



**Claudia Beatriz Victorino Borges Alves**

**Evolução geomorfológica do Brejo do Espinho (Região dos lagos – RJ)**

**Trabalho Final de Curso  
(Geologia)**

UFRJ  
Rio de Janeiro  
2016



UFRJ

**Claudia Beatriz Victorino Borges Alves**

**Evolução geomorfológica do Brejo do Espinho (Região dos lagos – RJ)**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientador:

**Patrick Francisco Führ Dal' Bó**

Rio de Janeiro

Março, 2016

ALVES, Claudia Beatriz

**EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO BREJO DO  
ESPINHO (REGIÃO DOS LAGOS – RJ)/** Claudia Beatriz

Alves - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2016.

xiii, 69 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2016.

Orientador: Patrick Francisco Führ Dal' Bó

1. Geologia. 2. Estratigrafia e Paleontologia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Patrick, Führ Dal' Bó. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Evolução Geomorfológica do Brejo do Espinho - Araruama.

Claudia Beatriz Victorino Borges Alves

Evolução Geomorfológica do Brejo do Espinho (Região dos Lagos – RJ)

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientador:

Patrick Francisco Führ Dal' Bó

Aprovada em: 17/03/2016

Por:

---

Orientador: Patrick Francisco Führ Dal' Bó (UFRJ)

---

Lorena da Fonseca Sampaio (UFRJ)

---

Marcelo da Silva Mendes (UFRJ)

UFRJ  
Rio de Janeiro  
2016



Dedico a minha monografia  
à minha mãe Claudia  
Christina, aos meus avós  
Thereza e Euclides, e ao meu  
pai Adilson, que do céu, olha  
por mim.

## **Agradecimentos**

A Deus, acima de tudo.

A minha mãe e aos meus avós, que juntos formam o meu porto seguro, que me encorajaram no meu trabalho de conclusão de curso, mesmo passando por várias dificuldades de diversas naturezas.

Ao meu pai, Adilson Villardo, que está no céu, mas que conseguiu ver, pelo menos no início, o seu sonho de ter uma filha estudante da UFRJ realizado.

Ao professor Patrick Dal' Bó, pela orientação, ajuda e paciência no período de preparação do trabalho de conclusão de curso.

Ao Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED) pelo conhecimento.

Ao Programa de Formação de Recursos Humanos PFRH-218 (Biossedimentologia) - Petrobras, pela concessão da bolsa.

Ao Laboratório de Geologia Marinha (LAGEMAR), da Universidade Federal Fluminense (UFF), pela coleta dos testemunhos.

Aos amigos e amigas que me apoiaram e me incentivaram em todos os momentos de construção da monografia.



*"Aquele que cede ante ao obstáculo, que desiste diante da dificuldade já perdeu a batalha sem a ter enfrentado. Não raro, o obstáculo e a dificuldade são mais aparentes que reais, mais ameaçadores do que impeditivos. Só se pode avaliar após o enfrentamento. Ademais, cada vitória conseguida se torna aprimoramento da forma de vencer e cada derrota ensina a maneira como não se deve tentar a luta. Essa conquista é proporcionada mediante o esforço de prosseguir sem desfalecimento e insistir após cada pequeno ou grande insucesso. O objetivo deve ser conquistado, e, para tanto, a coragem do esforço contínuo é indispensável. Muitas vezes será necessário parar para refletir, recuar para renovar forças e avançar sempre. É uma salutar estratégia aquela que faculta perder agora o que é de pequena monta para ganhar resultados permanentes e de valor expressivo depois." - Joanna de Ângelis.*

## Resumo

ALVES, Claudia Beatriz. **Evolução geomorfológica do Brejo do Espinho (Região dos Lagos – RJ)** 2016. xiii, 69 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O brejo do espinho está localizado na região de araruama, entre o primeiro e o segundo cordão arenoso da restinga de massambaba. A área de estudo está contida no contexto da Faixa Ribeira. Apresenta potencial para precipitação carbonática, onde os principais minerais encontrados são calcita magnesiana, dolomita e aragonita. O brejo do espinho formou-se entre 7.200 e 6.600 anos A.P., tendo variações climáticas e do nível do mar que culminaram na morfologia atual. Essas variações de nível d'água são evidenciadas por estudo de 11 testemunhos realizados na área em questão. Foram identificados quatro intervalos sedimentares: Areia bioclástica (4), esteira microbiana (3), lama acinzentada (2) e lama avermelhada (1). Através da análise dos testemunhos, juntamente com compilação bibliográfica, pode-se concluir que, até 4.100 anos A.P, havia comunicação entre a lagoa de araruama e o brejo do espinho (4); devido a redução do nível do mar, essa conexão foi cortada, gerando precipitação de carbonato (3) entre 4.100 e 3.900 A.P.; Entre 3.800 e 3.600 A.P, ocorreu uma elevação do nível do mar, bloqueando a sedimentação carbonática (2). De 3.600 A.P. até os dias atuais, o nível d'água está reduzindo continuamente, retornando a sedimentação carbonática (1).

Palavras-chave: Fácies sedimentares; Evolução paleoambiental.

## Abstract

ALVES, Claudia Beatriz. **Geomorphological evolution of Brejo do Espinho (Região dos Lagos – RJ)**. 2016. xiii, 69 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Brejo do Espinho is located in Araruama region, between the first and the second sand Cord of Massambaba's restinga. The study area is contained in the context of Faixa Ribeira. Present potencial do carbonate precipitation, where the major minerals found are magnesian calcite, dolomite and aragonite. The Brejo do Espinho was formed between 7.200 and 6.600 years B.P., have sea levels and climates variatons that result in the actual morphology. Those water level variations are evidenced by study of 11 cores in the area of study. Were identified four sedimentaries intervals: bioclastic sand (4), microbial mat (3), Gray mud (2) and red mud (1). Through of testimonies analysis, in conjunction with bibliographic research, can concluded that up until 4.100 years B. P., there was communication between the Araruama Lagon and the Brejo do Espinho (4); due the sea level decrease, this conection was cut, creating carbonate precipitation (3) between 4.100 and 3.900 B.P.; Between 3.800 and 3.600 B.P., the sea level rise, blocking the carbonatic sedimentation (2). 3.600 B.P. to nowadays, the water is continuously lowering, returning the carbonatic sedimentation (1).

Key-Words: Sedimentary facies; Paleoambiental evolution.

## Lista de figuras

<b>Figura 1:</b> Localização da região, com foco na área de estudo e suas coordenadas.(Primo & Bizerril, 2002).....	<b>14</b>
<b>Figura 2:</b> Localização da região, com foco na área de estudo e suas coordenadas. (Primo & Bizerril, 2002).....	<b>16</b>
<b>Figura3:</b> Cordões arenosos de Massambaba.....	<b>17</b>
<b>Figura 4:</b> Mapa geológico da região entre Cabo Frio de Búzios (Schmitt <i>et al.</i> , 2005). As linhas vermelhas representam as estradas.....	<b>18</b>
<b>Figura 5:</b> Imagem e perfil do testemunho BE-1.....	<b>24</b>
<b>Figura 6:</b> Imagem e perfil do testemunho BE-2.....	<b>26</b>
<b>Figura 7:</b> Imagem e perfil do testemunho BE-4.....	<b>28</b>
<b>Figura 8:</b> Imagem e perfil do testemunho BE-5.....	<b>30</b>
<b>Figura 9:</b> Imagem e perfil do testemunho BE-6.....	<b>32</b>
<b>Figura 10:</b> Imagem e perfil do testemunho BE-7.....	<b>34</b>
<b>Figura 11:</b> Imagem e perfil do testemunho BE-8.....	<b>36</b>
<b>Figura 12:</b> Imagem e perfil do testemunho BE-9I.....	<b>38</b>
<b>Figura 13:</b> Imagem e perfil do testemunho BE-9II.....	<b>40</b>
<b>Figura 14:</b> Imagem e perfil do testemunho BE-10A.....	<b>41</b>
<b>Figura 15:</b> Imagem e perfil do testemunho BE-10B.....	<b>44</b>
<b>Figura 16:</b> Correlação entre os testemunhos BE 10, 9, 8 e 5.....	<b>50</b>
<b>Figura 17:</b> Correlação entre os testemunhos BE 8, 7 e 6.....	<b>51</b>
<b>Figura 18:</b> Correlação entre os testemunhos BE 4, 7 e 5.....	<b>52</b>
<b>Figura 19:</b> Correlação entre os testemunhos BE 1 e 2.....	<b>53</b>
<b>Figura 20:</b> Esquema deposicional de peloides (C. Kendall 2005: modified from James). <b>54</b>	
<b>Figura 21:</b> Esquema deposicional de peloides (C. Kendall 2005: modified from James)... <b>55</b>	
<b>Figura 22:</b> Esquema deposicional de peloides (C. Kendall 2005: modified from James)... <b>55</b>	
<b>Figura 23:</b> Estágio de evolução da sedimentação litorânea (MARTIN <i>et al.</i> 1984)..... <b>60</b>	
<b>Figura 24:</b> Curva de variação do nível do mar durante a evolução do Holoceno na parte central da costa do Brasil, mostrando alternância entre descida e subida nos últimos 7000 anos (Martin e Suguio, 1992)..... <b>62</b>	

## Lista de quadros

<b>Quadro 1:</b> Fácies sedimentares e características diagnósticas.....	<b>45</b>
<b>Quadro 2:</b> Coordenadas dos testemunhos do Brejo do Espinho.....	<b>49</b>
<b>Quadro 3:</b> Esquema da evolução do Brejo do Espinho.....	<b>58</b>
<b>Quadro 4:</b> Intervalos sedimentares e suas respectivas características paleoambientais....	<b>61</b>
<b>Quadro 5:</b> Interpretação paleoambiental do Brejo do Espinho.....	<b>63</b>



## Sumário

Agradecimentos .....	vi
Resumo .....	viii
<i>Abstract</i> .....	ix
Lista de figuras .....	x
Lista de tabelas .....	xi
1 INTRODUÇÃO .....	14
1.1 Objetivos .....	15
2 ÁREA DE ESTUDO .....	16
2.1 Geologia regional .....	18
2.2 Mineralogia.....	19
2.3 Clima e vegetação.....	20
3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	22
4 RESULTADOS.....	23
4.1.1 Testemunho BE- 1.....	23
4.1.2 Testemunho BE- 2.....	25
4.1.3 Testemunho BE- 4.....	27
4.1.4 Testemunho BE- 5.....	29
4.1.5 Testemunho BE- 6.....	31
4.1.6 Testemunho BE- 7.....	33
4.1.7 Testemunho BE- 8.....	35
4.1.8 Testemunho BE- 9I.....	37
4.1.9 Testemunho BE- 9II.....	39
4.1.10 Testemunho BE- 10A.....	41
4.1.11 Testemunho BE- 10B.....	43
4.2 Caracterização das litofácies.....	45
4.2.1 Lama avermelhada (Lav) .....	45
4.2.2 Lama acinzentada (Lac) .....	46
4.2.3 Esteira microbiana (Em) .....	47
4.2.4 Areia bioclástica (Ab) .....	47
4.3 Correlação estratigráfica.....	49

5 DISCUSSÃO.....	54
6 CONCLUSÃO.....	61
Referências bibliográficas .....	64

## 1 Introdução

O Brejo do Espinho se localiza nas proximidades do município de Araruama, no Estado do Rio de Janeiro (figura 1).

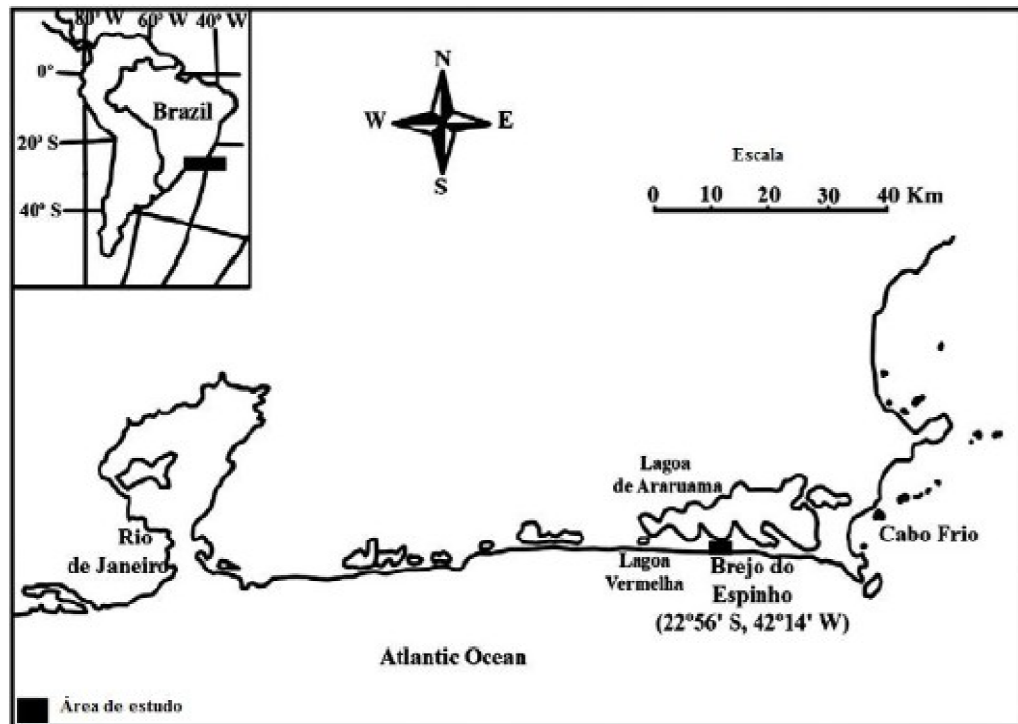


Figura (1): Localização da região, com foco na área de estudo e suas coordenadas. (Primo & Bizerril, 2002).

O Brejo do Espinho, assim como todo o sistema de lagoas hipersalinas da região dos lagos do Rio de Janeiro, tem sido alvo de vários estudos geológicos. Isso se dá devido ao fato de que as condições climáticas, biológicas e geológicas são propícias para a formação das cianobactérias, que são produtoras de rochas carbonáticas semelhante às do pré-sal. A importância dos estudos da área do Brejo do Espinho são pelo entendimento da evolução da vida na Terra e pela presença de dolomita. A dolomita é encontrada em apenas 3 partes do mundo, sendo uma delas a restinga de Massambaba, onde o Brejo do Espinho se encontra. Outro conteúdo encontrado nos testemunhos do Brejo do Espinho é o EPS (exopolissacarídeos), que possuem consistência gelatinosa, com a função de concentração de nutrientes e minerais, e proteção das bactérias ao dessecação.

A evolução dessa restinga iniciou-se há 123.000 anos A. P., devido ao afogamento dos vales fluviais da região; durante a última transgressão pleistocênica houve formação de barreiras,

originando lagunas, dentre elas a lagoa de Araruama. A queda do nível do mar causou o ressecamento das lagunas e progradação da linha de costa. Há cerca de 7.000 anos A. P., houve uma nova elevação do nível do mar, ocasionando uma erosão na parte externa da barreira.

Há cerca de 6.000 anos A. P., formou-se uma nova barreira arenosa, paralela à anterior, formando outra área lagunar; os dois sistemas eram interligados, porém essa comunicação foi interrompida devido à queda do nível do mar há 5.100 anos A. P., gerando a separação dessas lagunas. A queda contínua do nível do mar gerou um sistema lagunar intercordões, tendendo a secar ou acumular como brejos, o que gerou o Brejo do Espinho (Turcq et al. 1999).

De acordo com Otega (1996), a formação do Brejo do Espinho iniciou-se entre 7.200 e 6.000 anos A. P., com comunicação com o sistema até 4.100 anos A. P., sendo que até esse período, a sedimentação era apenas organodetrítica. Devido ao rebaixamento do nível do mar, a sedimentação passou a ser essencialmente carbonática, como é evidenciado nos testemunhos de sondagens.

### 1.1 Objetivos

O objetivo deste trabalho é o estudo da evolução geomorfológica do Brejo do Espinho, através da caracterização de fácies sedimentares em testemunhos rasos de sondagem.

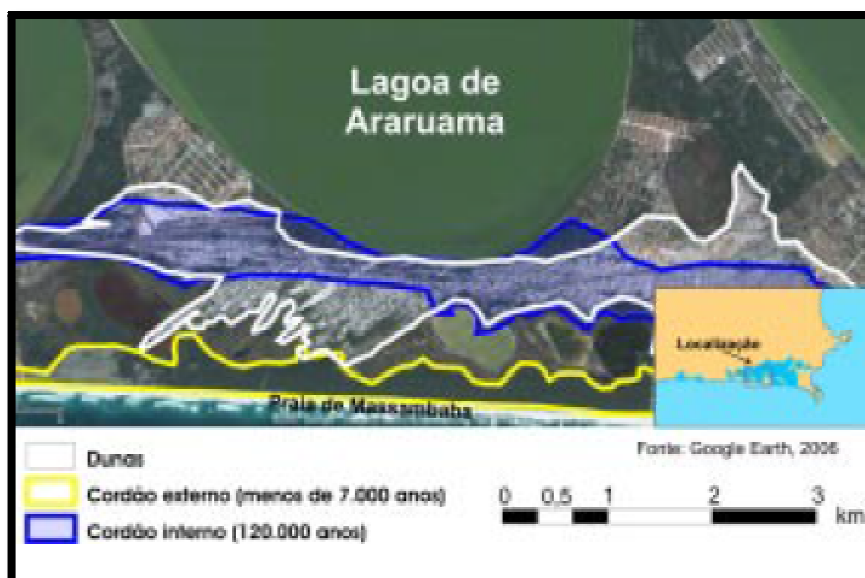
## 2 Área de estudo

O Brejo de Espinho pertence ao sistema lagoas de Araruama, localizado na região dos lagos, no Estado do Rio de Janeiro, a sudoeste da lagoa de Araruama, com coordenadas  $22^{\circ} 56' S$  e  $42^{\circ} 14' O$ . Este sistema lagunar é representado pelas lagoas Vermelha, Pitanguinha, Pernambuco e Brejo do Espinho, e está separado do mar por uma restinga externa e da Lagoa de Araruama por uma interna, como mostra a figura (2).



Figura (2): Localização da região, com foco na área de estudo e suas coordenadas. (Primo & Bizerril, 2002).

Está localizado entre o primeiro e o segundo cordão da restinga da Massambaba, em frente ao terceiro compartimento da Lagoa de Araruama e o Oceano Atlântico. Essa restinga é formada por um duplo sistema de cordões arenosos, sendo um mais elevado (o mais antigo), mais largo e mais intemperizado, associado a última transgressão pleistocênica; o mais novo é mais baixo e mais estreito, associado à última transgressão holocênica (Muehe, 2006), como na figura (3).



Figura(3):[http://www.mma.gov.br/estruturas/pda/\\_arquivos/prj\\_mc\\_046\\_pub\\_liv\\_001\\_e\\_a.pdf](http://www.mma.gov.br/estruturas/pda/_arquivos/prj_mc_046_pub_liv_001_e_a.pdf). Cordões arenosos de Massambaba.

Os brejos são ecossistemas que ocupam as zonas baixas que separam os vales dos rios e riachos e terraços arenosos internos dos externos, que é o caso do Brejo de Espinho (Andrade & Dominguez, 2002).

A geologia regional é composta por gnaisses e migmatitos pré-Cambriano (Patchineelam & Rebello, 1984). Durante o final do último episódio de transgressão holocênica, iniciada há 7000 anos A.P., formou-se o exterior da restinga interna, com pequenas lagoas e brejos (Anjos, 1999).

A superfície total do Brejo do Espinho é de cerca de 1 quilômetro(Delfino et al., 2006), área de aproximadamente 1 quilômetro quadrado, com coluna d'água variando de 2 centímetros a 1,5 metros ( Barbosa, 1997; Anjos, 1999. Van Lith et al., 2002; Anjos, 2004). Essa alternância do espelho d'água e salinidade influenciou na classificação desse corpo aquático: Laguna, por Anjos, 1999; 2004; Brejo, por Silva e Silva et al.,2007; Sabkha, por Barbosa, 1997.

As lagoas são ligadas à costa, com águas rasas e com comunicação com o mar; sua salinidade pode variar de doce à hipersalina (Suguio, 1992).

Os brejos são áreas sujeitas à inundações sazonais ou permanentes, ocorrendo em zonas baixas, podendo ocorrer em terraços arenosos, que são áreas inicialmente ocupadas por lagunas, e ocorre também em vales de rios e riachos, associados às planícies de inundação, com águas salobras (Andrade & Dominguez, 2002). Segundo Brownlow (1979), sabkha é uma área supramaré com precipitação evaporítica, ocorrendo em áreas de clima quente e seco, com baixa precipitação anual. A troca de água entre o Brejo do Espinho e outros corpos aquáticos ocorre em subsuperfície, por percolação, através de cordões arenosos (Anjos et al., 2003).

## 2.1 Geologia regional

A área de estudo está contida no contexto da Faixa Ribeira (Cordani et al., 1967, 1973; Almeida, 1967, 1969). Essa faixa se estende por 1400 Km, na costa do Brasil, indo do sul do Estado da Bahia ao Estado do Paraná. Compreende um sistema de dobramentos e empurrões desenvolvidas num intervalo de 300 milhões de anos, do Neoproterozóico ao Eopaleozóico (Brito Neves e Cordani, 1991) ao longo da borda sul/sudeste do Cráton do São Francisco, evidenciado na figura (4).

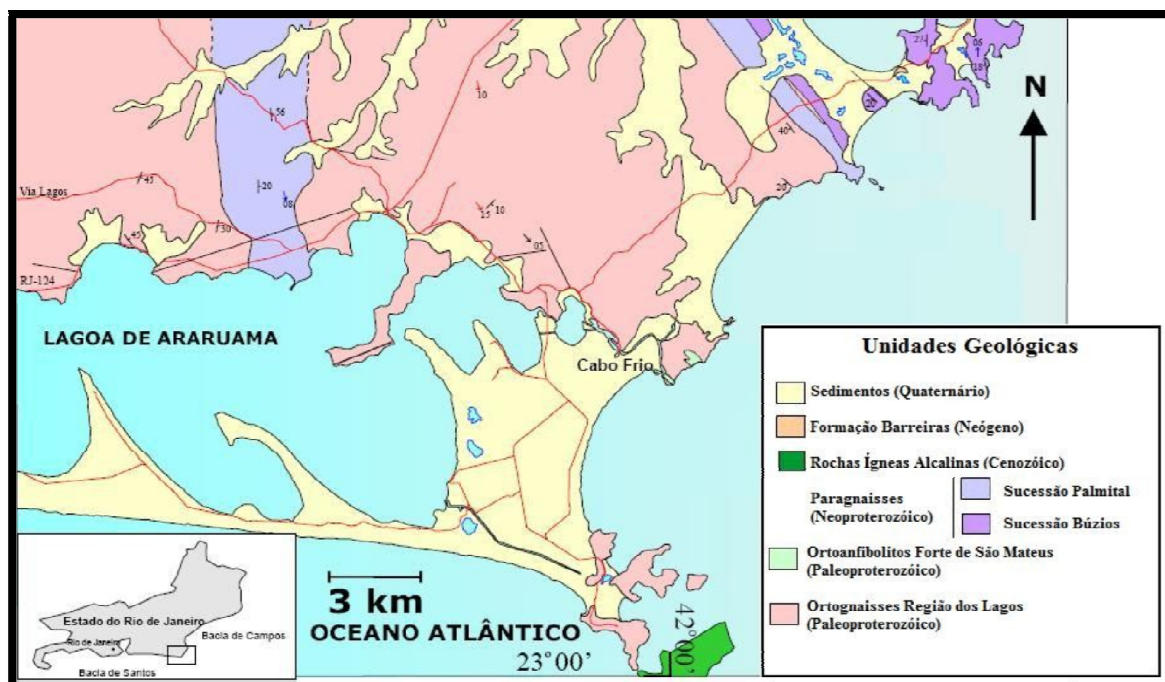


Figura (4): Mapa geológico da região entre Cabo Frio de Búzios (Schmitt *et al.*, 2005). As linhas vermelhas representam as estradas.

De acordo com Heilbron et al. (2000, 2004), o segmento central da Faixa Ribeira é dividido em quatro terrenos tectono-sedimentares distintos. De NW para SE:

Terreno Ocidental: margem retrabalhada do Cráton do São Francisco, incluindo o Domínio Autóctone e os sistemas de empurrão de Andrelândia e Juiz de Fora;

Terreno Paraíba do Sul: representa as escamas de empurrão superior, da parte central da Faixa Ribeira; Terreno Oriental: separação da parte Ocidental por uma zona de cisalhamento para NW (Limite Tectônico Central, Almeida et al., 1998), que incorpora o Arco Magmático Cordilheirano da Orogênese Ribeira (Complexo Rio Negro, Tupinambá et al. 1998, 2000); Terreno Cabo Frio: onde ocorre o embasamento, caracterizado pelo Complexo Região dos Lagos (Fonseca, 1989), sendo estruturado no final da colagem Brasileira (Schmitt et al., 2004).

O Complexo Região dos Lagos (Fonseca 1989) é descrito como ortognaisses migmatíticos, cinzentos, de composição tonalítica a granítica, associados à anfíbolitos ocasionalmente deformados (Heilbron et al. 1982, Fonseca et al., 1984, Fonseca et al., 1998, Schmitt et al., 2004).

De acordo com Fonseca (1993), a idade modelo TDM pelo método Sm-Nd dos ortognaisses ficou entre 2663 e 2343 M.a., sendo essas idades interpretadas como a formação do protólito. Schmitt et al. (1999, 2004) confirma a cristalização dessas rochas durante o Paleoproterozóico, sendo confirmada a idade pelo métodos U-Pb.

## 2.2 Mineralogia

A área de estudo está contida no contexto da Faixa Ribeira (Cordani et al., 1967, 1973; Almeida, 1967, 1969). Essa faixa se estende por 1400 Km, na costa do Brasil, indo do sul do Estado da Bahia ao Estado do Paraná. Compreende um sistema de dobramentos e empurrões desenvolvidas num intervalo de 300 milhões de anos, do Neoproterozóico ao Eopaleozóico (Brito Neves e Cordani, 1991) ao longo da borda sul/sudeste do Cráton do São Francisco.



De acordo com Heilbron et al. (2000, 2004), o segmento central da Faixa Ribeira é dividido em quatro terrenos tectono-sedimentares distintos. De NW para SE: Terreno Ocidental: margem retrabalhada do Cráton do São Francisco, incluindo o Domínio Autóctone e os sistemas de empurrão de Andrelândia e Juiz de Fora; Terreno Paraíba do Sul: representa as escamas de empurrão superior, da parte central da Faixa Ribeira; Terreno Oriental: separação da parte Ocidental por uma zona de cisalhamento para NW (Limite Tectônico Central, Almeida et al., 1998), que incorpora o Arco Magmático Cordilheirano da Orogênese Ribeira (Complexo Rio Negro, Tupinambá et al. 1998, 2000); Terreno Cabo Frio: onde ocorre o embasamento, caracterizado pelo Complexo Região dos Lagos (Fonseca, 1989), sendo estruturado no final da colagem Brasileira (Schmitt et al., 2004).

O Complexo Região dos Lagos (Fonseca 1989) é descrito como ortognaisses migmatíticos, cinzentos, de composição tonalítica a granítica, associados à anfibolitos ocasionalmente deformados (Heilbron et al. 1982, Fonseca et al., 1984, Fonseca et al., 1998, Schmitt et al., 2004).

De acordo com Fonseca (1993), a idade modelo TDM pelo método Sm-Nd dos ortognaisses ficou entre 2663 e 2343 M.a., sendo essas idades interpretadas como a formação do protólito. Schmitt et al. (1999, 2004) confirma a cristalização dessas rochas durante o Paleoproterozóico, sendo confirmada a idade pelo métodos U-Pb.

### 2.3 Clima e Vegetação

O micro-clima do Brejo de Espinho é semi-árido, ocasionado pela ressurgência intermitente, na região de Cabo Frio. A ressurgência costeira em Cabo Frio ocorre pelo regime de alísios nordestes. De acordo com Turcq et al., 1999, a intensificação da ressurgência induz a redução das chuvas, tendo como consequência o aumento da evaporação, aumentando a salinidade.

Essa ocorrência de hipersalinidade no Brejo do Espinho pode ter sido originada por mudanças climáticas, registradas nos ciclos globais, impactos humanos (Turcq, 2000) e pelo saldo negativo hídrico.

As temperaturas da água e do sedimento mantêm-se elevadas durante todo o ano, assim como o pH permanece alcalino. A salinidade oscila entre os valores de 20,4‰ e 80‰ (Silva e Silva et al., 2006).

As principais trocas de água são em subsuperfície, sendo alimentado pela Lagoa de Araruama e por precipitação (Ortega, 1996). A precipitação anual é de 700 milímetros e a evaporação é de 1400 milímetros por ano (Silva e Silva et al., 2004), sendo o período onde a precipitação é mais elevada é na primavera (28 a 32% do total anual) (Barbière & Coe Neto, 1999).

A superfície ao redor do Brejo é colonizada por gramíneas, e a interior por tapetes microbiais (algal), área bentônica da lagoa.

O Brejo de Espinho é uma importante área de estudo de variação climática devido a ressurgência e variações do El Niño. Durante o evento do El Niño, a frente polar é bloqueada entre a costa de São Paulo e Vitória, gerando um alto índice pluviométrico ao sul da área bloqueada, e aridez ao norte, mudando o padrão dos ventos no litoral (Martin et al., 1993).

### 3. Materiais e métodos

O presente trabalho faz parte do projeto Lagoas II, que consiste na caracterização sedimentológica, faciológica, estratigráfica e geoquímica das lagoas Salgada, Vermelha e Brejo do Espinho.

O trabalho foi realizado em três etapas: a primeira etapa consistiu em atividade de campo, em Março de 2013; a segunda consiste na compilação bibliográfica e análise de imagens aéreas do Google Earth (visualizado em 2014), e a terceira etapa consistiu na descrição de testemunhos rasos de sondagem, em escala 1:1. Esses testemunhos foram coletados e cedidos, como parte do projeto, pela Universidade Federal Fluminense (UFF), financiado pela PETROBRAS S.A.

Foram realizadas 10 sondagens rasas, cada uma com cerca de um metro de profundidade, na região do Brejo do Espinho, com as seguintes coordenadas:

A descrição dos testemunhos foi realizada de acordo com os seguintes parâmetros: litologia, textura, estruturas sedimentares, cor e organismos. A fase seguinte foi a realização de registros fotográficos de intervalos significativos. Além disso, foram realizados perfis estratigráficos no software Corel Draw, de acordo com a descrição, sendo comparado com os perfis baseados nas fotografias dos testemunhos por inteiro, registradas no princípio de seu ingresso no Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED), do Departamento de Geologia (Instituto de Geociências, UFRJ), com o intuito de comparação e melhor compreensão das fácies sedimentares.

A definição de fácies sedimentares, de acordo com Borghi (2000) é descrita como “uma massa de sedimento ou de rocha sedimentar caracterizada e distinguida das demais pela litologia, geometria estratal, estruturas sedimentares, petrotrama, cores, fósseis e por atributos direcionais” (cf. SELLEY, 1970:5). As fácies são geradas por processos sedimentares específicos, onde juntamente com a análise de outras fácies sedimentares, ou seja, associação de fácies é possível interpretar o paleoambiente, através da correlação e interpretação estratigráfica.

## 4. Resultados

### 4.1 Descrição dos testemunhos

#### 4.1.1 Testemunho BE – 1

0 – 7 cm: O primeiro intervalo possui cor marrom/púrpura (5YR6/1), com presença de pelóides e restos vegetais de coloração preta, muitos gastrópodes, ostracodes, EPS, bioturbação de coloração mais clara (N9).

7 – 32 cm: O intervalo possui cor cinza claro (N8), apresenta pelóides com partes com partes mais clara, com presença de muitos gastrópodes, pouco resquício de vegetação. Próximo a base do intervalo, há camadas mais claras, com presença de muitos gastrópodes e ostracodes; intervalo mais carbonático.

32 – 46 cm: Intervalo com cor cinza escuro (N4), com presença de pelóides, com quantidade mediana de vegetais, gastrópodes, pouca quantidade de ostracodes; presença de grãos de quartzo em quantidades (cerca de 30 a 40%), muitos bivalves preservados e não-preservados, os maiores variando de 1 a 2 centímetros, EPS de coloração escura/marrom.

46 – 48 cm: Coloração cinza esverdeada (5GY 4/1), com presença de pelóides e EPS de coloração escura; presença de biotita.

48 – 56 cm: No topo do intervalo, o material é mais quartzoso, de coloração cinza claro (N8), com presença de pelóides e EPS de coloração verde musgo a preta; da parte inicial para a final, o intervalo fica com uma coloração escura gradativamente; na parte central do intervalo, a quantidade de quartzo diminui, tornando a aumentar na parte final do intervalo; no centro, há uma lente de areia média quartzosa de 5 milímetros de espessura; a parte final representa a esteiras microbianas, sendo representada também na parte superior, porém com lentes carbonáticas indo de 1 centímetro a 1 milímetro do topo para a meio, paulatinamente; na parte final do intervalo, há biotita e partes de bivalves.

56 – 88 cm: O último intervalo do testemunho é representado por areia média, com coloração clara; há biotita, muitos bivalves inteiros e quebrados; lâminas de ação microbiana na parte inicial do intervalo, de cerca de 5 milímetros (de 61 a 61,5 centímetros no testemunho), diminuindo a medida que se aproxima da parte central do intervalo; a ação microbiana aumenta na parte final do intervalo; presença de poucos gastrópodes.

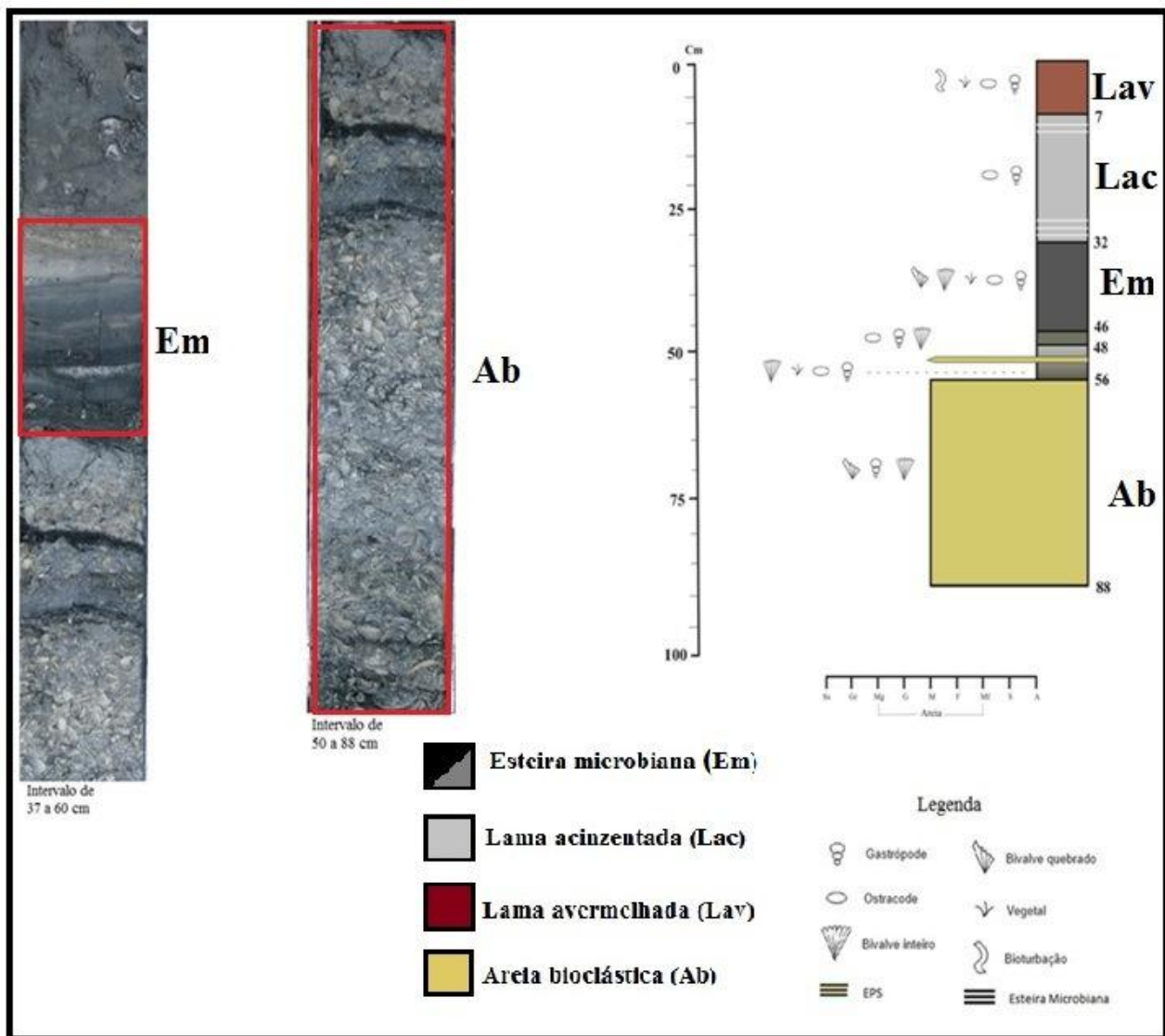


Figura (5): Imagem e perfil do testemunho BE-1.

#### 4.1.2 Testemunho BE – 2

0 – 6 cm: O intervalo inicial possui cor cinza claro (N7), com presença de gastrópodes, restos vegetais de cor preta a castanho escuro, ostracodes, partes com areia média superior; o contato inferior é inclinado, podendo ter ocorrido no momento da retirada do testemunho.

6 – 15 cm: O intervalo seguinte possui cor acastanhada (5YR 6/1), com presença de pelóides, gastrópodes, ostracodes, restos vegetais e esteira microbiana (ou EPS) de coloração verde.

15 – 49 cm: O intervalo apresenta cor cinza claro (N7), com presença de gastrópodes, pelóides e ostracodes; na parte central do intervalo há uma abundância de gastrópodes.

49 – 52,5 cm: O intervalo seguinte possui cor cinza bem claro (N9), aparentemente sem presença de organismos.

52 – 74 cm: Intervalo com cor cinza claro médio a cinza médio (N6 a N5, respectivamente), sendo N5 a parte superior e N6 a inferior; presença de pelóides, aparentemente pouca presença de gastrópodes, ostracodes e bivalves; EPS de coloração marrom escura; há partes constituídas por areia.

74 – 78 cm: O intervalo é composto de areia média, com partes apresentando EPS escuro, e em algumas partes, muito EPS.

78 – 97 cm: Intervalo de cor preta (N1) indica muita atividade microbiana (formação de esteiras), com pouca presença de areia, do início do intervalo ao final, com presença de bivalves e do mineral biotita.

97 – 101 cm: Intervalo composto de areia fina superior a média, com biotita; presença de bivalves, ostracodes, EPS cinza escuro.

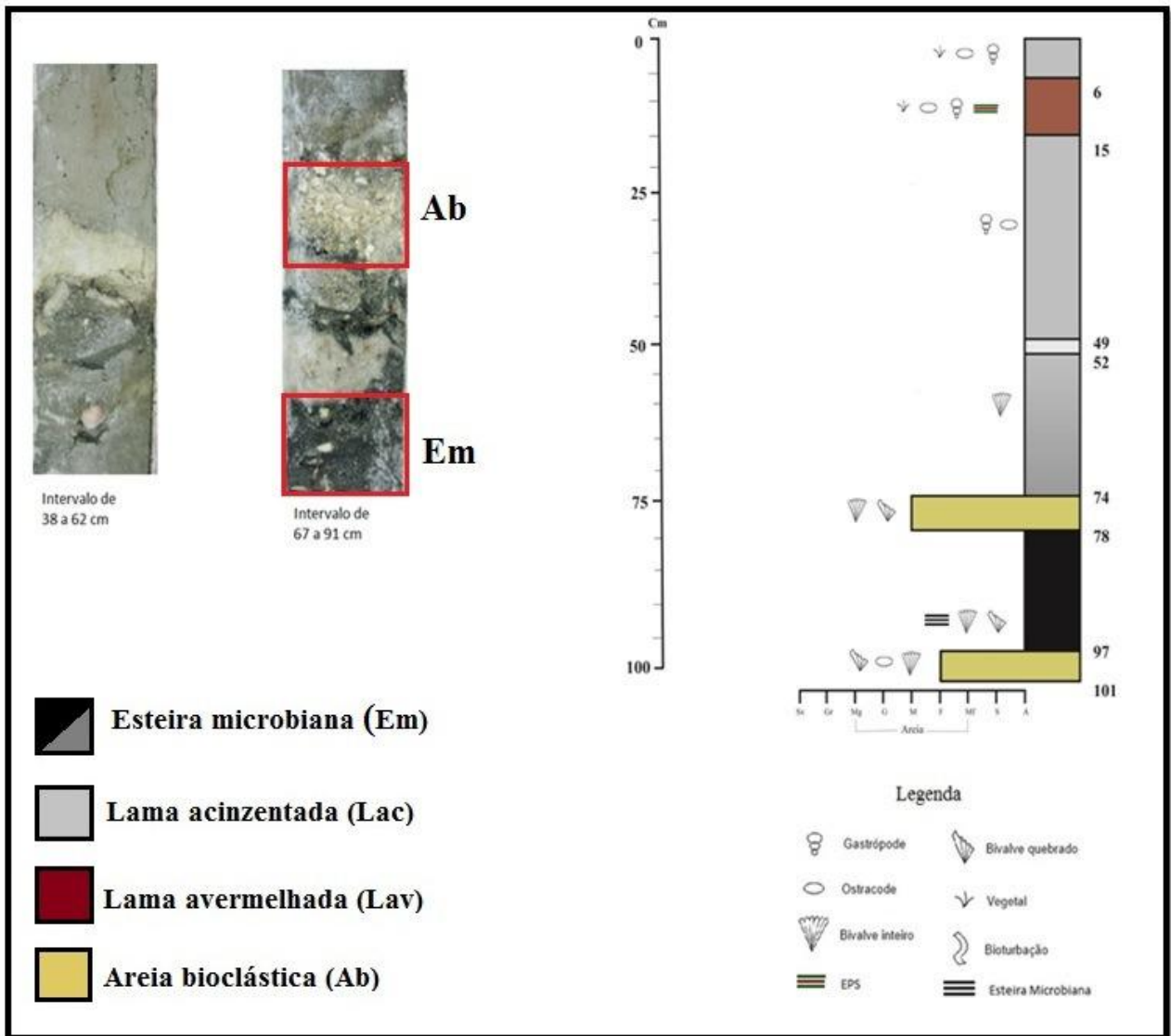


Figura (6): Imagem e perfil do testemunho BE-2.

#### 4.1.3 Testemunho BE – 4

0 – 4 cm: O intervalo inicial possui cor acastanhada, com presença de restos vegetais e ostracodes.

4 – 21,5 cm: O intervalo seguinte apresenta cor cinza médio claro, sendo ligeiramente mais claro no final, com presença de gastrópodes.

21,5 – 46,5 cm: A cor do intervalo é cinza escuro, com intercalação entre camadas mais claras e mais escuras nos primeiros dois centímetros do intervalo, com presença de bivalves, partes de bivalves e gastrópodes; de quarenta e dois a quarenta e quatro centímetros há uma camada mais clara (cinza médio a médio claro), mais carbonática.

46,5 – 52 cm: O intervalo possui uma cor cinza escuro a muito escuro, com possível formação de esteira microbiana, presença de partes de bivalves; há areia proveniente do intervalo inferior.

52 – 72 cm: O último intervalo é composto por areia média a grossa, com presença de bivalves e partes de bivalves; há partes bem escuras, provenientes de EPS de coloração preta; no final do intervalo, a areia varia de média a fina.



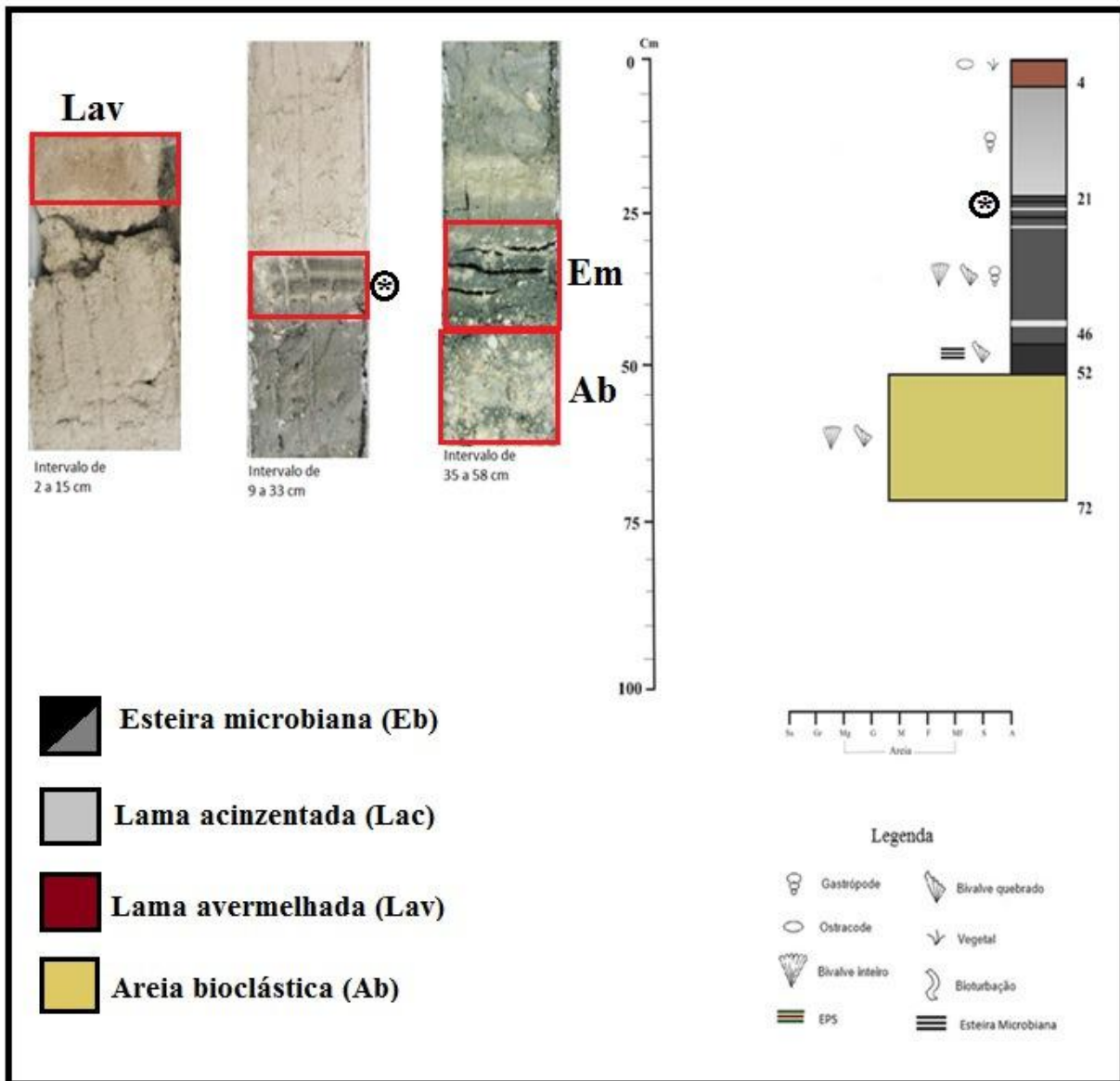


Figura (7): Imagem e perfil do testemunho BE-4.

#### 4.1.4 Testemunho BE – 5

0 – 7 cm: O intervalo é lamoso, de cor avermelhada (5YR 6/1), com presença de pelóides, ostracodes, EPS de coloração acastanhada.

7 – 15 cm: O intervalo possui cor cinza claro médio (N7), com presença de gastrópodes, ostracodes, pelóides e bivalves.

15 – 26 cm: Composto de areia média superior a grossa inferior, com presença de muitos bivalves, ostracodes, gastrópodes no topo do intervalo; provável presença de biotita e carbonato, provavelmente pelóides (reagiu com HCl 10%).

26 – 45,5 cm: O último intervalo é arenoso, de cor cinza bem claro (N8), variando de areia média inferior a grossa inferior, com presença de bivalves não preservados e ostracodes.

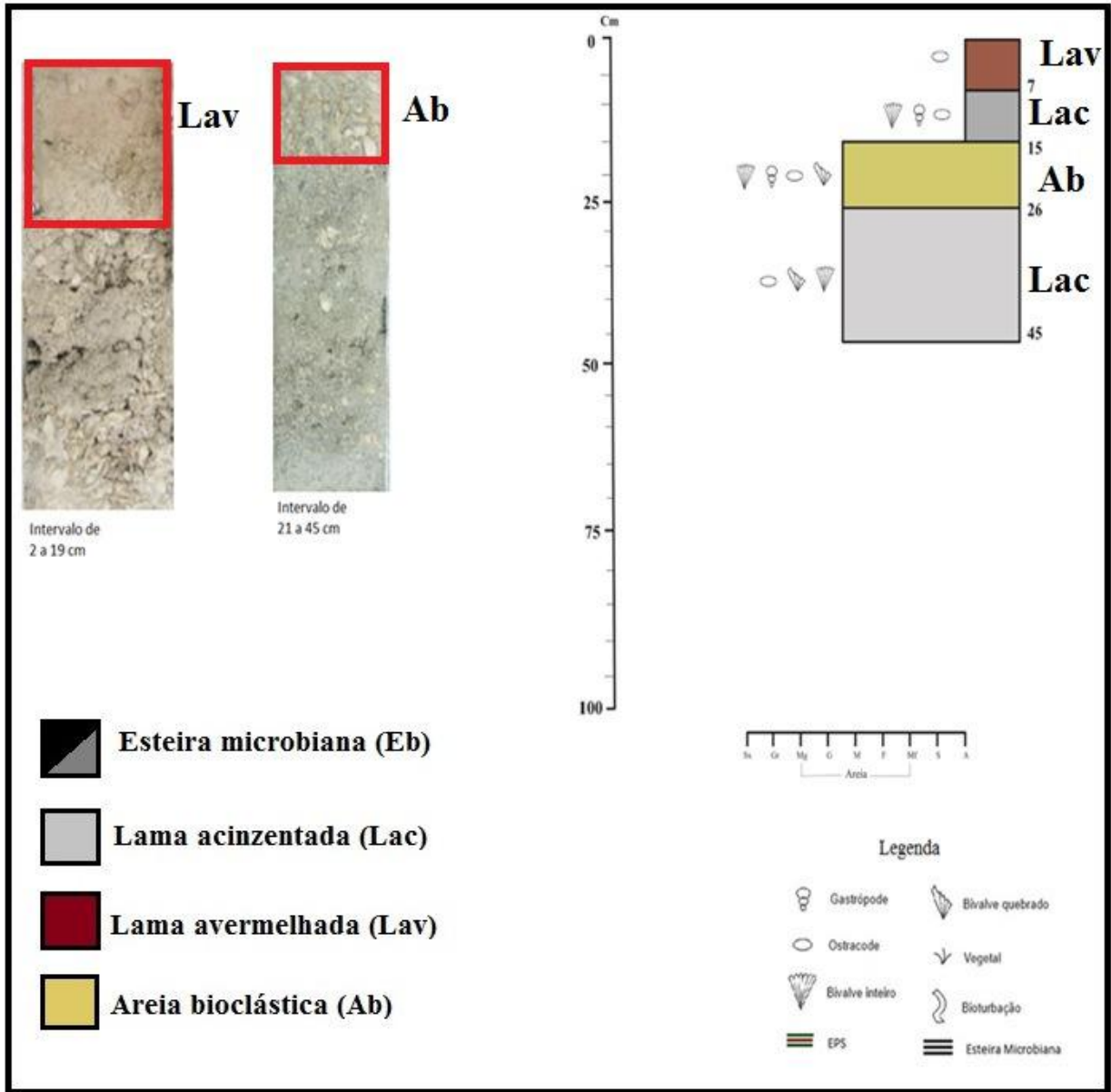


Figura (8): Imagem e perfil do testemunho BE-5

#### 4.1.5 Testemunho BE – 6

0 – 6 cm: O intervalo possui cor avermelhada, com presença de ostracodes, EPS acastanhada, restos vegetais de coloração escura; presença de pelóides.

6 – 23,5 cm: O intervalo seguinte apresenta cor cinza claro (N7), com presença de gastrópodes e ostracodes.

23,5 – 29 cm: Intervalo com cor cinza muito claro (N8), sem presença de fósseis visíveis; próximo a base do intervalo, há formação de esteira microbiana; o intervalo aparenta ser apenas carbonático.

29 – 39,5 cm: Cor cinza escuro (N4), com presença de EPS acastanhado, bivalves provindos do intervalo inferior.

39,5 – 48,5 cm: O intervalo é arenoso, com areia média superior a grossa inferior, com presença de bivalves inteiros e quebrados.

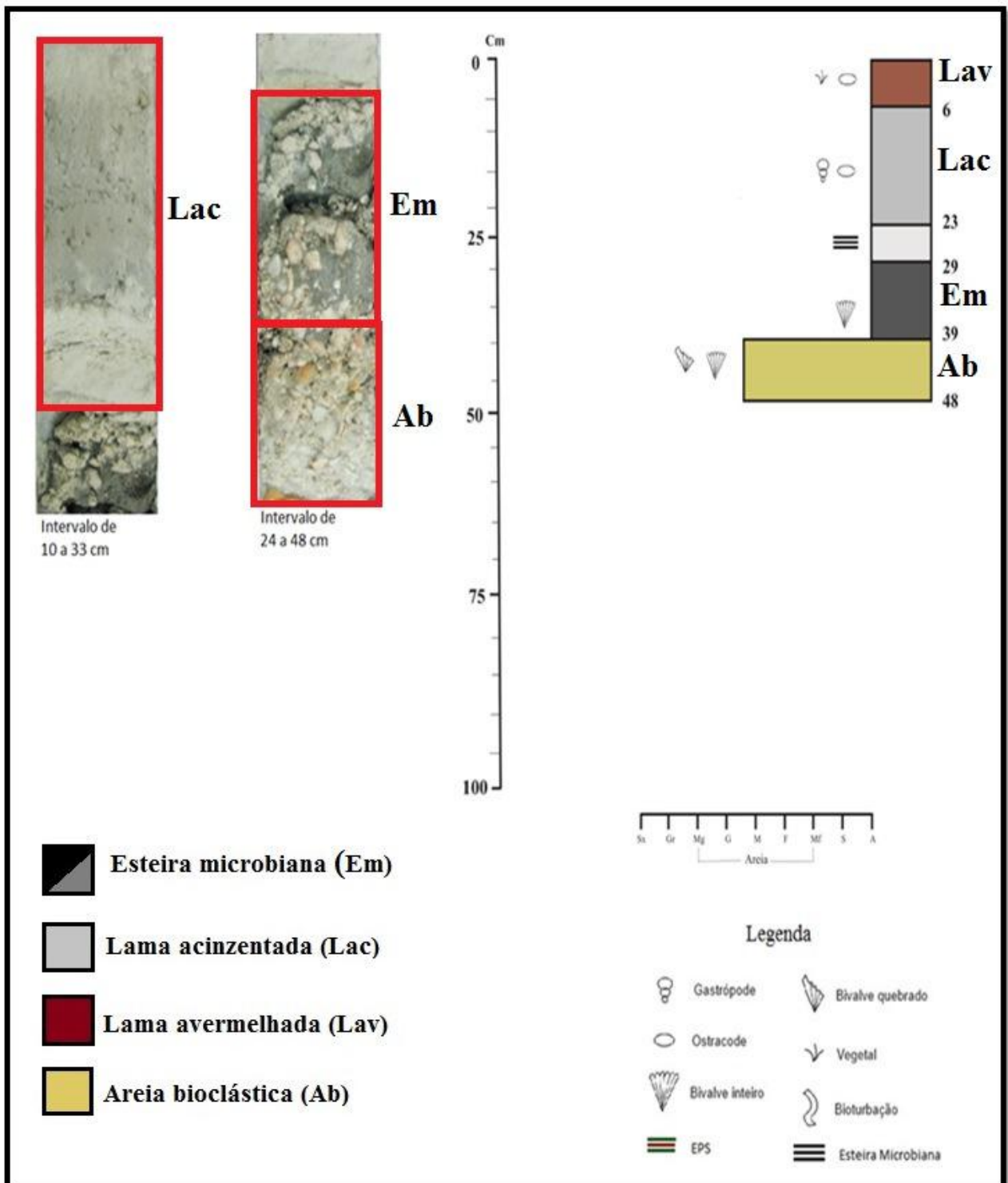


Figura (9): Imagem e perfil do testemunho BE-6.

#### 4.1.6 Testemunho BE – 7

0 – 5 cm: O primeiro intervalo possui cor avermelhada, com presença de ostracodes, formação de esteira microbiana; há partes com coloração mais escura.

5 – 56 cm: O intervalo seguinte possui cor cinza médio claro (N6), com presença de gastrópodes e ostracodes; na parte superior do intervalo, há uma fina camada clara e inclinada (no contato com o intervalo superior), gradando para um cinza avermelhado, com presença de gastrópodes e ostracodes; na fina camada clara que divide os intervalos, há restos vegetais de coloração preta.

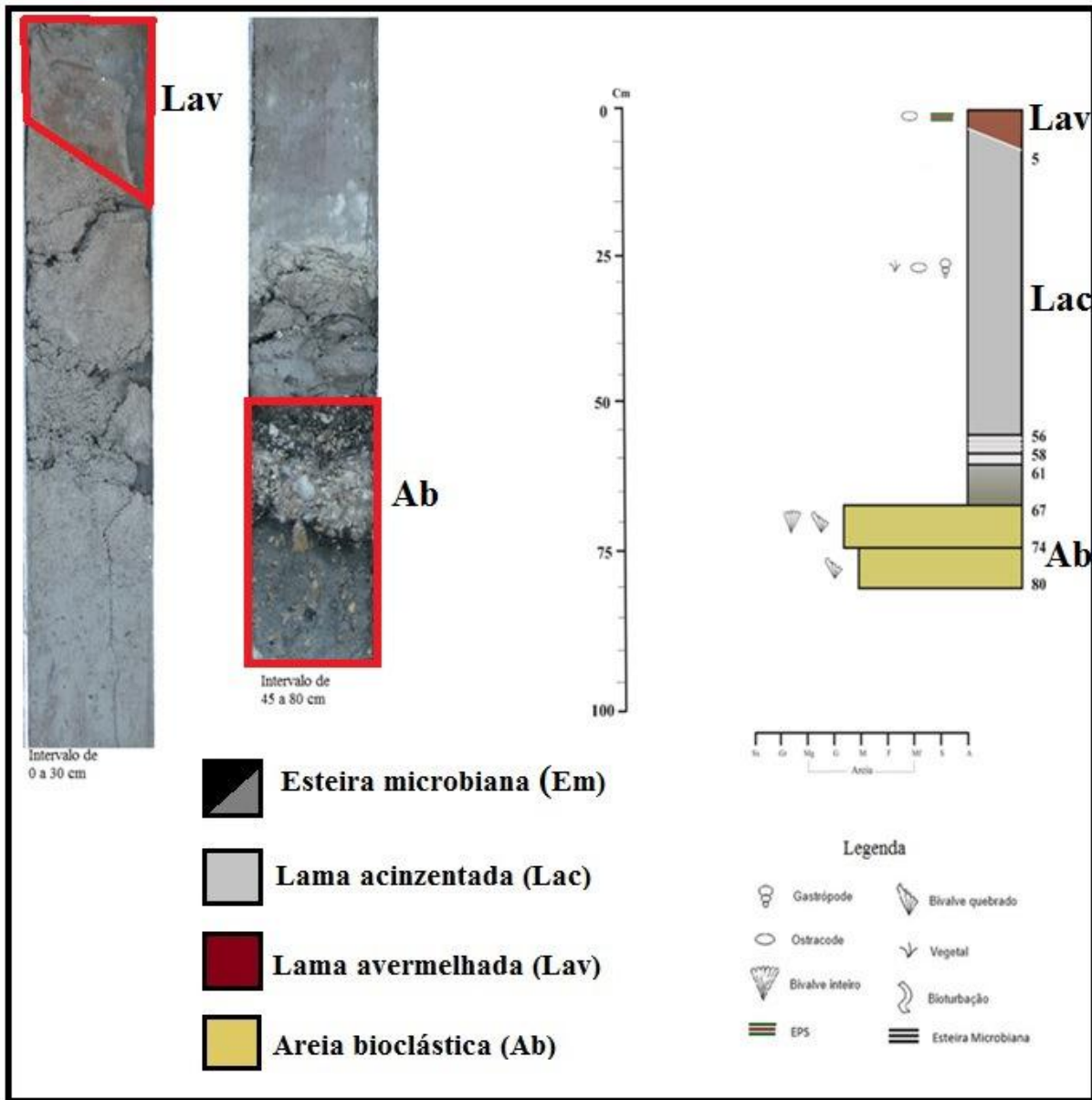
56 – 58,5 cm: O intervalo apresenta cor cinza claro (N7), com partes isoladas bem claras (intercalação de faixas mais carbonáticas).

58,5 – 61 cm: O intervalo seguinte possui cor clara, indicando presença de carbonato.

61 – 67 cm: Cor cinza médio claro (N6), com partes apresentando areia; do intervalo superior para o intervalo em questão, a cor muda (escurece) de forma gradacional.

67 – 74 cm: Intervalo com composição de areia média superior a grossa inferior, subangulosa; na parte superior, de dois a três centímetros do intervalo há EPS; presença de bivalves inteiros e quebrados por todo o intervalo.

74 – 80,5 cm: O intervalo arenoso, de areia média, subangulosa, de cor cinza (EPS), com pedaços de bivalves; no início do intervalo há EPS preta, com espessura de dois centímetros no intervalo.



Figura(10): Imagem e perfil do testemunho BE-7.

#### 4.1.7 Testemunho BE – 8

0 – 4 cm: O intervalo apresenta cor avermelhada, com presença de EPS de coloração acastanhada e presença de ostracodes.

4 – 80 cm: O intervalo seguinte possui cor cinza claro (N7), presença de gastrópodes e ostracodes. No final do intervalo, há uma alternância de camadas muito claras (N9), de setenta e sete e meio a oitenta centímetros; há também uma parte clara, com uma estrutura curvilínea no final do intervalo.

80 – 82 cm: O intervalo apresenta esteira microbiana, com coloração cinza escuro (N2).

82 – 88 cm: Intervalo de cor cinza escuro (N3), com pedaços de bivalves e grãos de quartzo esporádicos.

88 – 91 cm: O intervalo seguinte apresenta cor mais clara no topo desse intervalo, e mais escura na base, variando da seguinte maneira: N8 – N7 – N6.

91 – 100 cm: O intervalo final possui cor cinza médio claro (N4), com formação de esteiras microbianas; há partes claras e escuras intercaladas; há também EPS de cor preta, pedaços de bivalves e grãos de quartzo esporádicos.



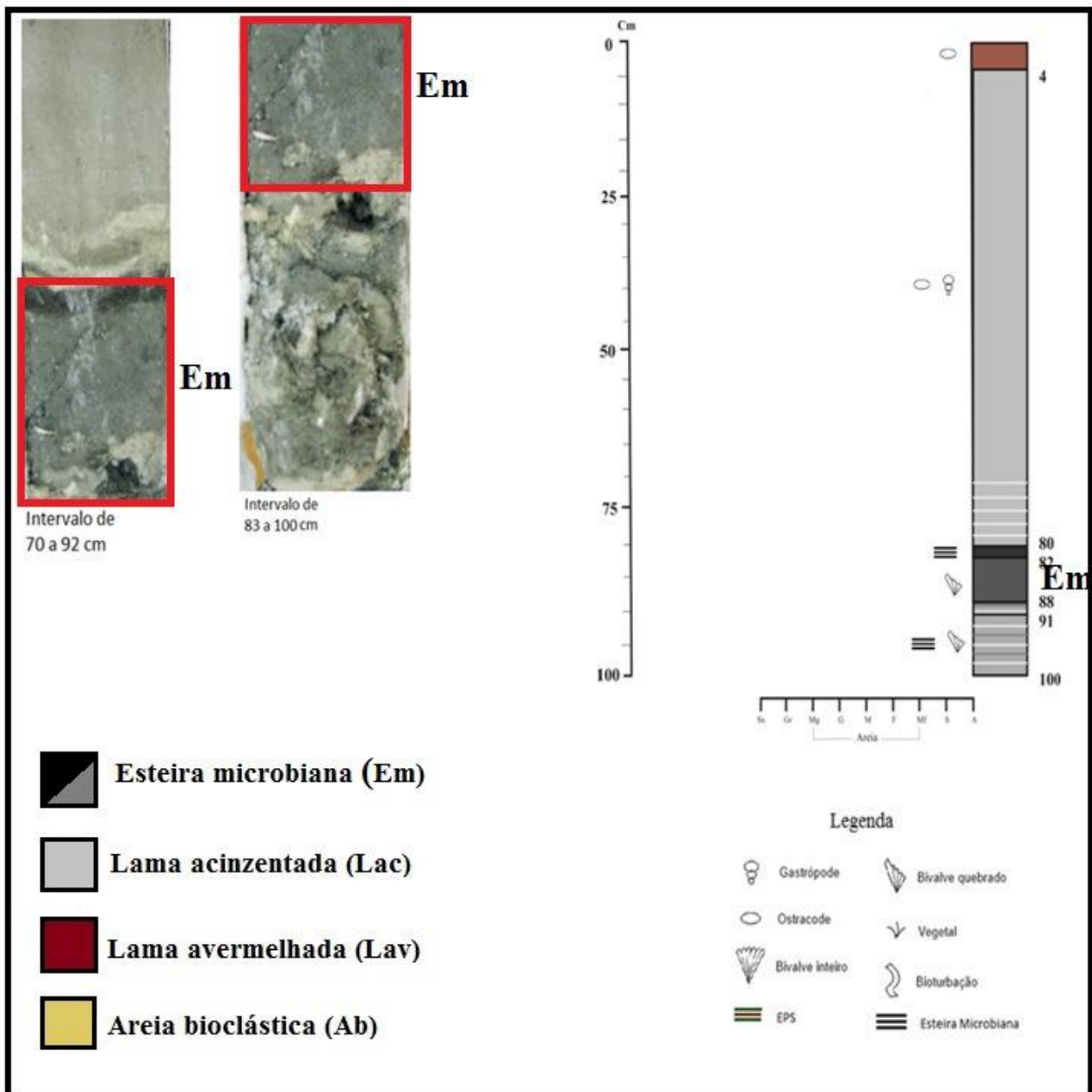


Figura (11): Imagem e perfil do testemunho BE-8.

#### 4.1.8 Testemunho BE – 9I

0 – 39 cm: O intervalo inicial possui cor cinza claro no topo, até cerca de oito centímetros, com intercalações mais claras; a partir desses oito centímetros, há intercalações de partes claras com partes escuras ou com partes cinza claro, sendo que essa alternância é ora retilínea ora ondulada; há presença de gastrópodes, EPS de cor castanha; na base do intervalo, a forma das intercalações é lenticular; os gastrópodes são encontrados apenas na parte superior do intervalo, nos oito centímetros iniciais.

39 – 86 cm: O intervalo seguinte apresenta cor muito escura nos quinze primeiros centímetros do intervalo; nos dois centímetros iniciais, há formação de esteiras microbianas; da parte mediana para a inferior, a cor é cinza médio escuro; na parte mais escura do intervalo há intercalação de partes mais claras com partes mais escuras, com presença de bivalves e partes de bivalves; na parte bem inferior do intervalo (próximo ao contato inferior), há uma feição lenticular na intercalação das partes claras e escuras.

86 – 92 cm: Intervalo com cor cinza médio, com consistência rígida e presença de EPS preto.

92 – 97 cm: O intervalo final é composto por areia média, com presença de muitos bivalves e partes de bivalves.

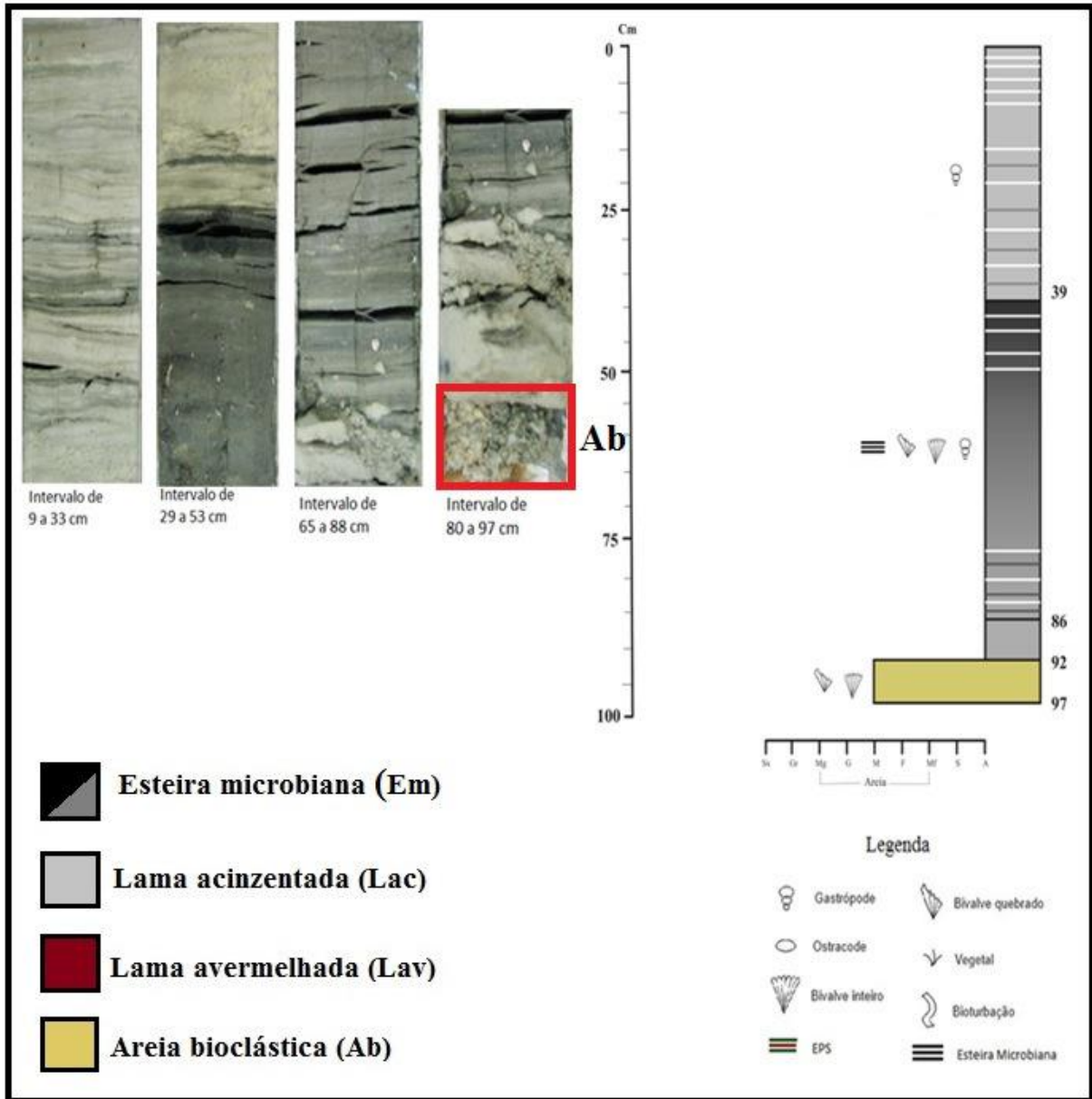


Figura (12): Imagem e perfil do testemunho BE-9I.

#### 4.1.9 Testemunho BE – 9II

0 – 4 cm: O intervalo inicial possui cor acastanhada (5YR 6/1), com presença de ostracodes e EPS marrom.

4 – 26 cm: O intervalo seguinte, e último, apresenta cor cinza claro a muito claro (N7/N8), com abundância de ostracodes e gastrópodes.

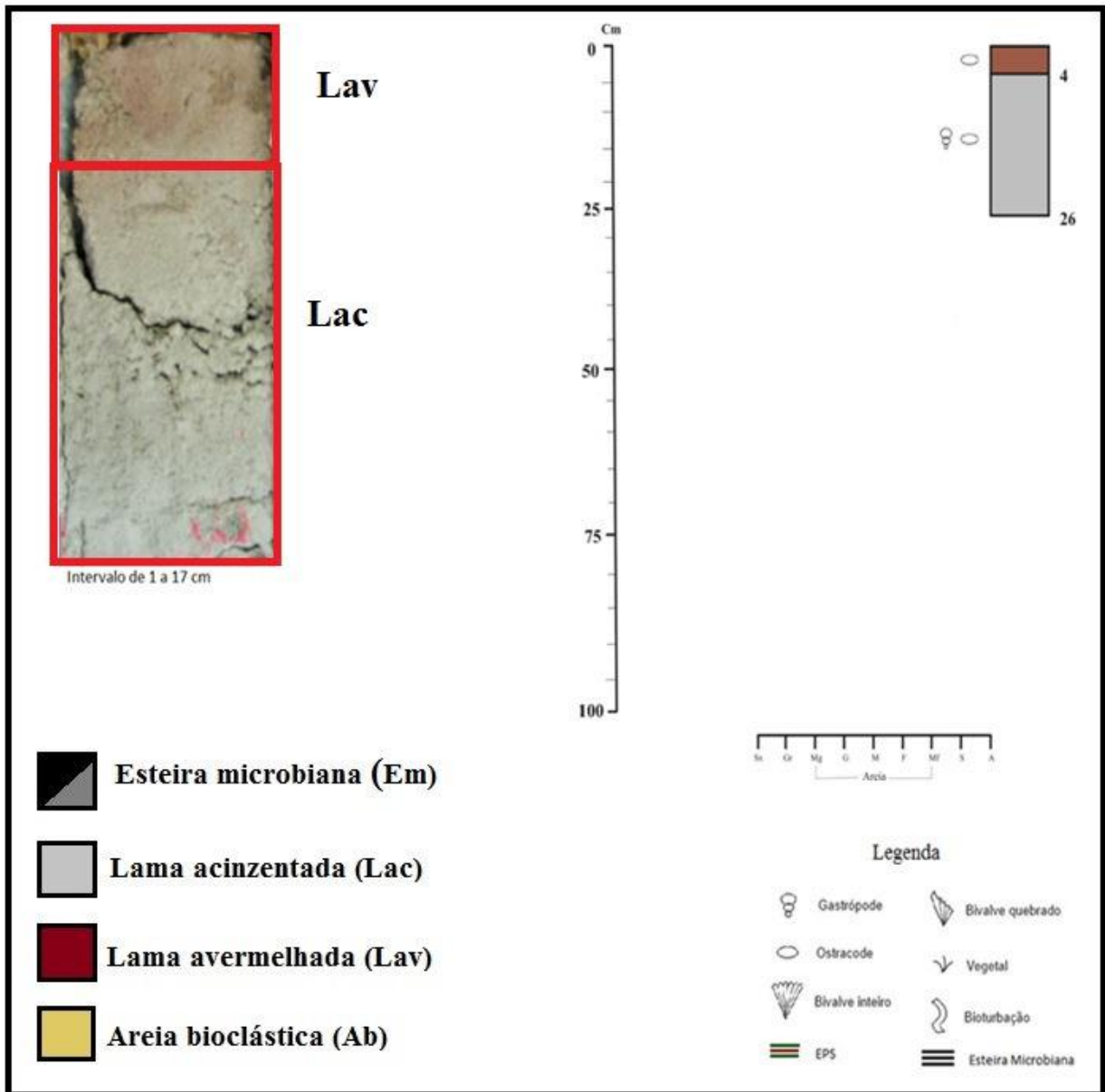


Figura (13): Imagem e perfil do testemunho BE-9II.

#### 4.1.10 Testemunho BE – 10A

0 – 5 cm: Intervalo de cor avermelhada, com presença de pelóides, esteiras microbianas gelatinosas mais ao topo (uma faixa vermelha no meio de duas verdes – EPS); na base do intervalo, presença de gastrópodes e ostracodes; o contato é inclinado devido às variações do material durante o processo de retirada do testemunho.

5 – 30 cm: Intervalo de cor cinza claro (N8), com presença de gastrópodes, pelóides, EPS marrom, ostracodes, esteira microbiana vermelha e EPS verde, próximo ao contato superior; na parte inferior do intervalo, há uma camada, de cerca de 3 centímetros, mais clara e com abundância de gastrópodes e ostracodes.

30 – 43 cm: Intervalo com cor cinza escuro (N3), com presença de gastrópodes na parte superior do intervalo, pelóides, formação de esteiras microbianas paralelas, bivalves e ostracodes; na parte inferior do intervalo há um aumento na quantidade de bivalves e gastrópodes.

43 – 54,5 cm: O último intervalo é arenoso, de areia média, com presença de biotita, bivalves, EPS de coloração marrom a cinza.

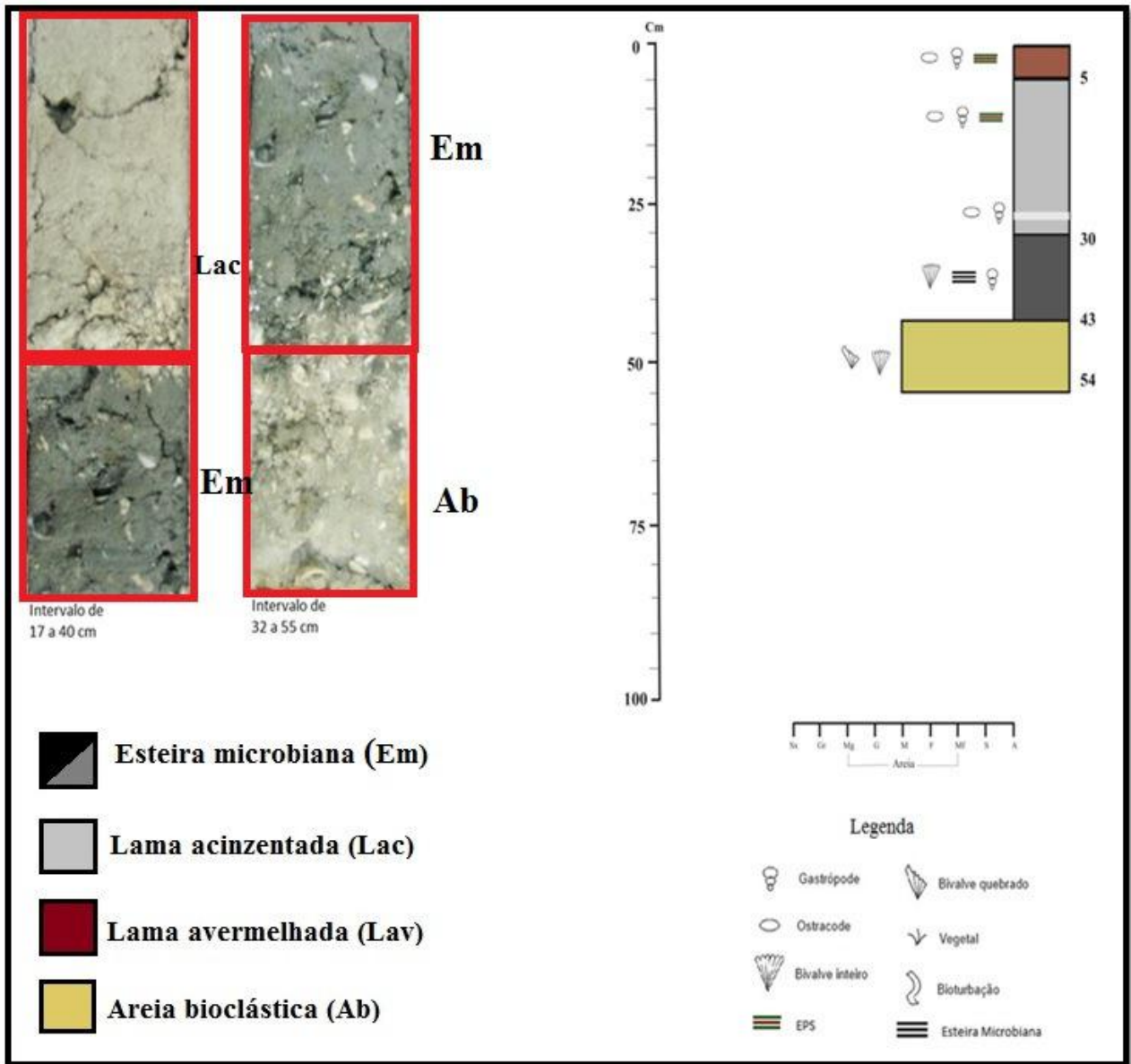


Figura (14): Imagem e perfil do testemunho BE-10A.

#### 4.1.11 Testemunho BE – 10B

0 – 4 cm: O intervalo inicial possui cor acastanhada (5YR 6/1), com presença de vegetais e formação de esteiras microbianas no topo do intervalo.

4 – 19 cm: O intervalo seguinte apresenta cor cinza claro (N8), com presença de ostracodes e gastrópodes; no final do intervalo, há uma parte mais clara, com abundância de gastrópodes, ostracodes e material carbonático rígido.

19 – 38,5 cm: Intervalo de cor cinza escuro (N4), com presença de bivalves e gastrópodes; no final do intervalo, há formação de esteira microbiana, EPS preto e duas inclusões de areia grossa, similares a lentes, sendo uma com cerca de 1 cm e outra com 0,5 cm.

38,5 – 53,5 cm: No intervalo final, a composição é arenosa, de areia média, com presença de bivalves, ostracodes, EPS cinza escura e biotita.



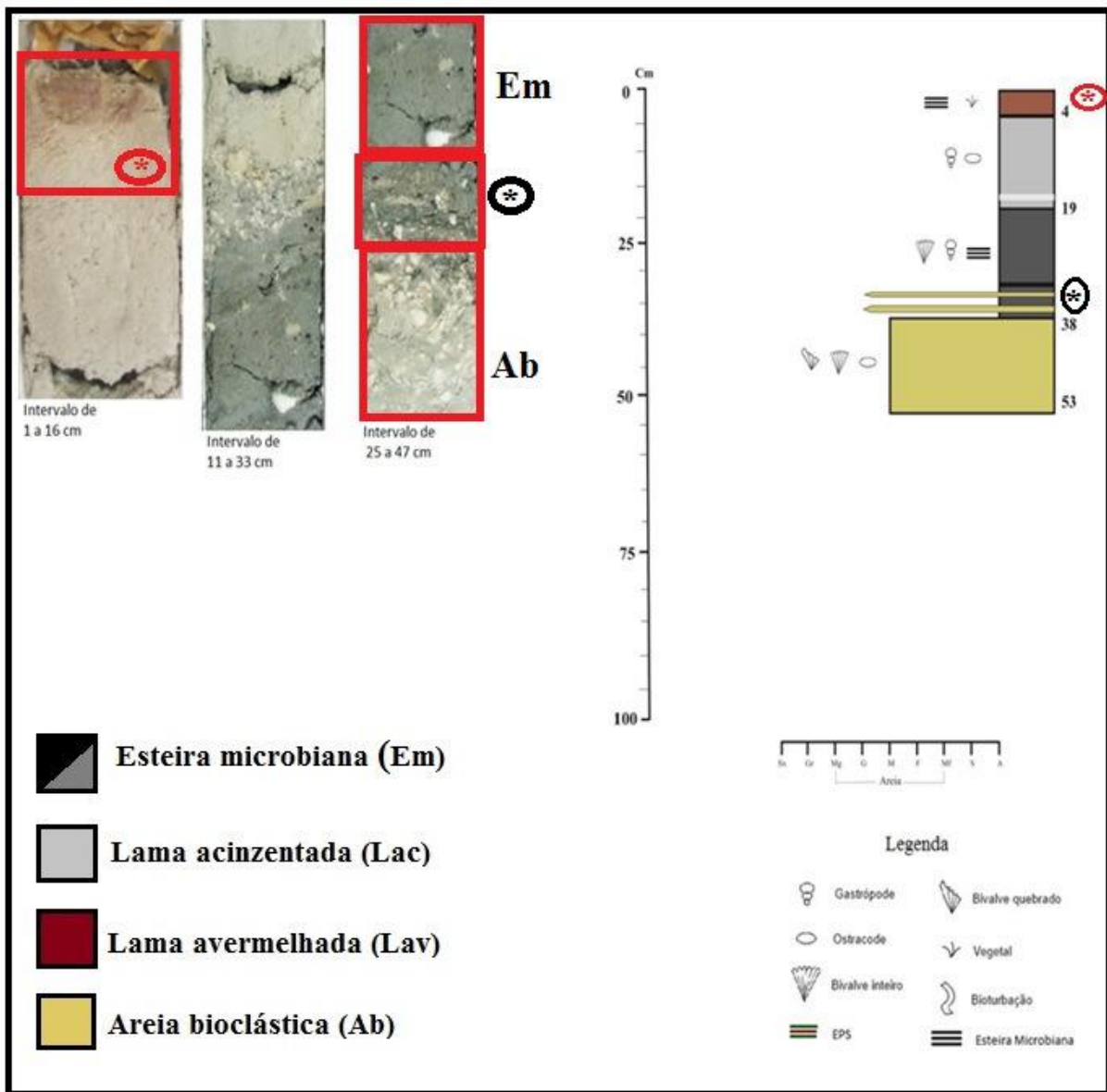


Figura (15): Imagem e perfil do testemunho BE-10B.

## 4.2 Caracterização das litofácies

As quatro litofácies foram distinguidas de acordo com as características evidenciadas no quadro (1).

Quadro(1): Fácies sedimentares e características diagnósticas.

Fácies	Características diagnósticas
Lama avermelhada (Lav)	Silte avermelhado com presença de: <ul style="list-style-type: none"><li>• Pelóides</li><li>• Restos vegetais</li><li>• Esteiras com partes avermelhadas envolta de partes esverdeadas</li></ul>
Lama acinzentada (Lac)	Silte acinzentado com presença de: <ul style="list-style-type: none"><li>• Microgastrópodes</li><li>• Ostracodes</li><li>• Nódulos carbonáticos</li></ul>
Esteira Microbiana (Em)	<ul style="list-style-type: none"><li>• Esteiras microbianas lisas</li><li>• Cor preta</li></ul>
Areia bioclástica (Ab)	<ul style="list-style-type: none"><li>• Bioclastos de bivalvíos, tanto fragmentados como preservados, sendo 90% fragmentados e 10% preservados.</li><li>• Grãos de areia</li></ul>

#### 4.2.1 Lama avermelhada

Possui presença de pelóides e restos vegetais (bioclastos) ora marrom ora preto, ocorrendo ocasionalmente bioturbação. Em alguns testemunhos, esse litofácies possui pequenas esteiras microbianas, avermelhadas, com EPS esverdeado no entorno. A base do intervalo é marcada por ser ora retilínea ora inclinada, podendo ser descontínuo ou tomando essa forma devido à retirada do testemunho.

O EPS, substâncias poliméricas extracelulares, são responsáveis pela proteção da esteira, seja por radiação ultravioleta e dessecação, e também auxilia na retenção de nutrientes, agindo também como transporte de compostos metabólicos. Outra característica do EPS é que este pode regular os processos fisiológicos e as interações com as cianobactérias. Através do EPS, as cianobactérias atuam na estruturação das comunidades e na união dos sedimentos.

Os pelóides possuem granulometria de 0,1 a 0,5 mm, arredondados a subarredondados, esféricos, compostos de carbonato microcristalino, de forma elipsoidal e irregular, sem estrutura interna. Os pelóides podem ser de origem fecal (pelóides fecais), algálica, ou grãos micritizados a partir de conchas, oóides, ou intraclastos de carbonato.

#### 4.2.2 Lama acinzentada

Possui presença de pelóides e restos vegetais (bioclastos) ora marrom ora preto, ocorrendo ocasionalmente bioturbação. Em alguns testemunhos, esse litofácies possui pequenas esteiras microbianas, avermelhadas, com EPS esverdeado no entorno. A base do intervalo é marcada por ser ora retilínea ora inclinada, podendo ser descontínuo ou tomando essa forma devido à retirada do testemunho.

O EPS, substâncias poliméricas extracelulares, são responsáveis pela proteção da esteira, seja por radiação ultravioleta e dessecação, e também auxilia na retenção de nutrientes, agindo também como transporte de compostos metabólicos. Outra característica do EPS é que este pode regular os processos fisiológicos e as interações com as cianobactérias. Através do EPS, as cianobactérias atuam na estruturação das comunidades e na união dos sedimentos.

Os pelóides possuem granulometria de 0,1 a 0,5 mm, arredondados a subarredondados, esféricos, compostos de carbonato microcristalino, de forma elipsoidal e irregular, sem estrutura interna. Os pelóides podem ser de origem fecal (pelóides fecais), algálica, ou grãos micritizados a partir de conchas, oóides, ou intraclastos de carbonato.

#### 4.2.3 Esteira microbiana

A litofácies é composta apenas por esteiras microbianas de cor preta. As esteiras microbianas são comunidades constituídas por cianobactérias, ocorrendo em pequenas camadas horizontais. Essas camadas estratificadas ocorrem devido a diferentes populações microbianas, devido a variação de luz e das condições de oxirredução. Essas comunidades se desenvolvem em ambientes entre a água e o substrato.

A organização das esteiras microbianas se dá da seguinte maneira: as cianobactérias, juntamente com as bactérias aeróbicas, ocupam a camada superior (camada verde). Na camada seguinte, as anoxigênicas com as oxidantes de sulfeto formam uma camada avermelhada. A última camada, as bactérias que dissimulam o sulfeto e as anaeróbicas formam uma camada escura, rica em FeS.

As cianobactérias são organismos procariontes fotoautotróficos e organotróficos que podem viver em condições afóticas e anóxicas (Riding, 2002) e capazes de tolerar altas temperaturas e salinidade, sendo encontradas, inclusive, em fontes hidrotermais com temperaturas entre 55-85°C (Konhauser et al., 2001; Knauth, 2005). Elas exerceram um importante papel no direcionamento seguido pelos processos evolutivos, já que foram as responsáveis pelo enriquecimento da atmosfera por oxigênio, que garantiu o aparecimento da vida mais complexa (Schopf, 1983; Stolz, 2003).

#### 4.2.4 Areia bioclástica

O intervalo é composto por grãos de quartzo com granulometria areia média, subarredondada a subangulosa, com grãos de biotita e presença de bioclastos de bivalvíos, com valvas ora preservados ora quebrados. Esse intervalo, em alguns testemunhos, continha atividade microbiana, deixando o intervalo uma coloração escura. Esse intervalo é denominado de coquina, sendo estas compostas por conchas e segmentos de bivalves. Uma coquina é um depósito formado por fragmentos diversos, representados por restos de conchas e outras partes duras de animais (Definição CPRM).

Nos arredores da área de estudo, entre Saquarema e Cabo Frio, o padrão granulométrico diminui em direção a Cabo Frio, sendo atribuído aos sedimentos terrígenos devido a um sistema de drenagem pleistocênico, que foi interrompido devido ao cordão litorâneo, e também à remobilização dos sedimentos devido a ondas e correntes, transportando os sedimentos em direção a Cabo Frio.

A plataforma continental interna é composta por areias de retrabalhamento de depósitos aluvionares e de sedimentos oriundos da erosão do Grupo Barreiras, devido a última transgressão. Isso ocorre devido ao fato que os cordões litorâneos externos formam barreiras para os sedimentos terrígenos. A retrogradação da linha de costa é evidenciada pela fração areia grossa, que permanecem na posição de antigas linhas de praia (Muehe, 1989).

Nas proximidades da Lagoa de Araruama, as elevações topográficas no fundo marinho são referentes à beach rocks, o que indica uma antiga posição da linha de costa, associado a uma posição intermediária entre as estabilizações do nível do mar, entre 11.000 e 9.000 anos (Kowsmann & Costa –, 1979). Ainda nos arredores da Lagoa de Araruama, predomina areia grossa, devido aos restos de depósitos coluvionares retrabalhados ou por depósitos de paleo-canais.

A relação entre granulometria e área fonte pode ser realizada para a atual linha de costa (a praia de Massambaba), onde o cordão da praia de Massambaba, que se originou num nível de mar baixo, deteve a granulometria reliquiar, preservando dessa maneira a plataforma continental.

A ausência de aporte sedimentar continental, devido aos cordões litorâneos, torna os depósitos sedimentares compostos por areia quartzosa reliquiar.

### 4.3 Correlação estratigráfica

A correlação dos testemunhos, de acordo com as coordenadas (quadro 2) foi feita de acordo com as características sedimentológicas, biológicas e faciológica (quadro 1), mostradas nas figuras (16), (17), (18) e (19).

Quadro (2): Coordenadas dos testemunhos do Brejo do Espinho.

BE 1	-22.933430	-42.232066
BE 2	-22.934963	-42.230821
BE 4	-22.934280	-42.237437
BE 5	-22.937298	-42.237492
BE 6	-22.935636	-42.235717
BE 7	-22.935438	-42.237437
BE 8	-22.935458	-22.935458
BE 9I	-22.934221	-42.240725
BE 9II	-22.934221	-42.240725
BE 10 A	-22.933597	-42.240725
BE 10 B	-22.933597	-42.242111

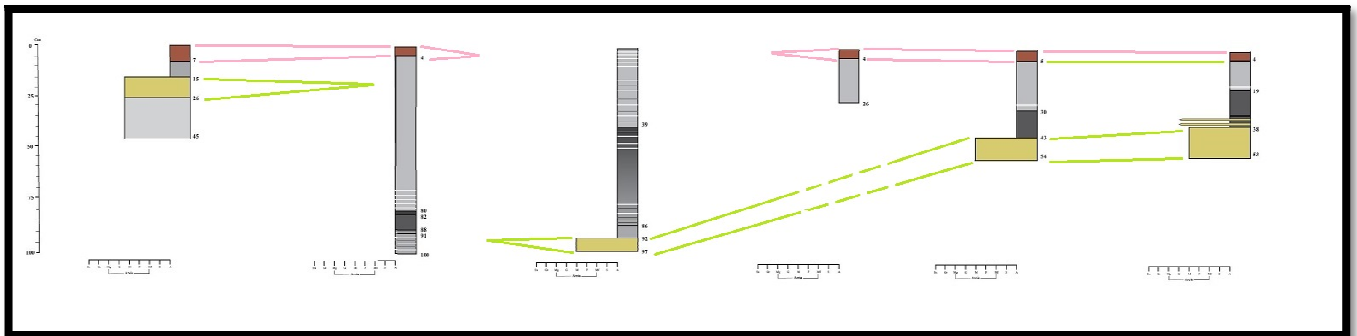


Figura (16): Correlação entre os testemunhos BE 10, 9, 8 e 5.

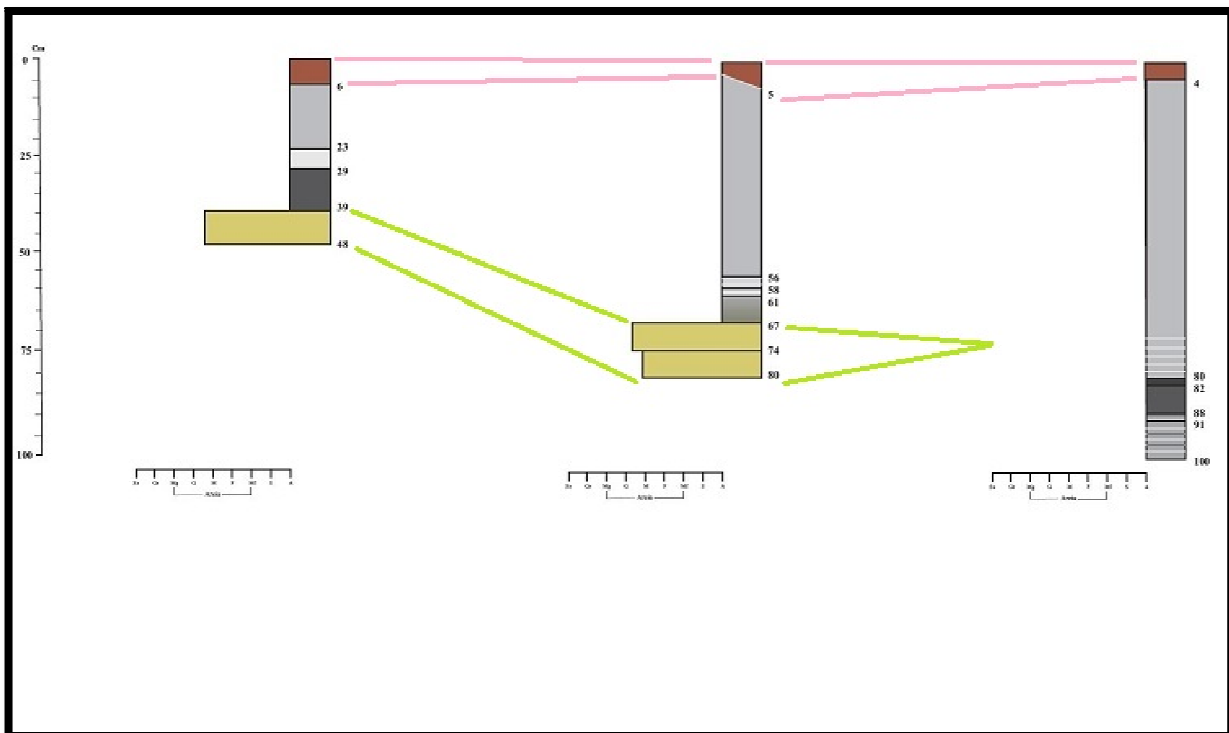


Figura (17): Correlação entre os testemunhos BE 8, 7 e 6



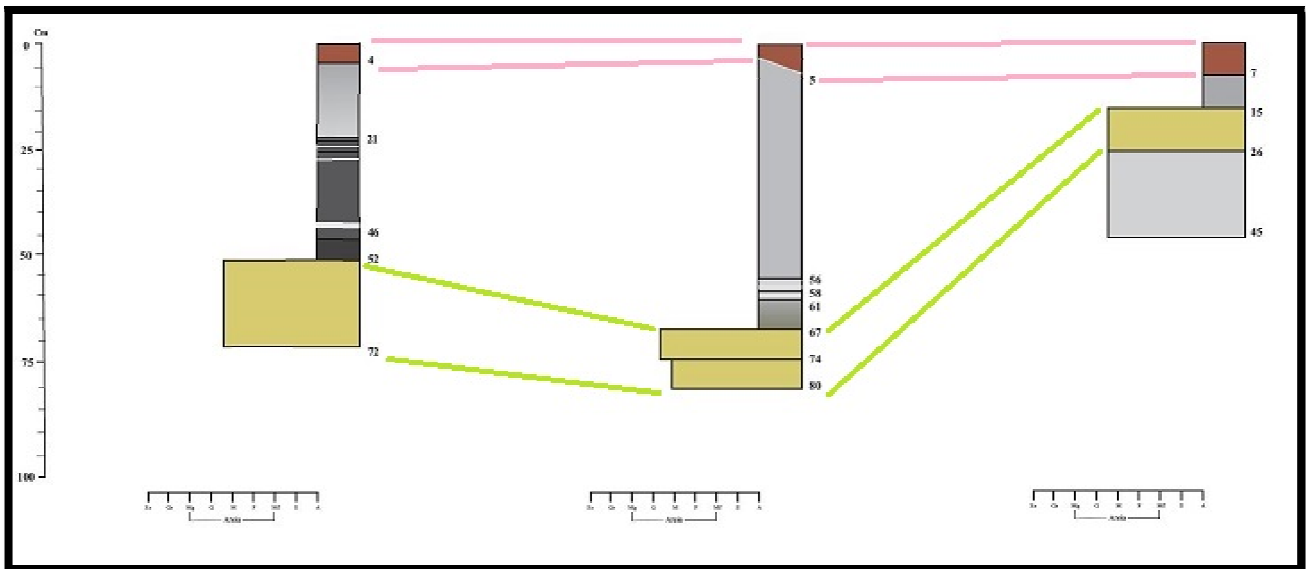


Figura (18): Correlação entre os testemunhos BE 4, 7 e 5.

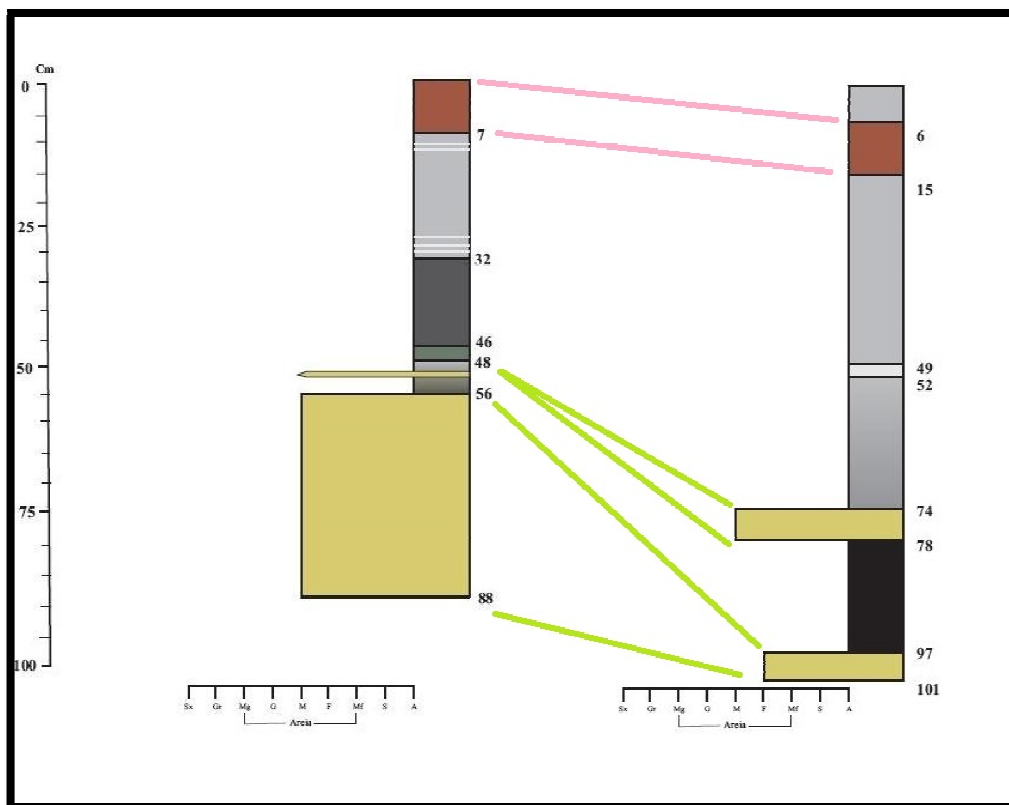


Figura (19): Correlação entre os testemunhos BE 1 e 2.

## 5. Discussão

Intervalo 1: cor avermelhada é constituído de peloides e restos vegetais de cor preta. A cor avermelhada pode ser produto de oxidação, sendo este intervalo relacionado com a superfície. Os peloides ocorrem em áreas protegidas por águas rasas, com pouquíssima cimentação submarina, indicando que este intervalo é característico de um ambiente de baixo nível d'água (figuras 20, 21 e 22).

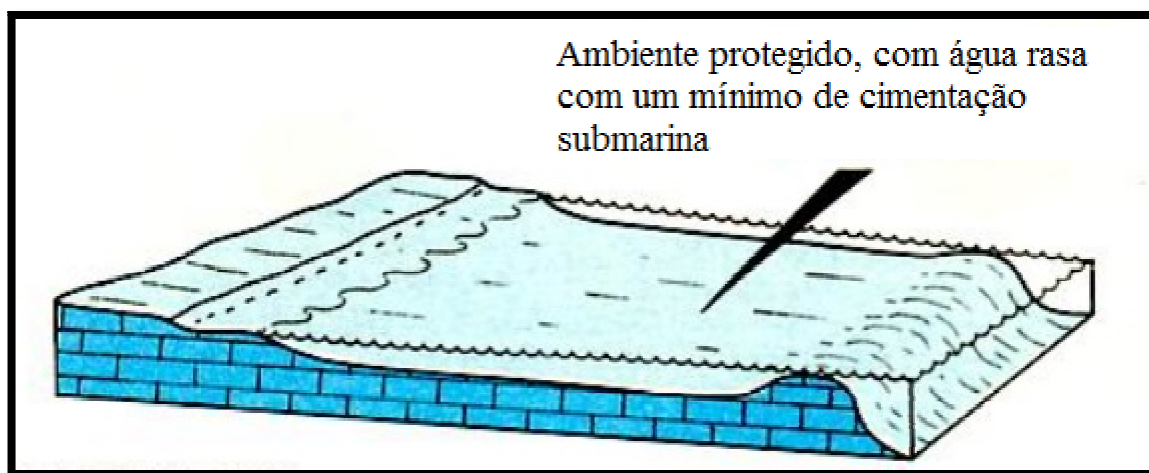


Figura (20): Esquema deposicional de peloides (C. Kendall 2005: modified from James).

Intervalo 2: cor cinza claro é caracterizado por lama carbonática, com gastrópodes e ostracodes preservados. A lama carbonática pode ocorrer das seguintes formas:

- Protegida das marés, com pouca diversidade faunística e em grande quantidade;
- Lagoas protegidas e mares epíricos (epicontinentais – águas marinhas pouco profundas), com diversidade faunística moderada;
- Águas profundas, associado a deposição de vasas pelágica.

No caso do Brejo do Espinho, este intervalo é caracterizado pela presença abundante de gastrópodes e ostracodes preservados, indicando um ambiente protegido de baixa energia.

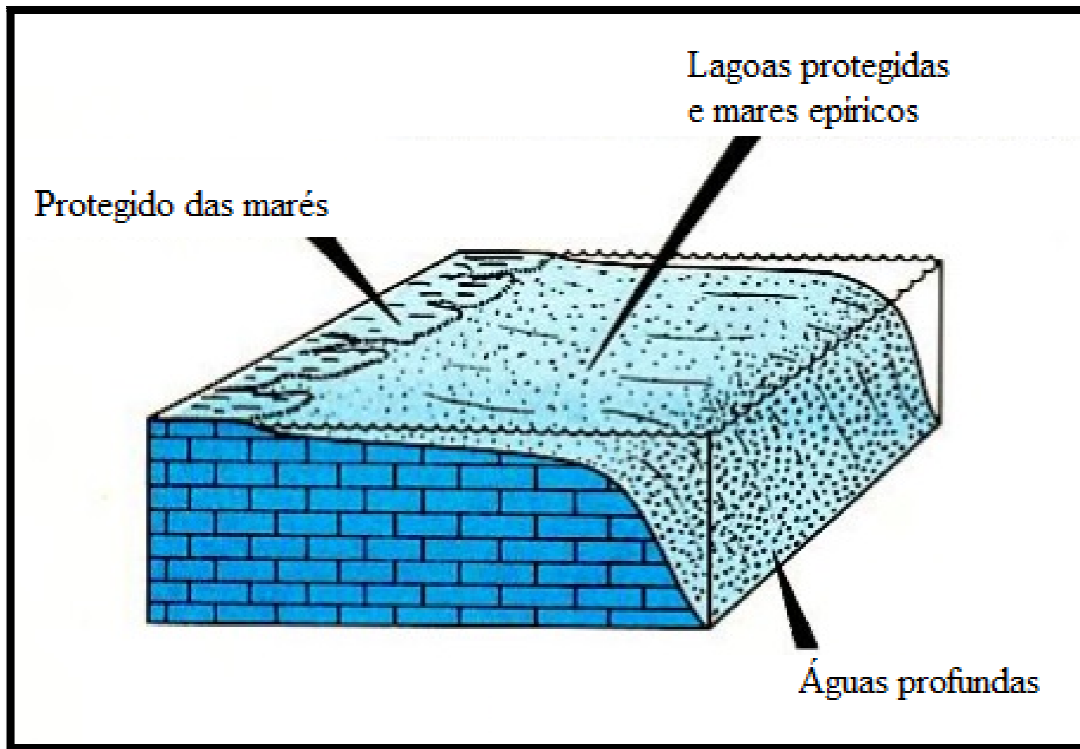


Figura (21): Esquema deposicional de peloides (C. Kendall 2005: modified from James).

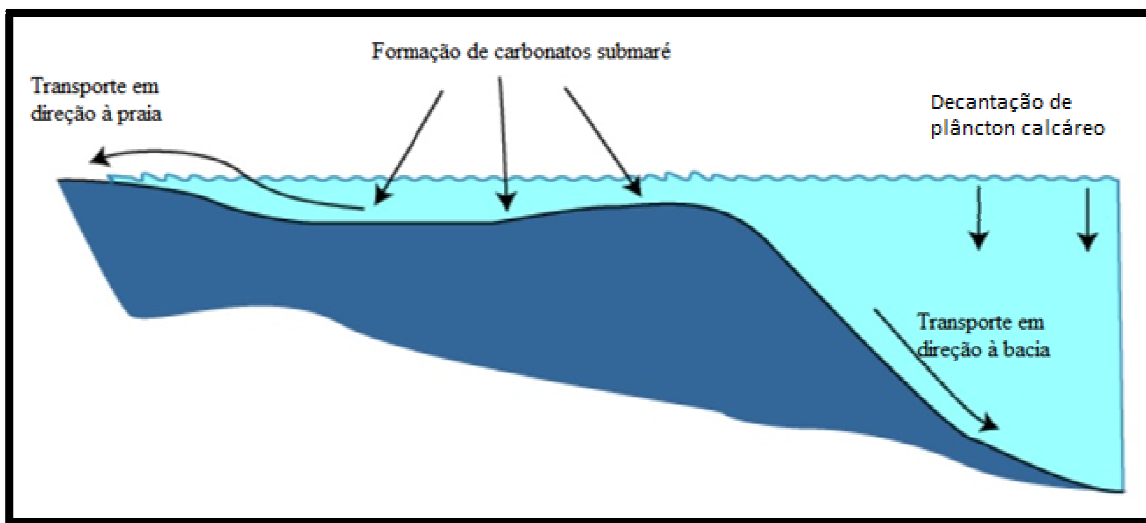


Figura (22): Esquema deposicional de peloides (C. Kendall 2005: modified from James).

Os gastrópodes são indícios de níveis marinhos elevados, com baixa energia; na base do intervalo há nódulos trombolíticos, indicando ambiente calmo e de água rasa. Trombólitos são estruturas organossedimentares que são resultado da união e aprisionamento de sedimentos por cianobactérias, formando uma estrutura não laminada e coagulada (Shapiro & Awramik, 2006). São considerados como um produto de distúrbio ou alteração na estrutura do estromatólito (Braga & Martins, 1995).

Intervalo 3: cor cinza muito escuro a preto, sendo constituído por esteiras microbianas. Essas comunidades se desenvolvem em ambientes entre água e substrato, com nível de mar baixo e, no caso do Brejo do Espinho, águas hipersalinas. As esteiras microbianas podem ser definidas como estruturas biosedimentares litificadas, que crescem através do acréscimo de lâminas de sedimentos aprisionados pela precipitação de carbonato como resultado da atividade de organismos microbianos (Altermann & Kazmierczak, 2003). Ocorrem em ambientes extremos, como ambientes costeiros marinhos, ambientes hipersalinos, fontes termais e lagos alcalinos (Demergasso et al., 2003).

Intervalo 4: constituído por areia, subarredondada, mal selecionada, com bivalves inteiros e quebrados, é caracterizado por ser de energia elevada, com nível de mar elevado. Estas características podem ser atribuídas pelo fato de as areias serem moderadamente selecionadas e subarredondadas.

O transporte da areia pode ser por ação decorrente de deriva litorânea, juntamente com o espraiamento das ondas de arrebentação, ou uma face praial com bioclastos transportados e depositados por onda.

Os antigos níveis marinhos são divididos em três estágios:

Antigo nível marinho alto (anterior há 120.000 anos): nível marinho alto mais antigo do Quaternário, conhecido ao longo do litoral brasileiro mas representado apenas no litoral dos estados da Bahia e Sergipe, conhecido como “Transgressão Antiga” (Bittencourt et al. 1979). Os testemunhos representados por essa transgressão são falésias esculpidas em sedimentos continentais pliocênicos da Formação Barreiras.

Nível marinho alto de 120.000 anos A.P.: uma nova fase de transgressão sucedeu a Transgressão Antiga, onde o nível relativo do mar atingiu cerca de dois metros acima do atual (Martin et al. 1982). Esta transgressão é conhecida como Transgressão Cananéia no litoral paulista (Suguio & Martin 1978 a); e como Penúltima Transgressão nas planícies costeiras dos estados da Bahia, Sergipe e Alagoas (Bittencourt et al., 1979 a).

Nível marinho alto holocênico: nível marinho alto mais recente.

Nos últimos 7.000 anos, entre Angra dos Reis e Parati, há indicações da existência de dois níveis máximos: o primeiro ocorreu entre 3.650 e 3.450 anos A.P., sendo um pouco superior a 3 metros, e o segundo teria ocorrido ao redor de 5.200 anos A.P., após o nível máximo em 5.150 anos A.P., com nível cerca de 4,8 metros superior. Após esse nível máximo, ocorreram duas breves oscilações do nível relativo do mar. Essas oscilações não podem ser considerados de origem climática, devido ao fato de serem muito acentuadas. Essas variações estão evidenciadas no quadro (3).

Os níveis marinhos altos do Holoceno do Brasil não podem ser de origem glacioeustática nem tectônica, porém podem ser explicados pelo levantamento do geóide até cerca de 5.150 anos A.P.

A modificação do relevo do geóide, em escala regional, podem ser responsáveis, mesmo que em parte, pelos níveis marinhos altos holocênicos. A fase de submersão que afetou parte do litoral brasileiro antes de 5.150 anos A.P., ocorreu em parte devido a uma elevação temporária do relevo do geóide e a emersão seguinte a um rebaixamento desse relevo.

Em consequência da diminuição do nível relativo do mar e da lâmina d'água, as ondas irão movimentar os sedimentos inconsolidados da ante-praia para a costa, provocando uma progradação.

Quadro (3): Esquema da evolução do Brejo do Espinho.

<b>Período (A. P.)</b>	<b>Características</b>
7.200 - 6.600	Formação do Brejo do Espinho.
6.600 - 4.100	Comunicação entre os dois sistemas lagunares e sedimentação organodetrítica.
4.100 - 3.900	Redução do nível do mar, isolamento do sistema lagunar externo acompanhado de precipitação de carbonatos autigênicos.
3.900 (3.800) - 3.600	Subida do nível relativo do mar, sedimentação essencialmente carbonática.
3.600 - atual	Redução contínua do nível relativo do mar e formação de crostas carbonáticas.
	3.600 - 2.000: elevada contribuição de carbonato orgânico.
	3.000 - 2.500: oscilação negativa do nível do mar e formação de crostas carbonáticas.
	2.800 - 2.500: eutrofização máxima
	2.000 - 800: predominância de dolomita

De acordo com Martin et al. 1984, existem oito estágios evolutivos da costa do Brasil (figura 23):

Estágio I (sedimentação da Formação Barreiras): ocorrida no Plioceno, sob clima semi-árido, com chuvas concentradas, gerando depósitos de leques aluviais; pelo fato de o nível do mar ser mais baixo que o atual, os sedimentos recobriam parte da plataforma continental, segundo Bigarella & Andrade (1964).

Estágio II (máximo da Transgressão Antiga): de acordo com Vilas-Boas et al. (1981), no final da sedimentação da Formação Barreiras, com o clima mais úmido, iniciou-se a Transgressão Antiga, erodindo a parte externa da Formação, gerando linhas de falésias.

Estágio III (sedimentação da formação continental pós-Barreiras): o clima voltou ao estado semi-árido, após o nível máximo da Transgressão Antiga e durante a regressão.

Estágio IV (máximo da penúltima transgressão – Transgressão Cananéia): os depósitos continentais formados durante o estágio III foram erodidos pelo mar, os cursos fluviais foram transformados em estuários e lagoas; em algumas partes, todo o depósito do estágio anterior foi erodido pelo mar, fazendo com que as falésias da Transgressão Antiga fossem atingidas.

Estágio V (terraços marinhos pleistocênicos): fase da regressão marinha, causando a progradação da planície costeira pelo contínuo crescimento das cristas praias.

Estágio VI (máximo da última transgressão): durante a Transgressão Santos, com a subida do nível do mar, ocorreu o afogamento dos cursos fluviais. Ilhas-barreiras foram formadas, isolando os sistemas de lagoas; essas ilhas-barreiras já haviam se instalado no período de nível máximo da Transgressão Santos, sendo isto comprovado pela datação ao radiocarbono de conchas de moluscos e fragmentos de madeira nos sedimentos, datando idades inferiores a 7.000 anos.

Estágio VII (construção de deltas intralagunares): esses deltas formam-se nas lagoas que localizam-se nas desembocaduras de cursos fluviais que alcançam o oceano, sendo estes deltas alimentados pelos sedimentos fluviais.

Estágio VIII (terraços marinhos holocênicos): a descida do nível relativo do mar consecutivo ao máximo transgressivo de 5.150 anos A.P. gerou terraços marinhos, resultando na progradação da linha de costa. Esse abaixamento do nível do mar gerou a transformação de lagoas em lagos.



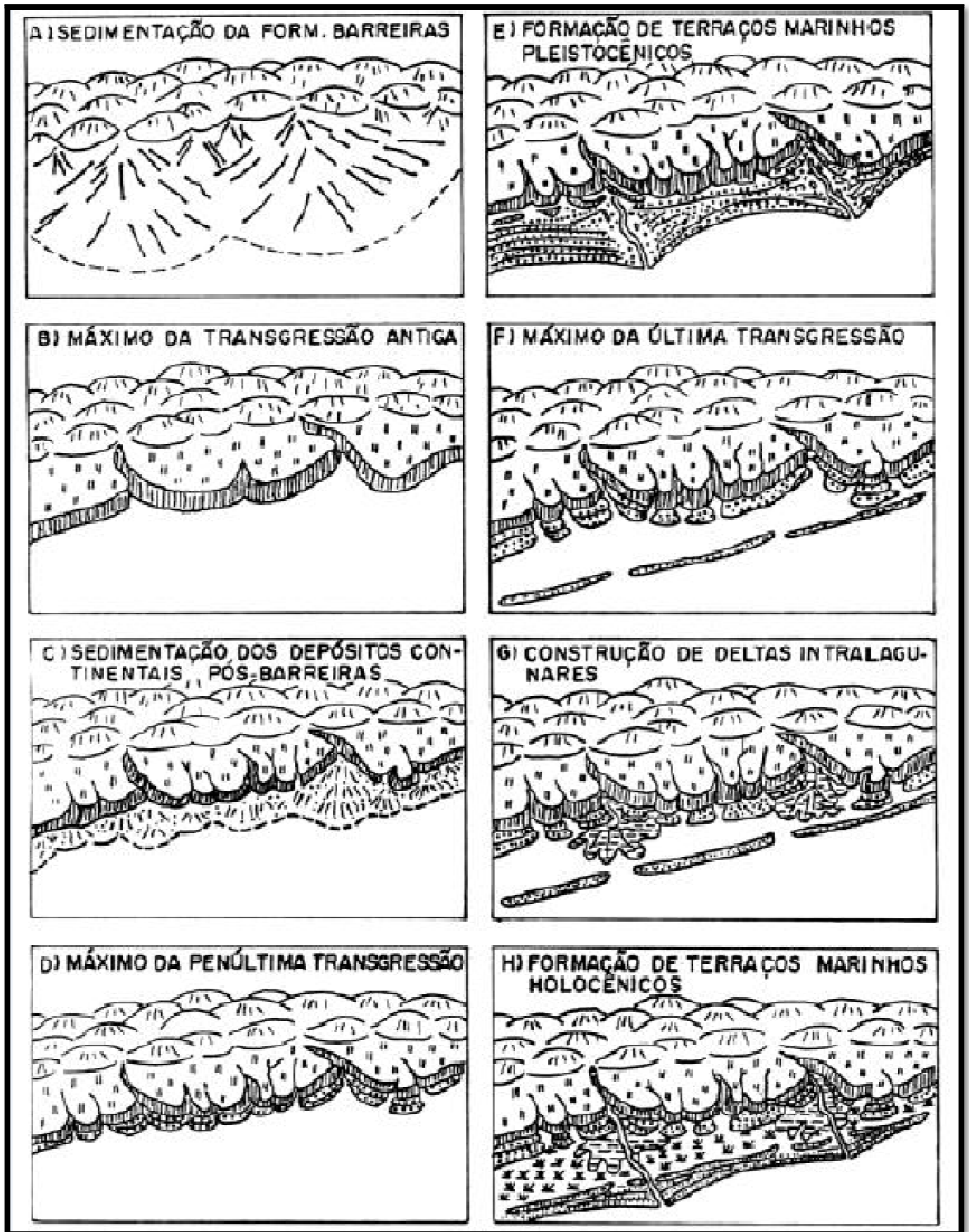


Figura (23): Estágio de evolução da sedimentação litorânea (MARTIN *et al.* 1984).

## 6. Conclusão

O Brejo do Espinho foi formado no período entre 7.200 e 6.600 anos A.P. Até 4.100 anos A.P., havia uma comunicação entre os dois sistemas lagunares - Brejo do Espinho e Lagoa de Araruama (intervalo 4). Porém essa conexão foi cortada devido à redução do nível do mar, gerando uma precipitação de carbonato no sistema externo (Brejo do Espinho), tendo isso ocorrido entre 4.100 e 3.900 anos A.P. (intervalo 3). Essa sedimentação carbonática foi interrompida a cerca de 3.800 e 3.600 anos A.P., devido a uma elevação do nível do mar (intervalo 2). De 3.600 anos A.P. até os dias atuais, há redução contínua do nível do mar, retornando assim a sedimentação carbonática (intervalo 1).

Quadro (4): Intervalos sedimentares e suas respectivas características paleoambientais.

Intervalos	Características paleoambientais
1	Nível de água rasa (da lagoa), baixa energia, ambiente protegido.
2	Nível d'água elevado, baixa energia; Nível de baixa energia, ambiente calmo e protegido.
3	Nível d'água baixo, energia muito baixa.
4	Nível de alta energia, ambiente aberto; formação dos cordões litorâneos de areia.

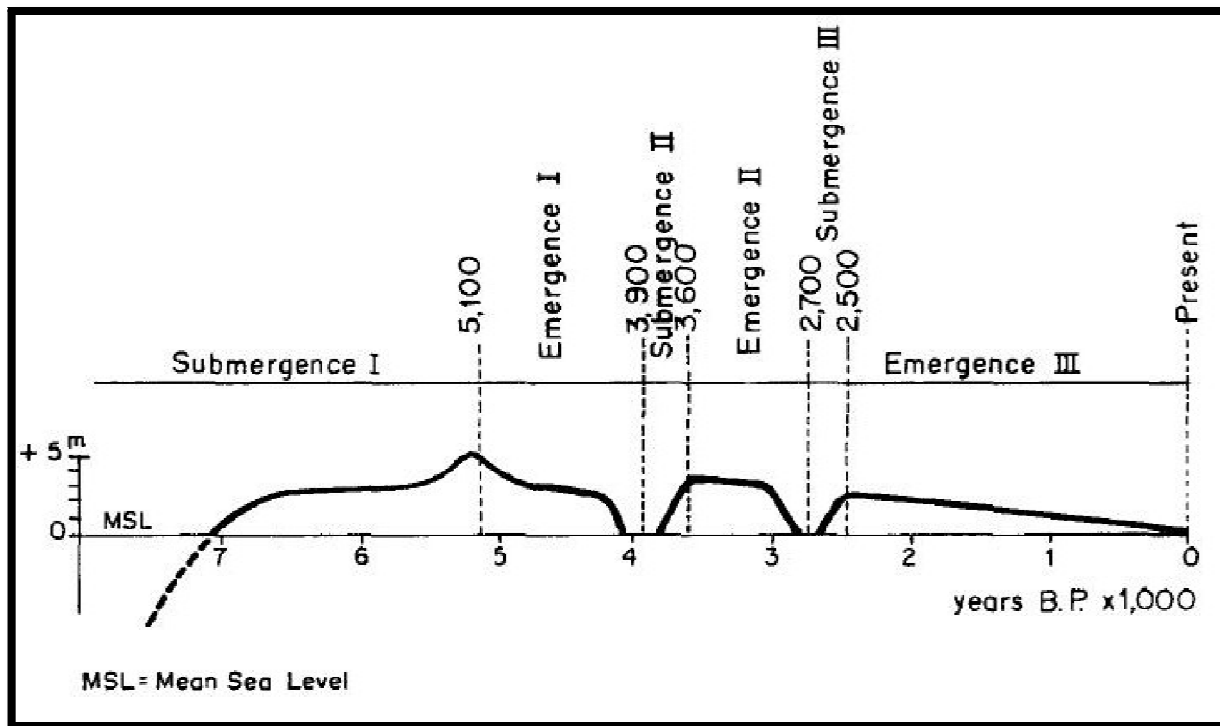


Figura (24): Curva de variação do nível do mar durante a evolução do Holoceno na parte central da costa do Brasil, mostrando alternância entre descida e subida nos últimos 7000 anos (Martin e Suguio, 1992).

De acordo com o padrão observado nos testemunhos de sondagem, os intervalos de base (intervalo 4) são caracterizados por areia fina a média, subarredondada, moderadamente selecionada, indicando um ambiente de energia elevada e nível de água elevado; a presença de bivalves fragmentados e inteiros (estes ocorrem apenas nos intervalos de lama carbonática) reforça esta ideia. O intervalo seguinte (intervalo 3), superior, é caracterizado por lama carbonática e gastrópodes preservados, sendo característico de um ambiente calmo, de baixa energia, com partes mais carbonáticas. Por vezes há outro nível de areia, ou uma lente em alguns casos, indicando uma variação rápida no ambiente, tornando-o de maior energia, de forma brusca, sendo indício da formação de outro cordão arenoso. O intervalo 2 apresenta uma transição de nível d'água, indo de mais baixo na base do intervalo a mais elevado no topo. A parte inferior do intervalo 2, composto por esteira microbiana, é caracterizado por ser um ambiente de baixa energia. Já na parte superior, de lama carbonática, o sistema continua sendo de baixa energia, porém com um nível de água mais elevado que o anterior (esteira microbiana). O intervalo 1 é composto por uma lama avermelhada, indicando um processo de oxidação, o que indica ser um ambiente de água rasa e baixa energia.

Essa interpretação foi feita através da correlação entre os quadros (3) e (4), juntamente com as figuras (23) e (24), de acordo com a evolução de sedimentação litorânea, a variação do nível do mar, a caracterização dos intervalos dos testemunhos e com a evolução do Brejo do Espinho, levando, assim, à reconstrução da evolução paleoambiental, representada no quadro (5).

Quadro (5): Interpretação paleoambiental do Brejo do Espinho.

Intervalo	Fácies sedimentares	Sigla	Características diagnósticas	Evolução do Brejo do Espinho	Caracterização paleoambiental
1	Lama avermelhada	Lav	Silte avermelhado com presença de pelóides, restos vegetais, esteiras com partes avermelhadas e envoltos de partes esverdeadas (EPS).	De 3.600 anos A.P. até os dias atuais, há redução contínua do nível do mar, retornando assim a sedimentação carbonática.	Nível de água rasa (da lagoa), baixa energia, ambiente protegido.
2	Lama acinzentada	Lac	Silte acinzentado com presença de microgastrópodes, ostracodes e nódulos carbonáticos.	A sedimentação carbonática foi cortada entre 3.800 – 3.600 A.P. devido a uma elevação do nível do mar.	Nível de água elevado, baixa energia. Nível de baixa energia, ambiente calmo e protegido.
3	Esteira microbiana	Em	Esteira microbiana lisa de cor preta.	Essa conexão foi cortada devido à redução do nível do mar, gerando uma precipitação de carbonato no sistema externo (Brejo do Espinho) entre 4.100 – 3.900 anos A.P.	Nível de água baixo, energia muito baixa.
4	Areia bioclástica	Ab	Areia média, com bivalvíos tanto preservados quanto fragmentados, sendo 90% fragmentados e 10% preservados.	Formação do Brejo do Espinho (7.200 – 6.600 anos A.P.). Até 4.100 A.P., havia comunicação entre os dois sistemas lagunares (Lagoa de Araruama e Brejo do Espinho).	Nível de alta energia, ambiente aberto, formação de cordões litorâneos de areia.

Nível do mar

- ← → +

3.650 - 3.450 anos A.P.

5.150 anos A.P.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M de. 1967. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. *Boletim da Divisão de Geologia Mineral*. DNPM, Rio de Janeiro, 241:1-36.
- Almeida F.F.M. de. 1969. Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, Anais, p.29-46.*
- Almeida J.C.H., Tupinambá M., Heilbron M., Trouw R. 1998. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira belt, Southeastern Brazil, *In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 39, Belo Horizonte, Anais, p. 32.*
- Andrade ACS & Dominguez JML. 2002. Informações Geológico-Geomorfológicas como Subsídios à Análise Ambiental: o Exemplo da Planície Costeira de Caravelas - Bahia. *Boletim Paranaense de Geociências, 51: 9-17.*
- Anjos, A. P. A. 2004. Processo de precipitação de dolomita da Lagoa Brejo do Espinho: Uma contribuição para a reconstrução ambiental. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal Fluminense, Tese de Doutorado, 150p.
- Anjos, A.P.A. 1999. Caracterização da sedimentação atual de lagoas costeiras do litoral do Estado do Rio de Janeiro para fins de calibração de acordo com as variações paleoambientais e paleoclimáticas. Programa de Pós-graduação em Geoquímica, Universidade Federal Fluminense, Dissertação de Mestrado, 133 p.
- Anjos, A.P.A; Sifeddine, A.; Patchineelam, S.R.; Turcq, B.J. & Abrão, J.J. 2005. Dolomita e calcita magnesiana: análise paleoambiental na Lagoa Brejo do Espinho (RJ/Brasil). *In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10, Guarapari, 2005. Resumos estendidos, Guarapari. Disponível em: [www.abequa2005.geologia.ufrj.br/nukleo/pdfs/0112\\_abequa\\_2005](http://www.abequa2005.geologia.ufrj.br/nukleo/pdfs/0112_abequa_2005).*
- Barbière, E. & Coe Neto, R. 1999. Spatial and temporal of rainfall of the East Fluminense coast and Atlantic Serra do Mar, State of Rio de Janeiro, Brazil. *In: Knoppers, B., Bidone, E. D. & Abraão, J. J. (Eds.). Environmental Geochemistry of Costal Lagoon Systems, Rio de Janeiro, Brazil. Niterói, Universidade Federal Fluminense - UFF. Série Geoquímica Ambiental, 6, p. 47-56.*
- Barbosa, J. S. F. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências, v. 27, p. 241-256, 1997.*
- Bigarella, J. J. & Andrade, G. O. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos Cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). Instituto de Ciências da Terra, Universidade do Recife: Recife, 1964.
- Bittencourt, A.C.S.P., Martin, L., Vilas Boas, G.S. e FLE- - XOR, J.M. - 1979 - Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil). *In: Suguio et al. (eds.), Proceedings, 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary”, São Paulo, p. 232 – 253.*

Brito Neves, B. B. & Cordani, U. G., 1991. Tectonic Evolution of South America during the Late Proterozoic, *Prec. Res.*, 53:23-40.

C. Kendall 2005: modified from James.

Cordani U.G., Melcher G.C., Almeida F.F.M. de. 1967. Outline of Precambrian Geochronology of South America. *Canadian Journal of Earth Science*, 5:629-632.

Cordani, U.G. 1973a Evolução Geológica Pré-Cambriana da Faixa Costeira do Brasil entre Salvador e Vitória. São Paulo. 98 p. (Tese Livre Docência, IG/USP).

Delfino, D. O., Lopes, F. A. S., Feder, F. & Silva E Silva, L. H. 2006. Cianobactérias e esteiras microbianas lisas homogêneas, Brejo do Espinho, RJ, Brasil. *In: JORNADA DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA UNIRIO*, 5. Rio de Janeiro, 2006, p. 11-13.

Fonseca A.C. 1993. *Esboço Geocronológico da Região de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 186p.

Fonseca M.J.C, Heilbron M., Chrispim S. 1984. Geologia Estrutural da Área de Cabo Frio e Armação de Búzios. *In: Cong. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, Anais, p. 5393-5407.

Fonseca M.J.C. 1989. O Cinturão Ribeira e o Bloco Cabo Frio. *In: SBG, Simp. Geol. Sudeste*, 1, *Atas*, p.132-133.

Heilbron M., Chrispim S.J., Alves R.P., Simões L.S.A. 1982. Geologia do Cabo dos Búzios, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 54(3): 553-562.

Heilbron M., Mohriak W. Valeriano C.M., Milani E., Almeida J.C.H., Tupinambá M. 2000. From collision to extension: the roots of the south-eastern continental margin of Brazil. *In: Talwani & Mohriak (eds) Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 115:1-34.

Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.C. 2004a. A Província Mantiqueira. *In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, cap. XIII, p. 203-234.

Iespa, A. A. C. & Silva E Silva, L. H. 2005. Laminitos microbianos e cianobactérias na Lagoa Pernambuco, Neógeno do Rio de Janeiro, Brasil. *Revista Universidade de Guarulhos – Geociências*, 10 (6): 5 – 10.

Martin, L. & Suguio, K., 1992. Variations of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in the beach-ridge plains associated with river mouths: example from the central Brazilian coast. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 99, 119-140.

MCKENZIE, J. A. (1981): Holocene sedimentation of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E.: A stable isotope study. *Jour. Geol.*, vol.89, pp.185-198.

Muehe D, Corrêa CHT & Ignarra SMN. 1989. Avaliação dos riscos de erosão dos cordões litorâneos entre Niterói e Cabo Frio. *In: Simpósio de Geografia Aplicada*. 3. Anais do 3º Simpósio de Geografia Aplicada. Nova, p: 368-383.

Muehe D. 1996. Geomorfologia costeira. In: CUNHA SB da & GUERRA AJT. Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicações. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p: 191–238.

Ortega, L. A. T. (1996) Variations paléohydrologiques et paléoclimatiques d'une région d'upwelling au cours de l'Holocène: enregistrement dans les lagunes côtières de Cabo Frio (Etat de Rio de Janeiro, Brésil). Tese de Doutorado, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI).

Patchineelam, S.R. & Rebello, A.L. Ocorrência de dolomita diagenética num lagoa hipersalina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984. Anais, Rio de Janeiro, p. 245-253.

Primo, P.B.S. ; Bizerril, C.R.S.F. 2002. Lagoa de Araruama. Perfil ambiental do maior ecossistema lagunar hipersalino do mundo. Rio de Janeiro: SEMADS. 160 p.

Riding, R. (2002). Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. *Earth-Science Reviews*, 58,163-231.

Schmitt R.S., Trouw R.A.J., Van Schmus W.R. 1999. The characterization of a Cambrian (~ 520 Ma) tectonometamorphic event in the coastal domain of the Ribeira Belt (SE BRAZIL) - using U/Pb in syntectonic veins. In: South American Symposium on Isotope Geology, 2, Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina. *Special Volume of Expanded Abstracts*, p. 363-366.

Schmitt R.S., Trouw R.A.J., Van Schmus W.R., Pimentel M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133:29-61.

Senra, M.C.E.; Faruolo, T.C.L.M.; Carvalhal, S.B.V.; Alves, S.A.P.M.N.; Damazio, C.M.; Shimizu, V.T.A.; Santos, R.C.; Iespa, A.A.C. 2004b. Composição paleobiológica e tipos morfológicos das construções estromatolíticas da Lagoa Vermelha, RJ, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 7, n.2, p. 193-198.

Silva e Silva, L. H., Delfino, D. O., Lopes, F. A. S., Iespa, A. A. C. & Damazio, C.M. 2006. Esteiras microbianas poligonais do Brejo do Espinho, RJ. *Revista de Geologia – Fortaleza*, 19 (2): 155 – 161.

Silva e Silva, L. H., Senra, M. C. E., Faruolo, T. C. L. M., Carvalhal, S. B. V., Alves, S. A. P. M. N., Damazio, C. M., Shimizu, V. T. A., Santos, R. C. & Iespa, A. A. C. 2004. Composição paleobiológica e tipos morfológicos das construções estromatolíticas da Lagoa Vermelha, RJ, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 7 (2): 193 – 198.

Silva e Silva, L. H., Senra, M. C. E., Faruolo, T. C. L. M., Carvalhal, S. B. V., Alves, S. A. P. M. N., Damazio, C. M., Shimizu, V. T. A., Santos, R. C. & Iespa, A. A. C. 2004a. Estruturas microbianas recentes da lagoa Pernambuco, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 7(2): 189-192.

Silva e Silva, L.H, Senra, M. C. E., Iespa, A. A. C., Carvalhal, S. B. V., Alves, S. A. P. M. N., Damazio, C. M., Shimizu, V. T. A., Faruolo, T. C. L. M. & Santos, R. C. 2003. Estudo das cianobactérias psâmicas na lagoa de Araruama, Rio de Janeiro, Brasil. CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO.

Silva e Silva, L.H. 2002. Contribuição ao conhecimento da composição microbiana e química das estruturas estromatolíticas da Lagoa Salgada, Quaternário do Rio de Janeiro, Brasil. 176 p. (Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro).

Site: Ministério do Meio Ambiente, APA de Massambaba, 2011, [http://www.mma.gov.br/estruturas/pda/arquivos/prj\\_mc\\_046\\_pub\\_liv\\_001\\_ea.pdf](http://www.mma.gov.br/estruturas/pda/arquivos/prj_mc_046_pub_liv_001_ea.pdf).

Souza, W.F.L. 1997. Dinâmica dos nutrientes na laguna hipersalina de Araruama, RJ. 174p. (Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geoquímica da Universidade Federal Fluminense).

Srivastava, N.K. & Almeida, L.B. 2000. Lagoa Salgada (Rio de Janeiro): recent stromatolites. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, Rio de Janeiro, 2000. Field Trip Guide, Rio de Janeiro, p.1-10.

Suguio, K. (1992) Dicionário de Geologia Marinha (com termos correspondentes em inglês, francês e espanhol). São Paulo, T. A. Queiroz, 171 p.

Suguio, K., Martin, L., Bittencourt, A. C. S. P., Dominguez, J. M. L., Flexor, J. M., e Azevedo, A. E. G. (1985). Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 15, 4, 273-286.

Tupinambá M., Teixeira W., Heilbron M. 1998. The Pan-African/Brasiliano Arc-related Magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira belt, Southeastern Brazil. In: International Conference on Precambrian and Craton Tectonics, International Conference on Basement Tectonics, 14, *Abstracts*, p. 12-14.

Tupinambá, M., Teixeira W., Heilbron M. 2000. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 30: 7-11.

Turcq B, Martin L, Flexor JM, Suguio K, Pierre C & Tasayaco-Ortega L. 1999. Origin and evolution of the quaternary coastal plain between Guaratiba and Cabo Frio, State of Rio de Janeiro, Brazil. *Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon Systems*. Rio de Janeiro, 6: 25-46.

Turcq, P.F.M. 2000. Impact of low salinity year on the metabolism of a hipersaline coastal lagoon (Brasil). *Hidrobiologia*, 429:133-140.