



UFRJ

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Instituto de Geociências

Departamento de Geologia

Gabriela Araujo Lopes

**Micromorfologia de Paleossolos Aluviais da  
Formação Itapecuru (Albiano da Bacia do Parnaíba)**

Trabalho Final de Curso

Rio de Janeiro

2019

Gabriela Araujo Lopes

## **Micromorfologia de Paleossolos Aluviais da Formação Itapecuru (Albiano da Bacia do Parnaíba)**

Trabalho Final de Curso apresentado ao Departamento de Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Bacharel em Geologia.

### **Orientador**

Prof. Dr. Patrick Führ Dal' Bó

Lopes, Gabriela Araujo

Micromorfologia de Paleossolos Aluviais da Formação Itapecuru (Albiano da Bacia do Parnaíba) / Gabriela Araujo Lopes – Rio de Janeiro: UFRJ, Instituto de Geociências, 2019, 58 p.

Orientador:  
Patrick Führ Dal' Bó

Trabalho Final de Curso: Graduação em Geologia - Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia.

1. Cretáceo 2. Formação Itapecuru 3. Paleossolos

Gabriela Araujo Lopes

## **Micromorfologia de Paleossolos Aluviais da Formação Itapecuru (Albiano da Bacia do Parnaíba)**

Trabalho Final de Curso apresentado ao Departamento de Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Aprovada em: 07/03/2019.

Por:

---

Orientador: Prof. Dr. Patrick Führ Dal'Bó

---

Bruno César Araújo (Ms)

---

Maurícus Nascimento Menezes (Ms)

UFRJ  
Rio de Janeiro  
2019

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Laboratório de Geologia Sedimentar (UFRJ) pela infraestrutura que permitiu a realização do presente trabalho.

Ao meu orientador Prof. Doutor Patrick Führ Dal'Bó e aos demais professores do Departamento de Geologia pelo apoio e ensinamentos.

Aos meu colegas de laboratório por todo apoio e aconselhamento que foram cruciais na execução do presente trabalho.

Aos meus amigos de faculdade, de vida e meus familiares pela força e companheirismo ao longo de todos esses anos de graduação.

E, principalmente, aos meus pais, que sem dúvida foram os mais importantes durante toda a minha caminhada.



## RESUMO

Lopes, Gabriela Araujo. *Micromorfologia de Paleossolos Aluviais da Formação Itapecuru (Albiano da Bacia do Parnaíba)*. 2019, 58 p. Trabalho Final de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A Formação Itapecuru (Albiano da Bacia do Parnaíba) é caracterizada por arenitos finos a muito finos intercalados com níveis de arenitos conglomeráticos, lamitos e, calcários. Assim como outras unidades geológicas que afloram nas bacias intracontinentais brasileiras, apresentam importantes perfis de paleossolos, que neste estudo serão utilizados em análises micromorfológicas para o reconhecimento de feições paleopedológicas. A conjunção entre os dados obtidos em campo e as análises micromorfológicas dos perfis de paleossolos tem como objetivo avaliar os aspectos composicionais dos diferentes horizontes e interpretar a evolução dos perfis pedogenéticos, contribuindo para o refino do modelo paleoambiental da formação. A área de estudo está localizada entre os municípios de Miranda do Norte e Itapecuru-Mirim (MA), ao longo do rio Itapecuru. A interpretação conjunta dos dados possibilitou o reconhecimento de um paleoambiente aluvial no qual os paleossolos se desenvolveram sobre depósitos externos aos canais fluviais, como depósitos de crevasse e planícies de inundação, em momentos de exposição subaérea.

**PALAVRAS-CHAVE:** CRETÁCIO; FORMAÇÃO ITAPECURU; PALEOSSOLOS.

**ABSTRACT**

Lopes, Gabriela Araujo. *Micromorphology of Alluvial Paleosols of the Itapecuru Formation (Albian of the Parnaíba Basin)*. 2019, 58 p. Trabalho Final de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Itapecuru Formation (Albian of the Parnaíba Basin) is characterized by fine and fine sandstones interspersed with levels of conglomeratic sandstones, lamites and limestones. As well as other geological units that appears in the Brazilian intracontinental basins, they present important profiles of paleosols, which in this study will be used in micromorphological analyzes for the recognition of paleopedological features. The aim of this study was to evaluate the compositional aspects of the different horizons and to interpret the evolution of the pedogenetic profiles, contributing to the refining of the paleoenvironmental model of the formation. The study area is located between the cities of Miranda do Norte and Itapecuru-Mirim (MA), along the Itapecuru River. The joint interpretation of the data allowed the recognition of an alluvial paleoenvironment in which the paleosols developed on deposits external to the river channels, such as crevasse deposits and flood plains, at times of subaerial exposure.

**KEYWORDS:** CRETACEOUS; ITAPECURU FORMATION; PALEOSOLS.

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1</b> - Escala granulométrica para grãos clásticos (modificado de Wentworth, 1922). .....	15
<b>Figura 2</b> - Diagrama textural de arenitos (Folk, 1968). .....	15
<b>Figura 3</b> - Classes de seleção (Folk, 1965). .....	16
<b>Figura 4</b> - Escala de esfericidade e arredondamento (modificado de Powers, 1953). .....	17
<b>Figura 5</b> – Tipos de contatos entre os grãos (modificado de Nichols, 2009). .....	17
<b>Figura 6</b> - Localização da área de estudo (Modificado de Google Maps). .....	18
<b>Figura 7</b> - Localização da Bacia do Parnaíba (Modificado de Santos & Carvalho, 2004). .....	20
<b>Figura 8</b> - Limites estruturais e geológicos da Bacia do Parnaíba (Modificado de Cunha, 1986 e Góes, 1995). .....	21
<b>Figura 9</b> - Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba (Vaz et al., 2007). .....	24
<b>Figura 10</b> - Perfil vertical de sedimentos e solos (paleossolos) refletindo as taxas de variações da sedimentação e da pedogênese em condições deposicionais (A) não estáveis e (B) estáveis. Em (C), a sedimentação foi interrompida por um período de erosão. Ag = horizonte A com feições de hidromorfismo; Bg = horizonte B com feições de hidromorfismo; Bw = horizonte B mostrando desenvolvimento de coloração características ou estruturas pedogênicas, mas com pouco acúmulo de argilas por iluviação; Bt = horizonte B mostrando acumulação de argilas; Btj = horizonte B com acúmulo incipiente de argila; Cg = horizonte C com feições de hidromorfismo (modificado de Kraus, 1999). .....	29
<b>Figura 11</b> – Diagrama mostrando as variações laterais dos tipos de paleossolos em uma planície aluvial. A = horizonte A; Ag = horizonte A com feições de hidromorfismo; Bw = horizonte B mostrando desenvolvimento de coloração característica ou de estruturas pedogênicas, mas com pouco acúmulo de argilas por iluviação; Bg = horizonte B com feições de hidromorfismo; Btj = horizonte B com acúmulo incipiente de argila; C = horizonte C; Cg = horizonte C com feições de hidromorfismo (modificado de Bown & Kraus, 1987). .....	30
<b>Figura 12</b> – (A) Cutãs de argila em poros de dissolução; (B) Cutã de argila microlaminada (Stoops <i>et al.</i> , 2010). .....	32
<b>Figura 13</b> – (A) Pedotúbulo formado por filamentos calcificados (Stoops <i>et al.</i> , 2010); (B) Pedotúbulo gerado por atividade animal (Silva & Corrêa, 2009). .....	32
<b>Figura 14</b> - (A) Nódulos de óxido/hidróxido Fe/Mn; (B) Nódulo de óxido de Fe contendo grãos de quartzo subangulares (Stoops <i>et al.</i> , 2010). .....	33
<b>Figura 15</b> - Concreção de óxido de Fe/Mn (Stoops <i>et al.</i> , 2010). .....	33
<b>Figura 16</b> - (A) Cristais de gipsita lenticular; (B) Cimento de cristais de calcita (Stoops <i>et al.</i> , 2010). .....	34
<b>Figura 17</b> - (A) Excrementos em uma raiz em decomposição; (B) Excrementos em um poro (Stoops <i>et al.</i> , 2010). .....	35
<b>Figura 18</b> - (A) Revestimento e cutãs de óxido de Fe ao longo de canais; (B) Nódulos de óxido de Fe/Mn com contorno regular (Stoops <i>et al.</i> , 2010). .....	35
<b>Figura 19</b> – Diagrama de pressão e Temperatura que relaciona os processos de diagênese e metamorfismo (modificado de Worden & Burley, 2003). .....	36
<b>Figura 20</b> – Regimes da diagênese (modificado de Worden & Burley, 2003). .....	37
<b>Figura 21</b> - Classificações composicionais do Perfil Pequi segundo Folk (1968). .....	38
<b>Figura 22</b> - Classificações composicionais do Perfil Pequi segundo Folk (1968). .....	38
<b>Figura 23</b> - Perfil sedimentológico do afloramento Pequi (modificado de Menezes, 2019). .....	39

- Figura 24** – A) Feições redoximórficas com zonas de depleção de ferro com detalhe em (nf) nódulos de óxido/hidróxido de Fe e Mn. Horizonte 4 – luz natural; B) Zonas mais escuras indicam a infiltração de argila. (Zf) zona de concentração de óxido/hidróxido de Fe e Mn. (B) Pedotúbulo. Horizonte 4 – luz natural. .... 40
- Figura 25** – A) Pedotúbulo. Horizonte 5 – luz natural; B) (Nf) nódulos de óxido/hidróxido de Fe e Mn. (Nc) nódulos de carbonato de cálcio. Depósito sedimentar 1 – luz natural. .... 40
- Figura 26** – A) (Nf) nódulos de óxido/hidróxido de Fe e Mn. Depósito sedimentar 1- luz natural; B) Marca de concha de gastrópode. (Zf) zonas de concentração de óxido/hidróxido de Fe e Mn. (Zc) zonas de concentração de carbonato de cálcio. Depósito sedimentar 1- luz natural. .... 41
- Figura 27** - Perfil sedimentológico do afloramento Prata (modificado de Menezes, 2019). .... 42
- Figura 28** – A) Feições redoximórficas e infiltração mecânica de argilas. Horizonte 2 – luz natural; B) (Zc) Zona de concentração de carbonto de cálcio. (Gt) Gastrópode cimentado por carbonato de cálcio. Horizonte 6 – luz natural. .... 43
- Figura 29** - A) Algumas zonas de concentração de cimentação por carbonato de cálcio. (Gt) Gastrópode com cimentação por carbonato de cálcio. (F) Fragmento de osso. Horizonte 7 – luz natural; B) (F) Fragmento de osso. (Nf) Nódulo de óxido/hidróxido de Fe e Mn. (Ex) excrementos. Horizonte 7 – luz natural. .... 44
- Figura 30** - A) Algumas zonas de concentração de cimentação por carbonato de cálcio e outras de infiltração mecânica de argilas. Gastrópodes. Horizonte 7 – luz Polarizada. B) Feição redoximórfica formando um rizohalo. Horizonte 8 – luz natural. .... 44
- Figura 31**- Perfil sedimentológico do afloramento Jundiaí (modificado de Menezes, 2019). .... 45
- Figura 32** - A) Cutãs de argilas de iluviação microlaminadas. Horizonte 3 – luz natural; B) Microcodium tipo a e cutã de argilas de iluviação microlaminadas. Horizonte 3 – luz natural. .... 46
- Figura 33** - A) Fragmento de osso. Horizonte 3 – Luz natural; B) Cristais lenticulares de gipsita. Horizonte 3 – luz polarizada. .... 46
- Figura 34** – A) (Gt) Gastrópodes com cimentação por carbonato de cálcio. (Zc) zonas de concentração de carbonato de cálcio. Horizonte 3 – luz natural;B) (B) Pedotúbulos. (Bm) Pedotúbulo com presença de meniscos. Depósito sedimentar 1 – luz natural. .... 47

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>Introdução</b>	<b>12</b>
<b>2</b>	<b>Justificativa</b>	<b>13</b>
<b>3</b>	<b>Objetivo</b>	<b>13</b>
<b>4</b>	<b>Materiais e Métodos</b>	<b>14</b>
<b>4.1</b>	<b>Localização da Área de Estudo</b>	<b>18</b>
<b>5</b>	<b>Revisão Bibliográfica</b>	<b>19</b>
<b>5.1</b>	<b>Geologia Regional</b>	<b>19</b>
<b>5.1.1</b>	<b>Aspectos Gerais</b>	<b>19</b>
<b>5.1.2</b>	<b>Embasamento e Arcabouço Estrutural</b>	<b>20</b>
<b>5.1.3</b>	<b>Estratigrafia</b>	<b>21</b>
<b>5.2.1</b>	<b>Aspectos Gerais</b>	<b>25</b>
<b>6</b>	<b>Revisão Conceitual</b>	<b>27</b>
<b>6.1</b>	<b>Paleossolos</b>	<b>27</b>
<b>6.2</b>	<b>Paleossolos Aluviais</b>	<b>28</b>
<b>6.3</b>	<b>Micromorfologias dos Paleossolos</b>	<b>31</b>
<b>6.3.1</b>	<b>Cutãs</b>	<b>31</b>
<b>6.3.2</b>	<b>Pedotúbulos</b>	<b>32</b>
<b>6.3.3</b>	<b>Nódulos</b>	<b>33</b>
<b>6.3.4</b>	<b>Concreções de oxi-hidratos de Fe/Mn</b>	<b>33</b>
<b>6.3.5</b>	<b>Feições Cristalinas</b>	<b>34</b>
<b>6.3.6</b>	<b>Excrementos</b>	<b>34</b>
<b>6.3.7</b>	<b>Feições Redoximórficas</b>	<b>35</b>
<b>6.4</b>	<b>Diagênese</b>	<b>35</b>
<b>7</b>	<b>Resultados</b>	<b>37</b>
<b>7.1</b>	<b>Depósitos Sedimentares</b>	<b>37</b>
<b>7.2</b>	<b>Micromorfologias</b>	<b>39</b>
<b>7.2.1</b>	<b>Afloramento Pequi</b>	<b>39</b>
<b>7.2.2</b>	<b>Afloramento Prata</b>	<b>42</b>
<b>7.2.3</b>	<b>Afloramento Jundiá</b>	<b>45</b>
<b>8</b>	<b>Discussão</b>	<b>47</b>
<b>8.1</b>	<b>Aspectos diagenéticos</b>	<b>47</b>
<b>8.2</b>	<b>Micromorfologia</b>	<b>47</b>
<b>8.3</b>	<b>Reconstrução Paleoambiental</b>	<b>49</b>
<b>9</b>	<b>Conclusão</b>	<b>51</b>
	<b>REFERÊNCIAS</b>	<b>52</b>

## 1 Introdução

Os agentes formadores de solos são a rocha-mãe ou material de origem, o clima, o relevo, os organismos presentes no substrato e o tempo de duração dos processos pedogenéticos (Guerra & Botelho, 1996). Portanto, a evolução dos solos reflete a complexa interação entre os processos que ocorrem nas biosfera, litosfera, hidrosfera e atmosfera (McFadden & McDonald, 1998). De acordo com o grau de desenvolvimento do solo, as morfologias e micromorfologias são geradas pelos agentes formadores de solos.

Os paleossolos são definidos, de maneira simplória, como solos que se desenvolveram em superfícies de relevo do passado em condições ambientais que contrastam com as atuais (Ruhe, 1965; Ruellan, 1971). Portanto, a caracterização micromorfológica dos paleossolos, tem uma relevância significativa na determinação de processos deposicionais e pedogenéticos que atuaram na formação dos paleossolos.

Os objetivos fundamentais da caracterização micromorfológica dos solos são: a identificação dos constituintes do solo; a definição da relação entre os constituintes; e tentar entender a dinâmica da gênese dos solos, podendo deste modo, diferenciar os paleossolos de solos enterrados atuais (Castro, 2008).

A Bacia do Parnaíba apresenta diversos estudos sedimentológicos e estratigráficos, porém são poucos os estudos paleopedogenéticos. A Formação Itapecuru, foi escolhida para a realização desse estudo pois apresenta importantes perfis de paleossolos desenvolvidos em planícies aluviais.

A caracterização micromorfológica da Formação Itapecuru tem como objetivo elucidar as diferentes fases de evolução dos horizontes pedogenéticos em paleossolos de planícies aluviais albianas da Bacia do Parnaíba.

Foram descritas e coletadas amostras de três perfis de paleossolos que afloram ao longo do Rio Itapecuru, localizado entre os municípios de Itapecuru-Mirim e Miranda do Norte (MA), e posteriormente, foram confeccionadas dezoito lâminas petrográficas. A quantificação dos constituintes primários (sedimentos ou solos), foi executada pela contagem de 300 pontos nas lâminas estudadas, de acordo com o método Gazzidickinson (Dickinson, 1985), e o reconhecimento de estruturas micromorfológicas em paleossolos foi feita com auxílio de lupa, microscópio petrográfico e bibliografia específica.

## 2 Justificativa

A Formação Itapecuru apresenta importantes depósitos sedimentares que estão relacionados com ambiente de formação fluvial meandrante (Pessoa & Borghi, 2005). Dentre esses depósitos foram descritos perfis de paleossolos aluviais (Menezes *et al.*, 2016; Menezes *et al.*, 2019), os quais com o estudo detalhado permite, dentre outras aplicações, o auxílio na interpretação da história deposicional dos sedimentos da unidade litoestratigráfica, refinando, assim, os estudos paleodeposicionais e paleoambientais.

## 3 Objetivo

O objetivo principal deste trabalho é por meio da caracterização micromorfológica dos perfis de paleossolos aluviais e depósitos sedimentares da Formação Itapecuru contribuir com a interpretação paleoambiental no Albiano da Bacia do Parnaíba.

Os objetivos específicos são:

- 1) Diferenciar as micromorfologias geradas por processos bióticos e abióticos;
- 2) Classificação composicional e textural dos arenitos presentes nos perfis, permitindo um melhor entendimento da paleodeposição das planícies aluviais nas quais os paleossolos se desenvolveram;
- 3) Entender a relação entre os processos deposicionais e pedogenéticos que atuaram na formação dos paleossolos;

#### 4 Materiais e Métodos

A análise micromorfológica dos solos é uma técnica de observação em escala micrométrica, o que requer amostras devidamente coletadas para a produção de lâminas delgadas e o suporte de um microscópio óptico polarizado, mas também pode-se utilizar lupas ou microscópio eletrônico de varredura.

As amostras de três perfis de paleossolos com intercalações de arenitos da Formação Itapecuru, denominados de Prata, Pequi e Jundiaí, permitiram a confecção de dezoito lâminas delgadas afim de refinar o estudo com base na caracterização das micromorfologias presentes.

As lâminas foram descritas e escaneadas em um microscópio petrográfico ZEISS – AXIOSKOP 40. As micromorfologias encontradas nos paleossolos foram descritas e comparadas com as micromorfologias existentes na bibliografia.

As sete lâminas dos arenitos foram descritas e a quantificação dos constituintes primários e diagenéticos foi executada de acordo com o método Gazzi-Dickinson (Dickinson, 1985) pela contagem de 300 pontos, utilizando-se um *charriot* acoplado a platina do microscópio. Os aspectos analisados foram textura, composição e fábrica, com o auxílio do software PETROLEDGE.

Os constituintes diagenéticos observados foram utilizados para classificar o regime diagenético que as rochas estudadas foram submetidas. Segundo Worden & Burley (2003) são reconhecidos três regimes da diagênese: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese.

A granulometria foi classificada de acordo com a escala granulométrica para grãos clásticos de Wentworth (1922) (figura 1).

ROCHAS SILICICLÁSTICAS		TAMANHO DE GRÃO		
		MILIMETROS		MICRA
MATAÇÃO	CONGLOMERADO	256	256	
CALHAU		64	64	
SEIXO		4	4	
GRÂNULO		2	2	2000
AREIA	ARENITO	MUITO GROSSA	1	1000
		GROSSA	.5	500
		MÉDIA	.25	250
		FINA	.125	125
		MUITO FINA	.062	62
SILTE	SILTITO	.020	1/50	20
ARGILA	ARGILITO FOLHELHO			

Figura 1 - Escala granulométrica para grãos clásticos (modificado de Wentworth, 1922).

As classificações texturais e composicionais foram executadas utilizando os diagramas referentes à arenitos de Folk (1968) (figuras 2 e 3).

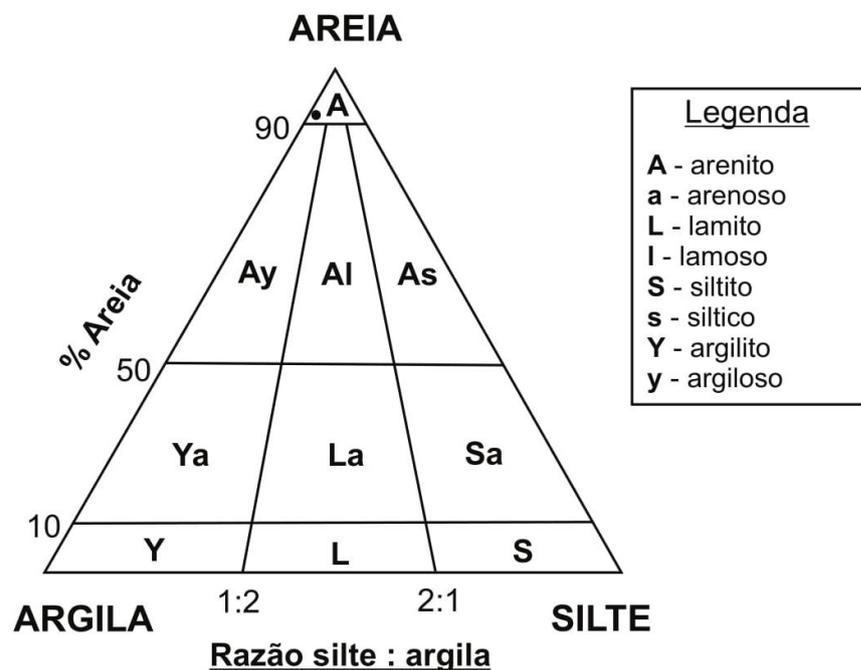


Figura 2 - Diagrama textural de arenitos (Folk, 1968).

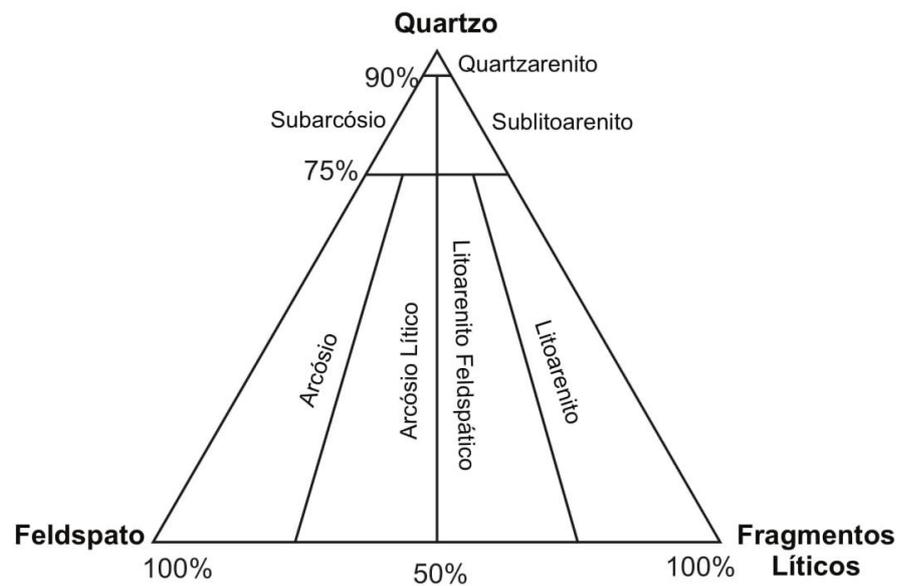


Figura 3 - Diagrama composicional de arenitos. (folk, 1968).

O grau de seleção foi definido de acordo com Folk (1965) (figura 4) e o de arredondamento e esfericidade de acordo com Powers (1953) (figura 5).

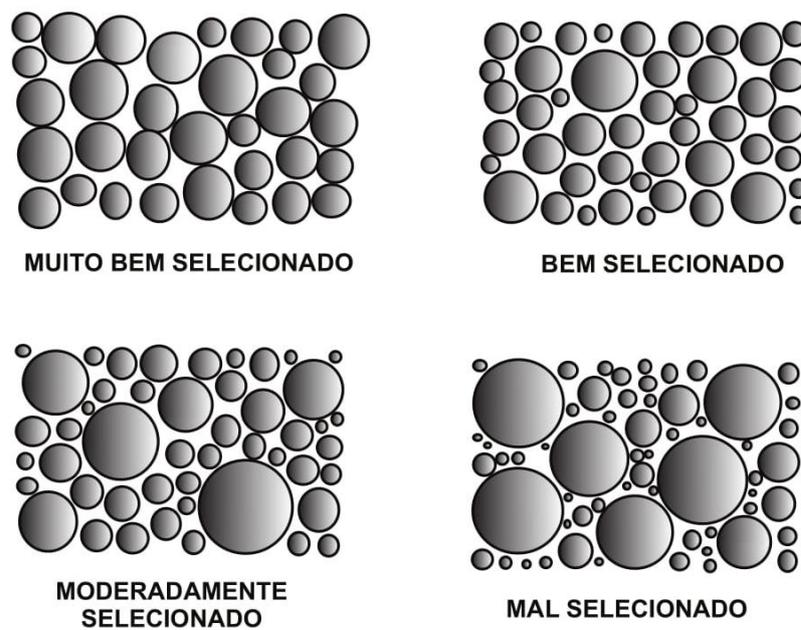


Figura 3 - Classes de seleção (Folk, 1965).

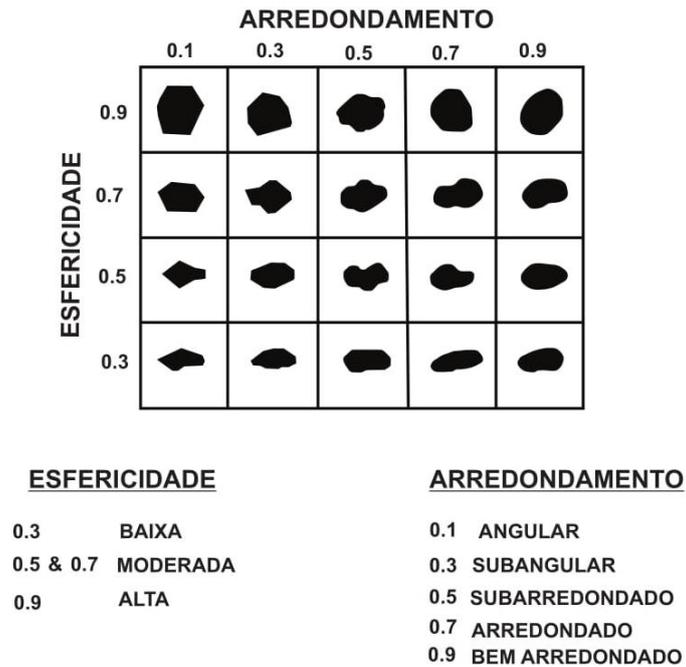


Figura 4 - Escala de esfericidade e arredondamento (modificado de Powers, 1953).

Com relação à fábrica, os dados analisados são referentes ao suporte (grão ou matriz suportada), ao empacotamento (frouxo, normal, apertado ou heterogêneo) e aos tipos de contatos entre os grãos (pontuais, longos, côncavo-convexos e suturados) de acordo com Nichols (2009) (Figura 6).

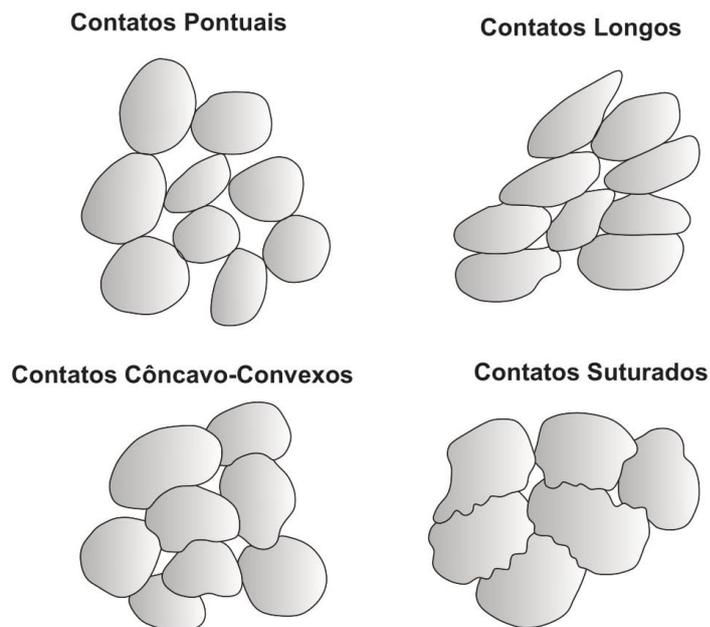


Figura 5 – Tipos de contatos entre os grãos (modificado de Nichols, 2009).

#### 4.1 Localização da Área de Estudo

A área de estudo (Figura 7) está localizada ao longo do Rio Itapecuru, entre os municípios de Itapecuru Mirim e Miranda do Norte (MA), 108 Km de distância da capital São Luís. Os pontos onde os perfis foram descritos e coletados estão plotados no mapa da Figura 5 e são eles Pequi ( $3^{\circ}18'27''$  S,  $44^{\circ}18'88''$  O), Prata ( $3^{\circ}28'15''$  S,  $44^{\circ}23'07''$  O) e Jundiá ( $3^{\circ}31'53''$  S,  $44^{\circ}24'30''$  O).

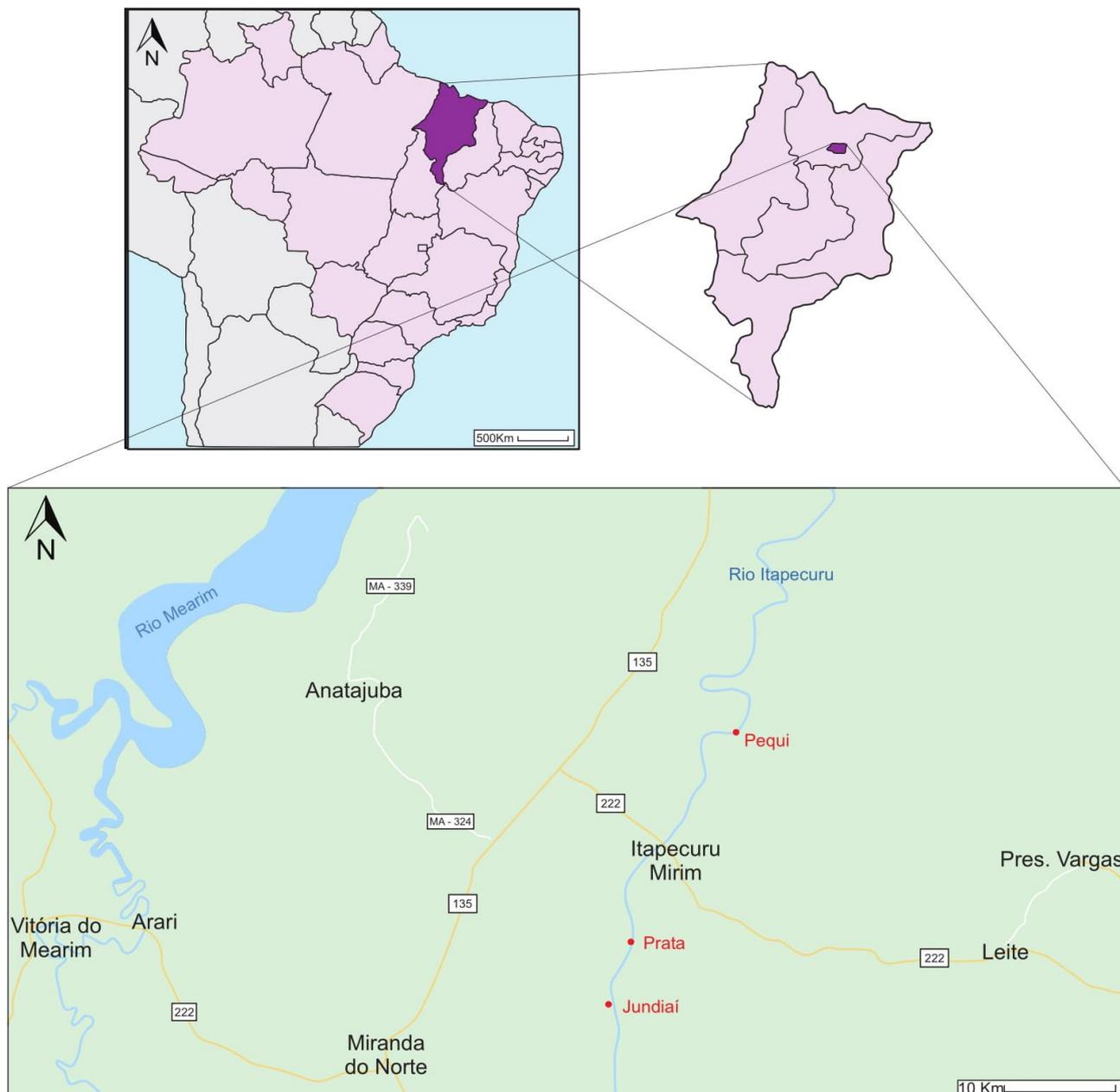


Figura 6 - Localização da área de estudo (Modificado de Google Maps).

## **5 Revisão Bibliográfica**

O levantamento bibliográfico foi feito à partir da busca por trabalhos referentes à Bacia do Parnaíba, principalmente, àqueles que têm o foco no estudo dos depósitos Cretáceos.

### **5.1 Geologia Regional**

#### **5.1.1 Aspectos Gerais**

A Bacia do Parnaíba (figura 8) antes denominada Bacia do Maranhão ou Piauí-Maranhão, está localizada na região nordeste ocidental do território brasileiro, inserida na Província Estrutural Parnaíba e abrange parte dos estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia. Possui um formato elipsoidal, ocupa uma área de 600.000 Km<sup>2</sup>, a espessura total de sua sucessão sedimentar, no depocentro, atinge cerca de 3.500m (Hasui *et al.*, 1984; Góes & Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007) e, faz parte do conjunto das quatro maiores bacias sedimentares brasileiras, que também inclui as bacias do Amazonas, Solimões e Paraná (Azevedo, 1991).



Figura 7 - Localização da Bacia do Parnaíba (Modificado de Santos & Carvalho, 2004).

### 5.1.2 Embasamento e Arcabouço Estrutural

O desenvolvimento da Bacia do Parnaíba se deu sobre um substrato composto principalmente por rochas metassedimentares de baixo a intermediário grau de metamorfismo formadas pelos eventos tectonomagmáticos do ciclo Brasileiro. O embasamento inclui os crátons de São Luís, Amazônico e do São Francisco; as faixas de dobramentos Paraguai-Araguaia, Brasília e Nordeste; e o maciço de Goiás. A principal estruturação do embasamento é de direção NE-SO e está associado à Faixa Transbrasiliiana. (Cunha, 1986; Arce *et al.*, 2006).

Os limites estruturais da bacia estão apresentados na figura 9, e são eles: Arco de Tocantins a nordeste, que a separa das bacias de Marajó e Médio Amazonas; Arco de São Francisco ao sul, separando-a da Bacia Sanfranciscana; Arco Ferrer Urbano–Santos ao norte, separando-a das bacias cretáceas costeiras de São Luiz e Barreirinhas, na margem equatorial (Arce *et al.*, 2006).

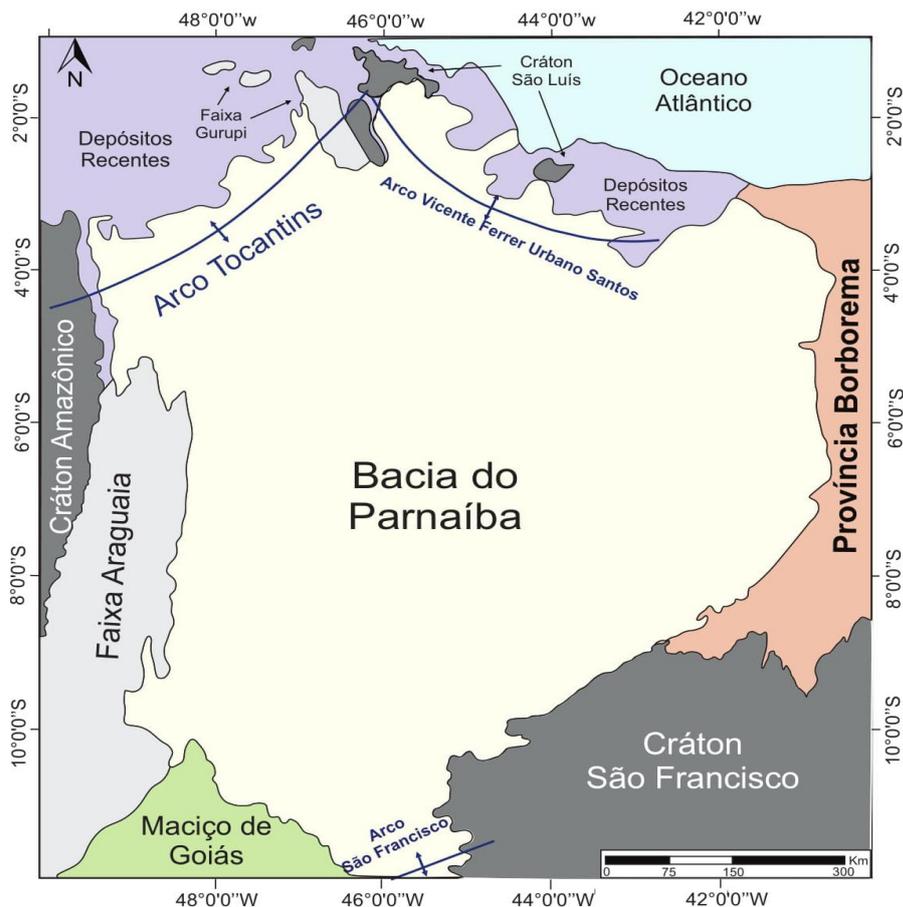


Figura 8 - Limites estruturais e geológicos da Bacia do Parnaíba (Modificado de Cunha, 1986 e Góes, 1995).

### 5.1.3 Estratigrafia

O arcabouço estratigráfico da Bacia do Parnaíba foi depositado diretamente sobre um substrato formado, principalmente, de rochas metamórficas mesoproterozóicas (Góes & Feijó, 1994).

É caracterizado por sedimentação predominantemente siliciclástica, ocorrendo calcário, sílex e anidrita de maneira subordinada, além de corpos de diabásio e basalto das Formações Mosquito, que é correlacionável com as soleiras de diabásio (Magmatismo Penatecaua) das bacias do Solimões e do Amazonas (idades de 210-201 Ma), e Sardinha, que seria correlata dos derrames da Formação Serra Geral (idades de 137 a 127 Ma) da Bacia do Paraná. Esse registro está diretamente relacionado a evolução da plataforma Brasileira, que durante a maior parte do Fanerozóico se manteve estável. (Vaz *et al.*, 2007; Góes & Feijó, 1994; Zalán, 2004). A figura 10 apresenta a coluna estratigráfica da bacia feita por Vaz *et al.*, 2007.

**Grupo Serra Grande** – Grupo com aproximadamente 900 m de espessura subdividido nas Formações Ipu, Tianguá e Jaicós (Góes & Feijó, 1994). **A Formação Ipu** é composta basicamente por arenito médio a grosso, diamictito e folhelho, que foram depositados por sistemas fluviais anastomosados com influência periglacial, durante o Llandoveryano (Eossiluriano) (Caputo & Lima, 1984). **A Formação Tianguá** é composta por folhelho cinza, siltito e arenito micáceo, depositados em ambiente marinho raso e com idade Venlockiano (Eossiluriano) (Rodrigues, 1967). **A Formação Jaicós** é constituída por arenito médio a grosso e eventuais pelitos, depositados por sistemas fluviais entrelaçados no Neosiluriano (Plummer, 1946).

**Grupo Canindé** – Este grupo se apresenta em discordância com o Grupo Serra Grande, e diretamente sobre o embasamento no extremo leste da bacia (Góes & Feijó, 1994). Unidade representada pelas Formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti (Góes *et al.*, 1992). **A Formação Itaim** é composta por arenitos finos esbranquiçados e folhelhos, depositados em ambientes deltáicos e plataformais de idade Eifeliana (Kegel, 1956). **A Formação Pimenteiras** é formada por espessas camada de folhelhos escuros (Small, 1914 *apud* Góes & Feijó, 1994), retratando um ambiente nerítico plataformal dominado por tempestades, que depositaram delgadas camadas de arenitos muito finos, de idade Givetiana-Frasniana (Della Fávera, 1990). **A Formação Cabeças**, também de idade Givetiana-Frasniana, possui arenitos cinza-claros a brancos, médios a grossos, com intercalações delgadas de siltitos e folhelhos como os litotipos predominantes. Diamictitos ocorrem eventualmente e com maior freqüência na parte superior. Tilitos, pavimentos e seixos estriados denotam um ambiente glacial ou periglacial (Caputo, 1984; Góes & Feijó, 1994). **A Formação Longá** é formada por folhelhos, siltitos e arenitos finos e argilosos, também de ambiente nerítico plataformal dominado por tempestades, de idade Fameniana (Albuquerque & Dequech, 1946). **A Formação Poti** é composta por arenitos cinza-esbranquiçados, intercalados com folhelhos e siltitos, depositados em deltas e planícies de maré no Tournasiano (Paiva, 1937).

**Grupo Balsas** – Se apresenta em discordância com o Grupo Canindé e é constituído por quatro Formações (Arce *et al.*, 2006). **A Formação Piauí** é formada basicamente por arenito fino a médio, cinza-esbranquiçado, eventualmente conglomerático, folhelho vermelho e calcário. Foram depositados em paleoambiente continental litorâneo, sob clima árido durante Neocarbonífero (Small, 1914 *apud* Arce *et al.*, 2006). **A Formação Pedra do Fogo** é caracterizada pela presença de sílex, calcário oolítico e pisolítico, e estromatólitos, intercalado com arenito fino e médio amarelado, folhelho cinza, e ainda anidrita branca, depositados em um contexto marinho raso a litorâneo, em planícies de sabkha, durante o Eopermiano. Troncos petrificados de

*Psaronius* são característicos desta formação (Plummer, 1946). **A Formação Motuca** é formada por siltitos, arenitos finos a médios, anidrita e raramente calcários, interpretados como provenientes de ambiente continental desértico controlado por sistemas lacustres, de idade Neopermiana (Plummer, 1946). **A Formação Sambaíba** é constituída de arenito róseo a amarelo, bem selecionado e com estratificações cruzadas de grande porte, caracterizando um sistema eólico e depositado em paleoambiente desértico de idade Eotriássica (Plummer, 1946).

**Magmatismo Juro-Triássico – Formação Mosquito** é o primeiro pulso magmático registrado na Bacia do Parnaíba, sendo definido por basalto preto, amigdaloidal, toleítico, eventualmente intercalado com arenito vermelho com leitos de sílex (Aguiar, 1969), e espessura máxima de 200 m (Caputo, 1984).

**Grupo Mearim** - Grupo composto pelas formações Pastos Bons e Corda, as quais ocorrem interdigitadas e sobrepostas em discordância ao Grupo Balsas e às rochas vulcânicas da Formação Mosquito (Góes *et al.*, 1992). **A Formação Pastos Bons**, de idade Jurássica Média a Superior e depositada em paleodepressões continentais, lacustrinas, com alguma contribuição fluvial, em clima semi-árido a árido (Caputo, 1984), é constituída por siltitos e folhelhos verde e castanhos-avermelhados com grãos de quartzo inclusos (Góes & Feijó, 1994). **A Formação Corda** é composta por arenito cinza esbranquiçado e avermelhado e raros níveis de sílex. De idade Neojurássica e depositada por sistemas de fandeltas, leques aluviais e eólico (Caputo, 1984).

**Magmatismo Eocretáceo – Formação Sardinha** é composta por basalto preto, amigdaloidal e muito alterado (Aguiar, 1969). Sua posição está evidenciada pela ocorrência de diques de diabásio na Formação Corda (Caldasso & Hana, 1978)

**Formações Grajaú-Codó-Itapecuru – A Formação Grajaú** é formada por arenito esbranquiçado fino a conglomerático, que ocorrem interdigitados com a Formação Codó (Góes & Feijó, 1994). Os sedimentos foram depositados por sistemas de fandeltas e deltas, e sua idade atribuída ao Aptiano – Albiano (Caputo, 1984). **A Formação Codó** é composta por folhelhos betuminosos, calcários e anidritas foram depositados em ambientes marinho raso, lacustre e flúvio-deltaico (Rossetti *et al.*, 2001b). **A Formação Itapecuru** é constituída por arenito variando de fino a grosso, principalmente avermelhado, com conglomerados, siltitos, folhelhos e calcários intercalados. Estes sedimentos são interpretados como sistemas flúvio-lacustres, depositados em regime climático árido, de idade Albiana (Góes & Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007). Crostas lateríticas e bauxíticas foram reconhecidas no topo da unidade na região noroeste da bacia por Caputo (1984). Estudos mais recentes reconheceram



## 5.2 Geologia Local

### 5.2.1 Aspectos Gerais

A área de estudo se concentra em uma região na qual aflora os depósitos sedimentares da Formação Itapecuru, que são datados como Meso/Neoalbiano (Rossetti *et al.*, 2001).

O primeiro registro dos depósitos sedimentares da Formação Itapecuru foi feito por Lisboa (1914), que denominou como “camadas Itapecuru” os arenitos que afloram nos rios Itapecuru e Alpercatas. Estes arenitos vermelhos à cinzas, intercalados com folhelhos e siltitos, concordantes a Formação Codó foram denominados como Formação Itapecuru por Campbell (1949).

A distribuição geográfica da Formação Itapecuru é ampla, estendendo-se das regiões sul e central da Bacia do Grajaú para o noroeste (Santos & Carvalho, 2004), a espessura é de 724m em subsuperfície (Góes & Feijó, 1994) e a sua Seção-tipo está localizada nas margens do Rio Itapecuru, no município de Itapecuru Mirim – MA (Gonçalves & Carvalho, 1996).

O litotipo mais frequente é formado de arenitos variegados, principalmente avermelhados, finos a grossos, friáveis, e com diversas estruturas, como, por exemplo, estratificações cruzadas swaley, hummocky, acanalada, tabular, mud couplets e escorregamento de massa. Subordinadamente ocorrem siltitos, folhelhos, conglomerados e carbonatos (Arce *et al.*, 2006; Vaz *et al.*, 2007; Miranda & Rossetti, 2006). Paleossolos também foram descritos na Formação Itapecuru por Rossetti (2001), posteriormente por Pessoa (2007) e Menezes *et al.* (2019). Crostas lateríticas e bauxíticas estão presentes no topo da unidade na porção noroeste da bacia (Caputo, 1984).

Miranda & Rossetti (2006), definiram o paleoambiente da Formação Itapecuru como sendo um sistema deltaico propriamente dito com abertura para bacia com influência marinha, mas onde dominavam condições estressantes devido à mistura de água doce e salgada, o que sugere a existência de um “embaiamento” ou golfo, a partir de análises faciológicas na borda leste da bacia. Estudos faciológicos feitos por Pessoa & Borghi (2005), em testemunhos albianos de poços perfurados mais ao interior da Bacia do Parnaíba, permitiram a interpretação de um sistema deposicional fluvial meandrante.

### 5.2.2 Conteúdo Fossilífero

Com relação ao conteúdo fossilífero, esta unidade litoestratigráfica apresenta importantes depósitos continentais e marinhos (Santos & Carvalho, 2004). Suas assembléias fossilíferas são compostas por dentes e placas dentárias de peixes Picnodontíneos (Carvalho, 1997), escamas de peixe semionotiforme e placa dentária de *Asiatoceratodus* (Dutra & Malabarba, 2001), ossos do peixe celacantídeo *Mawsonia* (Carvalho & Maisey, 1999), bivalvíos de água doce *Anodonta* e *Castalia* associados a conchostráceos (Ferreira et al., 1995b), ostracodes e carófitas (Vicalvi et al., 1996), dentes e crânio de crocodilídeos *Notosuchia* (Nobre & Carvalho, 2002), a carapaça da tartaruga *Araripemys barretoii* (Kischlat & Carvalho, 2000), dentes, ossada e fragmentos de ovos de dinossauros (Ferreira et al., 1991; Vicalvi et al., 1996), dinossauro *Amazonsaurus maranhensis* (Carvalho et al., 2003).

Os estudos palinológicos da Formação Itapecuru feitos por Pedrão et al. (1993, 1994) reconheceram a zona *Elateropollenites jardinei*, do Albiano inferior/médio, os gêneros *Classopolis* e a espécie *Afropollis jardinus* são frequentes e como ocorrem agregadas aos palinomorfos *Equisetosporites*, *Gnetaceaepollenites* e *Steevesipollenites* indicam uma flora tropical de clima quente e árido (Lima & Leite, 1978). Afloramentos na região de Santa Rita – MA, estudados por Ferreira et al. (2015) apresentaram grande ocorrência de *Marsileaceae*, *Selaginellaceae* e *Afropollis*, deste modo os autores indicaram um clima tropical úmido baseados nesses palinomorfos.

As análises dos icnofósseis feitas por Menezes et al. (2018) reconheceu a icnofácies *Scoyenia* na Formação Itapecuru, com assembleia icnofossilífera contendo *Taenidium*, *Thalassinoides*, *Planolites*, *Palaeophycus*, *Beaconites*, *Caririchnium*, relevo transmitido (Sauropoda), rizohalos, rizoconcreções e *Microcodium* tipo a. As icnotramas propostas foram *Planolites–Taenidium*, *Thalassinoides–Taenidium* e rizólito, exibindo icnodiversidade moderada e frequências de tubos variando de baixa a alta.

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 & Mángano, 2004).

## 6 Revisão Conceitual

Foi feita com base na reunião de artigos e livros referentes à paleopedologia, micromorfologias dos paleossolos, deposição, diagênese e proveniência das rochas sedimentares, que serviram de base para às análises feitas no presente trabalho.

### 6.1 Paleossolos

Paleopedologia é o estudo de solos antigos, enterrados e/ou incorporados em sucessões sedimentares, vulcânicas e metamórficas ou solos desenvolvidos em superfícies de relevo pretéritas e que continuaram expostos (Retallack, 2013).

A história da paleopedologia iniciou com o registro do pensamento de que o clima influenciaria na formação de solos (Dokuchaev, 1879) e posteriormente, classificou a distribuição dos solos com base na similaridade de clima e vegetação (Dokuchaev, 1883), mas a introdução do termo paleopedologia foi feita por Polynov (1927), que apresentou o conceito de solos secundários (dois regimes de intemperismo sobrepostos) e solos fósseis (desenvolvidos em antigas superfícies e soterrados) (Retallack, 2013).

O reconhecimento de paleossolos é feito por meio de três feições diagnósticas principais, no qual é necessário a presença de ao menos duas para ser considerada um solo fóssil, são elas: marcas de raízes, horizontes de solos e as estruturas pedogênicas (Retallack, 2001; Catt, 1990; Pierini & Mizusaki, 2007). E, de modo que essas feições são reconhecidas é possível classificar o paleossolo como exumado, reliquiar ou enterrado, de acordo com sua posição na paisagem. Ruhe (1965) definiu esses termos como: “Os paleossolos reliquiares são solos que se formaram em paisagens pré-existentes, mas não foram enterrados por sedimentos mais jovens. Sua formação data da época da paisagem original e continua até hoje. Os paleossolos enterrados também se formaram em paisagens pré-existentes e foram subsequentemente enterrados por sedimentos ou rochas mais jovens. Os paleossolos exumados são aqueles que foram enterrados, mas foram reexpostos na superfície terrestre pela erosão do manto de cobertura”.

O estudo desses solos fósseis é de grande importância para o entendimento de ambientes e climas do passado, pois podem ser formados em momentos de estabilidade ou não-deposição, o que indica, portanto, pausas na sedimentação ou até mesmo discordâncias importantes (Kraus, 1999). Além disso, também podem ser formados em

sequências em que a sedimentação muito incipiente não é suficiente para inibir os processos de formação de solo (Kraus, 1999; Pierini & Mizusaki, 2007). Na escala de bacia, a análise de paleossolos pode fornecer informações sobre mudanças climáticas globais ou regionais, flutuações do nível do mar e tectônica regional (Kraus, 1999).

Os paleossolos podem se desenvolver a partir de diversos depósitos sedimentares continentais como, eólico, palustre, deltaico e aluviais, que são os mais comuns. Também são encontrados em estratos marinhos marginais e até mesmo em estratos marinhos mais distais, se o nível do mar baixar o suficiente para expor estes sedimentos (Kraus, 1999).

## 6.2 Paleossolos Aluviais

Em uma planície aluvial ocorre a variação lateral do desenvolvimento dos solos de acordo com a proximidade com o canal fluvial (Kraus, 1999). Solos mais proximais são bem drenados, pois se formam em áreas mais elevadas (em depósitos de diques marginais e de transbordamento), com sedimentos que variam do tamanho areia fina à silte e constituídos principalmente por quartzo, feldspato e fragmentos líticos. Esses solos podem mostrar evidências da atuação de processos de oxidação como o desenvolvimento de cores castanhas e avermelhadas em seus horizontes superficiais (Bown & Kraus, 1987).

Os solos mais distais, por estarem em uma posição topográfica inferior (planície de inundação), apresentam um padrão de drenagem pobre. Apresentam maiores quantidades de matéria orgânica e coloração acinzentada, indicando condições redutoras e os sedimentos são de tamanho argila e compostos por argilominerais como clorita, illita e esmectita (Bown & Kraus, 1987; Platt & Keller, 1992).

Paleossolos podem ser classificados de acordo com as taxas de sedimentação e pedogênese em condições deposicionais estáveis e não estáveis e quando a sedimentação foi interrompida por períodos de erosão (e.g. Morrison, 1978; Marriott & Wright, 1993; Wright & Marriott, 1996) (Figura 11).

Se a erosão é insignificante e a sedimentação é rápida e instável, paleossolos compostos (*compound*) podem ser formados (Morrison, 1978). Eles são pouco desenvolvidos, e o empilhamento vertical de seus perfis são separados por sedimentos minimamente intemperizados (Kraus, 1999). Em contraste, se a erosão é insignificante e a sedimentação é estável, espessos solos acumulativos (*cumulative*) podem ser

formados. Esses perfis refletem a deposição de finos incrementos sucessivos de sedimentos acompanhados pela atuação da pedogênese (Kraus, 1999). Já os solos poligenéticos (*composite*) são gerados quando os processos pedogenéticos continuam atuando em um solo recentemente enterrado, ocorrendo a interferência entre os dois perfis (Morrison, 1978).

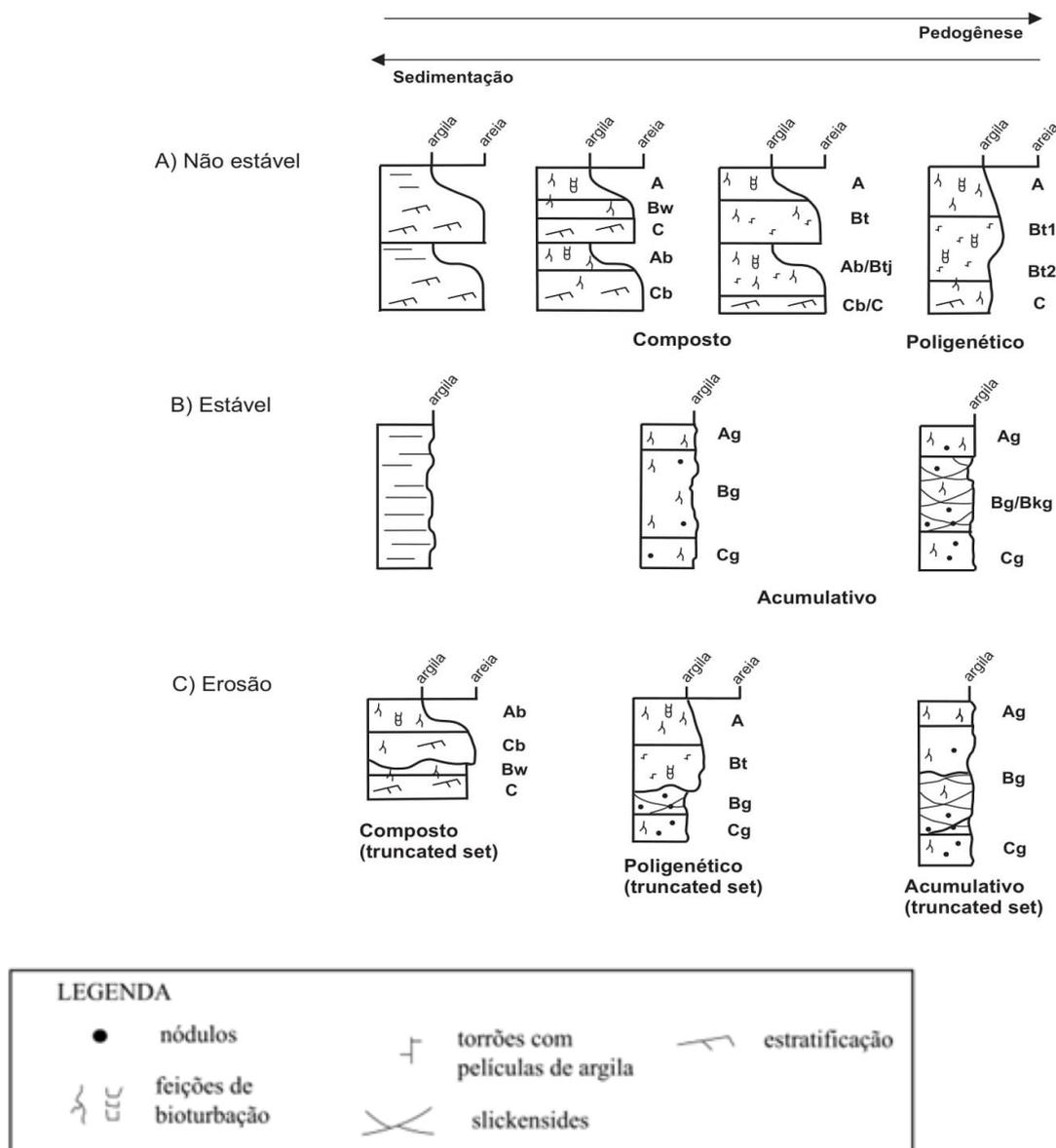


Figura 10 - Perfil vertical de sedimentos e solos (paleossolos) refletindo as taxas de variações da sedimentação e da pedogênese em condições deposicionais (A) não estáveis e (B) estáveis. Em (C), a sedimentação foi interrompida por um período de erosão. Ag = horizonte A com feições de hidromorfismo; Bg = horizonte B com feições de hidromorfismo; Bw = horizonte B mostrando desenvolvimento de coloração características ou estruturas pedogênicas, mas com pouco acúmulo de argilas por iluviação; Bt = horizonte B mostrando acumulação de argilas; Btj = horizonte B com acúmulo incipiente de argila; Cg = horizonte C com feições de hidromorfismo (modificado de Kraus, 1999).

Em um sistema fluvial, depósitos de canais podem apresentar pequenas evidências de pedogênese ou podem conter paleossolos compostos, devido à rápida

sedimentação (e.g. Marriott & Wright, 1993; Kraus & Aslan, 1999), assim como os diques marginais e depósitos de crevasse (Kraus, 1999). Como os canais migram lateralmente de acordo com o tempo, paleossolos poligenéticos podem se formar nesses depósitos superiores (Kraus, 1999). Paleossolos acumulativos se desenvolvem na porção distal da planície de inundação, devido à baixa taxa de sedimentação nessa região (Kraus & Aslan, 1999). A figura 12 apresenta um exemplo da variação lateral e os tipos de solos que podem se formar em cada região de uma planície aluvial.

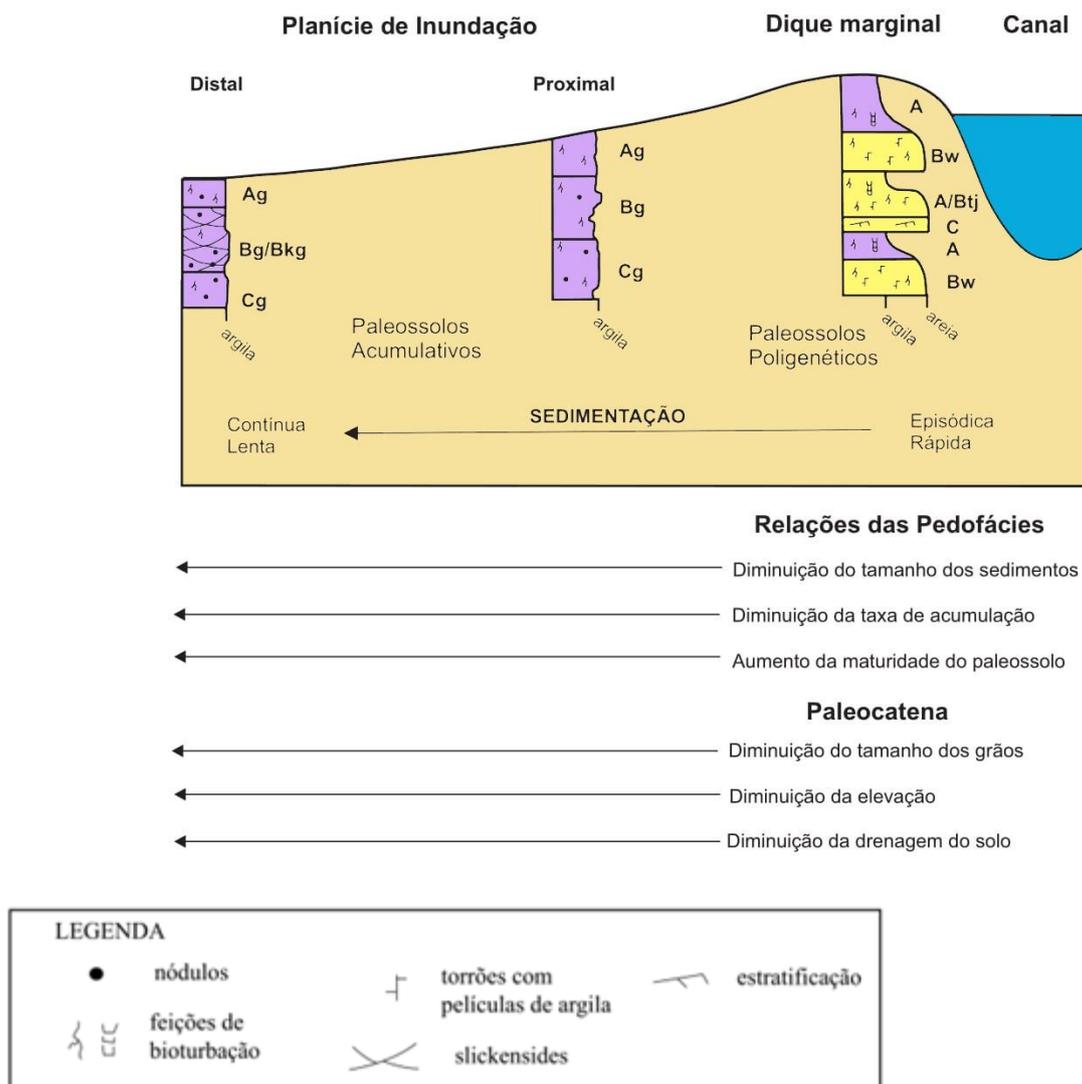


Figura 11 – Diagrama mostrando as variações laterais dos tipos de paleossolos em uma planície aluvial. A = horizonte A; Ag = horizonte A com feições de hidromorfismo; Bw = horizonte B mostrando desenvolvimento de coloração característica ou de estruturas pedogênicas, mas com pouco acúmulo de argilas por iluviação; Bg = horizonte B com feições de hidromorfismo; Btj = horizonte B com acúmulo incipiente de argila; C = horizonte C; Cg = horizonte C com feições de hidromorfismo (modificado de Bown & Kraus, 1987).

O estudo detalhado dos perfis de paleossolos aluviais pode fornecer um quadro muito mais detalhado da estratigrafia aluvial de uma unidade estratigráfica particular, pois o desenvolvimento dos paleossolos é muito sensível às mudanças do sistema fluvial (Kraus & Aslan, 1999).

### **6.3 Micromorfologias dos Paleossolos**

A micromorfologia do solo está relacionada com a descrição, interpretação e, principalmente, com a medição de componentes, características e tramas dos solos em uma escala micrométrica (Bullock et al., 1985). Segundo Bullock (1984), geralmente, são reconhecidos três grupos constituintes em uma lâmina delgada: componentes básicos, microestruturas, incluindo agregados e poros, e feições pedológicas.

Bullock *et al* (1985) conceituaram feição pedológica como uma trama individualizada, existente no solo, que se distingue do material adjacente pela diferença na concentração de componentes, tais como cristais, matéria orgânica, fração granulométrica, trama interna ou componentes químicos. As principais feições pedológicas são apresentadas a seguir.

#### **6.3.1 Cutãs**

Inicialmente, Kubiena (1938) utilizou o termo para caracterizar os filmes coloidais que envolviam os grãos. Brewer (1964) expandiu o termo para filmes de qualquer substância componente do material do solo associadas às paredes de poros, de grãos e de agregados.

Os revestimentos argilosos são feições muito comuns e suas características podem indicar diferentes fases de iluviação da argila (feição microlaminada, por exemplo) (Stoops *et al.*, 2010).

As figuras 13(A) mostra cutãs de argila em poros formados por dissolução e a figura 13(B) cutã de argila microlaminada.

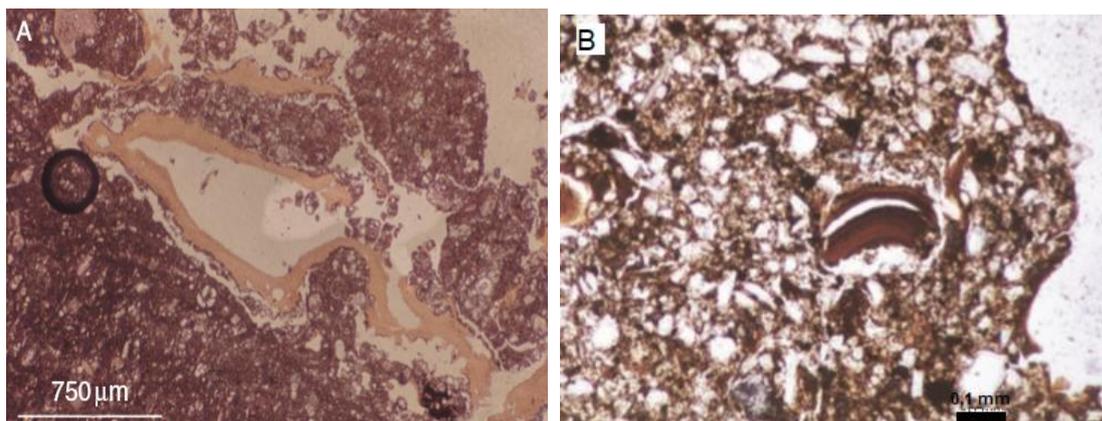


Figura 12 – (A) Cutãs de argila em poros de dissolução; (B) Cutã de argila microlaminada (Stoops *et al.*, 2010).

### 6.3.2 Pedotúbulos

São feições geradas pela escavação de raízes e animais e, posteriormente, preenchidas por materiais de origem diversa. Caracterizam-se pela forma externa tubular simples, elipsoidal ou abobadada (Castro, 2008).

A figura 14(A) apresenta um pedotúbulo gerado por filamentos de raízes calcificadas e a figura 14(B) um pedotúbulo formado por atividade animal no solo.

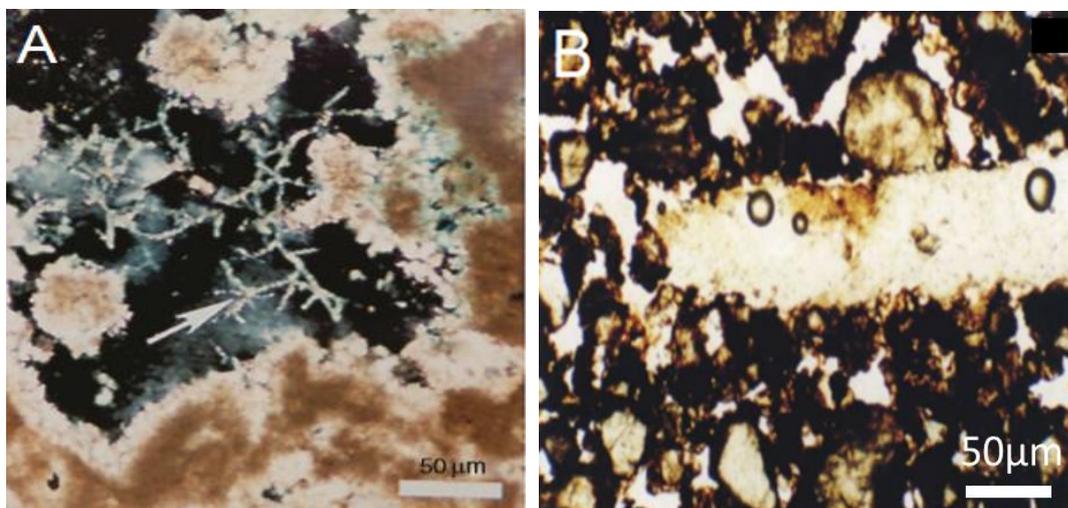


Figura 13 – (A) Pedotúbulo formado por filamentos calcificados (Stoops *et al.*, 2010); (B) Pedotúbulo gerado por atividade animal (Silva & Corrêa, 2009).

### 6.3.3 Nódulos

São unidades de forma, geralmente, esférica a elipsoidal que se formam devido à acumulações de certos constituintes do plasma e não correspondem a um cristal ou a crescimentos intercristalinos (Brewer, 1964).

A figura 15(A) apresenta nódulos de óxido/hidróxido de Fe/Mn e a figura 15(B) mostra um nódulo de óxido de Fe contendo grãos de quartzo subangulares em seu interior.

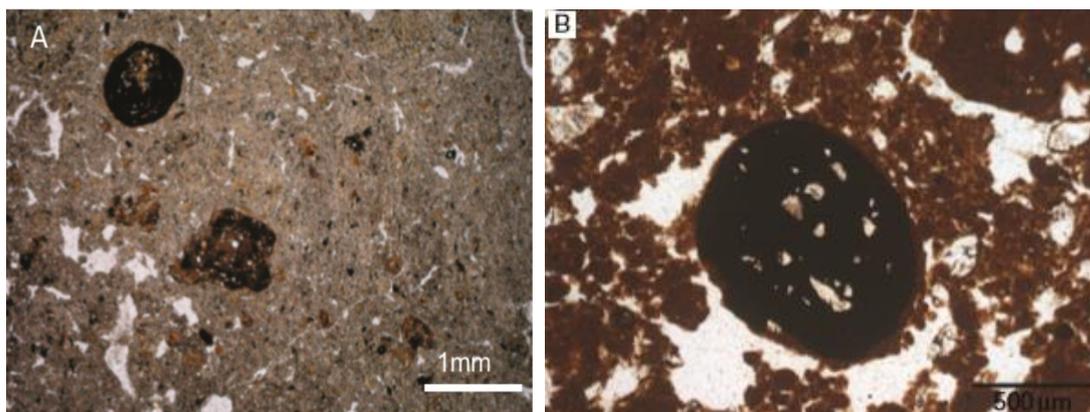


Figura 14 - (A) Nódulos de óxido/hidróxido Fe/Mn; (B) Nódulo de óxido de Fe contendo grãos de quartzo subangulares (Stoops et al., 2010).

### 6.3.4 Concreções de oxi-hidratos de Fe/Mn

São formados por camadas finas e distintas que crescem a partir de uma estrutura herdada da rocha, ou pedogênese anterior. A alternância das camadas indica diferentes condições de umectação e dessecação do solo (Castro, 2008).

A figura 16 mostra uma concreção de Fe/Mn com diversos filmes concêntricos.



Figura 15 - Concreção de óxido de Fe/Mn (Stoops et al., 2010).

### 6.3.5 Feições Cristalinas

São constituídas de cristais formados *in situ*, com tamanho visível no microscópio óptico (Bullock *et al.*, 1985). Essas feições são interpretadas como o resultado de cristalizações ocorridas dentro dos poros, e cujos compostos sofreram migrações em solução, deste modo, as constituições mineralógicas mais frequentes são de calcita, gipsita, halita, barita, gibbsita, óxidos de ferro e manganês (Castro, 2008).

Ocorrem tipicamente em solos sujeitos a prolongados períodos de estiagem, que induziriam à concentração das soluções, como em regiões áridas e semi-áridas (Castro, 2008).

A figura 17(A) apresenta cristais lenticulares de gipsita, que cresceram a partir de fragmentos de rocha e a figura 17(B) mostra um cimento formado por cristais de calcita.

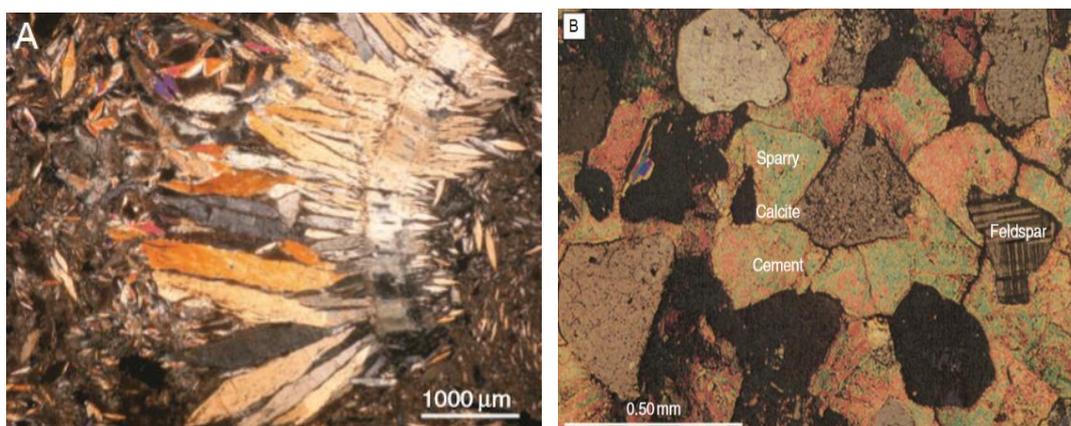


Figura 16 - (A) Cristais de gipsita lenticular; (B) Cimento de cristais de calcita (Stoops *et al.*, 2010).

### 6.3.6 Excrementos

Excrementos ou pelotas fecais são deposições fecais de animais que viveram no solo (Castro, 2008). Para Bullock *et al* (1985) essas feições, que podem compor grande parte do solo, são importantes pois refletem a atividade dos animais e quais as condições do meio.

Na figura 18(A) é possível observar uma concentração de excrementos no interior de uma raiz em decomposição e na figura 18(B) excrementos em um poro.

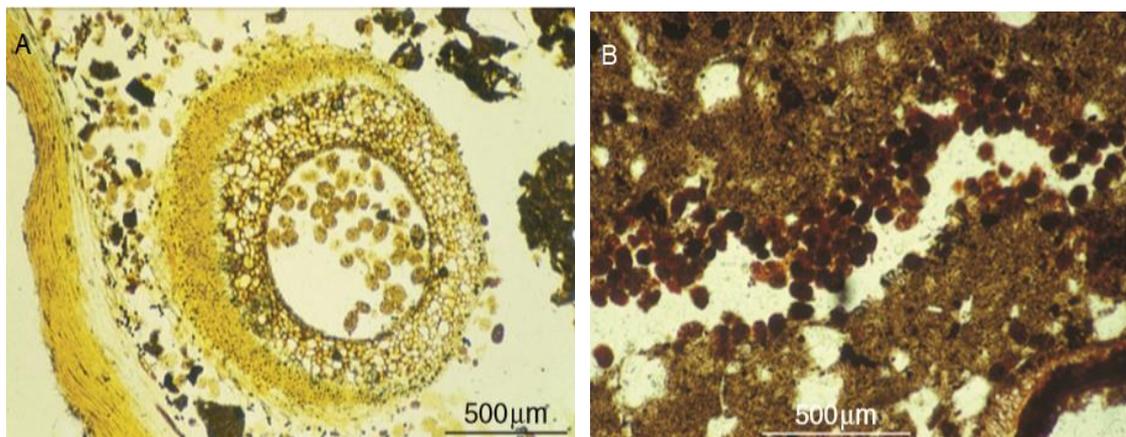


Figura 17 - (A) Excrementos em uma raiz em decomposição; (B) Excrementos em um poro (Stoops *et al.*, 2010).

### 6.3.7 Feições Redoximórficas

As feições redoximórficas são manchas no solo que resultam da redução e oxidação de compostos de ferro e manganês após a saturação e dessaturação da água, respectivamente (Stoops *et al.*, 2010).

Revestimentos e cutãs de óxido de Fe ao longo de canais são observadas na figura 19(A) e a figura 19(B) apresenta nódulos de óxido/hidróxido de Fe/Mn com contorno regular.

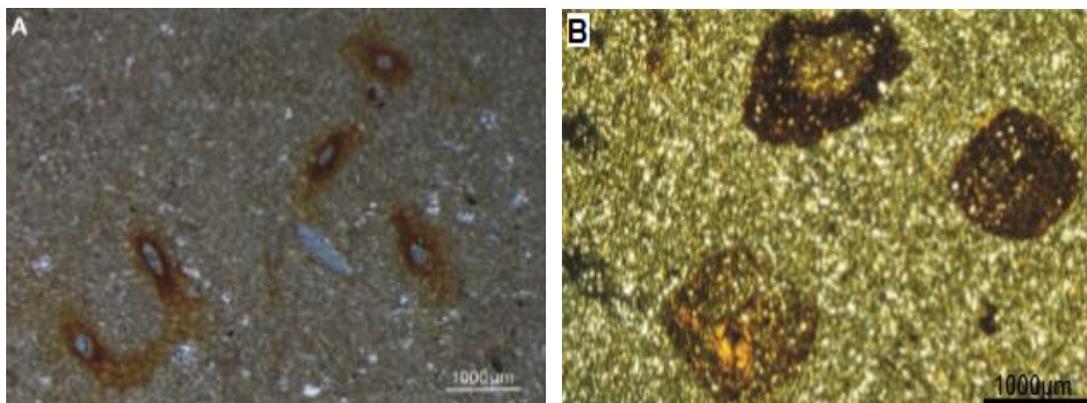


Figura 18 - (A) Revestimento e cutãs de óxido de Fe ao longo de canais; (B) Nódulos de óxido de Fe/Mn com contorno regular (Stoops *et al.*, 2010).

### 6.4 Diagênese

A diagênese corresponde a um amplo espectro de processos químicos, físicos e biológicos que originam as rochas sedimentares (Curtis, 1977; Burley *et al.*, 1985). Esses processos são continuamente ativos de acordo com a evolução do ambiente em termos de pressão, temperatura e química durante a deposição, soterramento e

soerguimento das rochas em uma bacia. A figura 20 apresenta as condições de temperatura, pressão e profundidade nas quais é possível ocorrer a diagênese.

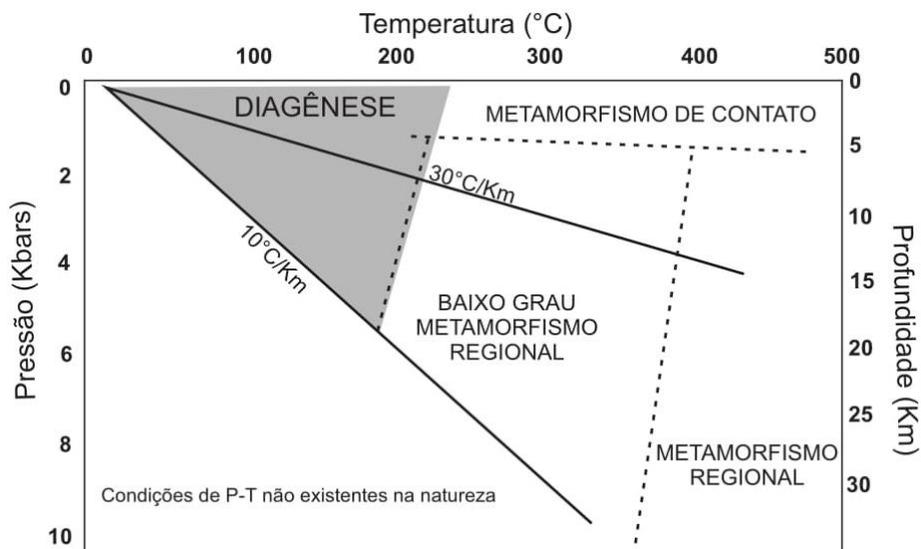


Figura 19 – Diagrama de pressão e Temperatura que relaciona os processos de diagênese e metamorfismo (modificado de Worden & Burley, 2003).

São reconhecidos três regimes de diagênese relacionados com a evolução das bacias sedimentares. São eles: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese (figura 21). A eodiagênese inclui todos os processos que ocorrem próximos à superfície (1-2 Km de profundidade) onde a química das águas intersticiais é controlada pelo ambiente de sedimentação (Chapelle, 1993), e em baixas temperaturas (30 a 70°C) (Morad et al., 2000). A mesodiagênese é o estágio no qual o ambiente de deposição não exerce mais influência nos processos químicos, devido ao soterramento efetivo das rochas, e as temperaturas são mais altas variando entre 70 e 200°C (Morad et al., 2000). A telodiagênese está relacionada ao soerguimento e nova exposição das rochas sedimentares, modificando as condições de estabilidade dos minerais formados durante a eodiagênese e a mesodiagênese (Morad et al., 2000).

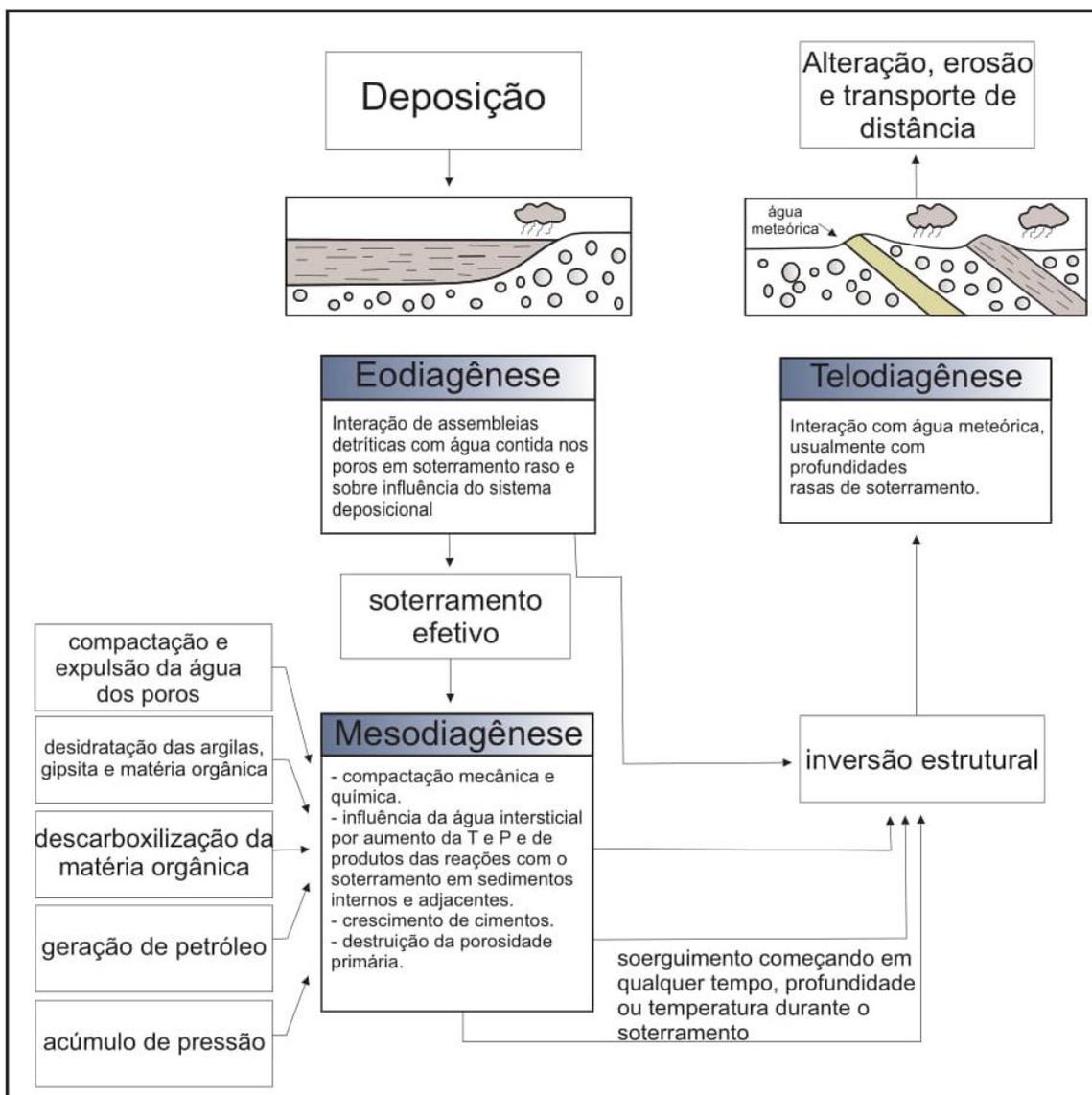


Figura 20 – Regimes da diagênese (modificado de Worden & Burley, 2003).

## 7 Resultados

### 7.1 Depósitos Sedimentares

Os depósitos sedimentares ocorrem nos perfis Pequi e Jundiá e foram caracterizados com base em atributos texturais e composicionais.

A média dos tamanhos dos clastos nas sete lâminas analisadas é de cerca de 50 % dos clastos possuem tamanhos entre 0.062 e 0.125 mm, dentro do campo de areia muito fina, 40 % possuem tamanhos entre 0.125 e 0.25 mm, dentro do campo de areia fina e os 10 % restantes variam entre os campos silte e argila. Desta forma os depósitos sedimentares são classificados como arenitos muito finos. São moderadamente

selecionados e a maioria dos grãos apresentam esfericidade moderada, variam de subangulares a subarredondados.

Com relação à fábrica, os arenitos apresentam cerca de 60% de contatos pontuais e 40% de contatos longos entre os grãos, em média, são suportados pelos clastos e possuem empacotamento normal.

Apresentam cimentação formada por carbonato de cálcio, óxido/hidróxido de Fe e Mn e argila de iluviação.

Composicionalmente, os depósitos dos dois perfis foram classificados como subarcósios, utilizando a média das composições das lâminas analisadas (figuras 21 e 22).

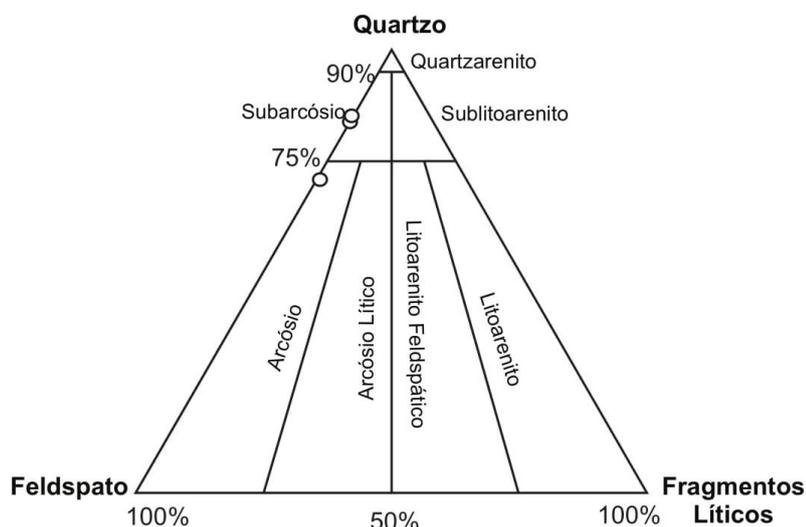


Figura 21 - Classificações composicionais do Perfil Pequi segundo Folk (1968).

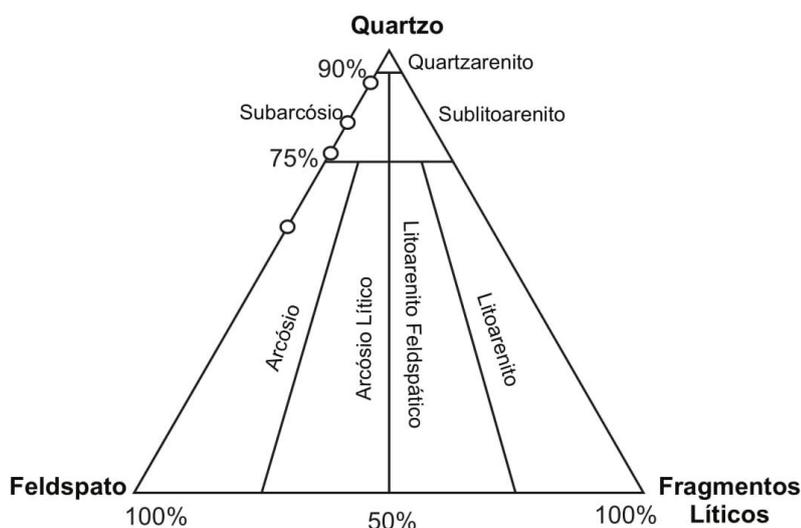


Figura 22 - Classificações composicionais do Perfil Pequi segundo Folk (1968).

## 7.2 Micromorfologias

### 7.2.1 Afloramento Pequi

A espessura total do perfil é de 2,7 metros e é formado por cinco horizontes de paleossolos e uma camada de arenito muito fino. Os horizontes quatro e cinco foram utilizados nas análises microscópicas, além do depósito sedimentar (figura 23).

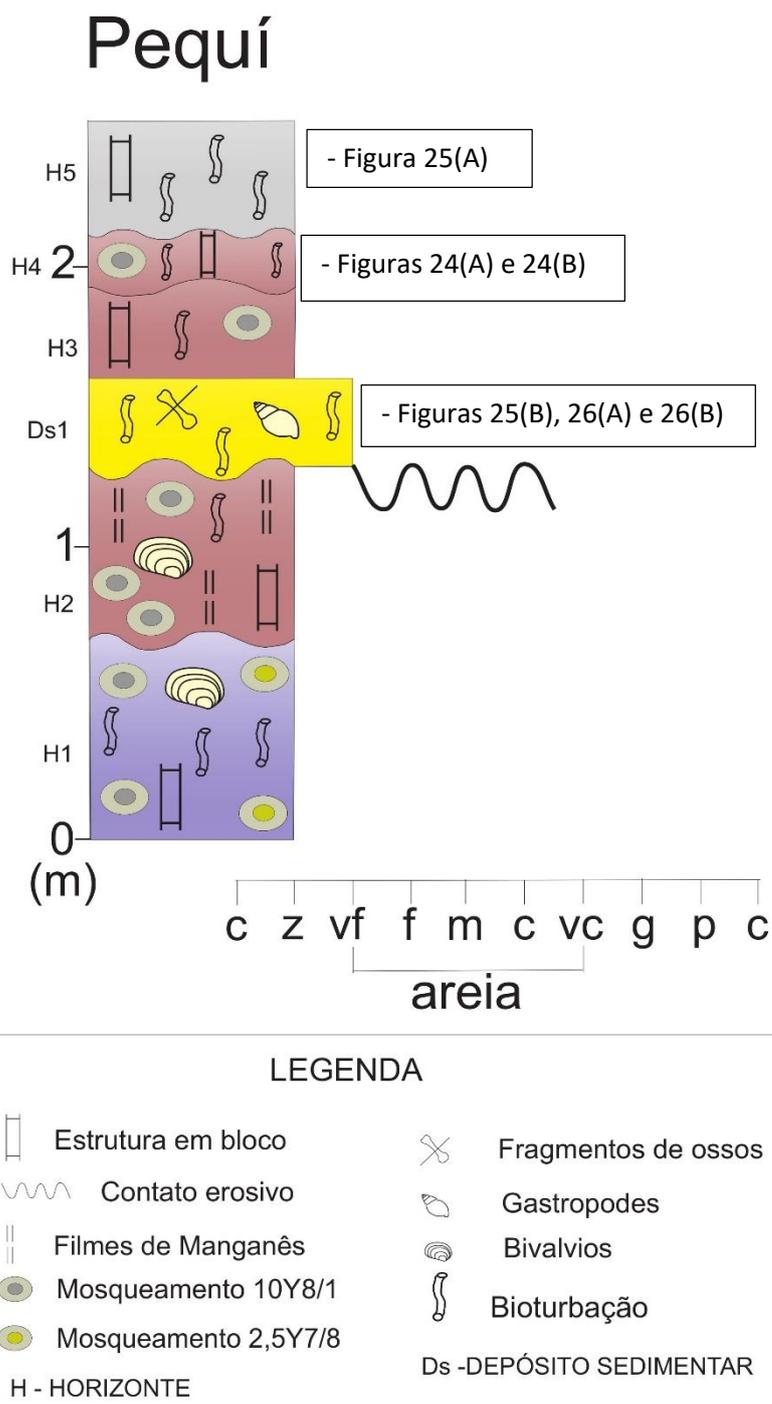


Figura 23 - Perfil sedimentológico do afloramento Pequi (modificado de Menezes, 2019).

A figura 24(A) apresenta feições redoximórficas geradas pela depleção de ferro, o que gera manchas claras. Além disso, ocorrem nódulos de óxido/hidróxido de Fe/Mn esféricos e de coloração escura.

A figura 24(B) mostra zonas com coloração mais escurecida, indicando a infiltração mecânica de argilas. A feição (Zf) é uma feição formada pela concentração de óxido/hidróxido e Fe/Mn e a feição (B) é um pedotúbulo gerado pela escavação de um animal.

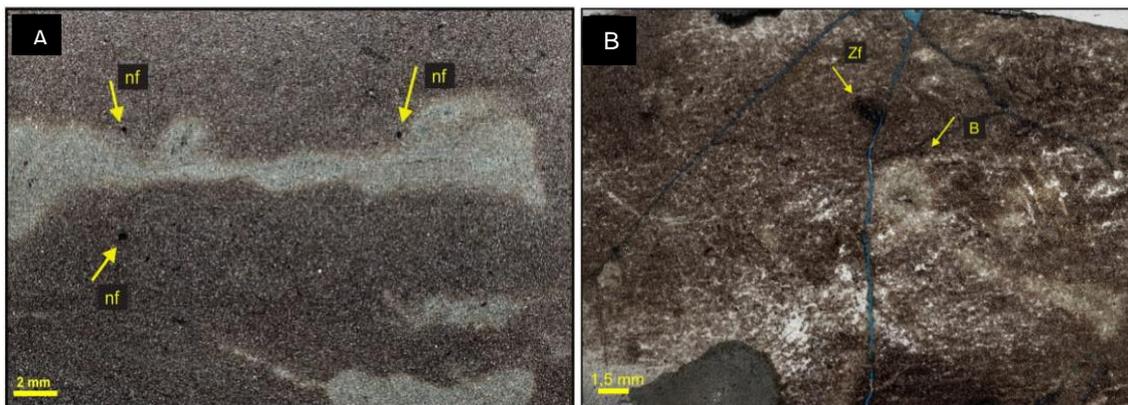


Figura 24 – A) Feições redoximórficas com zonas de depleção de ferro com detalhe em (nf) nódulos de óxido/hidróxido de Fe e Mn. Horizonte 4 – luz natural; B) Zonas mais escuras indicam a infiltração de argila. (Zf) zona de concentração de óxido/hidróxido de Fe e Mn. (B) Pedotúbulo. Horizonte 4 – luz natural.

A figura 25(A) apresenta um pedotúbulo, caracterizado pela diferença de coloração e o formato de canal preenchido.

A figura 25(B) apresenta alguns nódulos com contornos irregulares. Os nódulos (Nf) são de óxido/hidróxido de Fe/Mn e possuem coloração escura, já os nódulos (Nc) são de carbonato de cálcio e apresentam coloração esbranquiçada.

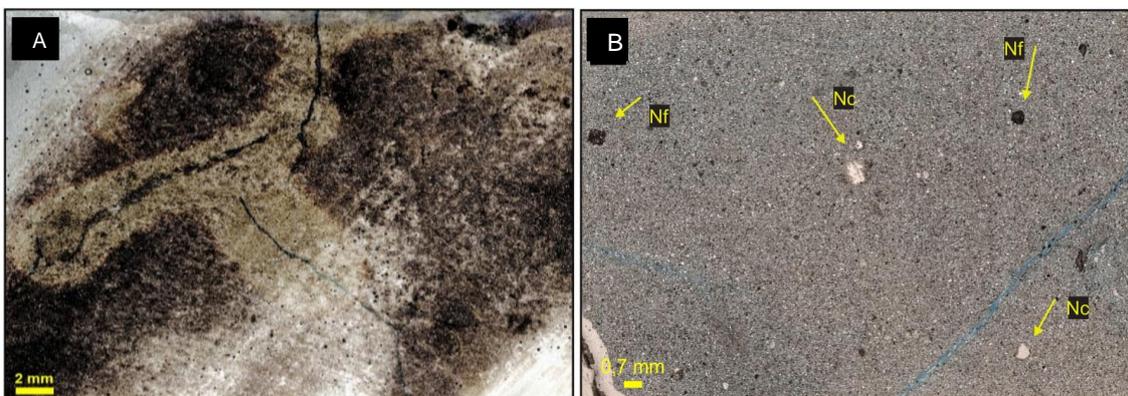


Figura 25 – A) Pedotúbulo. Horizonte 5 – luz natural; B) (Nf) nódulos de óxido/hidróxido de Fe e Mn. (Nc) nódulos de carbonato de cálcio. Depósito sedimentar 1 – luz natural.

A figura 26(A) mostra alguns nódulos de óxido/hidróxido de Fe/Mn de coloração escura.

A figura 26(B) apresenta marca de uma concha de gastrópode com a presença de percolação de óxido/hidróxido de Fe/Mn (Zf), e também ocorre a concentração de carbonato de cálcio (Zc), de colocação esbranquiçada.

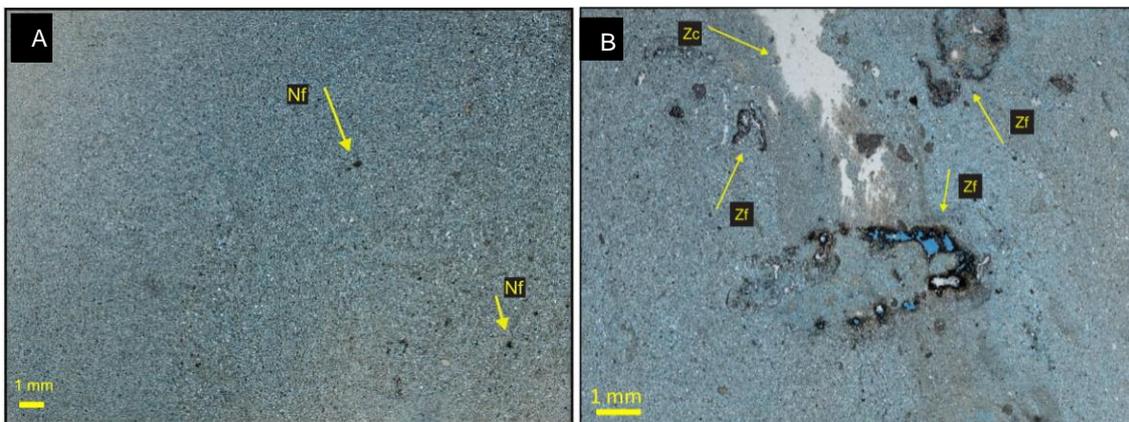


Figura 26 – A) (Nf) nódulos de óxido/hidróxido de Fe e Mn. Depósito sedimentar 1- luz natural; B) Marca de concha de gastrópode. (Zf) zonas de concentração de óxido/hidróxido de Fe e Mn. (Zc) zonas de concentração de carbonato de cálcio. Depósito sedimentar 1- luz natural.

## 7.2.2 Afloramento Prata

O afloramento Prata possui espessura total de 4,8 metros e é constituído por oito horizontes de paleossolos e um depósito sedimentar. As análises foram feitas nos horizontes dois, seis, sete e oito (figura 27).

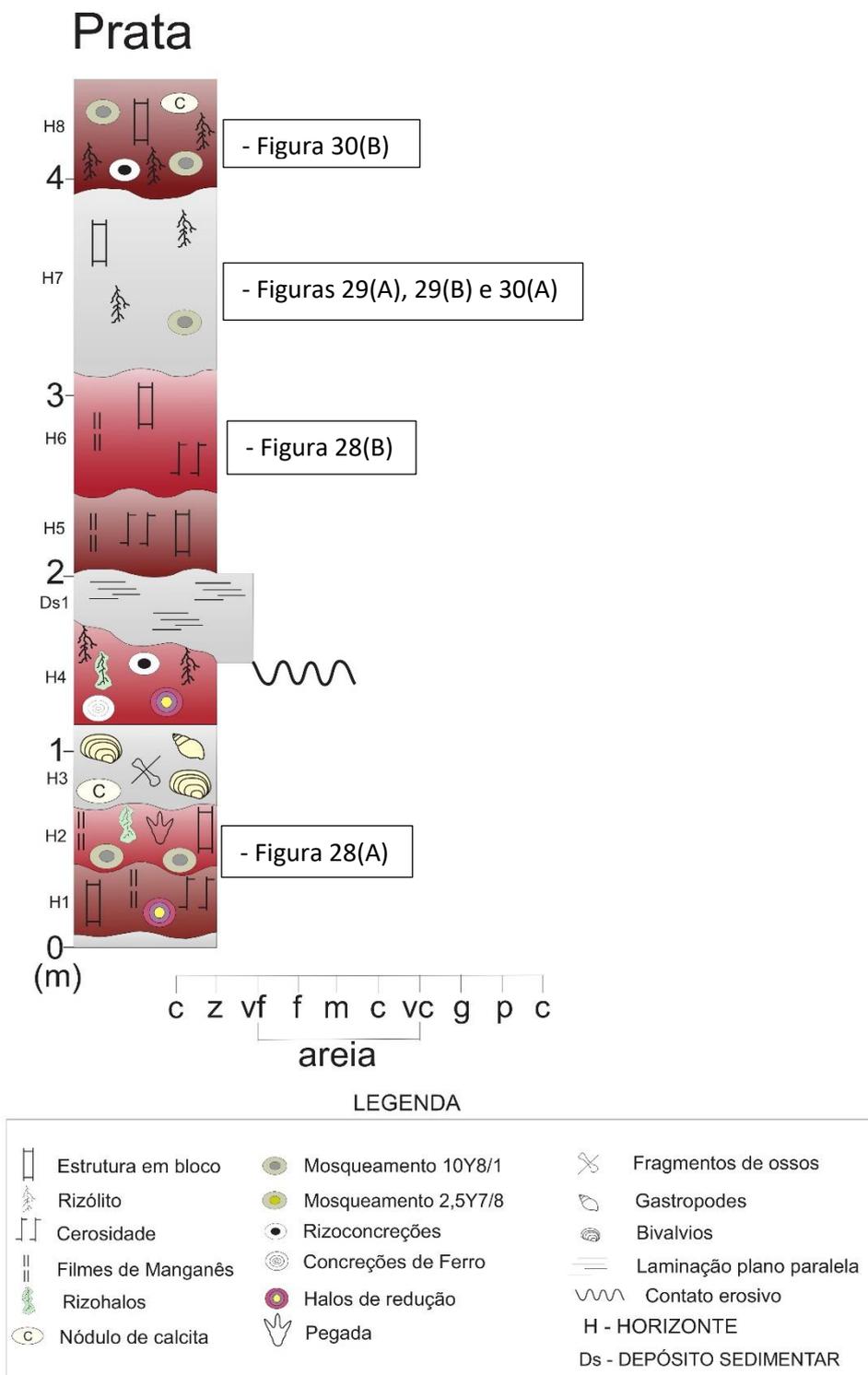


Figura 27 - Perfil sedimentológico do afloramento Prata (modificado de Menezes, 2019).

A figura 28(A) apresenta feições redoximórficas caracterizadas por manchas claras, o que indica a depleção de ferro nessas regiões. As manchas escuras indicam a infiltração mecânica de argilas.

A figura 28(B) possui zonas de concentração de carbonato de cálcio (Zc), que é caracterizado pela coloração esbranquiçada. Apresenta diversos nódulos de óxido/hidróxido de Fe/Mn, de coloração escura e formato esférico e a concha de um gastrópode quase que cem por cento substituído por carbonato de cálcio (Gt), com coloração esbranquiçada.

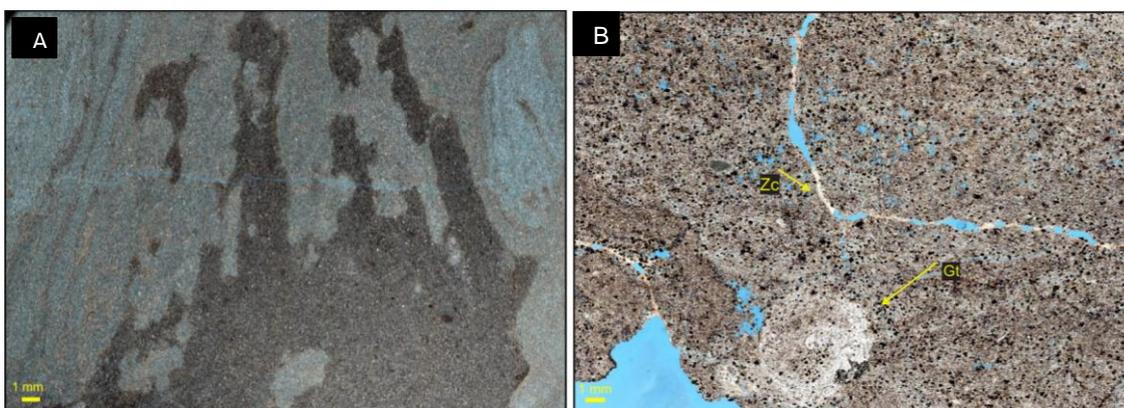


Figura 28 – A) Feições redoximórficas e infiltração mecânica de argilas. Horizonte 2 – luz natural; B) (Zc) Zona de concentração de carbonato de cálcio. (Gt) Gastrópode cimentado por carbonato de cálcio. Horizonte 6 – luz natural.

A figura 29(A) apresenta conchas de gastrópodes cimentadas por carbonato de cálcio (Gt) e fragmento de osso (F), além de zonas escuras com a presença de infiltração mecânica de argilas e zonas claras com cimentação de carbonato de cálcio.

A figura 29(B) é uma imagem ampliada da figura 29(A) e mostra com maior detalhe o fragmento de osso (F), além dos excrementos (Ex) que apresentam forma esférica e coloração mais avermelhada e dos nódulos de óxido/hidróxido de Fe/Mn (Nf) que possuem forma esférica e coloração bem escura.

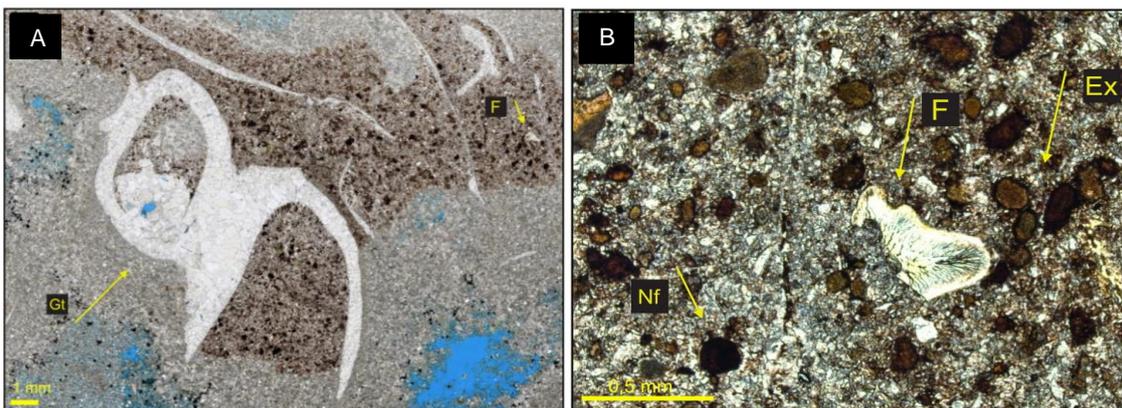


Figura 29 - A) Algumas zonas de concentração de cimentação por carbonato de cálcio. (Gl) Gastrópode com cimentação por carbonato de cálcio. (F) Fragmento de osso. Horizonte 7 – luz natural; B) (F) Fragmento de osso. (Nf) Nódulo de óxido/hidróxido de Fe e Mn. (Ex) excrementos. Horizonte 7 – luz natural.

A figura 30(A) é a mesma lâmina mostrada na imagem 29(A), porém com luz polarizada.

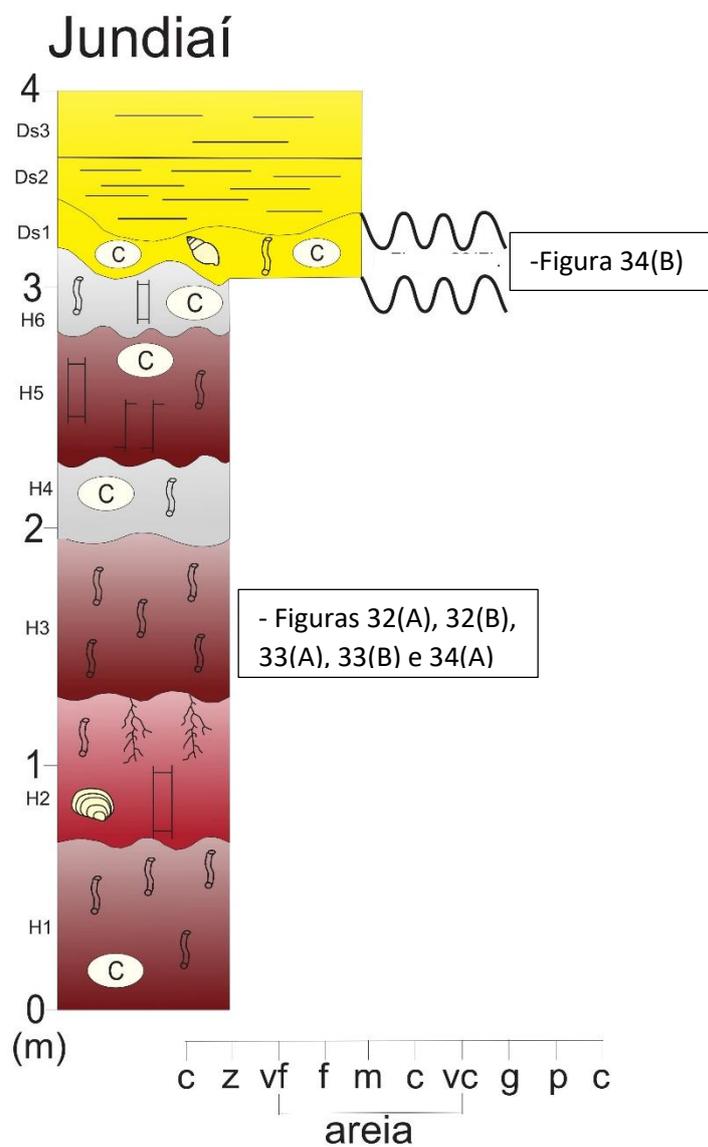
A figura 30(B) apresenta uma feição redoximórfica gerada pela decomposição de uma raiz, que gera uma mancha chamada de rizohalo.



Figura 30 - A) Algumas zonas de concentração de cimentação por carbonato de cálcio e outras de infiltração mecânica de argilas. Gastrópodes. Horizonte 7 – luz Polarizada. B) Feição redoximórfica formando um rizohalo. Horizonte 8 – luz natural.

### 7.2.3 Afloramento Jundiáí

Formado por seis horizontes de paleossolos e três camadas de arenitos muito finos, possui uma espessura total de 4,2 metros. O horizonte três e a camada sedimentar um foram utilizados nas análises microscópicas (figura 31).



LEGENDA	
	Estrutura em bloco
	Rizólito
	Cerosidade
	Nódulo de calcita
	Bioturbação
	Gastropodes
	Bivalvios
	Laminação plano paralela
	Contato erosivo
	Ds - DEPÓSITO SEDIMENTAR
	H - HORIZONTE

Figura 31- Perfil sedimentológico do afloramento Jundiáí (modificado de Menezes, 2019).

A figura 32(A) apresenta uma feição denominada de cutã de argila microlaminada, e é caracterizada pelos filmes escuros que recobrem os poros e formam laminações.

A figura 32(B) é uma imagem ampliada da anterior, destacando as feições denominadas de *microcodium* tipo a, são formados por um núcleo de calcita recoberto por cristais aciculares de calcita em paliçada, formando uma roseta.

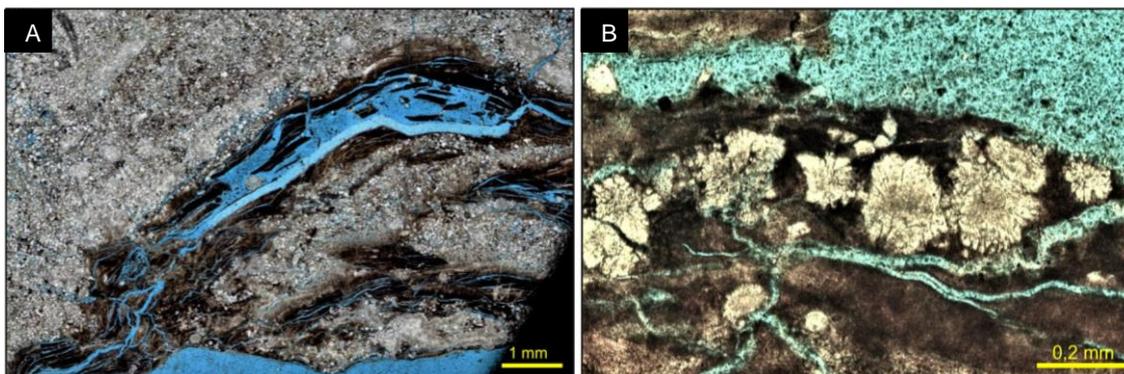


Figura 32 - A) Cutãs de argilas de iluviação microlaminadas. Horizonte 3 – luz natural; B) Microcodium tipo a e cutã de argilas de iluviação microlaminadas. Horizonte 3 – luz natural.

A figura 33(A) destaca um fragmento de osso, de coloração bege.

A figura 33(B) apresenta cristais lenticulares de gipsita em luz polarizada.

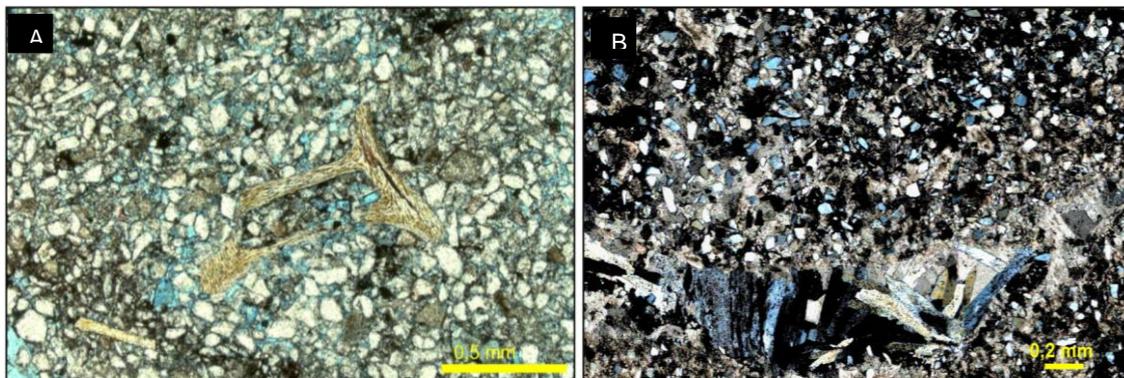


Figura 33 - A) Fragmento de osso. Horizonte 3 – Luz natural; B) Cristais lenticulares de gipsita. Horizonte 3 – luz polarizada.

A figura 34(A) mostra diversas conchas de gastrópodes (Gt) cimentadas por carbonato de cálcio e algumas zonas de concentração de carbonato de cálcio (Zc) de coloração esbranquiçada.

A figura 34(B) apresenta diversos pedotúbulos no formato esférico (B), que são formados por atividade animal e um pedotúbulo com a presença de meniscos (Bm), também formado por atividade animal.

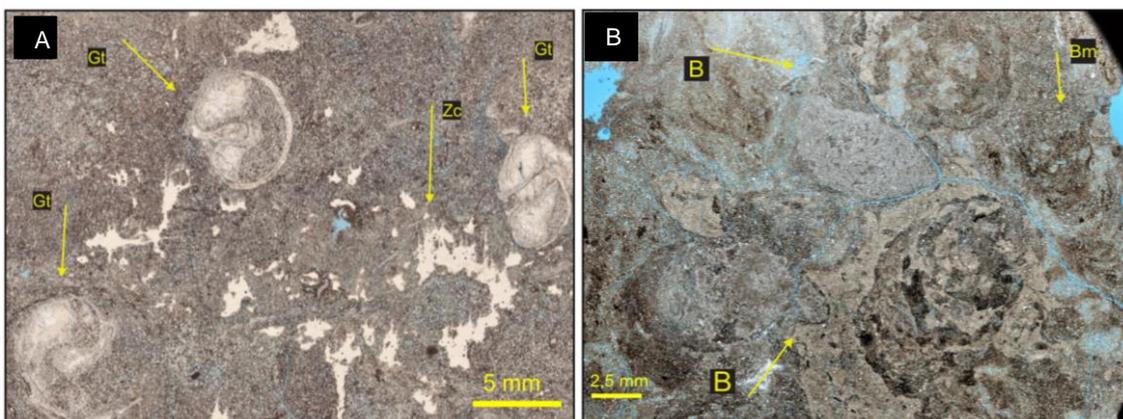


Figura 34 – A) (Gt) Gastrópodes com cimentação por carbonato de cálcio. (Zc) zonas de concentração de carbonato de cálcio. Horizonte 3 – luz natural; B) (B) Pedotúbulos. (Bm) Pedotúbulo com presença de meniscos. Depósito sedimentar 1 – luz natural.

## 8 Discussão

### 8.1 Aspectos diagenéticos

Os componentes diagenéticos principais e o empacotamento das amostras foram identificados com o objetivo de se reconhecer o regime diagenético que as rochas estudadas foram submetidas.

O empacotamento normal das rochas indica que as mesmas não tiveram um soterramento efetivo, ou seja, permanecendo sob influência dos fluidos do sistema deposicional (Worden & Burley, 2003).

Óxidos e hidróxidos de ferro se desenvolvem em rochas que possuem contato com as águas superficiais oxidantes, em ambientes continentais e úmido. (Rodrigues, 2012). Cimentos de carbonáticos podem se desenvolver durante a eodiagênese, em ambientes áridos e quentes, de modo que a água intersticial presente nos sedimentos concentra  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{HCO}_3^-$  (Worden & Burley, 2003). Argilas infiltradas mecanicamente, geralmente são infiltradas nos sedimentos pelas enxurradas, devido ao rebaixamento do lençol freático (De Ros, 1996).

### 8.2 Micromorfologia

As micromorfologias identificadas têm relação direta com o ambiente de formação dos paleossolos (cimentação, nódulos, cutãs, crescimento de cristais, zonas de concentração de determinados materiais) e com os organismos (bioturbações,

rizohalos, canais, *microcodium*, gastrópodes e fragmentos de ossos). Desta forma, podem contribuir na resolução de problemas relacionados a gênese dos paleossolos (Stoops et al., 2010).

Os fragmentos de ossos e de conchas de gastrópodes são considerados como fração grosseira dos solos, o que reflete a natureza do material de origem (Stoops et al., 2010). Os excrementos são compostos de material orgânico ou misturas de materiais orgânicos e minerais e apenas a fauna do solo que consome materiais orgânicos e minerais sólidos produz excrementos reconhecíveis (Stoops et al., 2010). Canais são os vazios formados pela fauna mais comuns. Eles podem ser retos, curvos ou enrolados, com ou sem ramificação (Brussaard, 1985).

Bioturbações são formados durante a passagem de animais nos solos ou sedimentos úmidos e plásticos. O material flui de volta para o canal imediatamente após a passagem, ou ocorre a precipitação de minerais presentes nos fluídos intersticiais. Excrementos são comumente encontrados nessas trilhas. São geralmente produzidas por caracóis, moluscos e vermes (Kooistra, 1978).

*Microcodium* consiste em um corpo milimétrico calcítico composto de prismas de calcita dispostos ao redor de um canal central. O *microcodium* presente nas amostras é o típico ou clássico (tipo a de Esteban, 1972, 1974), este tipo é composto de uma única camada de cristais prismáticos irradiando em paliçadas ao redor de pequenos núcleos ou ao redor de um eixo, mostra uma estrutura de "roseta" na seção transversal e uma estrutura "corn-cob" na seção longitudinal (Stoops et al., 2010). A origem dessa morfologia ainda está sujeita a controvérsias, incluindo a possível relação com raízes de plantas calcificadas (Stoops et al., 2010).

Os aspectos genéticos da formação de rizohalos estão associados as feições redoximórficas, que resultam da redução e oxidação de compostos de ferro (Fe) e manganês (Mn) no solo após a saturação e dessaturação da água, respectivamente (Stoops et al., 2010).

A infiltração de carbonatos é frequente em solos de áreas mais ou menos áridas. (Stoops et al., 2010). Essas zonas de concentração podem ser densas ou soltas, ocupando todos os tipos de vazios e exibindo uma ampla variedade em tamanho, forma e distribuição básica dos cristais (Stoops, 2003). A cimentação carbonática formada por pequenos cristais de calcita se forma rapidamente a partir da evaporação da solução presente na zona vadosa (Stoops et al., 2010). Nódulos de carbonato são comuns e ocorrem em uma ampla variedade de formas, em geral, os nódulos micríticos são mais

comuns em solos de textura fina ou média, enquanto os grandes cristais de esparita predominam em solos de textura grossa (Wieder & Yaalon, 1974; Machette, 1985).

Os cristais lenticulares de gipsita geralmente se formam pela cristalização *in situ* a partir de água saturada em gipsita (Stoops et al., 1978). O zoneamento em cristais de gipsita pode desenvolver-se em ambientes onde variações sazonais no nível do lençol freático promovem o crescimento descontínuo dos cristais (Stoops et al., 2010).

Nódulos concêntricos de óxidos/hidróxidos de ferro e manganês são comuns e acredita-se que refletem regimes de umidade com ciclos sazonais úmidos / secos repetidos (Brewer, 1964). As zonas de concentração de óxidos de ferro e manganês refletem ambientes úmidos ou saturados de água, que permitem a mobilização de Fe e Mn (Lindbo et al. al., 2010).

A formação de cutãs de argila está relacionada com processos de eluviação / iluviação da argila atribuída à translocação vertical de argila fina suspensa na percolação da água no solo (Bullock et al. 1974). Podem ocorrer microlaminações, o que indica várias fases de preenchimento (Stoops et al., 2010). O preenchimento de argila ocorre frequentemente na parte inferior dos horizontes Bt ou, não relacionado à profundidade, em horizontes Btb (e.g. Sedov et al., 2001).

### **8.3 Reconstrução Paleoambiental**

A Formação Itapecuru não apresenta um consenso quanto a sua interpretação paleoambiental, apresentando uma grande variedade de ambientes deposicionais citados em diversos estudos. Os mais citados são os ambientes fluvial-deltaico, fluvial, estuarino e lacustre (Caputo, 1984; Rossetti *et al.*, 2001; Miranda & Rossetti, 2006; Ferreira *et al.*, 2015; Pessoa, 2007).

Os afloramentos analisados no presente trabalho são formados por paleossolos intercalados com depósitos sedimentares, interpretados como elementos arquiteturais de uma planície aluvial (Menezes *et al.*, 2019).

Os horizontes dos paleossolos apresentam alta frequência de atividade biológica e são formados por sedimentos finos, o que caracteriza um ambiente moderadamente estável e com moderada a baixa taxa de sedimentação (Kraus, 1999). Desta forma, os perfis dos afloramentos Pequí e Prata se enquadram na classificação de paleossolos poligénéticos de Kraus (1999), devido à presença de camadas sedimentares

intercaladas e o perfil Jundiaí se enquadra na classificação de paleossolo composto (Kraus, 1999).

Os depósitos sedimentares que se apresentam intercalados aos paleossolos indicam a ocorrência de eventos episódicos de aumento da sedimentação, que nesse contexto pode ser explicado pelo rompimento do dique marginal, gerando um depósito de crevasse, ou a migração lateral do canal (Marriott & Wright, 1993; Kraus & Aslan, 1999).

Segundo Bown & Kraus (1987), as características dos paleossolos estudados permite inferir que desenvolveram-se em uma planície de inundação proximal.

Com relação ao clima da Formação Itapecuru Pedrão et al. (1993) sugeriram um contexto de clima árido a semiárido quente com chuvas sazonais. Posteriormente, Pedrão (1995) e Ferreira et al. (2015) sugeriram um clima tropical a subtropical. As análises feitas por (Menezes *et al.*, 2019) sugerem condições paleoclimáticas sazonais. Algumas micromorfologias descritas no presente estudo são características de clima seco e quente (Cimentação e nódulos de carbonato de cálcio) (Stoops et al., 2010), assim como outras são características de climas mais úmidos (cutãs de argila, concentrações e nódulos de óxidos/hidróxidos de Fe e Mn) (Stoops et al., 2010). As cutãs de argila microlaminadas e as feições redoximórficas, indicam a ocorrência de diversos momentos de saturação e dessaturação de água no solo (Stoops et al., 2010).

## 9 Conclusão

O estudo micromorfológico e sedimentológico feito nas amostras dos afloramentos da Formação Itapecuru permitiu refinar os aspectos paleoambientais, paleoclimáticos e diagenéticos da formação.

Os perfis Pequí e Prata de devido à presença de micromorfologias relacionadas a atividade de microorganismos, tamanho dos clastos e dos depósitos sedimentares intercalados, foram classificados como paleossolos poligenéticos e o perfil Jundiaí devido à atividade de microorganismos e do tamanho dos clastos foi classificado como um paleossolo composto. Deste modo, foi possível inferir que esses perfis desenvolveram-se em um ambiente fluvial, mais especificamente na porção proximal da planície de inundação.

A descrição das micromorfologias permitiu concluir que os paleossolos se formaram em um clima complexo, com evidências de fases de seca e de umidade, podendo estar relacionado com variações no lençol freático, assim como variações sazonais de períodos chuvosos.

Os constituintes diagenéticos e a fábrica das rochas estudadas permitiram afirmar que o regime diagenético atuante foi a eodiagênese continental.

## REFERÊNCIAS

- Aguiar, G. A. (1969). *Bacia do Maranhão: Geologia e possibilidades de petróleo*. Relatório interno, Petrobras, Belém.
- Albuquerque, O. R., & Dequech, V. (1946). Contribuição para a geologia do meio-norte, especialmente Piauí e Maranhão, Brasil. *Congresso Pan-Americano de Engenharia de Minas*, v. 3, pp. 69-109. Petrópolis.
- Almeida, F. F. (1969). Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. *Congresso Brasileiro de Geologia*, (pp. 29-46). Salvador.
- ANP. (28 de Abril de 2015). ANP. Fonte: Site da ANP: <http://rodadas.anp.gov.br/pt/concessao-de-blocos-exploratorios-1/13-rodada-de-licitacao-de-blocos>
- Arce, A., Rigote, C. A., Moura, D. H., Campelo, F. M., & Schuab, F. B. (2006). *Bacia do Parnaíba: Uma Revisão Estratigráfica, Tectônica, Estrutural e Sistemas Petrolíferos*. Monografia, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Rio de Janeiro .
- Asmus, H. E., & Porto, R. (1972). Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. *Congresso Brasileiro de Geologia*, (pp. 67-90). Belém.
- Azevedo, R. P. (1991). *Tectonic Evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basins*. Tese de Doutorado, University of London, Royal School of Mines Imperial College, Londres.
- Bown, T. M., & Kraus, M. J. (1987). Integration of channel and floodplain suites: I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. *J. Sediment. Petrol.*, 57, 587-601.
- Brewer, R. (1964). *Fabric and mineral analysis of soils*. New York: Robert E. Krieger Publications Co.
- Brussaard, L. (1985). *A pedological study of the dung beetle Typhaeus Typhoeus (Coleoptera, Geotrupidae)*. Landbouw universiteit Wageningen.
- Buatois, L. A., & Mángano, M. G. (2004). Animal–substrate interactions in freshwater environments: applications of ichnology in facies and sequence stratigraphic analysis of fluvio-lacustrine successions. Em D. McIlroy, *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*. (Vol. 228, pp. 311-333). Geological Society Special Publication,.
- Bullock, P. (1984). The role of micromorphology in the study of Quaternary soil process. Em J. Boardman, *Soil an Quaternary Landscape Evolution*. New York: Wiley.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerious, A., Stoops, G., Tursina, T., & Babel, U. (1985). *Handbook for Soil Thin Section Description*. Wolverhampton: Waine Research Publication.

- Bullock, P., Milford, M. H., & Cline, M. G. (1974). Degradation of argillic horizons. *Udalf soils of New York* (pp. 621–628). Soil Science Society of America Proceedings 38.
- Burley, S. D., Kantorowicz, J. D., & Waugh, B. (1985). Clastic diagenesis. Em P. & Brenchley, *Sedimentology: Recent and Applied Aspects* (pp. 189–226). Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- Caldasso, A. L., & Hana, M. (1978). Posicionamento estratigráfico das rochas básicas da Bacia do Parnaíba. *XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, 2, pp. 567-581. Sociedade Brasileira de Geologia.
- Campbell, D. F. (1949). *Revised report on the reconnaissance geology of the Maranhão basin*. Relatório Interno, Petrobras, Belém.
- Caputo, M. V. (1984). *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. Dissertação de Doutorado, University of California.
- Carvalho, I. S., Avilla, L. S., & Salgado, L. (2003). *Amazonsaurus maranhensis* gen et sp. nov. (Sauropoda, Diplodocoidea) from the Lower Cretaceous (Aptian-Albian) of Brazil. *Cretaceous Research*, n. 24, 697-713.
- Carvalho, M. S. (1997). Primeira ocorrência de Picnodontídeos (Pisces) na Formação Itapecuru, Cretáceo Inferior da bacia do Parnaíba, Estado do Maranhão Brasil. *Congresso Brasileiro de Paleontologia*, (p. 79). São Pedro.
- Carvalho, M. S., & Maisey, J. G. (1999). Ocorrências de peixes celacantídeos no Cretáceo Inferior da bacia do Parnaíba, estado do Maranhão, Brasil. *Congresso Brasileiro de Paleontologia*, 16, p. 35. Crato.
- Castro, S. S. (2008). *Micromorfologia de Solos*. Campinas/Goiânia : UNICAMP/UFG.
- Catt, J. A. (1990). *Paleopedology manual* (Vol. 6). Quaternary International.
- Chapelle, F. H. (1993). *Ground-water Microbiology and Geochemistry*. New York: John Wiley & Sons,.
- Cunha, F. M. (1986). *Evolução Paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu Arcabouço Tectônico*. Dissertação de Mestrado, UFRJ, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro.
- Curtis, C. (1977). Sedimentary geochemistry: environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 286, pp. 353-372.
- De Ros, L. F. (1996). Compositional controls on sandstone diagenesis. *Comprehensive summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology*(198), pp. 1-24.
- Della Fávera, J. C. (1990). *Tempestitos da Bacia do Parnaíba*. Tese de Doutorado, UFRGS, Porto Alegre.
- Dickinson, J. A., Cook, S. D., & Leinhardt, T. M. (1985). The measurement of shock waves following heel strike while running. *Journal of Biomechanics*, 18(6), 415-422.

- Dokuchaev, V. V. (1883). *Russian Chernozem*. Jerusalem, Israel: Collected Writings: Israel Program for Scientific Translations.
- Dokuchaev, V. V. (1879). *Chernozem (terre noire) de la Russie d'Europe*. St. Ptb: Soc. imp. libre économ.
- Dutra, M. F., & Malabarba, M. C. (2001). Peixes do Albiano-Cenomaniano do Grupo Itapecuru no estado do Maranhão, Brasil. Em D. F. Rossetti, A. M. Góes, & W. Truckenbrodt, *O Cretáceo na Bacia de São Luis-Grajaú* (pp. 191-208). Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi 9Coleção Friedrich Katzer).
- Estaban, M. (1974). Caliche textures and 'Microcodium'. *Bollettino della Societa Geologica Italiana* 92, 105-125.
- Esteban, M. (1972). Una nueva forma de prismas de Microcodium elegans Glück 1912 y su relación com el caliche del Eoceno Inferior, Marmellá, provincia de Tarragona (España). *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas, Universidad de Barcelona* 27, 65-81.
- Ferreira, C. S., Carvalho, I. d., Vicalvi, M. A., Santos, M. E., Carvalho, M. S., & Eugenio, W. d. (1991). Novas ocorrências de fósseis na Formação Itapecuru, Cretáceo do Maranhão. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 63, n. 1, pp. 98-99. Rio de Janeiro.
- Ferreira, C. S., Vicalvi, M. A., & Carvalho, I. S. (1995b). A malacofauna dulcícola da Formação Itapecuru (Bacia do Parnaíba - Cretáceo Inferior). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67, n. 3, pp. 381-382. Rio de Janeiro .
- Ferreira, N. N., Pedrão, E. F., & Ramos, R. R. (2015). Palynological and sedimentary analysis of the Igarapé Ipiranga and Querru 1 outcrops of the Itapecuru Formation (Lower Cretaceous, Parnaíba Basin), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 66, 15-31.
- Folk, R. L. (1965). Henry Clifton Sorby (1826 -1908) founder of petrography. *Journal of Geological Education*, 13(2), 43-47.
- Folk, R. L. (1968). *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas: Handbook Hemphill Pub. Co.
- Góes, A. M., Travassos, W. A., & Nunes, K. C. (1992). *Projeto Parnaíba - Reavaliações da bacia e perspectivas exploratórias*. Relatório Interno, Petrobras, Belém .
- Góes, A. M. (1995). *A Formação Poti (Carbonífero Superior) da Bacia do Parnaíba*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Departamento de Geologia, São Paulo.
- Góes, A. M., & Feijó, F. J. (Jan/Mar de 1994). Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, pp. 57-68.
- Gonçalves, R. A., & Carvalho, I. S. (1996). Contribuição ao estudo da sedimentação da Formação Itapecuru - Região de Itapecuru-Mirim, Bacia do Parnaíba (Cretáceo Inferior) - Maranhão, Brasil. *Revista de Geologia*, 9, 75-81.
- Google. (26 de Fevereiro de 2019). *Google*. Fonte: Google Maps: <https://www.google.com.br/maps/@-3.3647811,-44.4269233,11z>

- Guerra, A. J., & Botelho, R. G. (1996). Características e Propriedades dos Solos Relevantes Para os Estudos Pedológicos e Análise dos Processos Erosivos. *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*, 19, pp. 93-114.
- Hasui, Y., Abreu, F. A., & Villas, R. N. (1984). Provincia Borborema. Em F. F. Almeida, & Y. Hasui, *O Pré-Cambriano do Brasil* (p. 378). São Paulo: Edgard Blucher LTDA.
- Kegel, W. (1956). *As inconformidades da Bacia do Parnaíba e zonas adjacentes*. Boletim nº160, DNPM, Rio de Janeiro.
- Kischlat, E. E., & Carvalho, I. S. (2000). A specimen of *Araripemys barretoei* Price (Chelonii, Pleurodira) from the Itapecuru Formation (Lower Cretaceous of Northeastern Brazil). *Simpósio Brasileiro de Paleontologia de Vertebrados*. 2, p. 33. Rio de Janeiro : Boletim de Resumos, MN/UFRJ.
- Kooistra, M. J. (1978). Soil Development in Recent Marine Sediments of the Intertidal Zone in the Oosterschelde - The Netherlands. A Soil Micromorphological Approach. *Soil Survey Paper* 14, p. 183.
- Kraus, M. J. (24 de 03 de 1999). Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews*, 47, 41-70.
- Kraus, M. J., & Aslan, A. (1999). Paleosol sequences in floodplain environments: a hierarchical approach. Em M. Thirty, *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits* (pp. 303-321). Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ. 27.
- Kubiena, W. L. (1938). *Micropedology*. Ames, Iowa: Collegiate Press.
- Lima, E. d., & Leite, J. F. (1978). *Projeto estudo global dos recursos Minerais da bacia sedimentar do Parnaíba*. Relatório final, Etapa III, DNPM-CPRM, Recife.
- Lindbo, D. L., Stolt, M. H., & Vepraskas, M. J. (2010). Redoximorphic features. Em G. Stoops, V. Marcelino, & F. Mees, *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 129–147). Amsterdam: Elsevier.
- Lisboa, M. A. (1914). The Permian Geology of Northern Brazil. *American Journal of Science*, 37(Ser. 4), 425-443.
- Machette, M. N. (1985). Calcic soils of southwestern United States. Em D. L. Weide, *Soil and Quaternary Geology of the Southwestern United States* (pp. 1-21). Geological Society of America Special Paper 203.
- Marriott, S. B., & Wright, V. P. (1993). Paleosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suites, South Wales. *J. Geol. Soc. London*, 150, pp. 1109-1120.
- McFadden, L. D., & McDonald, E. V. (1998). Paleopedology, paradigms, and paleosols: A comment on the issue of disciplinary status. *Quaternary International*, 51-52, 23-26.
- Menezes, M. N. (2018). *Iconologia e Paleopedologia aplicadas ao estudo de planícies aluviais albianas da Bacia do Parnaíba, Brasil*. Tese de Mestrado, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Rio de Janeiro.

- Menezes, M. N. (2016). *Paleossolos Aluviais e Elementos Arquiteturais da Formação Itapecuru na Região de Itapecuru-Mirim - MA*. Trabalho Final de Curso, UFRJ, Departamento de Geologia, Rio de Janeiro.
- Menezes, M. N., Araújo-Júnior, H. I., Dal'Bó, P. F., & Medeiros, M. A. (2019). Integrating ichnology and paleopedology in the analysis of Albian alluvial plains of the Parnaíba Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, 96, 210-226.
- Miranda, M. C., & Rossetti, D. F. (2006). Reconstituição paleoambiental de depósitos albianos na borda leste da bacia de Grajaú, MA. *Revista Brasileira de Geociências*, 36, 623-635.
- Morad, S., Ketzer, J. M., & De Ros, L. F. (2000). Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*(47), 95-120.
- Morrison, R. B. (1978). Quaternary soil stratigraphy - concepts, methods, and problems. Em W. C. Mahaney, *Quaternary soils* (pp. 77-108). Norwich: Geo Abstracts.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy* (2° ed.). Wiley-Blackwell.
- Nobre, P. H., & Carvalho, I. S. (2002). Osteologiado crânio de *Candidodon itapecuruense* (Crocodylomorpha, Mesoeucrododylia) do Cretáceo do Brasil. *Simpósio Cretáceo Brasil*. 6, pp. 77-81. São Pedro: UNESP.
- Paiva, G. (1937). *Estratigrafia da sondagem n° 125*. Bol.Serv.Fom.Prod.Min.n°18, DNPM, Rio de Janeiro .
- Pedraõ, E., Arai, M., Barrilari, I. M., & Carvalho, I. S. (1993a). *Análise palinológica de uma amostra de superfície de Querru (Formação Itapecuru), Município de Itapecuru-Mirim (MA)*. Relatório Interno, Petrobras/CENPES.
- Pedraõ, E., Arai, M., Carvalho, I. S., & Ferreira, C. S. (1993c). *Palinomorfos de sedimentos albianos (Formação Itapecuru) da Bacia do Parnaíba*. Relatório Interno, Petrobras/CENPES.
- Pedraõ, E., Arai, M., Carvalho, I. S., & Ferreira, C. S. (1994). Palinomorfos de sedimentos albianos (Formação Itapecuru) da Bacia do Parnaíba. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 66, n. 1, p. 118. Rio de Janeiro.
- Pedraõ, E., Barrilari, I. M., & Lima, H. P. (1993). *Estudos palinológicos dos Sedimentos Cretáceos da Bacia do Parnaíba*. CENPES/Divisão de Geologia e Mineralogia.
- Pessoa, V. C. (2007). *Estratigrafia e Arquitetura Depositional da Formação Itapecuru (Cretáceo, Bacia do Parnaíba) em testemunho de sondagem*. Tese de mestrado, UFRJ, Departamento de Geologia, Rio de Janeiro .
- Pessoa, V. C., & Borghi, L. (2005). Análise Faciológica da Formação Itapecuru (Cretáceo, Bacia do Parnaíba) em Testemunhos de Sondagem. *3° Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás*, (p. 6). Salvador .
- Pierini, C., & Mizusaki, A. P. (2007). Significados Paleoambientais e Paleoclimáticos dos Paleossolos: Uma Revisão. *Revista Pesquisas em Geociências*, 45-61.

- Platt, N. H., & Keller, B. (1992). Distal alluvial deposits in a foreland basin setting—the lower freshwater Molasse lower Miocene, Switzerland: sedimentology, architecture and palaeosols. *Sedimentology* 39, 545-565.
- Plummer, F. D. (1946). *Geossinclíneo do Parnaíba*. Relatório de 1946, Conselho Nacional de Petróleo, Rio de Janeiro.
- Polynov, B. B. (1927). *Contributions of Russian Scientists to Paleopedology*. USSR Academy of Sciences, Leningrad.
- Powers, M. C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *J. Sediment. Petrol.*, 23(2), pp. 117-119.
- Retallack, G. J. (2001). *Soils of the Past* (2<sup>a</sup> ed.). Oxford: Blackwell.
- Retallack, G. J. (2013). A Short History And Long Future For Paleopedology. *SEPM Special Publication*(104), 5-16. doi:10.2110/sepmsp.104.06
- Rodrigues, R. (1967). *Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos silurianos e devonianos da Bacia do Parnaíba*. Relatório interno, Petrobras, Belém.
- Rodrigues, A. (2012). *Composição primária e padrões diagenéticos dos arenitos da seção rifte no campo de Caioba, Sub-Bacia de Sergipe*. Monografia, UFRGS, Instituto de Geociências, Porto Alegre.
- Rossetti, D. F., & Truckenbrodt, W. (1997). Revisão estratigráfica para os depósitos do Albiano-Terciário Inferior (?) na Bacia de São Luís, Maranhão. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 9, pp. 29-41.
- Rossetti, D. F., Góes, A. M., & Truckenbrodt, W. (2001). *O Cretáceo da Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém: Museu Goeldi (Coleção Friedrich Katzer).
- Rossetti, D. F., Truckenbrodt, W., & Santos JR, A. E. (2001b). Clima do Cretáceo no Meio-Norte brasileiro. Em D. F. Rossetti, A. M. Góes, & W. Truckenbrodt, *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú* (pp. 67-76). Belém: Coleção Paraense Emílio Goeldi (Coleção Friedrich Katzer).
- Ruellan, A. (1971). *Contribution to the knowledge of Mediterranean regions soils: Soils with differentiated limestone profile from the plains of the lower Moulouya (East Morocco)*. Collection, ORSTOM memory, 54, Office of Scientific and Technical Research, France.
- Ruhe, R. V. (1965). Quaternary Paleopedology. Em H. E. Wright, & D. G. Frey, *The Quaternary of the United States* (pp. 755-764). Princeton: Princeton University Press.
- Santos, M. E., & Carvalho, M. S. (2004). *Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís - Reconstituições Paleobiológicas*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro. Acesso em 16 de Novembro de 2018, disponível em <https://www.cprm.gov.br/publique/Geologia/Estratigrafia%2C-Paleontologia-e-Sedimentologia-28>
- Sedov, S., Stoops, G., & Shoba, S. (2010). Regoliths and soils on volcanic ash. Em G. Stoops, V. Marcelino, & F. Mees, *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 275-303). Amsterdam: Elsevier.

- Silva, D. G., & Corrêa, A. C. (2009). Aplicação da Micromorfologia de Solos aos Estudos de Sedimentos Quaternários: uma ferramenta para a reconstrução paleoambiental. *Revista de Geografia da UFC*, 8(15), pp. 111-138.
- Stoops, G. (2003). *Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections*. Wisconsin: Soil Science Society of America, Madison.
- Stoops, G., E. H., & Abtahi, A. (1978). Scanning electron microscopy of authigenic sulphate minerals in soils. Em M. Delgado, *Soil Micromorphology* (pp. 1093–1113). University of Granada.
- Stoops, G., Marcelino, V., & Mees, F. (2010). *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Amsterdam: Elsevier.
- Suguio, K. (2003). *Geologia Sedimentar*. São Paulo: Edgard Blucher LTDA.
- Szatmari, P., & Porto, R. (1982). Classificação tectônica das bacias terrestres do Brasil. *Relatório Interno da Petrobrás*, pp. 673-2703.
- Vaz, P. T., Rezende, N. G., Filho, J. R., & Travassos, W. A. (2007). Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15(2), pp. 253-263.
- Vicalvi, M. A., Milhomem, P. d., & Carvalho, I. S. (1996). Ostracodes e carófitas da Formação Itapecuru (Pirapemas, bacia do Parnaíba). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68, n. 2, pp. 271-272. Rio de Janeiro.
- Wentworth, C. K. (1922). A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), 377-392.
- Wieder, M., & Yaalon, D. H. (1974). Effect of matrix composition on carbonate nodule crystallization. *Geoderma* 11, 95-121.
- Worden, R. H., & Burley, S. D. (2003). Sandstone Diagenesis: the Evolution of Sand to Stone. Em S. D. Burley, & R. H. Worden, *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient* (pp. 3-44). New York: Blackwell Publishing Ltd.
- Wright, V. P., & Marriott, S. B. (1996). A quantitative approach to soil occurrence in alluvial deposits and its application to the Old Red Sandstone of Britain. *J. Geol. Soc. London*, 153, pp. 907-913.
- Zálan, P. V. (2004). Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. Em F. F. Almeida, *Geologia do Continente Sul-Americano* (p. 647). São Paulo: Beca Produções Culturais LTDA.