorâneo, em planícies de sabkha. Caracterizado por sedimentos siliciclásticos e sais, como anidrita, a Formação Motuca (PLUMMER, 1946 *apud* GÓES e FEIJÓ, 1994) marca um período de continentalização dos depósitos, visto que, o paleoambiente proposto é desértico e lacustre, em condições de aridez, de idade Neopermiana (GÓES e FEIJÓ, 1994). Sua espessura pode superar os 200 m. Por fim, em contato discordante com a Formação Mosquito, a Formação Sambaíba (PLUMMER, 1946 *apud* GÓES e FEIJÓ, 1994) é caracterizada por um sistema flúvio-eólico (CAPUTO, 1984), de idade Eotriássica-Mesotriássica.

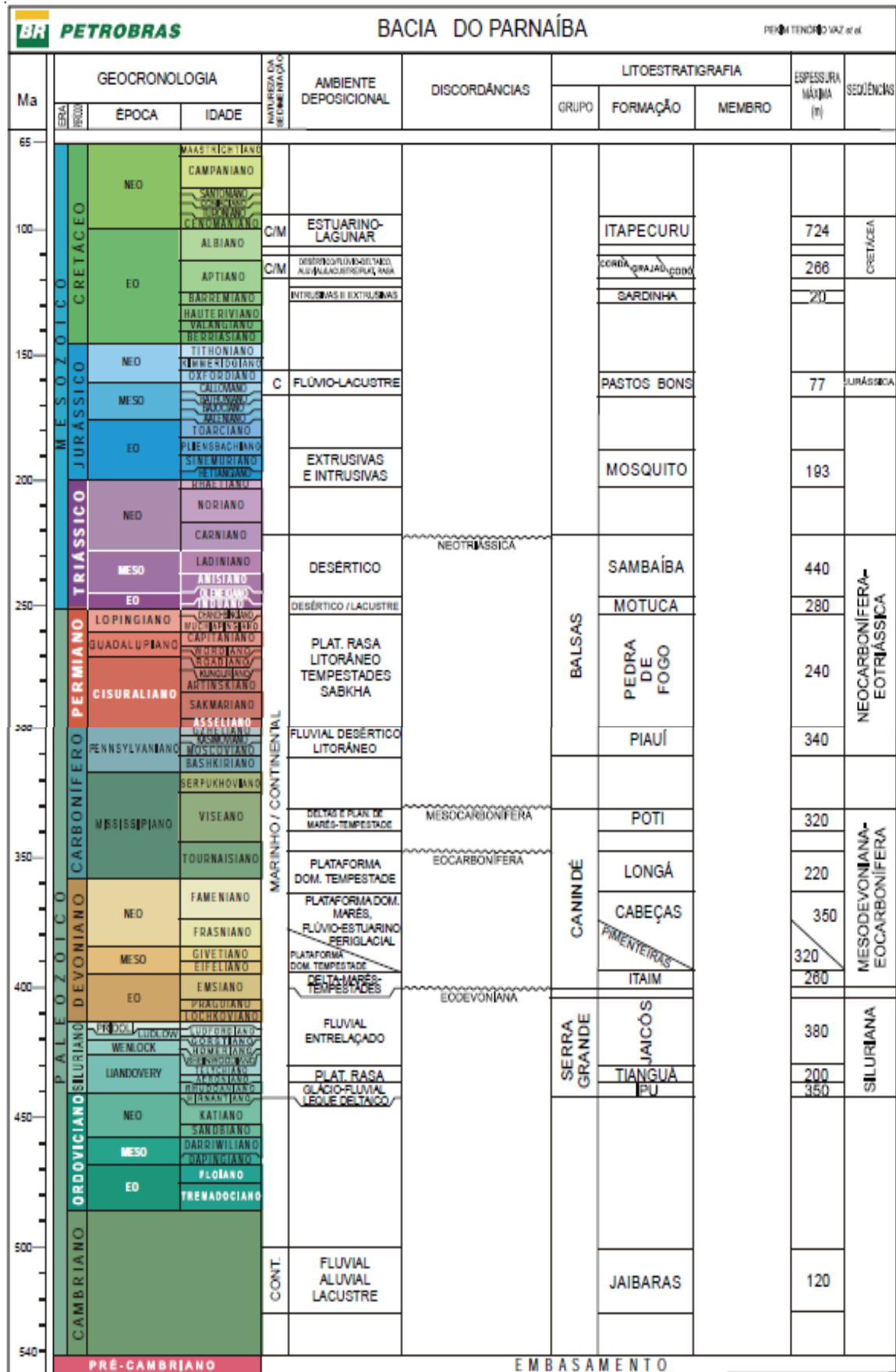
O **Grupo Mearím** é composto pelas formações Pastos Bons e Corda. Este grupo encontra-se interdigitado e sobreposto em discordância ao Grupo Balsas e às rochas vulcânicas extrusivas da Formação Mosquito. A Formação Pastos Bons (LISBOA, 1914) é composta por depósitos siliciclásticos (arenitos, siltitos e folhelhos) e carbonáticos, caracterizados como ambiente flúvio-lacustre, de espessura aproximada de 80 m (CAPUTO, 1984). Della Fávera (2001) caracteriza a Formação Corda como um sistema de rios meandantes e sabkhas. Depósitos de *redbeds* auxiliam na idealização climática árida a semi-árida, durante o Neojurássico.

As **formações Grajaú, Codó e Itapecuru** marcam a deposição cretácea da Bacia do Parnaíba e estão sobrepostas às unidades predecessoras de forma discordante. A Formação Grajaú (LISBOA, 1914), com espessura de 100 m, é composta por depósitos de fan-delta e deltas de idade aptiana. Sotoposta está a Formação Codó (LISBOA, 1914), caracterizada por folhelhos betuminosos intercalados por calcários e anidrita, depositados em ambiente deltaico e lacustre, durante o Aptiano. Por fim, a Formação Itapecuru (CAMPBELL et al., 1949) é formada por depósitos flúvio-estuarinos (ROSSETTI et al., 2001b) caracterizados por

sedimentos terrígenos e aloquímicos, depositados durante o Albiano-Cenomaniano (Pedrão *et al.*, 1993).

Os paleossolos da Formação Itapecuru foram relatados por Rossetti (2001) e posteriormente Pessoa e Borghi (2007). Entretanto, Menezes *et al.* (2015 e 2016) e Menezes (2016), utilizou paleossolos como elementos geológicos para caracterização paleoambiental.

Figura 4 - Diagrama estratigráfico da Bacia do Parnaíba



Fonte:VAZ et al., 2007.

2.4 Sequências deposicionais da Bacia do Parnaíba

A sucessão sedimentar da Bacia do Parnaíba foi subdividida em sequências delimitadas por discordâncias, caracterizadas por ciclos tectono-eustáticos de caráter global (GÓES et al., 1992). Esses ciclos podem ser dispostos em cinco sequências: siluriana, mesodevoniana-eocarbonífera, neocarbonífera-eotriássica, jurássica e cretácea (Figura 5).

A sequência **Siluriana** corresponde litoestratigraficamente ao Grupo Serra Grande, sendo caracterizada por um ciclo transgressivo-regressivo completo. Essa sequência instalou-se em depressões formadas por subsidência termal no Ordoviciano, e o fim da sua deposição foi marcada pela orogenia Caledoniana, que resultou em uma discordância regional (GÓES e FEIJÓ, 1994; VAZ et al., 2007).

A segunda sequência, **Mesodevoniana-Eocarbonífero**, marcada pelo Grupo Canindé, teve sua deposição devido ao processo de subsidência termal, influenciado pelo aumento da rigidez flexural, resultando na implementação de novos ciclos transgressivos-regressivo (GÓES e FEIJÓ, 1994) associado a uma elevação global no nível do mar e instalação de mares epicontinentais. No Eocarbonífero, o período regressivo pode estar associado ao aumento da capa de gelo do paleocontinente Gondwana. Após este ciclo, movimentos epirogênicos ascendentes, teriam conduzido a uma superfície erosiva de escala bacial (CAPUTO, 1984), fenômeno associado à orogenia Eoherciniana.

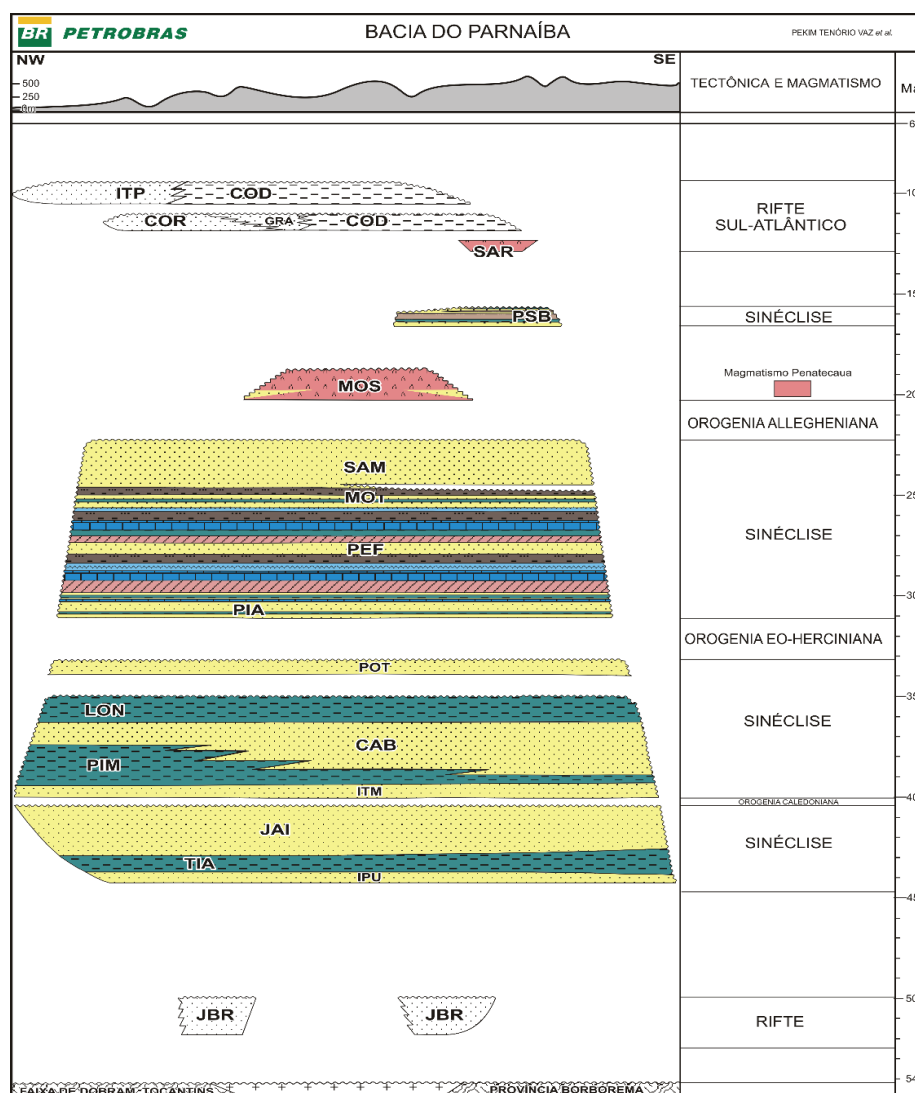
A sequência **Neocarbonífero-Eotriássica** marca uma progressiva continentalização e desertificação em toda a Bacia do Parnaíba. Suas evidências estão registradas no Grupo Balsas, que é marcado por profundas mudanças ambientais e tectônicas, posto que mares abertos de clima temperado se tornaram restritos, rasos e o clima tornou-se quente e árido (GÓES e FEIJÓ, 1994). No final do Permiano-início do Triássico, uma regressão de alcance global (Caputo, 1984) possivelmente causou a progressiva desertificação e retirada dos mares epicontinentais. O fim da sedimentação é atribuído à orogenia Gondwanides (ZALÁN, 2004).

De acordo com Góes e Feijó (1994), a sequência **Jurássica** é constituída pela Grupo Mearím, porém Vaz et al. (2007) reinterpretaram o posicionamento estratigráfico da Formação Corda, inserindo-a na sequência cretácea. Assim, a

sequência Jurássica é constituída somente pela Formação Pastos Bons. A deposição no período teve como origem o peso das rochas básicas da Formação Mosquito, que se somou à carga sedimentar então existente. O encerramento da sedimentação teria sido uma consequência das atividades concernentes à ruptura do supercontinente Gondwana.

Por fim, a sequência **Cretácea**, de idade Aptiana-Albiana, registra transgressões e regressões que provieram do estágio inicial de desenvolvimento do Oceano Atlântico Sul (ROSSETTI et al., 2001b). A sedimentação é consequência dos esforços de ruptura das margens equatoriais brasileiras, resultando em subsidência e implantação de novo ciclo deposicional (GÓES e FEIJÓ, 1994), evidenciados pelas formações Grajaú, Codó e Itapecuru.

Figura 5 – Cronoestratigrafia da Bacia do Parnaíba



Fonte: GÓES e FEIJÓ, 1994.

3 GEOLOGIA LOCAL

3.1 Formação Itapecuru

3.1.1 Aspectos geológicos

A Formação Itapecuru vem sendo alvo de trabalhos científicos ao longo dos anos por apresentar grande variedade de rochas sedimentares e conteúdo fóssilífero. O primeiro relato sobre os depósitos sedimentares que posteriormente seriam chamados de formações Codó e Itapecuru foi realizado por Lisboa (1914), o qual descreve as sucessões sedimentares cretáceas como “Série Grajaú”. Esta unidade geológica foi caracterizada por arenitos, argilitos, folhelhos betuminosos e rochas calcárias em vales incisos dos rios Itapecuru, Mearím, Inferno, Igarapé Santa Anna e Codozinho, no Estado do Maranhão. Em 1949, Campbell publica um relatório preliminar sobre a Bacia do Maranhão, em que este propõe um novo léxico estratigráfico para os depósitos que ficam acima da Formação Codó (Aptiano) e abaixo dos sedimentos terciários, chamando de Formação Itapecuru. Esta unidade representa um conjunto de rochas clásticas depositadas em ambiente continental e marinho (CAMPBELL, 1949).

Posteriormente, Góes e Feijó (1994) definiram a Formação Itapecuru como arenitos avermelhados, médios a grossos, e argilito castanho-avermelhados, depositados em um sistema flúvio-lacustre, de idade Albiana. Em seguida, Gonçalves e Carvalho (1996) levantaram quatro perfis sedimentológicos representativos de afloramentos expostos na margem do vale do Rio Itapecuru. Foram definidas três litofácies: argilito vermelho, siltito vermelho e arenito fino a médio com estratificação cruzada acanalada. O paleoambiente atribuído foi flúvio-deltaico.

Rossetti et al. (2001b) – utilizando análises de subsuperfície com perfis de raios gama, combinados a dados faciográficos e estratigráficos detalhados de afloramentos espalhados pela bacia – individualizaram três sequências deposicionais diferenciadas por superfícies limitantes de caráter regional. A primeira

sequência inclui as formações Codó e Grajaú (Neoaptiano/Albiano), com espessura de 450 m. A segunda e terceira sequências deposicionais correspondem à Formação Itapecuru, que por sua vez, estão subdivididas em três unidades organizadas em tratos de sistema de mar baixo, transgressivo e mar alto. Desta forma, a Formação Itapecuru foi elevada à categoria de Grupo Itapecuru, representado pela Unidade Indiferenciada, Formação Alcântara e Cujupe, exibindo 1200 metros de sedimentos depositados em ambiente aluvial a marinho-transicional. Subsequentemente, Nascimento (2006) utilizou as interpretações e caracterizações paleoambientais de Rossetti et al. (2001b) para investigar a proveniência dos sedimentos albianos na região de Grajaú (Estado do Maranhão). O estudo foi conduzido em arenitos bem a moderadamente selecionados, os quais são provenientes da erosão de orógenos e blocos continentais. Os minerais pesados presentes foram atribuídos a fontes de sedimentos reciclados. As fontes definidas foram Cráton São Luís, Cinturão Gurupi e do noroeste da Província Borborema, Cráton Amazônico, Faixa Araguaia e reciclagem das unidades paleozoicas da Bacia do Parnaíba.

Pessoa e Borghi (2007) utilizaram testemunhos do projeto “Carvão da Bacia do Parnaíba (CPRM/DNPM)”, de 1975, cujos poços estão localizados na região oeste da cidade de Coelho Neto (MA). As análises de fácies permitiram reconhecer superfícies delimitantes de elementos arquiteturais (fluviais) em testemunho como canal e finos de planícies de inundação/canal abandonado além de paleossolos, organizados em duas sequências deposicionais associadas a ambientes fluviais meandrantés.

Menezes et al. (2015, 2016), aplicando técnicas paleopedológicas e sedimentológicas em afloramentos da Formação Itapecuru ao longo do vale do Rio Itapecuru, na região de Itapecuru-mirim, caracterizaram os sedimentos como arenitos muito finos a finos com laminação plano-paralela, compondo elementos arquiteturais de leque de crevasse e lençóis de areia, e fácies heterolíticas atribuídas a finos da planície de inundação. Entretanto, as sucessões mais espessas foram relacionadas a paleossolos moderadamente a bem desenvolvidos, com intensa bioturbação de invertebrados, vertebrados e raízes, além de feições pedogênicas. O paleoambiente proposto foi de uma planície aluvial com intensa exposição subaérea e depósitos de avulsão fluvial. Por fim, Ferreira et al. (2015), interpretando perfis sedimentológicos de afloramentos às margens do Rio Itapecuru próximos à região

de Santa Rita, atribuíram os depósitos a planícies de inundação com presença de depósitos externos ao canal principal e sedimentação representada por ambiente deposicional controlado por variação de maré.

3.1.2. Aspectos paleontológicos

A Formação Itapecuru é uma unidade que apresenta importantes depósitos fossilíferos continentais e marinhos do Cretáceo brasileiro. Suas assembleias fossilíferas albianas ocorrem nos afloramentos ao longo do vale do Rio Itapecuru, sendo composta por dentes e placas dentárias de peixes Picnodontidae (CARVALHO, 1997), ossos do peixe celacantídeo *Mawsonia* (CARVALHO e MAISEY, 1999), escamas de peixes semionotiformes e placas dentárias de *Asiatoceratodus* (DUTRA e MALABARBA, 2001), carapaça de tartaruga *Araripemys barretoii* (KISCHLATE e CARVALHO, 2000), o crocodilo notossúquio *Candidodon itapecuruense* (CARVALHO e CAMPOS, 1988; CARVALHO, 1994; NOBRE e CARVALHO, 2002) e os bivalves dulciaquícolas *Anodonta* e *Castalia*, os quais aparecem associados a conchostráceos e ostracodes (VICALVI et al., 1996; FERREIRA et al., 1995).

Os fósseis continentais de fauna terrestre compõem um conjunto rico de espécies, que compreende fragmentos de ovos de dinossauros, dente de carnívoros, fragmentos e ossos completos (FERREIRA et al., 1995). Carvalho et al. (2003) descreveram um novo gênero e espécie de Sauropoda que habitava o Aptiano-Albiano do nordeste brasileiro. Esta espécie foi denominada *Amazonsaurus maranhensis*, e seus ossos foram encontrados na região de Itapecuru-Mirim, em um afloramento nas margens do Rio Itapecuru.

Estudos palinológicos dos depósitos cretáceos, particularmente os de idade Albiana da Bacia do Parnaíba, foram realizados por Pedrão et al. (1993, 1994), Arai (2001) e Ferreira et al. (2015). Foi reconhecida a zona *Elateropollenites jardinei*, do Albiano inferior/médio, com frequência dos gêneros *Classopolis* e a espécie *Afropollis jardinus* que, agregadas aos palinomorfos *Equisetosporites*, *Gnetaceaepollenites* e *Steevesipollenites*, indicaram um flora tropical de clima quente e árido (PEDRÃO et al., 1993). Por fim, Ferreira et al. (2015) apresentaram

uma abundância de Marsileaceae, Selaginellaceae e *Afropollis* em afloramentos na região de Santa Rita, Maranhão. A caracterização paleoclimática proposta por esses autores com base nos palinomorfos acima citados indicou um clima tropical úmido.

A Formação Itapecuru é carente de trabalhos científicos utilizando a icnologia como ferramenta de análises paleoecológicas, paleoambiental e paleoclimática. Para não afirmar que nunca foram feitos estudos icnológicos, as pegadas e pistas na Formação Itapecuru nas bacias do Parnaíba e São Luís foram objetos de estudo nos trabalhos de Carvalho (1994, 2001) e Carvalho e Gonçalves (1994). Esses autores atribuíram esses traços fósseis a carossauros, terópodes de pequeno tamanho, ornitíscios bípedes e quadrúpedes. Traços fósseis de invertebrados também foram identificados, incluindo os icnogêneros *Skolithos* (GONÇALVES e CARVALHO, 1996; ROSSETTI, 1998, 2001; LIMA e ROSSETTI, 2001; ANAISSE Jr et al., 2001), *Ophiomorpha* (ROSSETTI, 1998, 2001, LIMA e ROSSETTI, 2001; ANAISSE Jr et al., 2001; LIMA e ROSSETTI, 2001), *Thalassinoides* (ROSSETTI, 1998, 2001; ANAISSE Jr et al., 2001), *Planolites* (ROSSETTI, 1998, 2001; LIMA e ROSSETTI, 2001; ANAISSE Jr et al., 2001), *Diplocraterion* (ROSSETTI, 1998, 2001; LIMA e ROSSETTI, 2001), *Taenidium* (LIMA e ROSSETTI, 2001; ANAISSE Jr et al., 2001), *Palaeophycus* (ROSSETTI, 1998, 2001; LIMA e ROSSETTI, 2001), *Chondrites* (LIMA e ROSSETTI, 2001) e rizólitos (LIMA e ROSSETTI, 2001; MENEZES et al., 2015, 2016).

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Levantamento bibliográfico

O levantamento bibliográfico foi executado com a reunião de trabalhos pertinentes à Bacia do Parnaíba e especificamente à área em que os depósitos albianos estão localizados. Procedeu-se a organização das informações sobre a situação geológica da bacia e leitura de artigos referentes à deposição, diagênese, proveniência e paleontologia. Outros artigos com base em análises paleopedológicas e icnológicas foram estudados para compor o conhecimento base para o desenvolvimento do trabalho.

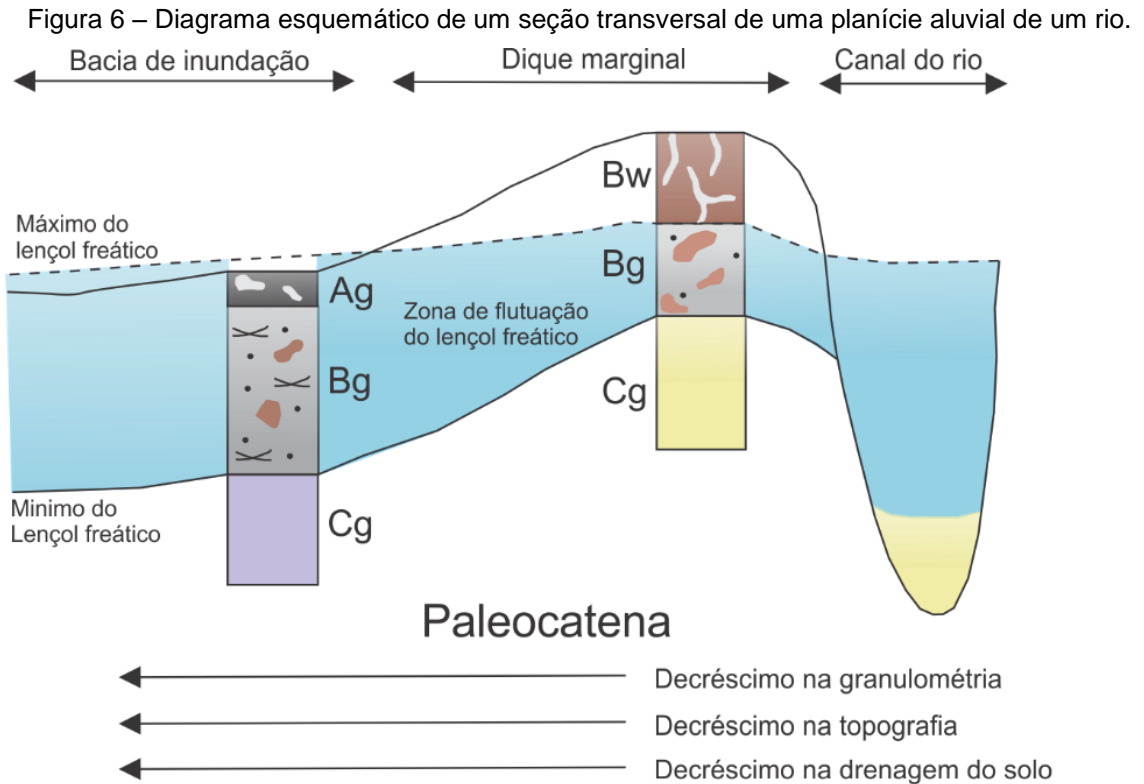
4.1.1. Paleopedologia

A paleopedologia é uma palavra derivada do grego “palaios” (antigo), “pedon” (terra) e “logos” (estudo), definida como o estudo dos solos antigos. Embora estes solos fósseis tenham sido observados desde os primórdios da Geologia moderna (HUTTON, 1795 apud RETALLACK, 2001; PLAYFAIR, 1802 apud RETALLACK, 2013; WEBSTER, 1826 apud RETALLACK, 2013), o termo paleopedologia e toda a base teórica derivou da ciência de solos (POLYNOV, 1927). Esta área se diverge da Pedologia, por apresentar ampla rede interdisciplinar, que inclui geocientistas, como sedimentólogos, estratígrafos, geoquímicos, além de cientistas do solo (CATT, 1990; RETALLACK, 1990).

O conteúdo geológico que se insere nos estudos da paleopedologia, são os paleossolos. Um paleossolo ou solo fossilizado é um solo que se formou em uma paisagem do passado, sofrendo alterações físicas, biológicas e químicas em rochas sedimentares, ígneas e metamórficas (KRAUS, 1999). Embora os primeiros registros tenham se dado em sequências quaternárias, os paleossolos são comumente reconhecidos desde estratos pré-cambrianos (RETALLACK, 1990).

Os paleossolos foram descritos a partir de uma variedade de ambientes continentais, dentre estes são mais comuns o eólico (BASILICI et al., 2009; DAL'BÓ, 2011), palustre (TANNER, 2000), aluvial (ALLEN, 1965; KRAUS e ASLAN, 1999), lacustre (DRIESE et al., 1995; MARTINI e CHESWORTH, 2013) e transicionais (ROSSETTI et al., 2001b; RETALLACK, 2008, MARTINI e CHESWORTH, 2013). Os processos que controlam a taxa de sedimentação e a continuidade da acumulação sedimentar influenciam no grau de desenvolvimento pedogenético em sedimentos ou rochas cristalinas (KRAUS e ASLAN, 1999). Conseqüentemente, os paleossolos podem ajudar a interpretar a história da deposição e os processos autigênicos e alogênicos que influenciam as bacias sedimentares (RETALLACK, 1990; KRAUS, 1999).

Além de guardarem informações deposicionais e sobre a taxa de sedimentação da bacia, os solos antigos auxiliam na reconstrução da paisagem fornecendo informações detalhadas sobre o tipo de paisagem antiga ou paleogeomorfologia, e evolução ao longo do tempo desta forma superficial (RETALLACK, 1990; ASLAN e KRAUS, 1999). A distribuição espacial de diferentes paleossolos reflete em formas de relevo em que se formam os solos fósseis e os processos geomorfológicos que operam na paisagem antiga (Figura 6). A mudança lateral em um paleossolo associado a uma inconformidade está relacionada a uma variação topográfica ao longo da paisagem degradada. Além disso, seqüências sedimentares espessas com múltiplos paleossolos fornecem um registro da evolução superficial ao longo do tempo (CATT, 1990; RETALLACK, 1990; KRAUS, 1999).



Legenda

| | | | | | |
|--|--|--|---|--|---|
| | Silte/Argila cinza com mosqueamento marrom | | Silte/ Argila marrom com mosqueamento cinza | | Matéria orgânica com mosqueamento cinza |
| | Silte/ Argila | | Areia | | Slickensides |
| | | | | | Fe-Mn nódulo |

Nota: O efeito da variação topográfica, flutuação do lençol freático e texturas diferentes influenciam no desenvolvimento dos solos. Em diques marginais os solos são moderadamente a bem drenados, por outro lado solos formados nas bacias aluviais são pobremente drenados.

Fonte: ASLAN e KRAUS, 1999; KRAUS, 1999, modificado pelo autor, 2018.

Os tipos de paleossolos que se formam no registro sedimentar dependem da rapidez com que o sedimento se acumulou, se essa acumulação foi estável ou descontínua, e se ocorreram pausas em sua duração. Os acúmulos de sedimentos variam ao longo do tempo, produzindo diferentes tipos de paleossolos através de sucessões verticais (KRAUS, 1999).

Os paleossolos podem ser classificados de acordo com o equilíbrio entre acumulação de sedimentos e a taxa de pedogênese (KRAUS, 1999). Paleossolos compostos são formados quando a erosão é insignificante e a sedimentação é rápida e instável. São provavelmente formados em depósitos de dique marginal e leques de crevasse. Entretanto, se a erosão for insignificante e a sedimentação constante, podem se formar solos cumulativos. Estes paleossolos estão

relacionados a porções mais distais do canal principal em meio à bacia de inundação (ASLAN e KRAUS, 1999).

A importância paleoclimática dos paleossolos decorre de estudos que variegam desde o Quaternário até registros pré-cambrianos. As características pedogênicas podem ser quantitativamente relacionadas a fatores formadores de solo, como o clima. Desse modo, paleossolos podem ser usados para estimar paleoprecipitação e paleotemperatura, compreender a paleoatmosfera e suas mudanças ao longo do tempo, bem como estudar a evolução de plantas e animais terrestres (RETALLACK, 1990; SHELDON e TABOR, 2009).

4.1.2 Iconologia

4.1.2.1. Conceitos da iconologia

Iconologia é a ciência que estuda a interação entre organismos vivos, seu comportamento e o substrato no espaço e tempo (BUATOIS e MÁNGANO, 2011). Os vestígios dessa interação incluem estruturas biogênicas (estruturas sedimentares biogênicas, bioerosão e outras evidências de atividades), marcas de morte e pseudoicnofósseis (FREY e PEMBERTON, 1984, 1985; PEMBERTON et al., 1990). Por sua vez, as estruturas sedimentares biogênicas são caracterizada por: 1) estruturas de bioturbação, que compreendem pegadas, pistas e escavações; 2) Estrutura de bioestratificações, que consistem em estruturas de bioconstruções formadas pela atividade de organismos; 3) Estruturas de biodeposição, são produções ou concentrações de sedimentos pela atividade de organismos. Esta última categoria engloba os coprólitos e grânulos fecais. Não menos importante, as estrutura de bioerosão são perfurações mecânicas ou químicas em substrato rígido (FREY, 1971, 1973; FREY e PEMBERTON, 1984; FREY e WHEATCROFT, 1989; BROMLEY, 1994).

Os icnofósseis são estruturas de bioturbação e bioerosão preservadas no registro sedimentar e metassedimentar de baixo grau. Os traços fósseis têm suas propriedades e particularidades que distinguem dos fósseis dos organismos,

refletindo no modo de sua formação e suas histórias tafonômicas (FREY, 1975; BUATOIS et al., 2002). Desta forma, os vestígios fósseis são evidências do comportamento dos organismos. As análises morfológicas e da arquitetura dos icnofósseis revelam evidências sobre a anatomia e etologia de seus produtores (SEILACHER, 1967). Outros parâmetros avaliados a partir dos icnofósseis são os modos de vida, hábitos tróficos, oxigenação, salinidade, turbulência e turbidez da água (FREY, 1975; BROMLEY, 1996; MÁNGANO e BUATOIS, 2004; BUATOIS e MÁNGANO, 2011). Estes parâmetros são determinantes no controle da colonização de substratos inconsolidados por organismos bentônicos, revelando as condições ambientais em que estavam submetidos (BROMLEY e EKDALE, 1984; BROMLEY, 1990, 1996; MÁNGANO e BUATOIS, 2004; BUATOIS e MÁNGANO, 2011).

A classificação dos icnofósseis é determinada pela taxonomia dos traços fósseis, ou seja, incluem o icnogênero e icnoespecie de acordo com suas características morfológicas e nomenclaturas (BUATOIS e MÁNGANO, 2011). A determinação dos icnofósseis auxilia no estudo do comportamento dos organismos ou paleoetologia.

A icnocenose representa uma assembleia de traços fósseis preservadas em um horizonte estratigráfico (BROMLEY, 1990). Seus componentes incluem a icnofauna e icnoflora ambientalmente relacionados. O termo icnofauna é caracterizado de acordo com a diversidade icnológica preservada no substrato. Utiliza-se a parataxonomia como base representativa da icnofauna (WALKER, 1985).

4.1.2.2 Estudo de traços fósseis em ambientes continentais

Em ambientes continentais, as biotas moderna e antiga são distribuídas verticalmente e lateralmente em um ambiente deposicional de acordo com suas necessidades fisiológicas ou tolerância à água, umidade do solo, salinidade e suas associações ecológicas com outros organismos (HASIOTIS e BOWN, 1992). Os organismos de ambientes dulciaquícolas têm tolerâncias diversas quanto à saturação em água de um sedimento ou solo, consistência do substrato e o grau de

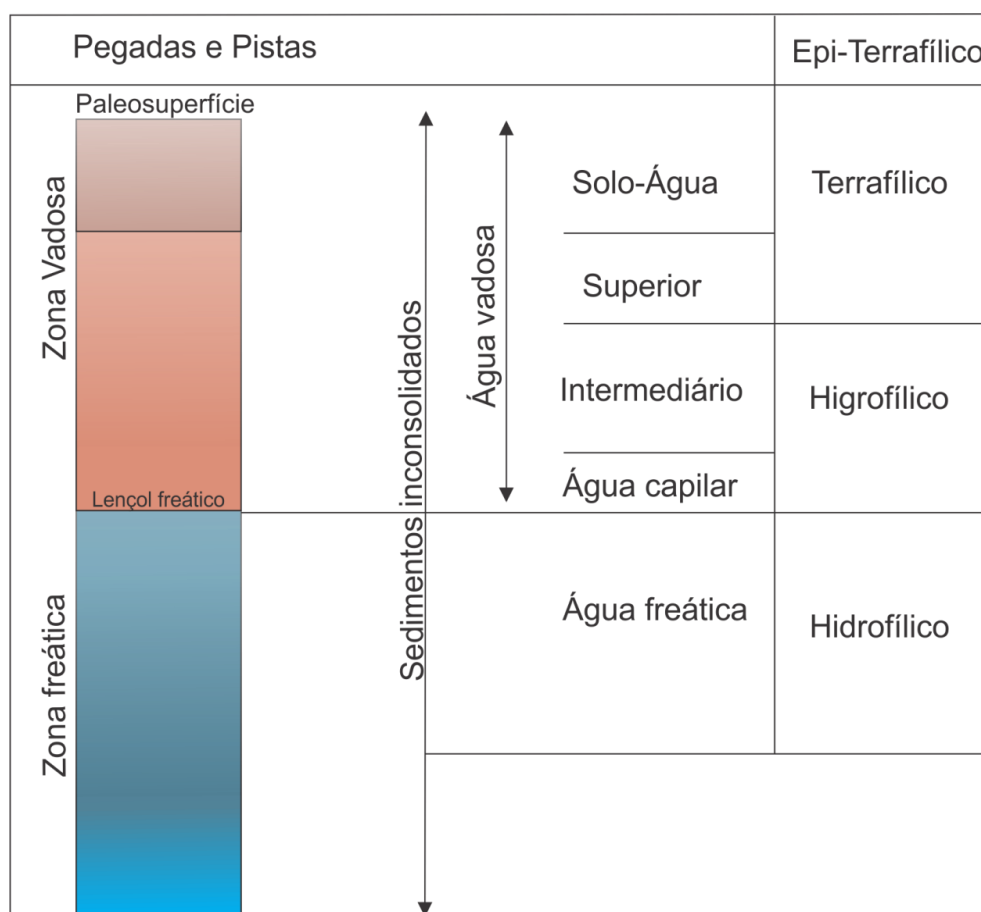
concentração iônica e salinidade dentro do corpo de água ou substrato (HASIOTIS, 2002).

Os invertebrados existem em uma enorme diversidade e abundância em um amplo espectro de ambientes. Eles são os indicadores mais sensíveis às condições ambientais porque são influenciados pelo aumento de temperatura, níveis de aridez, baixa umidade, aumento de dióxido de carbono e baixa oxigenação (HASIOTIS, 2002; HASIOTIS et al., 2007). Incluem: 1) insetos e aracnídeos, como formigas, térmitas, abelhas, vespas, moscas, besouros e aranhas; 2) anelídeos oligoquetos terrestres e aquáticos, sanguessugas e nematodos; 3) crustáceos terrestres e aquáticos, tais como lagostins, camarões, caranguejo, escorpiões e ostracodes (HASIOTIS e BOWN, 1992; HASIOTIS, 2002).

Os traços fósseis de invertebrados e raízes também são úteis para delimitar perfis hidrológicos e características paleoecológicas (HASIOTIS e BOWN, 1992; HASIOTIS, 2000; HASIOTIS et al., 2007; KRAUS e HASIOTIS, 2006). À vista disso, as icnocenoses são divididas em três grupos distintos: 1) organismos que vivem acima do lençol freático; 2) organismos que vivem em solos com diferentes quantidades sazonais de umidade; e 3) organismos que vivem em ou abaixo do lençol freático (HASIOTIS e BOWN, 1992; HASIOTIS et al., 2007). Os organismos e seus traços são distribuídos nas zonas vadosa superior, intermediária e inferior, franja capilar e zona freática do perfil das águas subterrâneas (HASIOTIS, 2002; HASIOTIS et al., 2007). Em consequência, três grupos de icnofósseis com base em relações comportamentais aos níveis de umidade do solo foram descritos, sendo eles: (i) terráfilicos, organismos que vivem entre a superfície e a zona vadosa superior; (ii) higrófilos, organismos que vivem na zona vadosa; (iii) hidrofílicos, organismos que vivem em equilíbrio com o lençol freático (HASIOTIS et al., 2007; SMITH et al., 2008) (Figura 7).

As icnocenoses em paleossolos auxiliam no rastreamento dos antigos níveis de equilíbrio solo-água marcados por variações paleoclimáticas. Uma vez que os organismos existentes e os comportamentos estão interligados aos ecossistemas em que habitam, os icnofósseis e os paleossolos devem representar o cenário climático em condições de baixa ou alta umidade do solo. Assim, os icnofósseis podem ser usados como *proxies in situ* para definição paleoclimática, especialmente quando usados em conjunto com *proxies* paleopedológicos, sedimentológicos e geoquímicos (HASIOTIS, 2002).

Figura 7 - Grupos de organismos em relação ao nível de umidade do solo



Fonte: HASIOTIS, 2002, modificado pelo autor, 2018.

4.1.2.3 Icnograma

O registro icnofossilífero nem sempre apresenta as estruturas sedimentares biogênicas em três dimensões. Em exposição vertical ou testemunhos de sondagem, é mais comum a preservação bidimensional dos icnofósseis. Neste caso, a taxa de atividades biogênicas em relação à sedimentação, erosão e diagênese é conhecida como icnograma (EKDALE e BROMLEY, 1991; TAYLOR e GOLDRING, 1993). Quando as estruturas sedimentares primárias estão ausentes, a análise de icnograma pode ser a única evidência para interpretação paleoambiental (TAYLOR et al., 2003).

A ferramenta para o estudo das icnogramas são os índices de bioturbação, que é definido como densidade de tubos de organismos no substrato, quantidade de

sobreposição dos traços, e nitidez das estruturas primárias sedimentares (TAYLOR e GOLDRING, 1993; TAYLOR et al., 2002). Cada limite recebe um valor numérico e um termo descritivo, de modo que o índice pode ser plotado graficamente e usado em uma descrição (GOLDRING et al., 1991; TAYLOR e GOLDRING., 1993). A classificação de bioturbações tem limites de 0 a 6, estimados em porcentagens por índice 0 os estratos não que apresentam bioturbação; 1, equivale a porcentagem de 1 a 5%, com bioturbação fraca (traços discretos e pouco frequentes); 2, porcentagem de 6 a 30%, com bioturbação baixa; níveis 3 e 4, porcentagens de 31 a 60% e 61 a 90%, respectivamente. Nesses níveis as bioturbações são moderadas a altas, com progressivo aumento da densidade e sobreposição de traços; e por fim, estratos intensamente ou completamente bioturbados e retrabalhados apresentam indicadores de 91 a 99% e 100% e estão relacionados aos níveis 5 e 6, respectivamente (Figura 8) (TAYLOR e GOLDRING, 1993; TAYLOR et al., 2003)

Quadro 1 – Índice de bioturbação (BI) é baseado na densidade de tubos e sobreposições em relação as estruturas sedimentares primárias

| Índice de BI | % Bioturbação | Classificação |
|--------------|---------------|---|
| 0 | 0 | Não Bioturbado |
| 1 | 1-5 | Bioturbação esparsa: traços e/ ou estruturas de escape raros ou discretos. |
| 2 | 6-30 | Bioturbação baixa: camadas distinguíveis, baixa densidade de traços e estruturas de escape comum. |
| 3 | 31-60 | Bioturbação moderada: estruturas de camadas ainda visíveis, traços discretos. |
| 4 | 61-90 | Bioturbação alta: estruturas da camada não mais distinguíveis, alta densidade e sobreposição de traços. |
| 5 | 91-99 | Bioturbação intensa: camada completamente perturbada, sedimento pode ter sido repentinamente retrabalhados, mas ainda não totalmente homogeneizados. |
| 6 | 100 | Bioturbação completa: sedimento pode ser repentinamente retrabalhado e totalmente homogeneizado. |

Fonte: TAYLOR e GOLDRING, 1993, modificado pelo autor, 2018.

A distribuição de organismos (e seus vestígios) no sedimento é conhecida como nivelamento. A preservação de um perfil de escalonamento

(*Tiering*) dependente da morte rápida da comunidade (por exemplo, soterramento sob um leito de eventos ou morte da comunidade devido a uma anoxia), porque - com a deposição contínua - as tocas mais profundas tendem a ser sobrepostas por tubos mais superficiais. Este nivelamento da comunidade faunal é tipicamente considerado como uma resposta à partição do reino faunal em diferentes nichos ocupados por organismos com diferentes estratégias de alimentação (BOTTJER e AUSICH, 1982; BROMLEY, 1990, 1996; MCILROY, 2004). Este conceito revela as interações entre população de organismos escavadores de uma mesma comunidade, bem como a sucessão de colônias ao longo do tempo (BROMLEY e EKDALE, 1986). Segundo Bromley e Ekdale (1986), dois tipos de icnotrama principais podem ser reconhecidos. Icnotramas simples ou *single-tier* (TAYLOR et al., 2003) são aquelas que representam a atividade de uma população bentônica durante um determinado período de tempo, sendo um único evento de colonização do substrato por organismos oportunistas ou pioneiros. Icnotramas compostas corresponde a sobreposição de icnotramas numa mesma camada.

A icnotrama em paleossolos e as estruturas primárias preservadas também podem ser obliteradas ou modificadas por processos não-biológicos de formação de solos, ou apenas parcialmente relacionados à bioturbação. Nos paleossolos, estruturas de solo diferentes de icnotrama devem ser também consideradas como agentes destrutivos da camada original (GENISE et al., 2004). Diferentes características de solo que podem ser reconhecidas em paleossolos, como horizontes, estruturas pedogênicas, glébulas, traços de raízes e animais, modificam o tecido sedimentar original dos depósitos em que se desenvolvem solos (BOWN e KRAUS, 1987; RETALLACK, 1990; GENISE et al., 2004). Assim, o desenvolvimento de uma icnotrama pode ser independente de outras características de solo, isto é, os paleossolos bem desenvolvidos podem estar quase sem bioturbação e os paleossolos mal desenvolvidos podem ser altamente bioturbados, de modo que as definições de icnotrama para um ambiente marinho não se aplicam necessariamente a um cenário continental. Em parte, isso é devido a flutuações dos níveis de água e condições redox em ambientes continentais. Considerando que as condições hidrológicas e químicas em um ambiente marinho podem ser relativamente uniformes em longos períodos de tempo, elas podem flutuar em escalas de tempo muito curtas em ambientes continentais (ou seja, sazonalmente), o que afeta tanto a criação como a preservação da icnotrama (SHELDON e TABOR, 2009). Por fim, a

aplicabilidade do método depende de fatores sazonais, variação do freático e intensidade pedogênica. Levando em conta estes fatores e a preservação dos traços fósseis em paleossolos, o conceito semi-quantitativo com base na ruptura da camada original ou paleossolos pela bioturbação, podem ser representadas em diagramas e índices por diferentes configurações sedimentares (BOTTJER e DROSER, 1994; GENISE et al., 2004).

4.1.2.4 Icnofácies

As icnofácies representam conjuntos de icnocenoses que ocorrem associados em um determinado ambiente, sendo recorrentes no tempo e espaço (BAUTOIS e MÁNGANO, 2011). Estes refletem combinações específicas de certas características, como o comportamento, icnodiversidade e morfologia das escavações, em resposta às condições ambientais (FREY e PEMBERTON, 1984; BUATOIS e MÁNGANO, 2011). Essas características compõem um conjunto de atividades desenvolvidas pelos organismos em respostas às variações ambientais do meio, e que são responsáveis pela distribuição da fauna dentro ou sobre o substrato (FREY e PEMBERTON, 1984; FREY, 1990).

O modelo de icnofácies reúne quatro categorias: 1) marinhas; 2) substrato-controlado; 3) continentais (invertebrados), e, 4) continentais (vertebrados) (FREY e PEMBERTON, 1984, 1985; BROMLEY, 1996; BROMLEY e ASGAARD, 1993; LOCKLEY et al., 1994; GENISE et al., 1998, 2007; GENISE et al., 2000, 2010; BUATOIS e MÁNGANO, 2011).

As icnofácies continentais serão utilizadas neste trabalho como instrumento para caracterização paleoambiental. Para os domínios continentais, seis icnofácies foram propostas: *Scoyenia* (SEILACHER, 1967), *Mermia* (BUATOIS e MÁNGANO, 1995), *Coprinisphaera* (GENISE et al., 2000), *Termitichnus* (SMITH et al., 1993; GENISE et al., 2000), *Celliforma* (GENISE et al., 2010) e *Entradichnus-Octopodichnus* (BUATOIS e MÁNGANO, 2008). A icnofácies *Scoyenia* é caracterizada por baixa a moderada icnodiversidade, alta abundância localizada, presença de traços fósseis verticais e horizontais de invertebrados, vertebrados e marcas de raízes, abundância de traços de locomoção e bioturbações exibindo

meniscos produzidos por atividade alimentar sobre o substrato (BUATOIS e MÁNGANO, 2004). O conjunto de traços que compõe a icnofácies Scoyenia inclui *Taenidium*, *Beaconites*, *Scoyenia*, *Fuersichnus*, *Rusophycus*, *Camborygma*, *Diplichnites*, *Mirandaichnium*, *Umfolozia* e *Cruziana* (BUATOIS e MÁNGANO, 2011). Icnotáxons como *Planolites*, *Palaeophycus* e *Cochlichnus* também são comuns. Os ambientes relacionados a este conjunto de icnofósseis apresentam indicativos de exposição subaérea periódica em sequências fluviais, lacustres e eólicas, em especial, respectivamente, planícies aluviais, margem de lagos e zonas de interduna úmido (BUATOIS e MÁNGANO, 2004, 2011). A icnofácies Coprinisphaera consiste em vestígios fósseis com icnodiversidade moderada a alta, ocorrentes em paleossolos moderadamente desenvolvidos em ambientes aluviais e eólicos, bem documentados do Paleoceno aos dias atuais. Os icnotáxons que estão atrelados a esta icnofácies são *Celliforma*, *Uruguay*, *Ellipsoideichnus*, *Palmiraichnus*, *Rosellichnus*, *Coprinisphaera*, *Pallichnus*, *Eatonichnus*, *Monesichnus*, *Fontanai*, *Teisseirei* e *Tacuruichnus* (GENISE et al., 2000). *Termitichnus* consiste em uma icnofácies de baixa diversidade, alta abundância, dominância de icnofósseis de térmitas e são frequentes em paleossolos formados em florestas densas, quentes e úmidas (GENISE et al., 2000). Os principais icnogêneros que compõem este conjunto são *Termitichnus*, *Vondrichnus*, *Fleaglellius* e *Krausichnus* (GENISE e BOWN, 1994), além de rizólitos de dimensões variadas (GENISE et al., 2010). Genise et al. (2010) introduziram a icnofácies Celliforma para caracterizar um agrupamento específico de traços fósseis recorrentes em paleossolos ricos em carbonatos, de clima árido a semiárido, em ambientes palustres. Esta icnofácies exibe icnodiversidade moderada e alta abundância, dominância de ninhos de abelhas e câmaras pulpais de coleópteros (RETALLACK 1984; GENISE et al., 2010). Essas biotubações ocorrem juntas a endocarpos de hackberry, gastrópodes terrestres, rizólitos, invertebrados aquáticos, coprólitos, trilhas de vertebrados e fragmentos de vertebrados aquáticos e terrestres. Os componentes típicos são *Celliforma*, *Rosellichnus*, *Pallichnus*, *Rebuffoichnus*, *Palmiraichnus*, *Teisseirei*, *Taenidium* e rizólitos (GENISE et al., 2010a). A icnofácies Mermia, proposta por Buatois e Mángano (2004), é caracterizada por dominância de traços de reptação e alimentação com direções horizontais e sub-horizontais, ocorrências subordinadas de traços de locomoção, moderadas a altas icnodiversidade e abundância. Os componentes típicos desta icnofácies incluem uma variedade de traços de pastagem

não especializados, estruturas de alimentação simples, traços de locomoção e trilhas de peixes. Os icnotáxons que compõem esta assembleia são: *Mermia*, *Cochlichnus*, *Gordia*, *Helminthoidichnites*, *Helminthopsis*, *Planolites*, *Treptichnus*, *Tuberculichnus*, *Palaeophycus*, *Circulichnus*, *Vagorichnus* e *Undichnus*. Esta icnofácies é típica de sistemas lacustres siliciclásticos perenes abertos, mas também foi reconhecida em lagos carbonáticos. Em ambientes eólicos, a icnofácies proposta por Buatois e Mángano (2008) foi *Entradichnus-Octopodichnus*. Consiste em traços de pequenos trilhas de artrópodes, principalmente aranhas e escorpiões, e vestígios de moradia, incluindo tubos verticais e traços com meniscos. A assembleia de traços que compõe esta icnofácies inclui *Entradichnus*, *Taenidium*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Brasilichnium*, *Arenicolites*, *Digitichnus*, *Skolithos*, *Diplocraterion*, *Paleohelcura*, *Octopodichnus* e *Chelichnus*.

4.2 Dados coletados no projeto

A aquisição de dados do projeto respeitou os diferentes materiais de trabalho, como depósitos sedimentares e paleossolos. Os perfis sedimentológicos atribuíram a inter-relação entre os dois materiais de estudos em quatro afloramentos ao longo do rio Itapecuru, no município de Itapecuru- Mirim, estado do Maranhão.

4.2.1 Análise sedimentológica

A caracterização dos depósitos sedimentares foram feitas em três afloramentos (Jundiaí, Pequí e Guanaré), com base em atributos texturais e composicionais macro e microscópica como: granulometria, seleção, presença de matriz, forma das partículas (arredondamento e esfericidade), petrotrama (empacotamento, suporte da trama, orientação dos grãos), cimento, composição mineralógica, bem como estruturas sedimentares e geometria dos corpos geológicos. Além disso, foi proposto uma classificação composicional dos arenitos segundo Folk (1968), quanto a proporção de quartzo, feldspato e grãos líticos.

4.2.2 Paleossolos da Formação Itapecuru

As descrições dos paleossolos foram executadas de forma concomitante às descrições dos depósitos sedimentares, na mesma seção estratigráfica. A primeira etapa na descrição dos paleossolos foi o reconhecimento dos diferentes tipos de paleossolos (*pedotypes* segundo RETALLACK, 1990), assim como a confecção de perfis de escala 1:20 e o estabelecimento das relações existentes entre os tipos de paleossolos e os sedimentos (RETALLACK, 1990). A descrição morfológica seguiu em parte os critérios propostos por Catt (1990) e Retallack (1990). Também foram coletadas amostras indeformadas e orientadas dos principais horizontes para a confecção de lâminas delgadas e análises químicas e mineralógicas.

4.2.3 Análises laboratoriais

Foram realizados dois tipos de análises em laboratório sobre os depósitos da Formação Itapecuru: i) análise petrográfica; ii) caracterização icnológica e icnotrama.

i) Análise petrográfica: foram confeccionadas 25 lâminas delgadas, no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA) da UERJ, incluindo depósitos siliciclásticos e paleossolos, objetivando a definição das principais características mineralógicas e texturais dos sedimentos e paleossolos observadas em microscópio óptico polarizante, bem como o estabelecimento dos principais processos de alteração dos clastos e estruturas redoximólicas;

ii) Icnotaxonomia e icnotrama: A visualização e identificação icnotaxonomica dos espécimes teve início a partir de observações *in situ* nos afloramentos (BROMLEY, 1990; BUATOIS e MÁNGANO, 2011) e foi prosseguida de comparações com icnofósseis figurados na literatura especializada. A metodologia aplicada na descrição das icnotrama atenderam aos atributos litofaciológicos, índice de bioturbação (BI), tamanho e frequência das escavações, icnotaxonomia

e icnodiversidade (TAYLOR e GOLDRING, 1993; TAYLOR et al., 2003). O processo para caracterização da icnotrama iniciou-se com a definição icnotaxonomica dos perfis estudados. Posteriormente, com o reconhecimento da icnofauna foram atribuídos porcentagem quanto a frequência e densidade de tubos por horizontes de paleossolos e camadas sedimentares, aplicando uma curva que reflete o índice de bioturbação. Por fim, foram assinalados os diferentes eventos de colonização do substrato.

4.3 Área de estudo

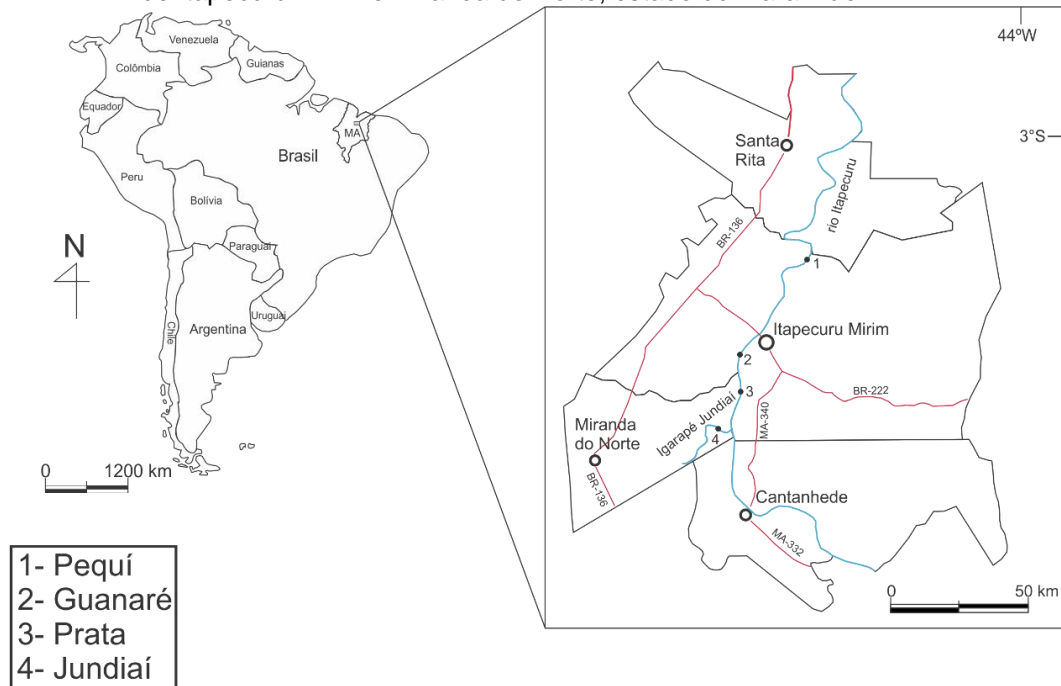
A Bacia do Parnaíba está situada nas regiões Norte, Nordeste e Centro-Oeste do Brasil, entre os estados do Piauí, Ceará, Maranhão, Pará, Tocantins e Goiás. É caracterizada como uma bacia de interior cratônico com preenchimento sedimentar que se estende do Paleozoico ao Cenozoico. Autores como Rossetti et al. (2001b) entendem que os sedimentos cretáceos e cenozoicos estão associados a eventos tectônicos ligados à ruptura do paleocontinente Gondwana. Estes são referidos pelos autores como pertencentes à “Bacia Grajaú”, que limita-se pelo Alto Ximboiá-Parnaíba e Arco Ferrer-Urbano Santos. No presente trabalho, serão utilizadas as definições de Góes e Feijó (1994) e Vaz et al. (2007), em que a coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba não é dividida em sub-bacias com propriedades deposicionais distintas. À vista disso, a Bacia do Parnaíba é subdividida em cinco sequências deposicionais, denominadas de sequências Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea, correlacionadas a ciclos tectônicos globais (GÓES e FEIJÓ, 1994).

A Formação Itapecuru, com espessura de 600 m na Bacia do Parnaíba (Caputo,1984), correlaciona-se às unidades homônimas das bacias de Bragança-Viseu, Ilha Nova, São Luís e Barreirinhas (GÓES e FEIJÓ, 1994). Rossetti et al., (2001b) descrevem os depósitos sedimentares da unidade como calcários esbranquiçados, argilitos, siltitos e arenitos de coloração avermelhada e esverdeada, atribuídos a um sistema estuarino-lagunar. As análises palinológicas constataram uma flora tropical de clima quente, caracterizada pela presença de palinomorfos dos

gêneros *Equisetosporites*, *Gnetaceaepollenites*, *Steevesipollenites*, *Classopolis* e a espécie *Afropollis jardinus*. Pedrão et al. (1993, 1995) e Arai (2001) reconheceram a zona *Elateropollenites jardinei* marcada pelo intervalo de idade Albiano inicial/médio.

A área de estudo está situada no interior do estado do Maranhão, particularmente no vale do rio Itapecuru, onde é caracterizada por arenitos finos a muitos finos, intercalados a paleossolos e esparsos níveis de calcário, registrando importantes variações de litofácies depositadas em ambiente flúvio-estuarino (Menezes et al., 2015). O material de estudo foi coletado de afloramentos ao longo do rio Itapecuru. Quatro localidades com afloramentos extensos e bem expostos foram estudadas ao longo de 50 km em direção à jusante e montante do Rio Itapecuru. Os corpos rochosos estudados foram Prata (3°28'15"S, 44°23'07"O), Jundiaí (3°31'53"S, 44°24'30"O), Pequí (3°18'27"S, 44°18'88"O) e Guanáre (3°31'53"S, 44°24'30"O). Todos os afloramentos localizam-se nos municípios de Itapecuru-mirim e Miranda do Norte (Figura 8).

Figura 8 – Mapa de localização das áreas de estudo ao longo do rio Itapecuru, nos municípios de Itapecuru-Mirim e Miranda do Norte, estado do Maranhão



Fonte: Menezes, 2017