

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**MODELO DEPOSICIONAL DOS MODERNOS DEPÓSITOS  
CARBONÁTICOS MARINHOS**

**PAUL MICHAEL NII ANANG OKOE**

ORIENTADOR – Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Jr.

Porto Alegre

2023

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**MODELO DEPOSICIONAL DOS MODERNOS DEPÓSITOS  
CARBONÁTICOS MARINHOS**

**PAUL MICHAEL NII ANANG OKOE**

ORIENTADOR – Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Jr

**BANCA EXAMINADORA**

Prof. Dr. Antonio Henrique da Fontoura Klein – Universidade Federal de Santa Catarina

Dr. Guilherme Furlan Chinelatto – Universidade Estadual de Campinas

Prof. Dr. Ricardo Jorge Jahnert – Universidade Federal do Paraná

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre em Ciências.

Porto Alegre

2023

## FICHA CATALOGRÁFICA

### CIP - Catalogação na Publicação

Okoe, Paul Michael Nii Anang  
MODELO DEPOSICIONAL DOS MODERNOS DEPÓSITOS  
CARBONÁTICOS MARINHOS / Paul Michael Nii Anang Okoe.  
-- 2023.  
164 f.  
Orientadora: Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Jr.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, , Porto Alegre, BR-RS, 2023.

1. coquinas. 2. plataforma interna do Albardão. 3.  
altos batimétricos. 4. pré-sal. I. Toldo Jr, Prof. Dr.  
Elírio Ernestino, orient. II. Título.

## **DEDICATÓRIA**

Ao meu irmão mais velho, Samuel David Nii Odang Okoe, de abençoada memória!!

Continue to rest peacefully in the bosom of your maker!!

Wo ye hejole mli Aboo Yiistiki!

Gone But Not Forgotten!

Forever in our Hearts!!

Rest in Peace!!!



*“I am doing this so all who see this miracle will understand what it means — that it is the LORD who has done this, the Holy One of Israel who created it”.*

*Isaiah 41:20 (NLT)*

*“For the Mighty One has done great things for me. Holy is His name”.*

*Luke 1:49 (NIV)*

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço profundamente a Deus e aos meus pais, David e Comfort Okoe por todo o apoio, suporte, incentivo e carinho sem os quais eu não teria chegado aqui.

Aos meus irmãos Samuel de abençoada memória, Caleb, Cindy, Morris, Eva, Miesha e “Auntie Maayoo” por terem me encorajado ao longo desses 2 anos do meu mestrado.

Ao meu excelentíssimo orientador e mentor Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Jr., por acreditar, me incentivar e conceder tamanha oportunidade de atuar como um verdadeiro pesquisador ao longo desses anos. Muito obrigado por me oferecer toda a estrutura possível para realizar este trabalho. Estou muito grato pelo apoio e incentivo a pesquisa além de sempre ser prestativo na discussão dos resultados e planejamentos de ações.

Ao Geól. Dr. Cristiano Fick, meu co-orientador de altíssima qualidade, que me motiva e me levou a este caminho de pesquisa. Aos Prof Eduardo Puhl, Prof Rafael Manica, Profa. Maria Luiza Correa da Camara Rosa, Dr. Francisco Cruz, Dr. Vinicius Carbone B. de Oliveira, e a toda equipe envolvida no Projeto Coquinas pela grande ajuda acadêmica e parceria que foram imprescindíveis na elaboração desta dissertação.

Aos “Pai de Sedimentologia”, Gilberto Santos e “Mago Zézão”, José Carlos Rodrigues Nunes, técnicos do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) do Instituto de Geociências (IGEO) da UFRGS, por todo o apoio que me providenciaram nas atividades laboratoriais e de gabinete.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e a PETROBRAS, pela concessão da bolsa e subsídios financeiros aplicados neste presente estudo. Também, aos contribuintes brasileiros, que indiretamente financiam o desenvolvimento da pesquisa no Brasil.

Por último, agradeço imensamente o “Alemão”, do Xis Moita e às famílias do Policeman, do Oristin e do Abreu pelo amor, carinho, acolhimento, emprego e pela admiração desde que eu cheguei no Brasil.

## RESUMO

Na última década, gigantescas descobertas de petróleo em águas profundas na seção do pré-sal das Bacias de Campos e Santos do Brasil, trouxeram atenção significativa para as atividades de exploração em mar aberto ao longo das margens do Atlântico Sul. Os depósitos prolíficos de coquina do Cretáceo nessas bacias fazem parte do registro rochoso do pré-sal e constituem um reservatório de hidrocarbonetos eficaz, mas complexo e heterogêneo, difícil de prever e modelar. Partindo desse contexto, uma avaliação dos critérios sedimentológicos, estruturais e tafonômicos de coquinas é essencial para melhor compreender e inferir a distribuição das fácies e os modelos deposicionais dos estratos de coquinas do pré-sal. Com base nessa premissa, o objetivo deste trabalho é interpretar geneticamente 133 sedimentos mistos de fundo carbonato-siliciclástico da plataforma interna do Albardão – um análogo moderno de coquinas, utilizando descrição de fácies, investigando sua relação com forças hidrodinâmicas e acessando a influência morfoestrutural em sua deposição. A partir dessas análises, reconhecemos uma fácies híbrida, três fácies carbonáticas modernas em analogia à classificação das rochas carbonáticas e quatro fácies siliciclásticas. Essas oito fácies foram agrupadas em três associações representando fácies de alta, moderada e baixa energia. A associação de fácies de alta energia compreende *rudstones* (Rf) e *grainstones* (Gf) com bivalves altamente fragmentadas e carapaças presentes no sistema de praias, acima do nível base de ondas em condições de tempo bom (FWWB - *fair-weather wave base limit*). Essas fácies, também ocorrem nos altos batimétricos em mar aberto acima do nível base das ondas de tempestade (SWB - *storm wave base limit*), onde se observa menos retrabalhamento do que nas fácies de águas rasas de alta energia acima do FWWB, devido ao empolamento das ondas (*wave shoaling*). A associação das fácies de energia moderada consiste em areia híbrida (Hs), areia (S) e areia lamosa (mS) que ocorrem entre os limites de FWWB e SWB, na zona de transição em mar aberto com extensa ação do *winnowing* e com baixa taxa de retrabalhamento. A associação de fácies de baixa energia inclui lama arenosa (sM), lama (M) e lama micrítica (Mc), caracterizada pela deposição dos sedimentos finos abaixo do limite de SWB em mar aberto. Os resultados confirmam uma distribuição de fácies de fundo controlada pela profundidade, morfologia do perfil e energia das ondas incidentes. As fácies Rf e Gf são reconhecidas como rochas reservatório com atributos de boa permo-porosidade.

**Palavras-chave:** coquinas, plataforma interna do Albardão, altos batimétricos, pré-sal.

## ABSTRACT

For the past decade, giant deepwater oil discoveries in the pre-salt section of the Campos and Santos basins of Brazil, have brought significant attention to offshore exploration activities along the South Atlantic margins. The prolific Cretaceous coquina deposits in these basins are part of the pre-salt rock record and constitute an effective but complex and heterogeneous hydrocarbon reservoir difficult to predict and model. Parting from this context, an evaluation of the sedimentological, structural and taphonomic criteria for coquinas are essential to better understand and predict the facies distribution and depositional models of the pre-salt coquinas strata. Based on this premise, the present work aims to genetically interpret 133 mixed carbonate-siliciclastic bottom sediments of the Albardão shelf – a modern coquina analogue, using facies description, investigating the relationship with hydrodynamic forces, and accessing the influence of morphology and structural framework on their deposition. From these analyses, we recognized a hybrid facies, three modern carbonate facies in analogy to the carbonate rock classification and four siliciclastic facies. These eight facies were then grouped into three facies associations representing high, moderate, and low energy facies. The high energy facies association comprises *rudstones* (Rf) and *grainstones* (Gf) with highly fragmented bivalve shells and barnacles abundantly present in the beach system, above the *fair-weather* wave base limit (FWWB). These facies also occur on bathymetric highs offshore above the storm wave base limit (SWB) but display less reworking than the coastal high energy facies above the FWWB due to wave shoaling. The moderate energy facies association consists of hybrid sand (Hs), sand (S) and muddy sand (mS) occurring between the FWWB and SWB limits in the offshore transitional zone with extensive winnowing action and low rate of reworking. The low energy facies association includes sandy mud (sM), mud (M) and micritic mud (Mc), characterized by the decantation of the fine sediments below the offshore SWB limit. The results confirm a bottom facies distribution controlled by depth, profile morphology and energy from incident waves. The Rf and Gf facies are the best-recognized reservoirs with both having high porosity and high permeability.

**Keywords:** coquinas, Albardão inner shelf, bathymetric highs, pre-salt.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Localização da área estudada na margem continental, sul do Brasil e próximo à fronteira com a plataforma uruguaia. O perfil batimétrico transversal (A-A') ilustra os agudos batimétricos formados por cristas de areia (ver Fig. 2 para um perfil detalhado). O relevo continental (Shuttle Radar Topography Mission – SRTM) e o modelo batimétrico (dados batimétricos da Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil) destacam os detalhes morfológicos em torno da planície costeira).....17
- Figura 2. Tipos genéticos de acumulações esqueletais. Área 1 indica acumulações biogênicas; área 2 indica concentrações sedimentológicas e área 3 indica acumulações diagenéticas. Áreas 4, 5 e 6 indicam origem mista. Modificado e traduzido de Kidwell *et al.* (1986).....21
- Figura 3. Processos sedimentológicos de acumulação de grãos esqueletais. A duração e magnitude do aporte sedimentar, deposição, erosão e transporte governam os padrões de acumulação de grãos esqueletais durante regimes de baixa sedimentação de matriz. Modificado e traduzido de Kidwell (1986).....22
- Figura 4. Fisiografia e principais estruturas da Bacia de Pelotas, limitada ao sul e ao norte pelos altos estruturais de Polônio e Torres, respectivamente (modificado de Urien e Martins 1978, apud Dillenburg 1988 – retirado de Barboza *et al.* 2008).....23
- Figura 5. Seção geológica esquemática da Bacia de Pelotas (compilada de Ojeda y Ojeda e Césero 1973, Ojeda y Ojeda e Silva 1975, Gonçalves *et al.* 1979, Sanguinetti 1979, 1980, Ornelas 1981, Asmus e Guazelli 1981 e Ojeda y Ojeda 1982 apud Villwock 1984 – retirado de Barboza *et al.* 2008).....24
- Figura 6. Modelo batimétrico digital da plataforma continental em Albardão, sul do Brasil, mostrando a morfologia do fundo do mar e a localização do paleocanal do Rio de La Plata. O perfil batimétrico transversal (A-A') como mostrado na Fig. 1 ilustra os agudos batimétricos formados por cristas de areia (modificado de Corrêa *et al.* 2014).....28
- Figura 7. Localização da Bacia de Campos.....32
- Figura 8. Carta cronoestratigráfica da Bacia de Campos (Winter *et al.* 2007). Em destaque, retângulo vermelho, a sequência carbonática lacustre do Grupo Lagoa Feia.....33

- Figura 9. Fotografias das diferentes fácies de rudstones da Formação Coqueiros. A) Fácies R-cb. B) Fácies Rmb. C) Fácies R-gb. D) Fácies Rg-b. E) Fácies R-o. Modificado de Muniz (2013).....37
- Figura 10. Modelo de fácies da sucessão Barremiana/Aptiana (Formação Coqueiros) do Grupo Lagoa Feia. A) Perfil esquemático longitudinal. B) Parassequência característica do Grupo Lagoa Feia. Modificado e traduzido de Muniz (2013).....38
- Figura 11. Sistemática de classificação de fácies para rochas analisadas, com base na composição, granulometria, textura e tafonomia (Retirado do Oliveira *et al.* 2019).....41
- Figura 12. Sucessão de fácies interpretada com base na descrição macroscópica e microscópica de WELL-1 e WELL-2 (Retirado do Oliveira *et al.* 2019).....42
- Figura 13. Proposta de modelo deposicional de Aptiano inferior, seção de rifte da Bacia de Campos, com base na análise sedimentológica dos WELL 1 e 2 e no quadro estrutural herdado do embasamento da Bacia de Campos. O (A) corresponde ao WELL-1 localizado em uma rampa híbrida, e (B), na Alta Externa, WELL-2 projeção, perfurado sobre uma alta isolada bioclástica (Retirado do Oliveira *et al.* 2019).....43
- Figura 14. Localização da Fm. Morro do Chaves (retirado do Garcia *et al.* 2021).....45
- Figura 15. Fotografias e fotomicrografias de fácies da Fm. Morro do Chaves. A, B) Fácies Cf. C, D) Fácies Cfi. E, F) Fácies Cm. G, H) Fácies Cmi. Modificado de Tavares *et al.* (2015).....47
- Figura 16. Modelo deposicional da Fm. Morro do Chaves, mostrando dois cenários de rampa carbonática. A) rampa sem aporte de sedimentos siliciclásticos, correspondente às fácies Cf e Cm. B) rampa carbonática com aporte de sedimentos siliciclásticos, correspondente às fácies Cfi e Cmi. Modificado e traduzido de Tavares *et al.* (2015).....48
- Figura 17. Superfície erosiva entre o rudstone (R) sobrejacente ao packstone (P) e o wackestone (W). B) Rudstones com estratificação cruzada intercalados com rudstones

tabulares, os pontos pretos são orifícios de amostragem. C) Detalhe da estratificação cruzada da Fig. 17A(B) com válvulas côncavas para baixo (delineado em preto). D) Rudstone para packstone com válvulas articuladas (linhas vermelhas) e simples (linhas pretas). E) Seção de afloramento que mostra a transição entre os leitos de rudstone (R), packstone (P) e wackestone (W). Alguns leitos de packstone apresentam geometria em forma de cunha (seta vermelha). F) rudstone-packstone laminada. A linha vermelha mostra ondulações fracamente assimétricas no topo das lâminas. Observe o arranjo côncavo para baixo predominante de conchas na caixa quadrada preta (retirado do Chinelatto *et al.* 2018).....50

Figura 18. Limite entre o packstone (abaixo) e o rudstone. No topo do packstone, prevalecem as conchas côncavas. B) Intercalação de rudstone (R), packstone (P), wackestone (W) e laminado de argila arenosa (LSM). C) Moldes de fissuras de lama de argila argilosa (CM) na base de pedras preciosas. D) Argilito arenoso laminado (LSM) consistindo em lâminas de areia muito fina e argila siltosa. E, F) Arenito cimentado por carbonato de cálcio (retirado do Chinelatto *et al.* 2018).....51

Figura 19. Exemplos de tafofácies. À direita de cada fotografia há um esboço da orientação da concha e uma microfotografia de seção fina. A, B) Tafofácies T1 consiste em uma densa acumulação de cascas orientadas. C, D) Tafofácies T2 é composto de uma acumulação densa de válvulas preferenciais orientadas côncavas e lâminas finas de lamitos (cor mais escura). E, F) Tafofácies T3 é caracterizada por laminações planas paralelas finamente intercaladas de fragmentos de concha e material siliciclástico e bioclástico mais fino (escuro). A espessura das laminações e o tamanho dos bioclastos diminuem para cima. A microfotografia de T3 mostra lâminas intercaladas de bioclastos maiores e uma mistura de bioclastos menores siliciclástico material (linha amarela). (Retirado do Chinelatto *et al.* 2018).....52

Figura 20. Exemplos de tafofácies 4-6. À direita de cada fotografia há um esboço da orientação da concha e uma microfotografia de seção delgada. A, B) Tafofácies T4 mostra um denso acúmulo de válvulas maiores que 10 mm com orientação caótica. A matriz é composta por fragmentos de casca. C, D) Tafofácies T5 é composto por packstones que mostram uma distribuição caótica dos bioclastos. A microfotografia exhibe uma distribuição caótica de fragmentos de conchas; em alguns casos, as válvulas são côncavas. E, F) Tafofácies T6 é uma wackestone com bioclastos



- dispersos; observe a orientação côncava para cima das conchas no topo. Em F, as setas vermelhas apontam para bioerosão (retirado do Chinelatto *et al.* 2018).....53
- Figura 21. Modelo da distribuição de tafofácies dentro da antepraia superior a inferior mostrando algumas feições características como preservação da concha, energia da água, empacotamento e orientação da concha (retirado do Chinelatto *et al.* 2018).....54
- Figura 22. Arquitetura, arranjo textural e morfologia do sistema de cordões litorâneos da Praia de Shark Bay – Austrália, caracterizando três tipos de elementos geométricos internos: complexo de camadas tabulares, cordões convexos e depósitos de washover. Modificado e traduzido de Jahnert *et al.* (2012).....56
- Figura 23. Associações de fácies de ambientes carbonáticos lacustres. A) margem de baixa energia tipo banco; B) margem de alta energia tipo banco; C) margem de baixa energia tipo rampa; D) margem de alta energia tipo rampa. Modificado de Embry e Klován (1971).....59
- Figura 24. Exemplos de fácies e morfologias de margens de ambientes carbonáticos lacustres. A) margem de baixa energia tipo banco (Lago Littlefield, Michigan – EUA); B) margem de alta energia tipo banco (Plioceno, Formação Glens Ferry – EUA); C) margem de baixa energia tipo rampa (sequência basal do Cretáceo do Centro-Norte da Espanha); D) margem de alta energia tipo rampa (Formação Green River). Modificado de Williamson e Picard (1974), Swirydczuk *et al.* (1980), Murphy e Wilkinson (1981), Platt (1989), Platt e Wright (1991) .....61
- Figura 25. Modelo tectônico de lagos rifte (meio-gráben). Modificado de Platt e Wright (1991).....62
- Figura 26. Perfil longitudinal praias de acordo com Short (1999), com delimitação das zonas praias e suas respectivas nomenclaturas faciológicas segundo Walker (1984).....63
- Figura 27. Ilustração da plataforma continental com os limites interno e externo, e os principais processos oceanográficos (Dominguez *et al.* 2011).....65
- Figura 28. Parâmetros dimensionais das ondas.....69

Figura 29. Processos costeiros associados a tempestades. Modificado e traduzido de Aigner (1985).....	71
Figura 30. Fluxograma de interpretação de fácies. Modificado de Walker e James (1992).....	74
Figura 31. Amostras de sedimentos (n=133) arquivadas na Litoteca do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica.....	78
Figura 32. (A) Amostrador de fundo Shipek grab. (B) Amostrador de fundo Van Veen.....	79
Figura 33. Visão geral do Laboratório de Sedimentologia – Sala de Processamento das amostras de sedimentos.....	80
Figura 34. Classificação textural de sedimentos conforme limites entre grupos proposto por Folk (1954, 1974).....	81
Figura 35. (A) Visão geral da análise morfooscópica e tafonômica dos grãos de quartzo e de bioclastos respectivamente. (B) Análise tafonômica dos bioclastos. (C) Análise da esfericidade e arredondamento dos grãos de quartzo.....	82
Figura 36. (A) Ataque químico com HCl da amostra representativa. (B) Detalhe das reações químicas mostrando a efervescência da fração carbonática. (C) Finalização das reações químicas após eliminação do $\text{CaCO}_3$ .....	83
Figura 37. Influência de ambientes marinhos típicos na intensidade de alteração tafonômica (A=alto grau, M=médio grau, B=baixo grau, 0=sem alteração) em moluscos (Erthal <i>et al.</i> 2016 adaptado de Parsons-Hubbard 2005).....	84
Figura 38. Classificação das rochas carbonáticas adotada neste trabalho (Dunham 1962, Embry e Klovan 1971).....	85

**LISTA DE TABELAS**

Tabela 1. Resumo das etapas com as atividades de metodologia.....	76
-------------------------------------------------------------------	----

**LISTA DE EQUAÇÕES**

Equação 1. Determinação do teor de carbonato nas amostras.....	83
----------------------------------------------------------------	----

Equação 2. Equação da velocidade orbital das ondas de gravidade.....	87
----------------------------------------------------------------------	----

## LISTA DE SÍMBOLOS

Baf – bioclasto altamente fragmentado

Bmf – bioclasto moderadamente fragmentado

CaCO<sub>3</sub> – Carbonato de cálcio

FWWB/NBON – Nível de Base das Ondas de Tempo Bom

G – Cascalho

Gf – Grainstone fragmentado

gM – Lama cascalhosa

gS – Areia cascalhosa

gmS – Areia lamo-cascalhosa

GEOMAR – Geologia Marinha

GPR – Ground Penetrating Radar

Hs – Areia híbrida

LO – Limite oceânico

M – Lama

Mc – Lama micrítica

mG – Cascalho lamoso

msG – Cascalho areno-lamoso

mS – Areia lamosa

Pacc – Porção de amostra com carbonato

Pasc – Porção de amostra sem carbonato

PFC – Profundidade de fechamento costeiro

Rf – Rudstone fragmentado

S – Areia

sG – Cascalho arenoso

sM – Lama arenosa

SRTM – Shuttle Radar Topography Mission

SWB/NBOT – Nível de Base das Ondas de Tempestade

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>15</b>
<b>2. OBJETIVO .....</b>	<b>18</b>
<b>3. ESTADO DA ARTE.....</b>	<b>19</b>
<b>3.1 COQUINAS.....</b>	<b>19</b>
<b>3.2 PROCESSOS SEDIMENTARES DE ACUMULAÇÃO DE CONCHAS ..</b>	<b>20</b>
<b>3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO E TECTÔNICO DO ALBARDÃO .....</b>	<b>22</b>
<b>3.4 MORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA .....</b>	<b>25</b>
<b>3.5 CONTEXTO HIDRODINÂMICO.....</b>	<b>29</b>
<b>3.6 EXEMPLOS DOS ANÁLOGOS DE COQUINAS.....</b>	<b>30</b>
<b>3.6.1 Bacia de Campos .....</b>	<b>31</b>
<b>3.6.2 Fm. Morro do Chaves .....</b>	<b>43</b>
<b>3.6.3 Shark Bay, Hamelin Pool.....</b>	<b>55</b>
<b>3.7 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>59</b>
<b>3.7.1 Sistema Carbonático Lacustre .....</b>	<b>59</b>
<b>3.7.2 Sistema Praial .....</b>	<b>63</b>
<b>3.7.3 Plataforma Continental.....</b>	<b>64</b>
<b>3.7.4 Origem dos Sedimentos.....</b>	<b>67</b>
<b>3.7.5 Transporte dos Sedimentos.....</b>	<b>68</b>
<b>3.7.6 Ação de Ondas.....</b>	<b>68</b>
<b>3.7.7 Textura.....</b>	<b>71</b>
<b>3.7.8 Tafonomia.....</b>	<b>72</b>
<b>3.7.9 Fácies e sistemas deposicionais.....</b>	<b>73</b>
<b>4. METODOLOGIA .....</b>	<b>76</b>
<b>4.1 PRÉ-LABORATÓRIO .....</b>	<b>77</b>
<b>4.1.1 Pesquisa bibliográfica.....</b>	<b>77</b>
<b>4.1.2 Obtenção das amostras .....</b>	<b>78</b>

<b>4.2 LABORATÓRIO</b> .....	79
<b>4.2.2 Análises sedimentológicas</b> .....	79
<b>4.2.3 Análise tafonômica</b> .....	84
<b>4.2.4 Análise de fácies</b> .....	85
<b>4.2.5 Associações de fácies</b> .....	86
<b>4.2.6 Registro fotográfico</b> .....	86
<b>4.3 PÓS-LABORATÓRIO</b> .....	86
<b>4.3.1 Determinação da mobilidade dos sedimentos</b> .....	86
<b>4.3.2 Integração de dados obtidos</b> .....	88
<b>4.3.3 Interpolação da batimetria</b> .....	88
<b>5. CARTA DE SUBMISSÃO</b> .....	90
<b>6. ARTIGO</b> .....	91
<b>1. Introduction</b> .....	92
<b>2. Geological and Hydrodynamic settings</b> .....	94
<b>3. Materials and methods</b> .....	97
<b>4. Results</b> .....	100
<b>4.1 Sedimentological analysis</b> .....	100
<b>4.2 Taphonomic analysis</b> .....	102
<b>4.3 Facies analysis</b> .....	102
<b>4.3.1 Carbonate facies</b> .....	106
<b>4.3.2 Hybrid facies</b> .....	108
<b>4.3.3 Siliciclastic facies</b> .....	109
<b>4.4 3D Bathymetric Model</b> .....	110
<b>5. Discussion</b> .....	112
<b>5.1 Facies association</b> .....	112
<b>5.1.1 High energy facies (HEF)</b> .....	113
<b>5.1.2 Moderate energy facies (MEF)</b> .....	113

5.1.3 Low energy facies (LEF) .....	114
5.2 Depositional facies model .....	115
5.3 Comparison with Ancient Analogues – Campos and Sergipe-Alagoas Basins .....	116
5.4 Final considerations .....	127
5.4.1 Reservoir characterization .....	127
<b>6. Conclusion .....</b>	<b>128</b>
<b>7. Acknowledgement .....</b>	<b>129</b>
<b>8. References .....</b>	<b>129</b>
<b>7. CONCLUSÕES DA DISSERTAÇÃO .....</b>	<b>139</b>
<b>8. REFERÊNCIAS DA DISSERTAÇÃO .....</b>	<b>141</b>



## 1. INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas no mundo e precisamente no Brasil, o estudo e a caracterização geológica de depósitos carbonáticos (coquinas) têm aumentado significativamente por serem conhecidos como produtores prolíficos de hidrocarbonetos no Triássico no Canadá, Jurássico – Cretáceo na China e no Cretáceo na África Ocidental e no Brasil. Segundo Ramakrishnan *et al.* (2001), cerca de 50% das reservas reconhecidas de hidrocarbonetos no mundo estão contidas em reservatórios carbonáticos com a maior parte da produção sendo em ambiente marinho raso e profundo. Estas são responsáveis por aproximadamente 60% da produção mundial de petróleo e 40% da produção de gás no mundo (Akbar *et al.* 2008, Schlumberger 2014).

No Brasil, as coquinas constituem extensas e espessas ~~pacote~~ de rochas carbonáticas que ocorrem nas bacias sedimentares da Margem Leste brasileira, e que se estendem desde a Bacia de Santos até a Bacia de Sergipe-Alagoas. Essas rochas são constituídas de concentrações bioclásticas, geralmente conchas de bivalves, que representam depósitos lacustres de idade Barremiana-Aptiana. De acordo com as principais classificações vigentes (Dunham, 1962; Embry e Klovan, 1971), as coquina são mais bem designadas como *rudstone*, *grainstone* ou *packstone*, caracterizadas principalmente por serem grão-suportadas, mas variando no tamanho dos grãos bioclásticos e na presença ou não de matriz. Estas rochas-reservatório se encontram posicionadas estratigraficamente abaixo da camada de evaporitos (pré-sal) e possuem enorme potencial de hidrocarbonetos (Muniz, 2013, Thompson *et al.* 2015, Herlinger *et al.* 2017, Carlotto *et al.* 2017, Muniz e Bosence 2018, Mizuno *et al.* 2018). Foram depositadas durante a fase *rifte* do supercontinente Gondwana (Barremiano/Aptiano – Cretáceo Inferior) em grandes lagos continentais (Bertani e Carozzi, 1985<sup>a</sup>, Dias *et al.* 1988, Abrahão e Warne 1990, Carvalho *et al.* 2000).

As coquinas encontradas no intervalo pré-sal das bacias de Campos e Santos, são espessas sucessões do rocha-reservatório (centenas de metros) e contém gigante acumulações de petróleo. Essas rochas são responsáveis pelas descobertas gigantescas feitas nos campos Linguado e Badejo da Bacia de Campos e nos campos Mero e Búzios da Bacia de Santos. Apesar da sua relevância econômica, as coquinas consistem efetivamente num reservatório heterogêneo de difícil interpretação do modelo deposicional. Os geocientistas enfrentam, de modo geral, dificuldades para

modelar os reservatórios devido às alterações laterais e verticais na espessura e na qualidade do reservatório das coquinas em curtas distâncias, em resposta a controles deposicionais e diagenéticos (Bruhn *et al.* 2003, Thompson *et al.* 2015),

Partindo desse contexto, a pergunta científica que se lança é saber como os fluxos hidrodinâmicos oscilatórios em sistemas praias, associados a deformação da onda (refração, empolamento e quebra; *sensu* Short, 1999), atuam na dinâmica das acumulações e retrabalhamento dos grãos esqueléticos, como por exemplo os processos de *winnowing* e o retrabalhamento seletivo (*sensu* Kidwell, 1986), e quais são as feições faciológicas geradas que permitem identificar tais associações de processos. Para responder essas perguntas, o presente trabalho visa caracterizar geologicamente os bioclastos na plataforma interna do litoral sul do Rio Grande do Sul – Albardão (Fig.1) (Figueiredo *et al.* 1981, Calliari e Klein 1993, Klein 1996, Corrêa 2010) – um análogo moderno de coquinas, através de descrição faciológica e morfológica dessa plataforma mista de sedimentos carbonáticos e siliciclásticos.

O trabalho tem com finalidade de modificar o atual estado da arte sobre os modelos genéticos conceituais das coquinas por propor um modelo deposicional simples que pode ser aplicado na interpretação dos ambientes deposicionais das acumulações de bioclastos fossilizáveis considerando sua arquitetura de fácies e evolução estratigráfica. Além das peculiaridades quanto a diversidade de espécies e tipo de acumulações desse depósito, os depósitos de bivalves na *Shark Bay*, na Austrália (Jahnert *et al.* 2012) e de gastrópodes no Lago Tanganica, Tanzânia (Cohen 1989b, Tiercelin *et al.* 1994, Soreghan e Cohen 1996, McGlue *et al.* 2010) também podem ser usados como análogos modernos para auxiliar a compreensão dos processos sedimentológicos e hidrodinâmicos responsáveis pelas acumulações de coquinas nas Bacias de Campos, Santos e ~~Sergipe-Alagoas~~. Isto se relaciona aos processos sedimentares semelhantes que ocorrem tanto ~~em/ao~~ na costa de ambientes marinhos rasos, quanto em lacustres rasos, com o agente de modelagem de depósitos predominante sendo ondas e correntes.

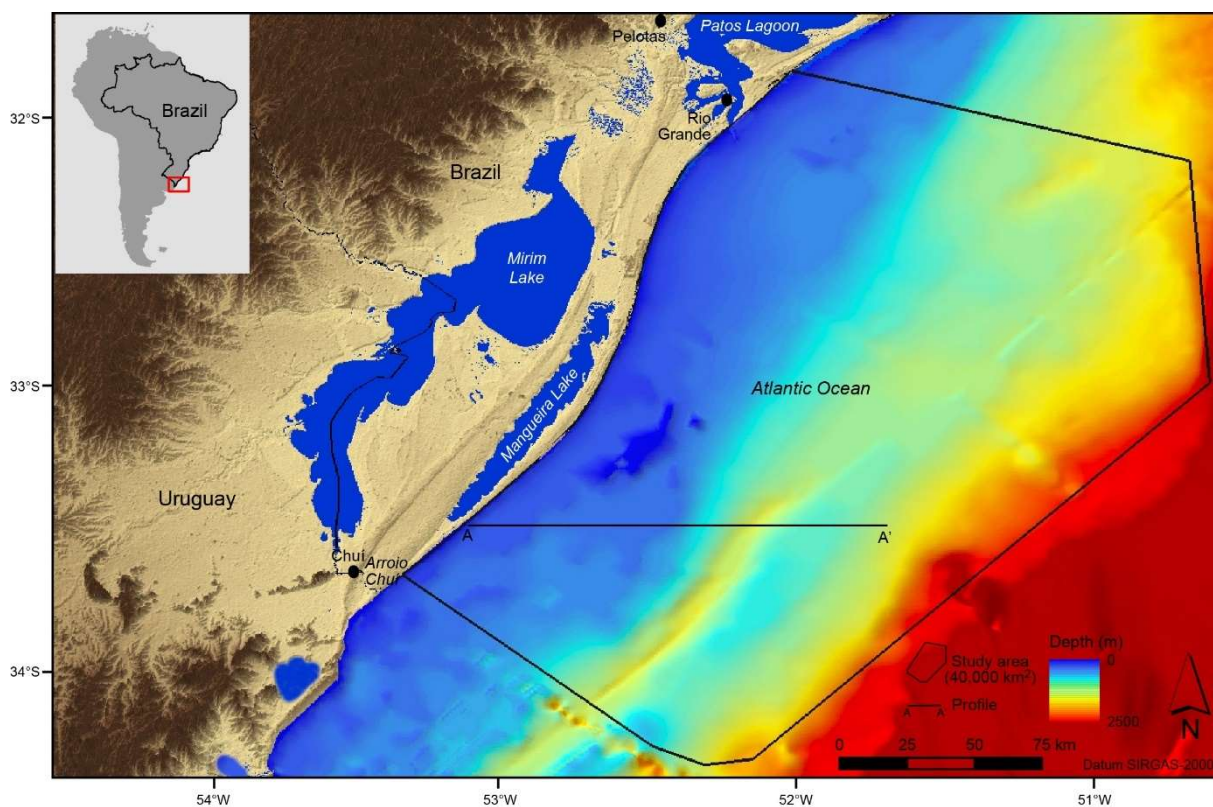


Figura 1 – Localização da área estudada na margem continental, sul do Brasil e próximo à fronteira com a plataforma uruguaia. O perfil batimétrico transversal (A-A') ilustra ~~os agudos batimétricos~~ formados por cristas de areia (ver Fig. 2 para um perfil detalhado). O relevo continental (Shuttle Radar Topography Mission – SRTM) e o modelo batimétrico (dados batimétricos da Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil) destacam os detalhes morfológicos em torno da planície costeira).

## **2. OBJETIVO**

### **Objetivo principal:**

Interpretar geneticamente os depósitos marinhos de coquinas no Albardão através da classificação faciológica, descrição morfológica e suas interações com as forçantes hidrodinâmicas.

### **Objetivos específicos:**

- ✓ Descrever a morfologia submarina, os sedimentos de fundo, a tafonomia dos bioclastos e a hidrodinâmica da plataforma interna do Albardão;
- ✓ Determinar o controle morfoestrutural na distribuição dos sedimentos de coquinas
- ✓ Interpretar os índices de fragmentação das conchas;
- ✓ Gerar um mapa de fácies e de retrabalhamento mecânico das conchas;
- ✓ Propor um modelo deposicional da evolução dos depósitos de conchas por analogia a classificação das rochas carbonáticas.

### 3. ESTADO DA ARTE

Neste capítulo será apresentada uma breve revisão conceitual sobre coquinas, abordando como este tipo de rocha se forma em relação aos processos sedimentares e seus sistemas deposicionais. Além disto, uma pesquisa bibliográfica sobre os contextos geológico, tectônico, morfológico e hidrodinâmico dos bioclastos da plataforma interna do Albardão, os quais se encontram na borda sudoeste da Bacia de Pelotas será considerada. Adicionalmente, uma revisão bibliográfica das coquinas da Bacia de Campos e da Fm. Morro do Chaves da Bacia de Sergipe-Alagoas será apresentada. Os aspectos relacionados à diagênese dos carbonatos não serão discutidos neste trabalho.

#### 3.1 COQUINAS

O termo coquina foi definido por Schafer (1972) como acúmulos de conchas e/ou fragmentos de conchas depositados pela ação de algum agente de transporte. Pettijohn (1975), por outro lado, as definiu como rochas carbonáticas que consistem totalmente ou parcialmente de fragmentos de fósseis (principalmente conchas de moluscos), maiores que 2 mm, mecanicamente transportados, retrabalhados e depositados. Do ponto de vista paleontológico, Kidwell *et al.* (1986), também definiu coquinas como um termo genérico usado para designar *“qualquer acumulação relativamente densa de partes biológicas rígidas (fragmentos esqueletais), independente da composição taxonômica, estado de preservação, ou grau de modificações pós-morte”*.

De modo a abranger as diferenciadas definições de coquinas, no presente estudo, o termo será empregado em duas formas: descritivo e interpretativo. Assim, coquinas se refere a rochas e/ou depósitos carbonáticos, cujos principais componentes são conchas de moluscos (grãos esqueletais), onde a fábrica da rocha ou depósito seja suportada pelos componentes esqueletais, independentemente do tamanho e a presença ou não de matriz (*packstone*, *grainstone* e *rudstone*). Em termos de interpretação, os processos sedimentológicos que geram acumulações de conchas devido ao transporte e retrabalhamento mecânico das coquinas serão considerados.

Conchas de moluscos das classes dos bivalves (antigamente pelecípodes) e gastrópodes são os grãos esqueletais mais comuns, que compõem coquinas geradas em ambientes lacustres do Fanerozóico. Estes organismos habitam principalmente a zona litoral e sublitoral lacustre, ou até mesmo zonas profundas lacustres, desde que bem oxigenadas. Vivem na superfície ou enterrados no substrato de fundo do lago, obtendo os nutrientes necessários para o desenvolvimento de sua carapaça ( $\text{CaCO}_3$ ) na água do lago. Em termos de constituintes fossilíferos nas bacias marginais brasileiras, as principais espécies de bivalves encontradas foram: *Agelasina cf. A. plenodonta*, *Arcopagella longa n.sp.*, *Kobayashites brasiliensis n.sp.*, *Remondia (Mediraon) magna n.sp.*, *Sphaerium cf. S. ativum*, *Trigonodus camposensis n.sp.*; e gastrópodes: família *Limneidae* (Carvalho et al. 2000). No Albardão, os altos topográficos (parcéis) existentes nas antepraia e plataforma interna, servem como boa fonte de grande parte dos bioclastos de origem marinha encontrados nessas regiões e nas praias. Estes são representados principalmente por moluscos, equinodermas irregulares, anelídeos, crustáceos decápodos, peixes ósseos e cartilagosos, cetáceos, tartarugas e aves semelhantes à fauna atual.

### 3.2 PROCESSOS SEDIMENTARES DE ACUMULAÇÃO DE CONCHAS

Três tipos de acumulações de grãos esqueletais foram caracterizados pelo Kidwell et al. (1986), conforme sua gênese: concentrações sedimentológicas, biogênicas e diagenéticas (Fig. 2). As concentrações sedimentológicas resultam da ação de processos hidrodinâmicos, em que os componentes esqueletais se comportam como partículas sedimentares e a matriz não-bioclástica é retrabalhada ou ausente. Quanto às concentrações biogênicas, são geradas por concentração dos organismos em posição de vida (in situ), geralmente vinculados aos eventos de grande produtividade de organismos “oportunistas” (Levington, 1970; apud Kidwell et al, 1986). Por fim, concentrações diagenéticas são geradas por processos físicos e químicos após o soterramento, principalmente a compactação e a dissolução de matriz em carbonatos bioclásticos. Considerando o foco deste trabalho, acumulações de coquinas que ocorrem através de concentrações do tipo sedimentológicas serão discutidos extensivamente.

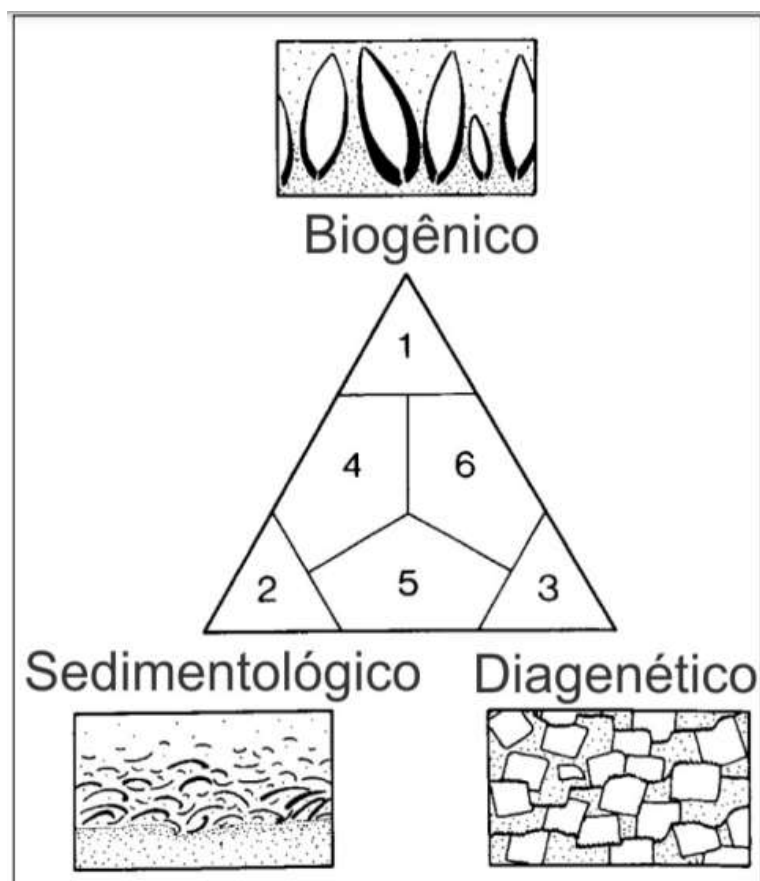


Figura 2 – Tipos genéticos de acumulações esqueletais. Área 1 indica acumulações biogênicas; área 2 indica concentrações sedimentológicas e área 3 indica acumulações diagenéticas. Áreas 4, 5 e 6 indicam origem mista. Modificado e traduzido de Kidwell *et al.* (1986).

Kidwell (1986) apresenta um modelo sedimentológico (R-sediment), mostrando os controles das acumulações de fósseis (Fig. 3). Neste modelo, dois tipos de regimes deposicionais são identificados: erosivo e não-deposicional (*omission*), onde o modelo erosivo é vinculado a concentração de conchas através de (1) remoção seletiva da matriz (*winnowing*) e (2) retrabalhamento hidráulico da matriz e dos fósseis acumulados na interface sedimento-fluído, em eventos de tempestade. O modelo não-deposicional atribui a geração de acumulações por (1) ausência de deposição de sedimentos clásticos no fundo por *bypassing* total de sedimentos finos em suspensão; (2) ausência de deposição por intensa migração de formas de fundo; e (3) pela falta de aporte sedimentar clástico (*sediment starvation*).

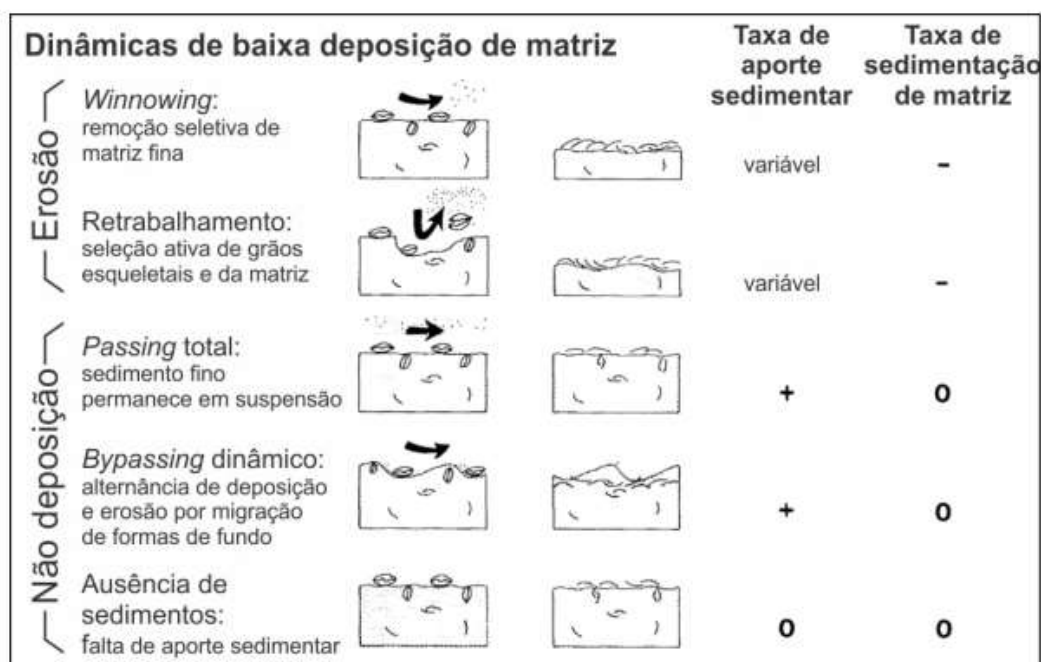


Figura 3 – Processos sedimentológicos de acumulação de grãos esqueletais. A duração e magnitude do aporte sedimentar, deposição, erosão e transporte governam os padrões de acumulação de grãos esqueletais durante regimes de baixa sedimentação de matriz. Modificado e traduzido de Kidwell (1986).

### 3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO E TECTÔNICO DO ALBARDÃO

A plataforma interna do Albardão é uma plataforma continental com declividade pouco acentuada com extensão entre 100 e 200 km (Zembruski, 1979) e zona de quebra em torno da isóbata de 170 m (Martins, 1984). Essa plataforma é formada por espesso pacote sedimentar que se encontra na borda sudoeste (SW) da Bacia de Pelotas (Tessler e de Mahiques, 2009). Esta bacia foi definida por Ghignone (1960), como uma ampla bacia preenchida por sedimentos Terciários e Quaternários, com uma superfície ocupada pelas lagoas dos Patos, Mirim, Mangueira e do Peixe, entre outras, na costa do Rio Grande do Sul (Figs. 1, 4 e 5). A configuração desta bacia sugere um abatimento longitudinal, relativamente raso. As falhas normais e as linhas de flexura são paralelas à margem continental, logo, formando degraus escalonados (Fig. 4).



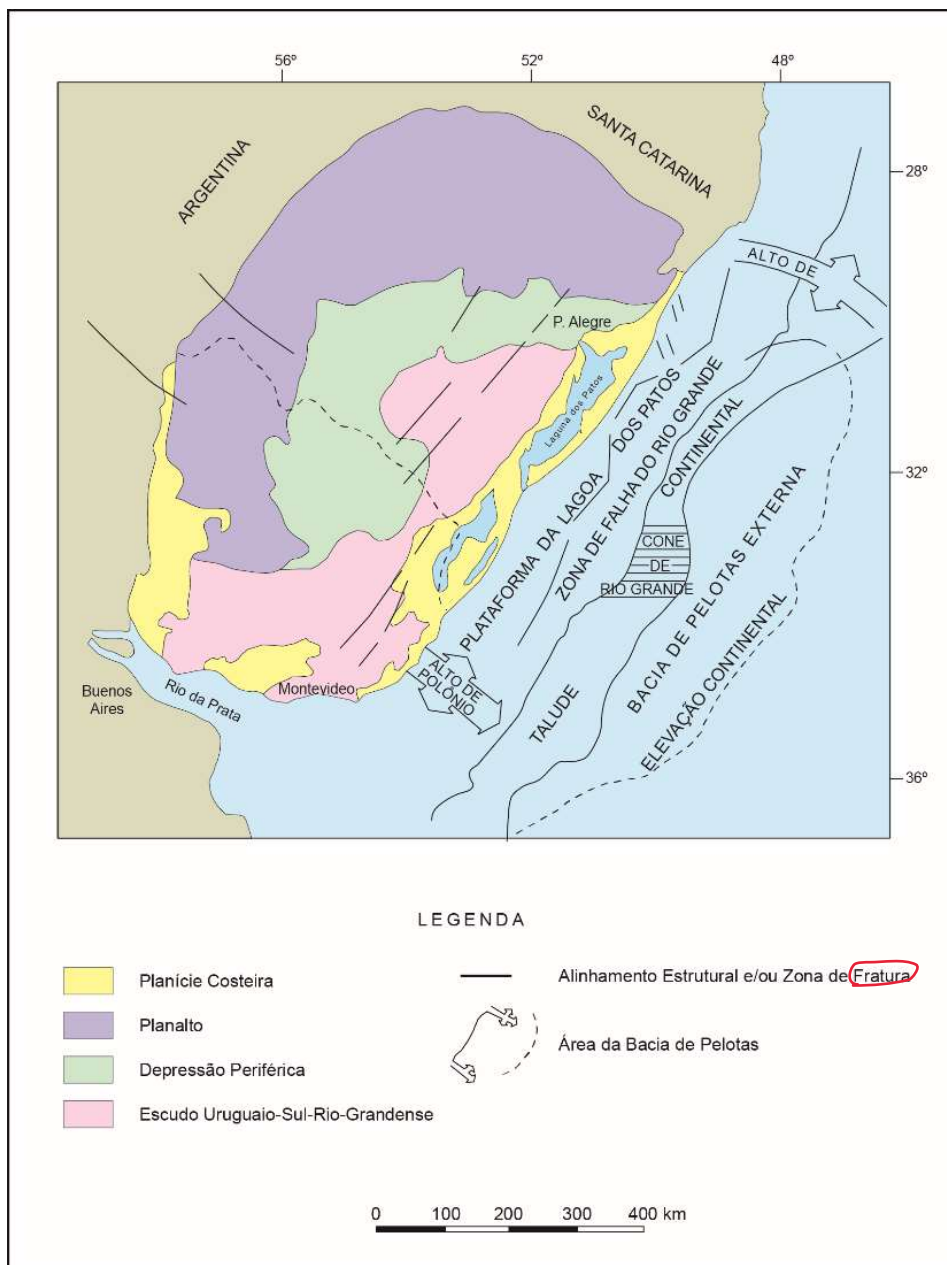


Figura 4 – Fisiografia e principais estruturas da Bacia de Pelotas, limitada ao sul e ao norte pelos altos estruturais de Polônio e Torres, respectivamente (modificado de Urien e Martins 1978, *apud* Dillenburg 1988 – retirado de Barboza *et al.* 2008)

Além disso, a bacia também é definida como marginal subsidente com preenchimento de sequências clásticas continentais e transicionais (Asmus e Porto, 1972). Para tal fim, está representada uma seção geológica esquemática da Bacia de Pelotas elaborada por Villwock (1984) e modificada pelo Barboza *et al.* (2008), na Figura 5.

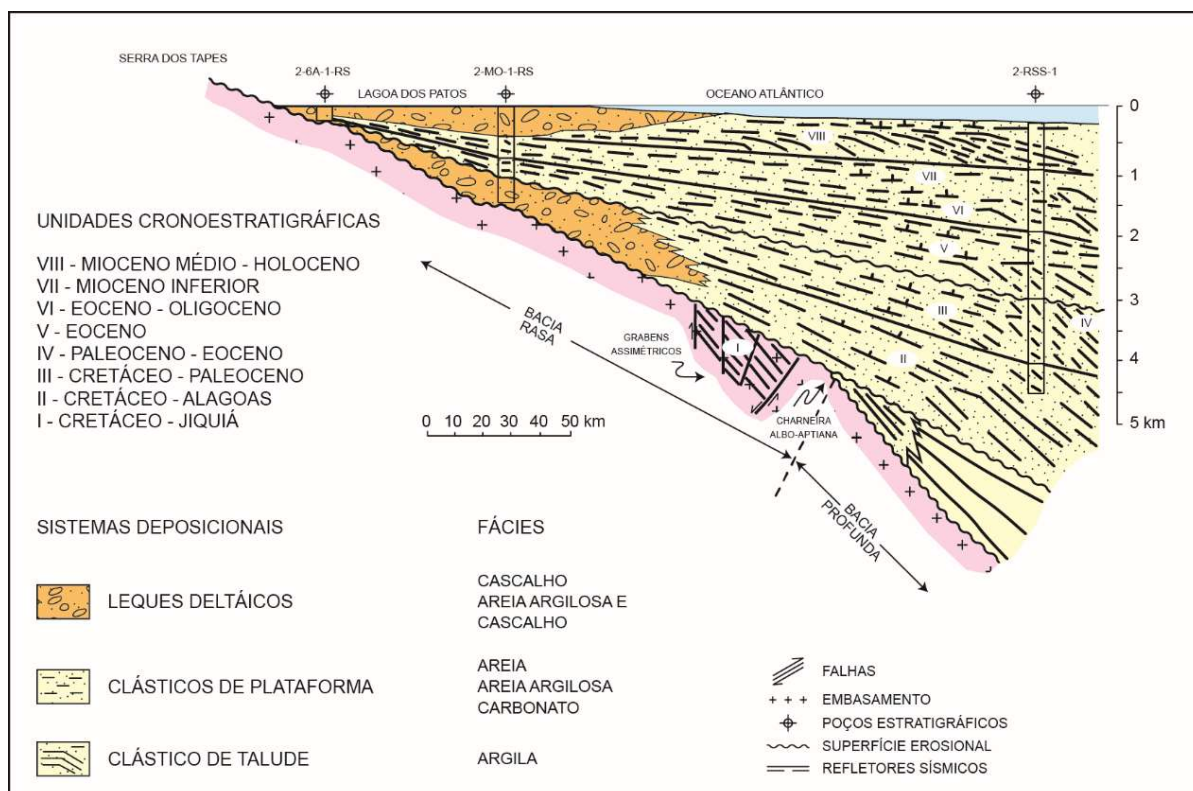


Figura 5 – Seção geológica esquemática da Bacia de Pelotas (compilada de Ojeda y Ojeda e Césero 1973, Ojeda y Ojeda e Silva 1975, Gonçalves *et al.* 1979, Sanguinetti 1979, 1980, Ornelas 1981, Asmus e Guazelli 1981 e Ojeda y Ojeda 1982 *apud* Villwock 1984 – retirado de Barboza *et. al.* 2008).

Sua origem está relacionada ao processo de rifteamento (também designado de tafrogênese) que ocorre pelo estiramento da crosta ou da litosfera (crosta e manto litosférico terrestres). Esse processo caracterizou a ruptura do paleocontinente Gondwana no Jurássico, com a separação dos continentes sul-Americano e Africano. O rifteamento culminou com a abertura do Oceano Atlântico Sul e a iniciação da formação das bacias marginais brasileiras. Dentro da classificação de Klemme (1980), a Bacia de Pelotas enquadra-se no **Tipo V** – crosta intermediária e costeira, compreendendo o trecho meridional da margem continental brasileira ao sul da plataforma de Florianópolis. De acordo com Asmus (1983), a bacia se diferencia das demais no litoral brasileiro por registrar apenas o último estágio evolutivo, o oceânico. Segundo o autor, os registros dos estágios anteriores deveriam ocorrer mais afastados da linha de costa, e estariam encobertos por espessos pacotes sedimentares.

Fontana (1990b, 1996) identificou as fases Pré-rifte e Pós-rifte, onde a primeira fase é representada por uma sequência basáltica associada ao início do rifteamento e a segunda, está relacionada ao soterramento das sequências do rifte sob um espesso prisma sedimentar. Uma discordância de idade albo-aptiana encobriu todas as unidades inferiores pelo progressivo *onlap* em direção a linha de charneira. No Mioceno, a subsidência passou a ser mais efetiva pela atuação da flexura, ressaltando-se os *onlaps* costeiros evidenciados desde o Paleoceno. No Mioceno Superior até o Pleistoceno-Holoceno, o Cone do Rio Grande foi formado, com a deposição de um pacote sedimentar de maior espessura sobreposto a essa unidade fisiográfica e morfológica de mar profundo. Esse Cone é composto pela acumulação de material terrígeno, principalmente pelítico da drenagem do Rio de La Plata e das terras altas do Rio Grande do Sul (Martins *et al.*, 1972).

### 3.4 MORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA

Segundo Calliari e Klein, (1993), a morfologia e sedimentologia do Albardão foram modeladas através dos eventos transgressivos-regressivos, causadas pelas variações glacio-eustáticas do nível do mar, principalmente as mais recentes do Quaternário. As flutuações do nível do mar formaram um conjunto de feições tanto de caráter erosivo como construtivo. A plataforma continental do Albardão está caracterizada morfológicamente por um fundo irregular com presença de bancos e cordões lineares holocênicos (*linear sand ridges*) que são relacionados aos submarinos arenosos – topografia relíquia, cujos eixos longos fazem um ângulo de cerca de 35° na direção NE com a linha de costa (Figueiredo *et al.* 1981; Calliari e Klein 1993, Calliari *et al.* 1998).

Em termos de sedimentologia, Albardão se apresenta com uma litologia bimodal constituindo-se de sedimentos mistos carbonático-siliciclásticos, os quais foram depositados durante a fase regressiva pleistocênica e retrabalhados durante a fase transgressiva holocênica (Martins *et al.* 1967, 1972, Urien e Martins 1974, Figueiredo Jr. 1975, Figueiredo *et al.* 1981, Corrêa e Ponzi 1978, Kowmann e Costa 1974b, 1979, Tomazelli 1978, Calliari e Abreu 1984, Asp 1996, 1999 e Buchmann 2002). Em geral, os sedimentos dessa área exibem alta maturidade mineralógica tendo como fonte principal o complexo ígneo-metamórfico do escudo sul-riograndense e as rochas basálticas do planalto – Fm. Serra Geral (Pomerancblum e

Costa, 1972). Os minerais provindos destas rochas foram transportados e espalhados sobre a costa pela drenagem pleistocênica, diferente do atual sistema de drenagem.

Na região interna da plataforma do Albardão, existem substratos arenosos prevaletentes (Calliari e Fachin, 1993) denominados bancos arenosos (*sand ridges*), que são caracterizados geometricamente por cristas e cavas. As cristas são constituídas por areias quartzosas relativamente limpas, médias a finas (reliquias), oriundo de areias pleistocênicas, com altura entre 4 e 10 m, largura entre 2 e 6 km, e alguns comprimentos de até 220 km (Martins *et al.* 1967; Figueiredo Jr., 1975; Martins da Silva, 1976; Villwock, 1987). Os bancos são representados em praticamente toda a extensão da plataforma interna (Martins *et al.* 1967, Urien e Martins 1974, Kowsmann e Costa 1979). As cavas entre as cristas são frequentemente cobertas pela fácies carbonática composta por concentrações significantes de depósitos grossos (biodetritos) de idade Holocênica, datado pelo método  $^{14}\text{C}$  – 2,58 Ma (Figueiredo, 1975). Esses bioclastos são constituídos de conchas inteiras de bivalves, fragmentos de conchas, e *barnacles* que ocorrem numa faixa de 30 km de extensão ao sul do Farol do Albardão (Fig. 2), (Figueiredo e Kowsmann 1976, Figueiredo 1975, Figueiredo *et al.* 1981, Corrêa 1986, Corrêa e Toldo 1998, Caron 2014). As areias quartzosas de granulação fina a média, com bom grau de seleção e elevada maturidade mineralógica compõem o sistema deposicional Laguna-Barreira III. Essa barreira possui depósitos pleistocênicos posicionando-se acerca de 8 m acima do nível do mar, com sua origem relacionada ao pico transgressivo de 120 ka. Os sedimentos arenosos da Barreira III exibem laminação plano-paralela e estratificações cruzadas do tipo planar e acanalada, sendo comum a ocorrência de tubos de fósseis de *Callichirus sp.* (Tomazelli *et al.* 1982).

A presença desses depósitos biodetríticos é relacionada ao retrabalhamento de paleolinhas de praias afogadas durante a transgressão holocênica e/ou retrabalhamento de depósitos biodetríticos na cava dos bancos arenosos pela hidrodinâmica atual (Figueiredo Jr. 1975, Corrêa 1982, Calliari e Klein 1993). Essas conchas são desarticuladas com fragmentação variando de moderada a altamente fragmentadas. São arredondadas sendo resultado da fragmentação das carapaças de moluscos litorâneos, as quais caracterizariam um ambiente de alta energia na sua fase de deposição. Encontram-se entre as isóbatas de -15 a -35 m, e normalmente estão associadas a bancos arenosos alongados paralelos à linha de costa. (Martins

*et al.* 1972, Kowsmann e Costa 1974b, Figueiredo Jr. 1975, Figueiredo *et al.* 1981, Corrêa e Ponzi 1978, Calliari *et al.* 1993, Tomazelli 1978, Calliari e Abreu 1984, Asp 1996, 1999, Buchmann 2002).

Segundo Calliari *et al.* 1998, os teores de lama no substrato tendem a aumentar com aumento de profundidade na medida que se desloca em direção ao mar. De acordo com Calliari e Fachin, (1993), os sedimentos siltico-argilosos (lamosos costeiros) na altura da barra da Lagoa dos Patos são provenientes do sistema lagunar Patos-Mirim e são depositados por floculação em sua desembocadura. Esses sedimentos são mais extensos na foz da desembocadura lagunar e foram classificados como fácies Patos (Martins *et al.* 1972). Essa fácies interrompe a cobertura arenosa da plataforma interna e pode abranger até a isóbata de -22 m com extensões de até 29,5 km (Martins *et al.* 1967, Calliari e Abreu 1984, Corrêa 1987, Borzone e Griep 1991). Ao sul da desembocadura, o fundo submarino é extremamente homogêneo, sem irregularidades significativas no seu relevo (Calliari e Abreu 1984, Calliari e Fachin 1993).

De acordo com Figueiredo Jr. (1975), no norte da barra, a plataforma apresenta ocorrência de bancos arenosos lineares que chegam a apresentar diferenças de até 5 m entre crista e cava com comprimentos atingindo até 18 km. Calliari e Abreu (1984), mapearam um conjunto de três elevações, situadas aproximadamente a 16 km a leste da barra da Lagoa dos Patos, que compõem os únicos consolidados substratos naturais existentes na região. O conjunto destas elevações, conhecido como Parcel do Carpinteiro, se constitui em um afloramento de *beachrocks* que, conforme Figueiredo Jr. (1980), pode estar relacionado à antiga linha de praia, em períodos de regressão marinha. Segundo Martins *et al.* (1985), os substratos lamosos predominam na plataforma externa com ocorrência de fácies arenosas e biodetríticas composta pelos restos de esqueletos de corais hermatípicos e substratos consolidados.

Kowsmann *et al.* (1977), apontou a presença das fácies lamosa, argilo-siltica e siltico-argilosa no extremo sul do Albardão, onde ocorre o paleocanal do Albardão. Esse paleocanal pode ser observado nas cartas náuticas entre o farol do Albardão e o Chuí com profundidade de 30 m. O paleocanal do Albardão está parcialmente preenchido com indícios batimétricos conforme o mapeamento do Campos *et al.* (2009). Esse preenchimento sugere uma possível ligação entre o referido canal e a antiga paleodrenagem do Rio de La Plata (Fig. 6), (Corrêa *et al.* 2014). Durante os

períodos de regressão marinha, a plataforma esteve em grande parte exposta, permitindo a migração da planície costeira em direção ao oceano, o que levou a formação desse paleocanal (Abreu e Calliari, 2005).

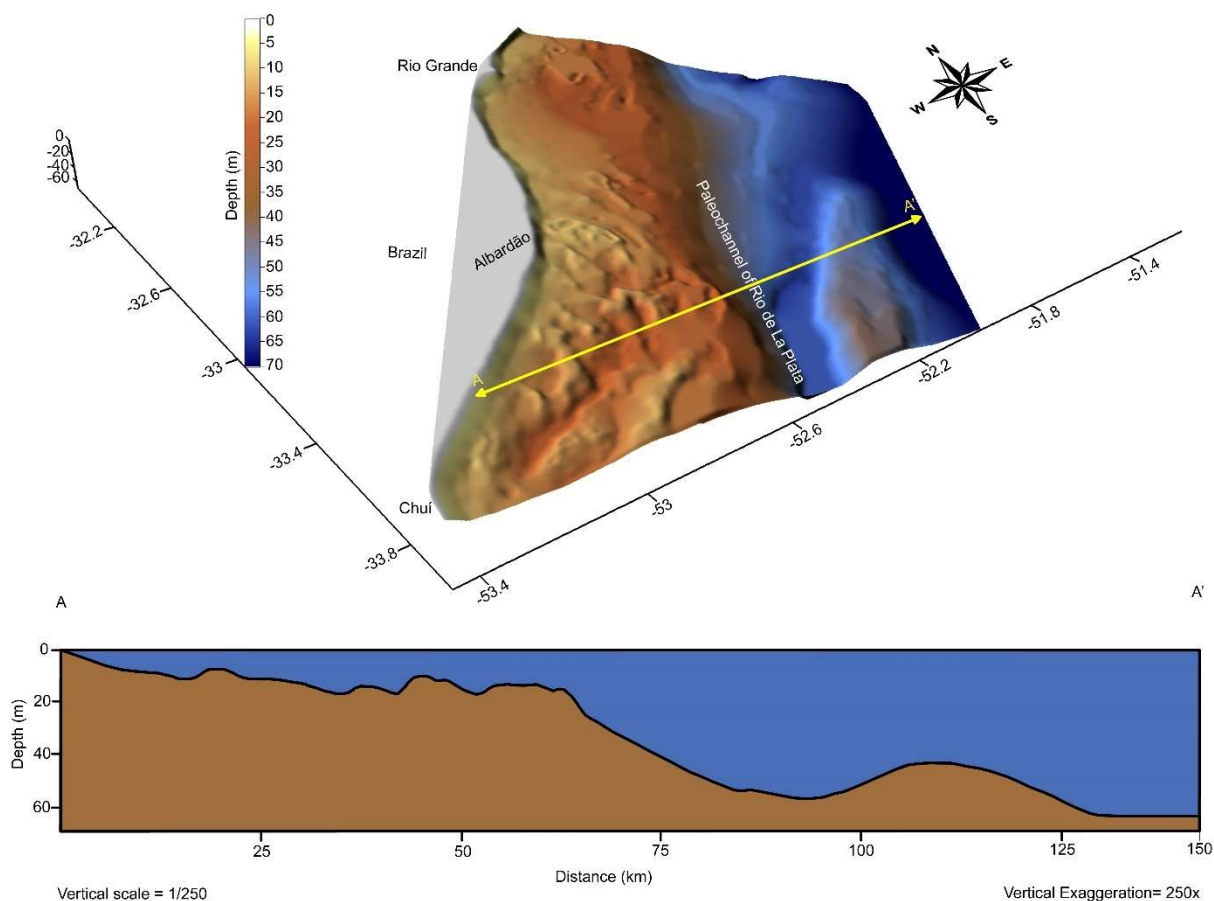


Figura 6 – Modelo batimétrico digital da plataforma continental em Albardão, sul do Brasil, mostrando a morfologia do fundo do mar e a localização do paleocanal do Rio de La Plata. O perfil batimétrico transversal (A-A') como mostrado na Fig. 1 ilustra os **altos batimétricos** formados por cristas de areia (modificado de Corrêa *et al.* 2014).

Na região sul da plataforma do Albardão, ocorrem linhas isobatimétricas irregulares indicando a presença de diversos altos batimétricos. Esses altos também refletem a morfologia associada à paleodrenagem do Rio da La Plata (Fig. 6) (Corrêa *et al.* 2014). Os altos demonstram indiretamente a depressão na zona sul da plataforma, a qual tem origem estrutural durante o processo evolutivo da bacia. Na última subida do nível do mar, essa depressão foi ocupada pelo Rio de La Plata (um braço do Rio de La Plata ou mesmo alguma outra drenagem do Uruguai). Segundo

Figueiredo (1975), o paleoambiente do Albardão tem sido interpretado como resultado da estabilização do nível do mar com idades entre 12.000 e 23.000 anos.

### 3.5 CONTEXTO HIDRODINÂMICO

As propriedades morfodinâmicas da plataforma do Albardão são definidas pelos processos hidrodinâmicos, os quais começam a operar a distâncias consideráveis (do lado oceânico), sendo mais efetivos na zona de arrebentação (*breaking zone*). Nessa zona, as ondas dissipam sua energia por retrabalhar os sedimentos, isto é, movendo sedimento e, subsequentemente, modificando a morfologia através de processos de erosão (retrabalhamento mecânico e *winnowing*) (Fig. 3), e deposição. Na costa gaúcha, o regime de micromarés é caracterizado por marés astronômicas inferiores a 2 m com amplitude média de 0,25 m e, maré meteorológica que pode exceder 1,00 m (Andrade *et al.* 2018). No Albardão, as principais marés responsáveis pelas variações do nível d'água são marés meteorológicas (fatores meteorológicos), com as astronômicas sendo insignificantes.

As ondulações produzidas no oceano Atlântico Sul e vagas geradas pelos fortes ventos locais de verão e primavera, provenientes de NE, incidem sobre a costa do Rio Grande do Sul. A agitação marítima é marcada por ondas de média a elevada energia, com altura significativa de 1,5 m e período entre 7 e 9 s, exceto pela passagem das frentes frias de S e SE (Almeida *et al.* 1997, Sprovieri e Toldo 2019). Conseqüentemente, o transporte e a deposição dos sedimentos ao longo da costa do Albardão são primariamente dominados pela ação das ondas. As fortes correntes litorâneas exibem um comportamento episódico, tendo como importante forçante as ondulações provenientes do quadrante sul principalmente aquelas relacionadas à passagem de frentes frias nos períodos de inverno. Em termos de velocidade dessas correntes, ondas com ângulo de incidência de 10° e altura de 1,79 m, geram correntes que atingem velocidades da ordem de 0,9 m/s (Toldo *et al.* 2006, Jung e Toldo 2011).

A ocorrência de areia quartzosa fina misturada com concentrações significativas de fragmentos de conchas na praia, na antepraia e plataforma interna e relacionada às características intermediárias a refletivas (mais alta declividade e maior tamanho de grão) da praia do Albardão. A variação da profundidade do limite superior e inferior da antepraia depende do aporte e remoção local de sedimentos por



condições de ondas e correntes. Na costa do Rio Grande do Sul, as profundidades do limite inferior da antepraia variam entre -16 e -20 m (Swift 1975, Swift *et al.* 1985). Entretanto, em eventos de tempestade, o limite (SWB) pode alcançar uma profundidade de 36,0 m (Almeida *et al.* 1997) e, portanto, pode-se assumir que a região está compreendida entre a antepraia superior até a plataforma interna. O limite superior (FWWB) durante o tempo bom foi definido por Almeida *et al.* (1997), em 7,5 m. No Albardão, as condições hidrodinâmicas são importantes, bem como o relevo submarino, a ocorrência de extensos bancos arenosos (*sand ridges*) e ondas de areia (*sand waves*).

### 3.6 EXEMPLOS DOS ANÁLOGOS DE COQUINAS

As coquinas do pré-sal, principalmente nas Bacias de Santos, Campos e Sergipe-Alagoas, são rochas carbonáticas constituídas por material bioclástico, geralmente conchas de bivalves. São interpretadas como depósitos gerados em ambientes lacustres de rifte (*sabkha* continental) durante o processo de rifteamento do supercontinente Gondwana, no período Cretáceo Inferior (Bertani e Carozzi 1985<sup>a</sup>, Abrahão e Warme 1990, Carvalho *et al.* 2000, Muniz 2013, Thompson *et al.* 2015). De acordo com as principais classificações vigentes (Dunham 1962, Embry e Klován 1971), as rochas carbonáticas semelhantes à coquina são melhor designadas como *rudstone*, *grainstone* ou *packstone*, caracterizadas principalmente por serem suportadas por grãos, mas variando no tamanho dos grãos bioclásticos e na presença ou não de matriz. Os estudos realizados na sequência carbonática do Grupo Lagoa Feia - Barremiano/Aptiano da Bacia de Campos, mostram que as coquinas se estendem a partir do ambiente da bacia do lago, tanto nas partes mais profundas (offshore) sob a ação de fluxos gravitacionais (Altenhofen, 2013), quanto em altas estruturais, sob a ação de tempestades (Bertani e Carozzi 1985<sup>a</sup>, Dias *et al.* 1988, Carvalho *et al.* 2000); ~~ao ambiente lacustre,~~ em áreas costeiras subaquosas ~~de zonas costeiras/costeiras~~ sob a ação de ondas e correntes de tempestade (Bertani e Carozzi 1985<sup>a</sup>, Abrahão e Warme 1990, Muniz 2013) ou subáreas costeiras de praia e pós-praia (Carvalho *et al.* 2000, Muniz 2013).

Em termos de acumulação de coquinas, os modelos deposicionais para a sequência do pré-sal (sin-rifte/não marinha) da Bacia de Campos sugerem que grandes concentrações de conchas foram depositadas, principalmente, nas margens



dos lagos do tipo rampa (ou plataforma) sob a ação de ondas e correntes de tempestades. Essas concentrações esqueléticas de grãos são formadas através das dinâmicas de *winnowing* da matriz (Kidwell 1986, Fick *et al.* 2018), e o retrabalhamento de bioclastos (Bertani e Carozzi 1985<sup>a</sup>, Dias *et al.* 1988, Abrahão e Warme 1990, Carvalho *et al.* 2000, Muniz 2013). No entanto, os dados obtidos na literatura sobre as descrições de fácies e microfácies da sequência de carbonato lacustre da Bacia de Campos, ainda carecem de informações sobre padrões diagnósticos que possam determinar com precisão os fatores de acumulação, os agentes hidrodinâmicos (fluxos oscilatórios e unidirecionais) e as condições ambientais (ondas de tempestade versus clima de ondas normais) operando em um ambiente lacustre com abundância de material bioclástico.

Por outro lado, os modelos deposicionais propostos na literatura para explicar a geração de coquinas ainda faltam de padrões diagnósticos sólidos como a profundidade da água e a velocidade orbital de fundo, que permitem uma interpretação precisa dos vários processos sedimentares (retrabalhamento, transporte, deposição) que atuam em sistemas costeiros, marinhos ou lacustres, cujo principal agente hidrodinâmico é a onda. Os processos hidrodinâmicos que geram acumulações de conchas estão relacionados às condições de tempestade e de ressaca (Aigner, 1985). Esses processos ocorrem quando as forças das ondas e das correntes de fundo amplificam seu poder de retrabalhamento mecânico e transporte. Essa amplificação resulta em uma expansão de sua área de influência, transporte de conchas para a zona de praia subaérea e, portanto, causando uma remobilização da zona de habitat dos moluscos (*offshore/antepraia*), abaixo do Nível Base de Ondas de Tempo Bom.



### 3.6.1 Bacia de Campos

A Bacia de Campos se encontra na plataforma continental brasileira com 99% da sua área em águas profundas (*offshore*) e 1% em águas rasas (*onshore*). Se localiza entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, compreendendo uma área de aproximadamente 100.000 km<sup>2</sup> (Carvalho *et al.* 2000, Muniz 2013). Estruturalmente, a bacia é delimitada ao norte pelo lineamento do alto vulcânico de Vitória e ao sul pelo lineamento do alto vulcânico de Cabo Frio (Fig. 7). O limite leste se dá pela isóbata de 3400 m e o limite oeste pela distância de 15 km *onshore*.



Figura 7 – Localização da Bacia de Campos.

A Bacia de Campos se originou durante a quebra do Supercontinente Gondwana, no período Cretáceo-Inferior, caracterizando um ambiente tectônico de vale-rifte (Guardado *et al.* 2000). Estratigraficamente, a Bacia de Campos está sobre o embasamento cristalino do Pré-Cambriano (pré-rifte) (Fig. 8). A fase sin-rifte começou no Neocomiano, onde predominam sedimentos vulcanoclásticos, passando por uma sucessão de talco-estevensita no Barremiano-Aptiano, e terminando com uma sucessão de rochas carbonáticas e siliciclásticas no Aptiano (Baumgarten, 1983). A fase pós-rifte é marcada inicialmente por sedimentos siliciclásticos de ambiente costeiro, carbonatos microbiais e evaporitos (Dias *et al.* 1988). Sobrejacente aos evaporitos, no Cretáceo Superior, ocorreu a incursão marinha, gerando uma sequência siliciclástica, onde destacam-se os turbiditos e a sedimentação pelágica e

hemipelágica. As coquinas da Formação Coqueiros do Grupo Lagoa Feia da Bacia de Campos, offshore do Brasil, pertencem ao Barremian/Aptian, caracterizadas principalmente por *rudstones* bioclásticos (bivalves e gastrópodes) com mais de 100 m de espessura, intercalados com sedimentos siliciclásticos depositados em lagos tectônicos (meio-gráben) com níveis oscilantes de água, durante a fase sin-rift do supercontinente Gondwana (Bertani e Carozzi 1985<sup>a</sup>, Dias *et al.* 1988, Abrahão e Warne 1990, Rangel *et al.* 1994, Carvalho *et al.* 2000, Winter *et al.* 2007, Muniz 2013).

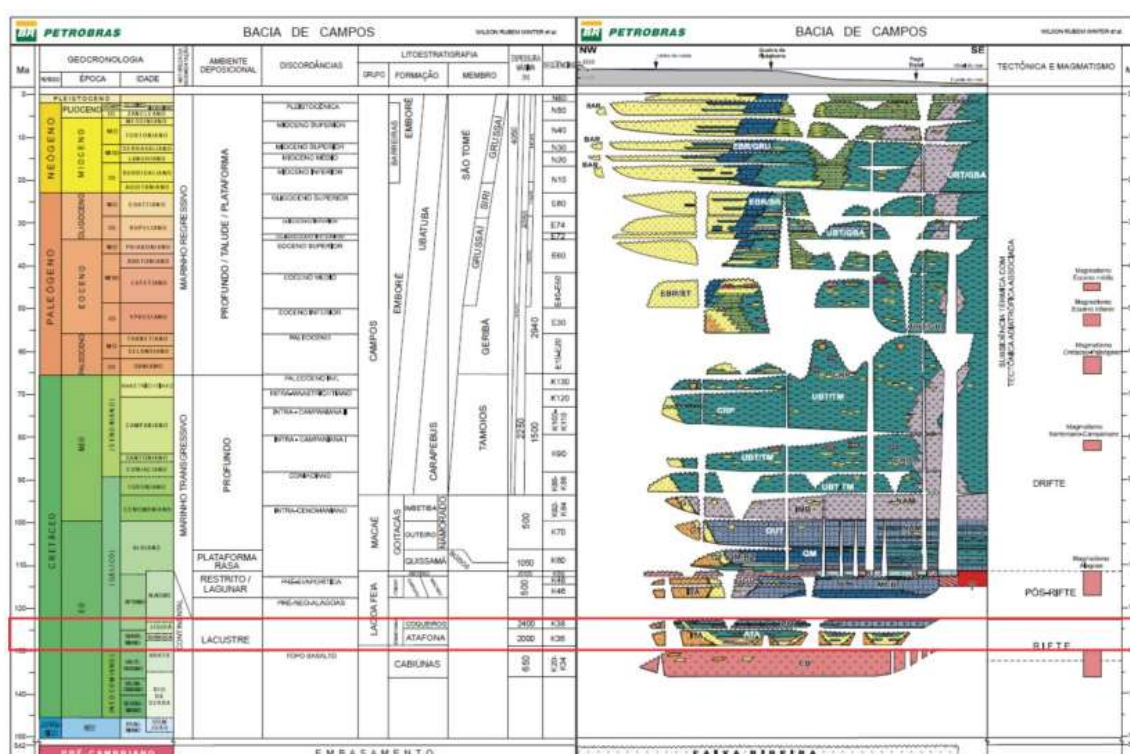


Figura 8. Carta cronoestratigráfica da Bacia de Campos (Winter *et al.* 2007). Em destaque, retângulo vermelho, a sequência carbonática lacustre do Grupo Lagoa Feia.

Por outro lado, em termos de ambientes carbonáticos lacustres, as coquinas da Formação Coqueiros foram geradas em plataformas de alta energia ou rampas de margens de lagos (*sensu* Platt e Wright, 1991) mais ricas em conteúdo siliciclástico, posicionadas acima do nível base de ação das ondas de tempestade (SWB) (Muniz 2013, Tavares *et al.* 2015), ou em alturas estruturais (mais ricas em conteúdo bioclástico) da bacia do lago, formando bancos ou barras bioclásticas (Bertani e Carozzi 1985<sup>a</sup>, Dias *et al.* 1988, Carvalho *et al.* 2000; Oliveira *et al.* 2019). Do ponto de vista exploratório, a Bacia de Campos é a bacia brasileira que mais produz

hidrocarbonetos, responsável por cerca de 2/3 da produção nacional (ANP, 2012), sendo que o início de sua exploração se deu na década de 70.

### **3.6.1.1 Muniz 2013**

Muniz (2013) descreveu lâminas petrográficas e testemunhos da Formação Coqueiros, Grupo Lagoa Feia, tanto de zonas próximas quanto de zonas distantes do paleo-lago rifte. O autor identificou e interpretou seis tipos de fácies de rochas carbonáticas (*sensu* Embry e Klovan, 1971): *mudstones*, *wackestones*, *packstones*, *grainstones*, *floatstones* e *rudstones*.

1. *Mudstones* – são rochas que contém, predominantemente, lama carbonática, ocorrendo em camadas decimétricas (10 cm – 30 cm de espessura), intercaladas com *packstones*, *wackestones* e folhelhos. Localmente apresenta matéria orgânica e bioclastos de bivalves e ostracodes dispersos. São interpretados como produto de precipitação abiótica ou biogênica, ou mesmo material de abrasão de conchas, sendo depositados em ambientes de águas profundas, abaixo do nível de base de ação das ondas de tempestade, ou em zonas rasas de águas calmas (baixa energia hidráulica).

2. *Wackestones* – ocorrem em camadas centimétricas a métricas, contendo grãos esqueléticos (conchas de 0,5 mm a 1 mm) de bivalves, ostracodes e, raramente, gastrópodes, dispersas em matriz lamosa. Apresentam pelóides em camadas maciças, mas também podem ser laminadas ou bioturbadas e brechadas. Os contatos das camadas são abruptos, com erosão na base e gradação inversa para o topo. Ocorrem intercalados com *rudstones*. São interpretados como depósitos de zonas subaquosas, abaixo do nível de base de ação das ondas de tempestade, ou de águas rasas e calmas do lago, associadas a sistemas transgressivos. Apresentam exposição subárea.

3. *Packstones* – camadas deste tipo de rocha possuem espessura que variam entre alguns centímetros a 1 m, pobremente laminadas e com estratificação cruzada de baixo ângulo na base. Ocorrem associados com *mudstones* e siltitos e, localmente, com *rudstones* com contatos erosivos. Possui bioclastos de bivalves, gastrópodes e ostracodes, além de pelóides. Bivalves apresentam-se normalmente desarticulados, e raramente articulados ou quebrados, juntamente com matriz lamosa ou siltosa. Majoritariamente, as conchas dos bioclastos possuem tamanho menor do que 2 mm,

sendo que algumas conchas dispersas podem ter de 0,5 cm a 5 cm. Possuem bioturbação moderada em camadas mais lamosas. A concentração de conchas aumenta da base para o topo das camadas. As características desta rocha sugerem várias interpretações para a sua geração: infiltração de lama em *grainstones* previamente depositado, produção de grãos esqueletais em ambientes calmos juntamente com deposição de lama, transporte de partículas maiores para zonas lamosas por ação de correntes de turbidez (contato basal erosivo e, localmente, gradação normal nas camadas), *washover* (matriz siltosa – depósitos lagunares) ou correntes de tempestades (base erosiva e bioturbada, bioclastos desorganizados), entre outros.

4. *Grainstones* – ocorrem em camadas isoladas ou associações de camadas (>3 m de espessura), associadas com camadas finas de folhelhos (<30 cm) ou intercaladas com *packstones* e *rudstones*. Os *grainstones* são formados essencialmente por grãos esqueletais de bivalves (majoritariamente), gastrópodes e ostracodes, além de pelóides ou por uma mistura destes componentes. Conchas de bivalves apresentam-se tanto desarticuladas e quebradas, quanto articuladas e inteiras, variando em tamanho de 0,5 mm a 5 mm, mas podendo atingir 1 cm de comprimento. Dois gêneros de bivalves de ambientes lacustres foram identificados: *Trigonodus* e *Composella*. Conchas de gastrópodes são normalmente de tamanho grosso, enquanto ostracodes são de tamanho fino e ocorrem juntos com conchas de bivalves quebradas e com abrasão. Estes *grainstones* sugerem deposição sob condições de alta energia, como em zonas de *foreshore* ou bancos de *shoreface*, onde ocorre a remoção de sedimentos finos (argila e silte) pela ação de ondas e correntes.

5. *Floatstones* – rocha matriz suportada com bioclastos de conchas de bivalves desarticuladas, que possuem tamanho maior do que 3 cm, ou conchas articuladas de 1 cm. Matriz micrítica de tamanho argila a silte. Raramente ocorrem grãos de gastrópodes e oncólitos. Camadas individuais possuem até 1 m de espessura, sendo que o teor de conchas aumenta para o topo. São interpretados como depósitos de zonas subaquosas, abaixo do nível de base de ação das ondas de tempestade, ou de águas rasas e calmas do lago.

6. *Rudstones* – é a fácies que mais ocorre nos testemunhos analisados. Nas áreas próximas, encontram-se interdigitados com fácies terrígenas, enquanto em porções mais distais, ocorrem apenas associados a fácies carbonáticas. As camadas

individuais de *rudstones* possuem espessura centimétrica, enquanto pacotes amalgamados desta fácies podem atingir dezenas de metros. Devido à diversidade de características, os *rudstones* foram subdivididos em cinco fácies: (1) *rudstones* de bivalves sem matriz (R-cb), (2) *rudstones* de bivalves com matriz lamosa ou peloidal (Rmb), (3) *rudstones* de gastrópodes e bivalves (R-gb), (4) *rudstones* de bivalves com matriz terrígena (Rt-b) e (5) *rudstones* de oncólitos (R-o). A fácies R-cb (Fig. 9A) apresenta conchas desarticuladas e quebradas, dos gêneros bivalves (não-marinhos) *Trigonodus*, *Composella* e *Desertella*, com tamanhos de 0,3 cm a 2 cm; possui aspecto maciço com arranjo desorganizado. A fácies Rmb (Fig. 9B) apresenta conchas desarticuladas e inteiras, do gênero *Trigonodus*, *Kobayshites* e *Camposella*, dispersas na matriz lamosa, peloidal ou bioclástica, de forma desorganizada; as conchas variam em tamanho de 1 cm a 3 cm e aumentam de concentração para o topo das camadas. A fácies R-gb (Fig. 9C) possui espessuras métricas, textura homogênea e é bem selecionada, contendo conchas de bivalves desarticuladas inteiras ou quebradas, e conchas de gastrópodes de tamanho 2 mm a 5 mm. A fácies Rt-b (Fig. 9D) contém conchas de bivalves do gênero *Camposella*, desarticuladas, tamanho 1 cm a 2 cm, quebradas na base da camada e inteiras no topo, com abrasão, e com orientação predominante de concavidade para baixo. A fácies R-o (Fig. 9E) contém oncólitos com tamanho máximo de 0,5 cm, sendo bem selecionados em uma matriz carbonática granular. De forma geral, os *rudstones* são interpretados como fácies depositadas em águas rasas sob condições de alta energia hidráulica, produto de retrabalhamento de sedimentos bioclásticos grossos por ondas de tempestades em margens de lago. As diversas texturas encontradas sugerem deposição em variadas profundidades, porém acima do nível de base de ação das ondas de tempestade.



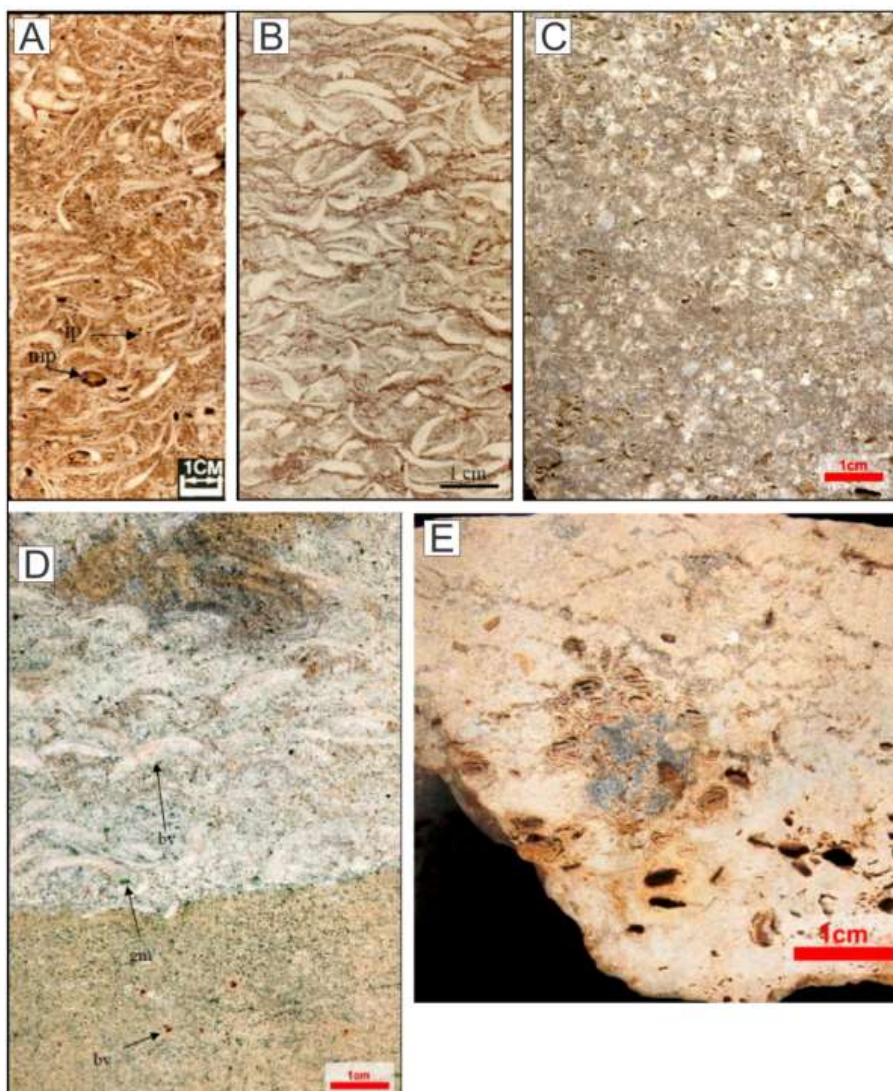


Figura 9 – Fotografias das diferentes fácies de *rudstones* da Formação Coqueiros. A) Fácies R-cb. B) Fácies Rmb. C) Fácies R-gb. D) Fácies Rg-b. E) Fácies R-o. Modificado de Muniz (2013).

O autor também apresenta um modelo de fácies carbonáticas lacustres para a Formação Coqueiros, de acordo com as fácies descritas e interpretações. O modelo proposto abrange uma hipotética distribuição lateral de fácies, numa seção longitudinal que inicia na costa atual (NW), através das zonas subaéreas e de águas rasas do paleo-lago, até as zonas mais profundas da bacia (SE). Quatro principais ambientes deposicionais (Fig. 10) foram definidos: zona subaquosa profunda (offshore do lago), zona subaquosa intermediária, zona subaquosa rasa e zona emersa (subaérea).

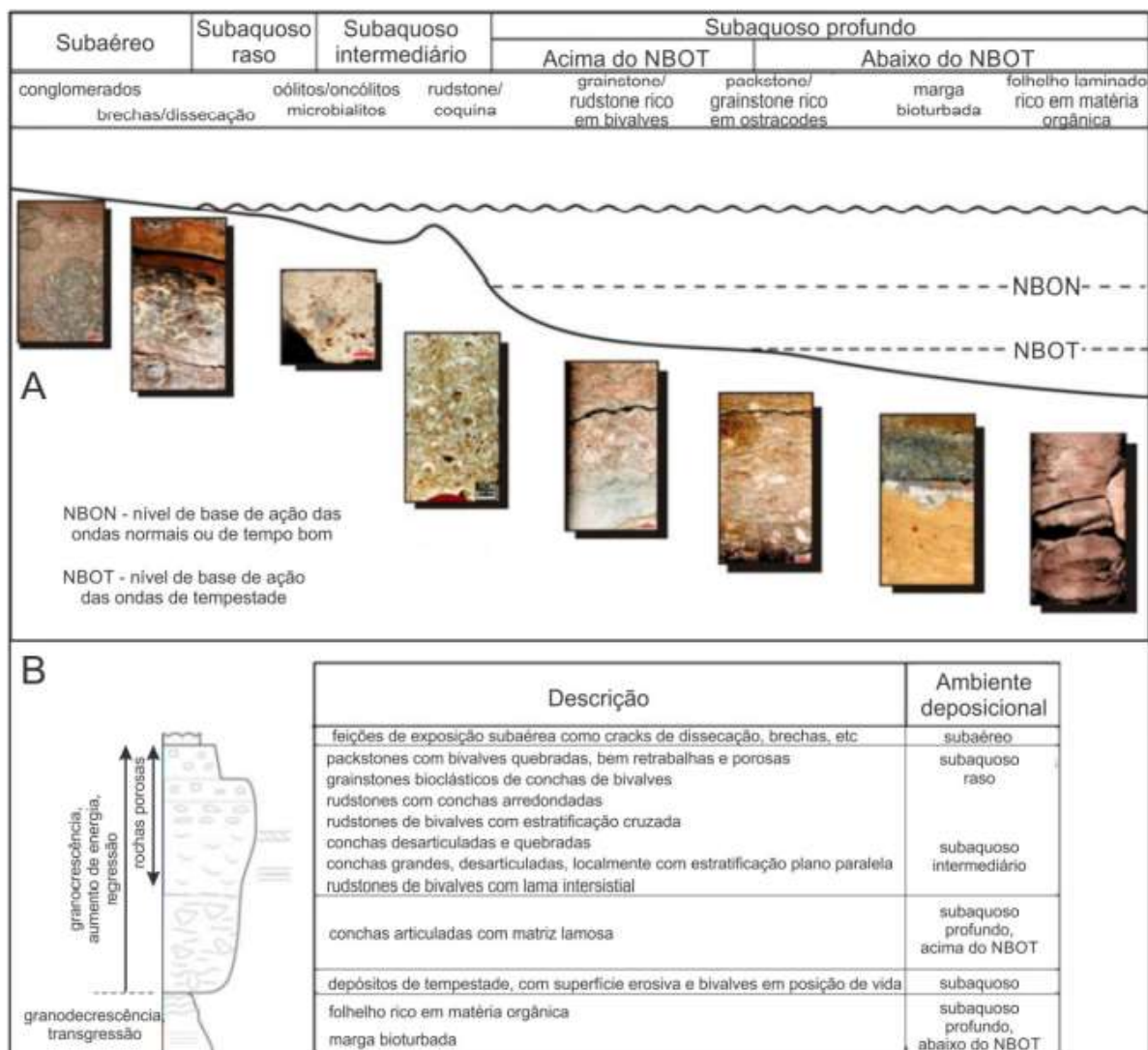


Figura 10 – Modelo de fácies da sucessão Barremian/Aptiana (Formação Coqueiros) do Grupo Lagoa Feia. A) Perfil esquemático longitudinal. B) Parassequência característica do Grupo Lagoa Feia. Modificado e traduzido de Muniz (2013).

A zona subaquosa profunda é subdividida em dois subambientes: abaixo e acima do nível de base de ação das ondas de tempestade (NBOT). Abaixo do NBOT, ocorrem *mudstones* e folhelhos laminados com matéria orgânica, sem ocorrência de fósseis, e raramente ocorrem camadas pouco espessas de correntes de turbidez. Acima do NBOT e abaixo do nível de base de ação das ondas normais (NBON), é caracterizada o subambiente onde ocorre grande produtividade de bivalves, podendo formar depósitos tipo bioacumulados (conchas *in situ*), que gradam em direção à zona



abaixo do NBOT para depósitos tipo *packstones/grainstones* bioclástico com matriz de finos ostracodes.

A zona subaquosa intermediária é a zona de maior energia, podendo ser afetada por eventos de tempestade que transportam e retrabalham a maioria do material bioclástico, formando *rudstones* de conchas de bivalves quebradas e desarticuladas, sob a forma de bancos, cordões de praia e depósitos de *shoreface*. Esses depósitos formariam os espessos pacotes de coquinas ao longo da margem do lago. Em áreas marginais protegidas do lago, *rudstones* de oncólitos e *packstones* peloidais são gerados. A zona subaquosa rasa engloba o ambiente de margem do lago, apresentando carbonatos microbiais, intercalados com siltitos e sedimentos terrígenos, devido à flutuação do nível do paleo-lago. Ocorre influência fluvial.

A zona emersa compreende as áreas carbonáticas em que ocorre exposição subaérea, caracterizada pela presença de feições cársticas, *cracks*, brechação e dissecação. Área muito afetada pelas flutuações sazonais do nível do lago. Locais próximos das bordas de falha, ocorrendo influência de sedimentos de leques e planícies aluviais

### **3.6.1.2 Oliveira et al. 2019**

Os autores analisaram testemunhos de dois poços localizados em altos estruturais nas regiões norte e sul da Bacia de Campos. Os autores identificaram dez (10) fácies carbonáticas (*sensu* Embry e Klovan, 1971), três fácies siliciclásticas, duas fácies ricas em minerais de argila de magnésio e duas fácies híbridas (Fig. 11). Com base nestas, o modelo deposicional em dois posicionamentos paleogeográficos distintos foi gerado, onde as conchas de moluscos lacustres foram depositadas com influência terrígena distinta durante a fase rifte da Bacia de Campos. Em total, oito sucessões de fácies foram propostas com base na análise de fácies e padrões de empilhamento. Cada sucessão de fácies é composta por fácies geneticamente relacionadas com significado ambiental. As fácies carbonáticas foram agrupadas em quatro sucessões de fácies: Barra bioclástica (BAR) composta por maciço, mal classificado *rudstone de bivalve* (Rm), com espessura métrica, alguns com bases erosivas e sem intercalação siliciclástica. Localmente, foram descritos *rudstones de bivalves organizados* (Ro) e *rudstones de conchas quebradas e arredondadas* com

intraclastos de coquina (Rf); Barras bioclásticas retrabalhadas (BARr) constituindo-se de *rudstone* organizado com conchas quebradas e arredondadas *rudstone/grainstone* (Rf e Gf), geralmente com base erosiva e, *rudstones* maciças e mal selecionadas (Rm); depósito de carbonato do lago sublitorâneo composta por rocha carbonatada suportada por lama (Mc), *rudstone* de bivalve com matriz micrítica (Ru), *rudstone* com baixo grau de fragmentação e lama siliciclástica (Mg). Raramente, o *rudstone* de bivalve (Rm) maciço e mal classificado ocorreu intercalado com *rudstone* de bivalve com matriz micrítica; e lobo de lago profundo bioclástico composto por uma grande variedade de fácies, caracterizadas por camadas maciças, ~~mal selecionadas *rudstone*~~ (Rm), bivalve-*gastrópode rudstone* (Rg) intercalado com rocha carbonatada suportada por lama (Mc) e lama siliciclástica (Mg) com contatos de base abruptos. As outras quatro sucessões são compostas por duas sucessões siliciclásticas, uma híbrida (arenitos híbridos e conglomerados (Ch) intercalados com *rudstones* de bivalves e lama siliciclástica) e outra sucessão de argila de magnésio (argila estevensítica (Cs)), formada por precipitação de argila in situ, e arenito estevensítico (As), constituído por oóides e pelóides estevensíticos) (Fig. 12).

Segundo os autores, as barras bioclásticas têm sido interpretadas como formadas em ambientes de alta energia a partir de tempestades. Quanto às barras bioclásticas retrabalhadas, estão geneticamente relacionadas à alta energia contínua da água em alto estruturais produzindo também praias de calcarenitos bioclásticos. A penúltima sucessão carbonática foi interpretada como um depósito sublitorâneo, onde a energia era menor para lama carbonática ser depositada com bioclastos menos fragmentados intercalados com lama siliciclástica. A última foi interpretada como depósitos maciços e mal selecionados em ambientes profundos, gerados por tempestades ou fluxos gravitacionais impulsionados tectonicamente.

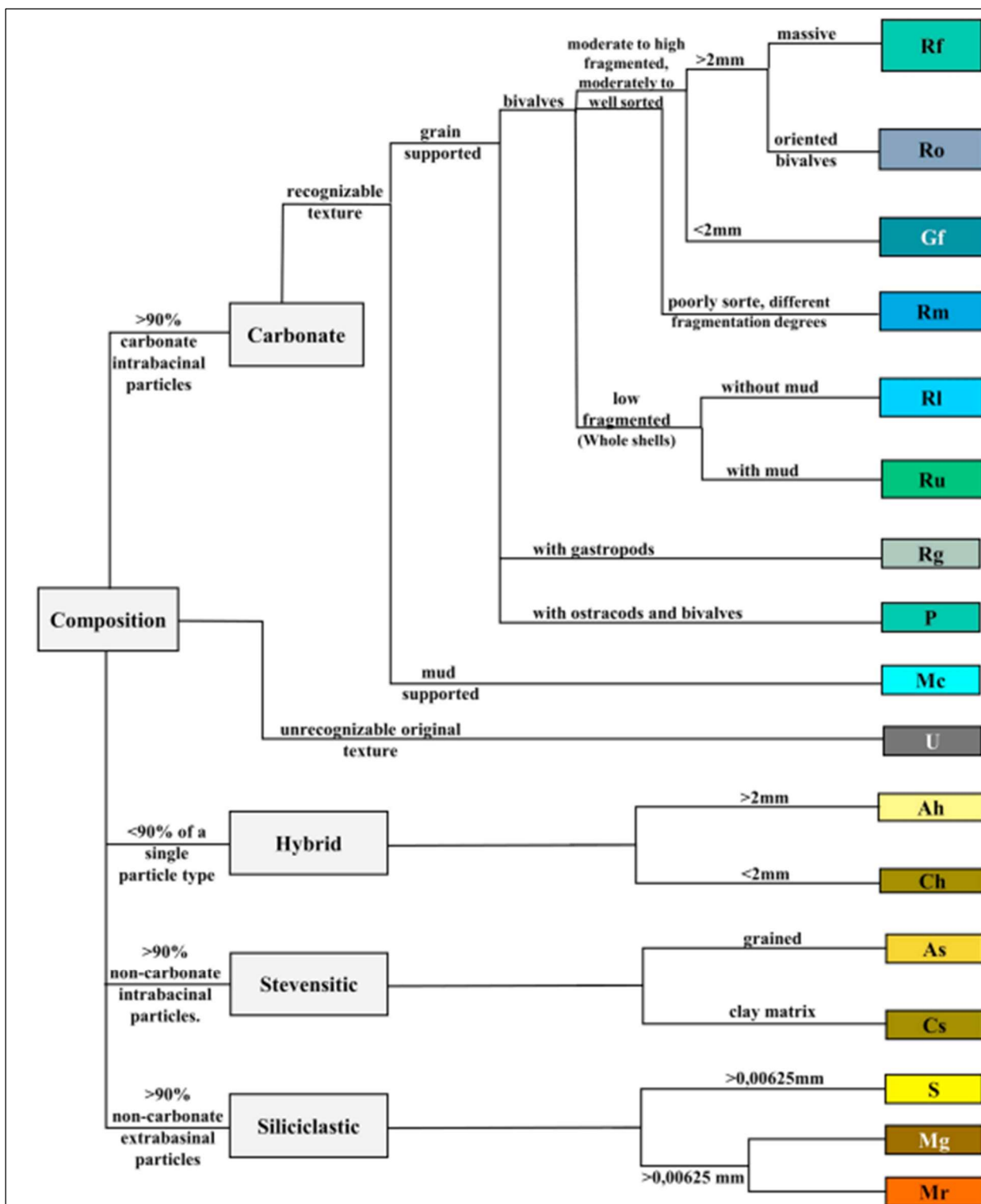


Figura 11 – Sistemática de classificação de fácies para rochas analisadas, com base na composição, granulometria, textura e tafonomia (Retirado do Oliveira *et al.* 2019).

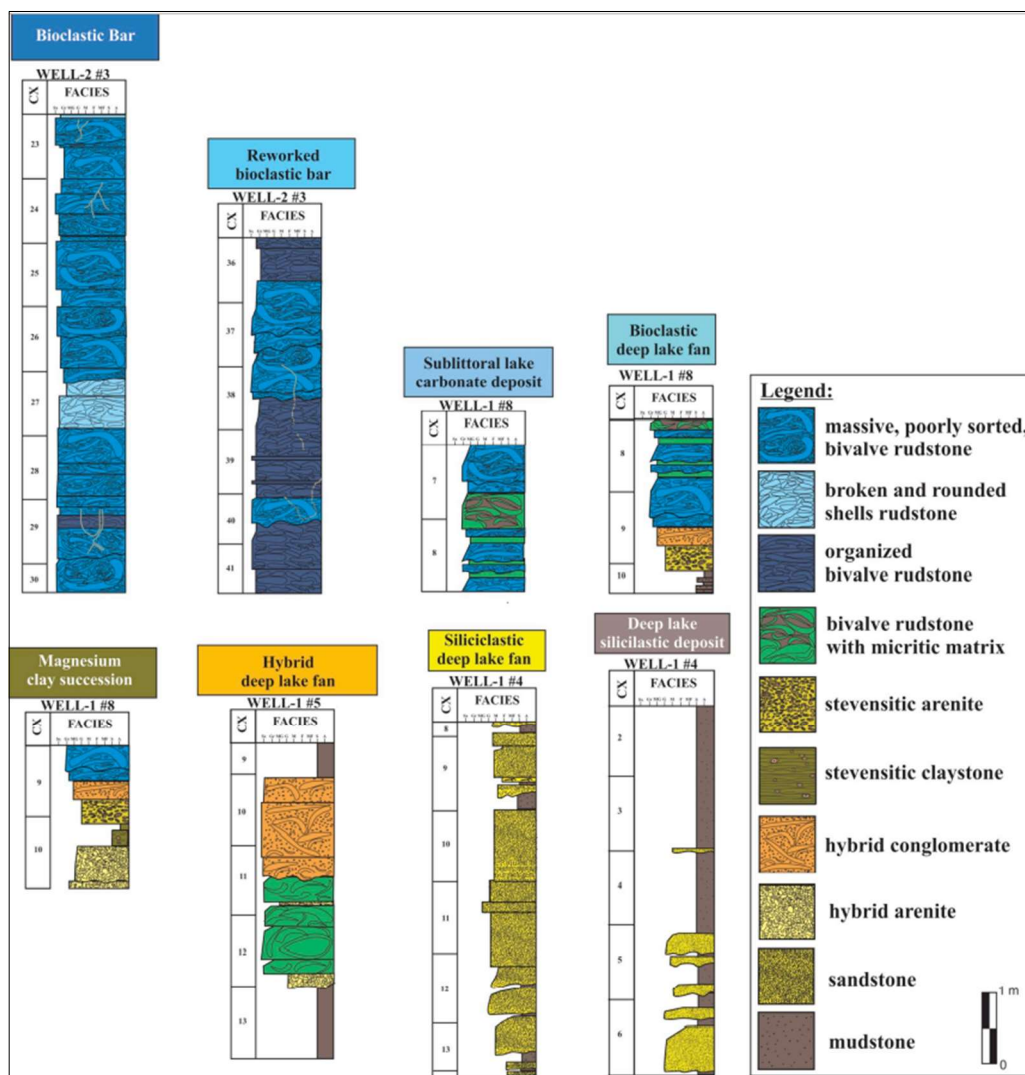


Figura 12 – Sucessão de fácies interpretada com base na descrição macroscópica e microscópica de WELL-1 e WELL-2 (Retirado do Oliveira *et al.* 2019).

Os autores propuseram um modelo deposicional (Fig. 13) conceitual com base na análise do padrão de empilhamento de fácies, distintos que podem ser sugeridos para cada cenário geológico durante o Aptian. No WELL-1 foi amostrado um registro sedimentar híbrido com carbonato (predominantemente *rudstones* de bivalves), intercalado com rochas siliciclásticas (lamas e arenitos). Os autores interpretaram os sedimentos como depositados em uma rampa de lago, próximo às margens da rift, com alternância de depósitos carbonáticos e siliciclásticos, típicos do cenário geológico híbrido. Por outro lado, o registro sedimentar do WELL 2 é composto basicamente por rochas carbonáticas, predominantemente maciças, mal selecionadas, *rudstones* de bivalves (Rm) e *rudstones* de bivalves organizados (Ro).

Esses sedimentos foram interpretados como depositados em um alto bioclástico isolado, localizado no Alto Externo da Bacia de Campos, sem contribuição terrígena significativa.

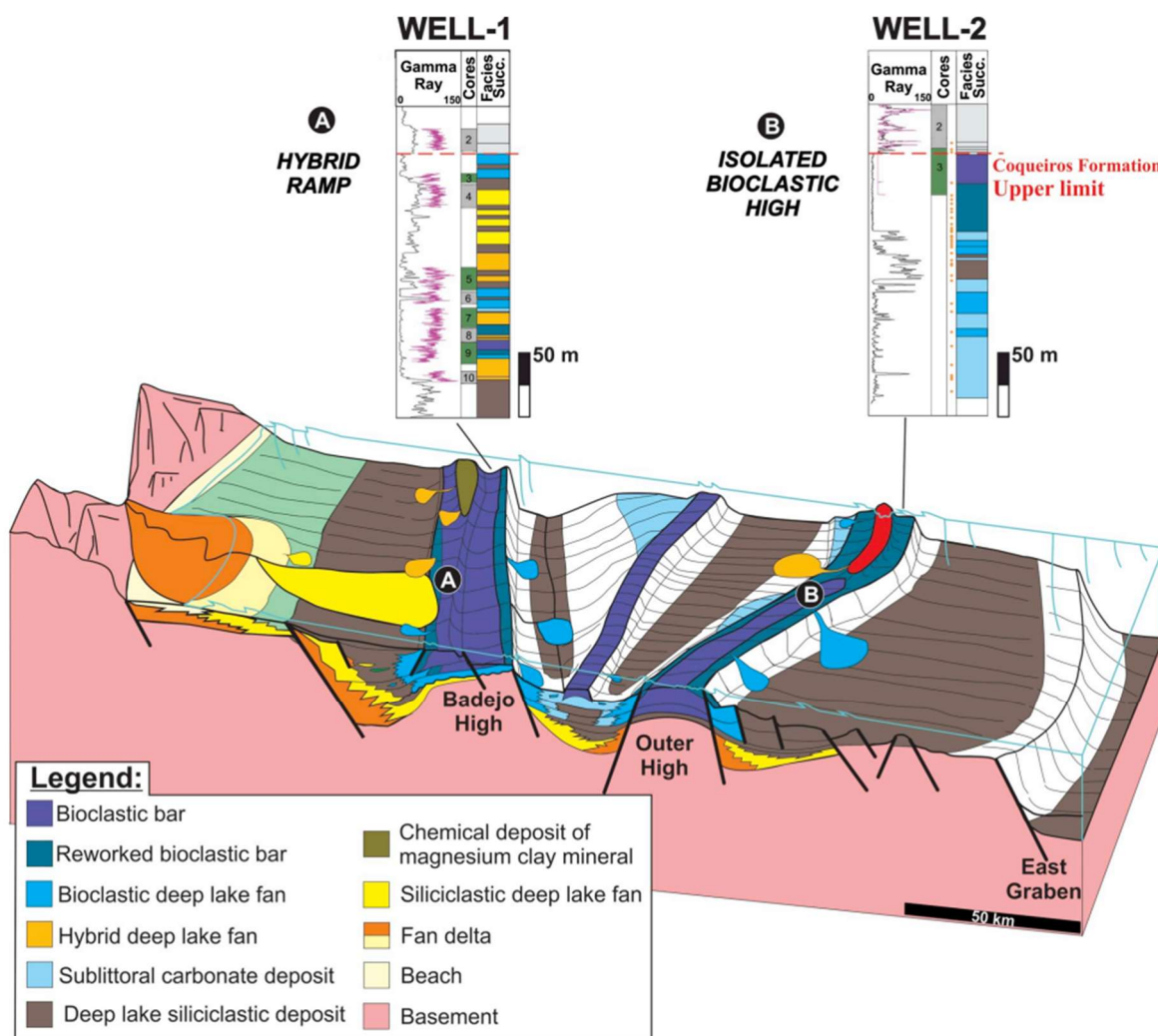


Figura 13 – Proposta de modelo deposicional de Aptiano inferior, seção de rifte da Bacia de Campos, com base na análise sedimentológica dos WELL 1 e 2 e no quadro estrutural herdado do embasamento da Bacia de Campos. O (A) corresponde ao WELL-1 localizado em uma rampa híbrida, e (B), na Alta Externa, WELL-2 projeção, perfurado sobre uma alta isolada bioclástica. (Retirado do Oliveira *et al.* 2019).

### 2.6.2 Fm. Morro do Chaves

A Fm. Morro de Chaves foi definida como uma sucessão carbonática de até 300 m (Fig. 14), da idade de Jiquiá (Barremiano tardio a Aptiano precoce) intercalada com rochas siliciclásticas das Fms. Coqueiro Seco e Rio Pitanga (Azambuja Filho *et*

*al.* 1998), onde apresenta-se quatro fácies principais: (1) fácies delta de leque associadas à escassez de falhas no NE da bacia, contendo conglomerados retrabalhados por ondas, (2) arenitos com bivalves, (3) camadas espessas de coquinas e (4) folhelhos lacustres, com espessura variando de 50 a 350 m, sendo as seções mais grossas associadas aos movimentos dos blocos de falha (Schaller 1969, Azambuja *et al.* 1998). Conforme Figueiredo *et al.* (1981), Milani *et al.* (1988) e Feijó (1994), Winter *et al.* (2007) e Kinoshita (2010), a formação em questão ocorreu na Bacia de Sergipe-Alagoas, no nordeste do Brasil.

~~De acordo com Azambuja *et al.* (1998), as coquinas da Fm. Morro do Chaves foram depositadas durante o estágio local de Jiquiá (Barremian/Aptian), em um ambiente lacustre durante um sistema transgressivo de terceira ordem na bacia de Sergipe-Alagoas, sobrepondo os depósitos fluviais da Fm. Penedo. Segundo Tavares *et al.* (2015), as coquinas da Fm. Morro do Chaves são compostas por rochas mistas carbonato-siliciclásticas que ocorrem em pelo menos duas categorias de acordo com a classificação de Mount (1984): (1) mistura pontuada, que ocorre através da sobreposição de intercalações de rochas carbonáticas e siliciclásticas (Zhang *et al.* 2006); e (2) mistura in situ, que ocorre pela presença de componentes carbonáticos e siliciclásticos no mesmo leito (Feng *et al.* 2011).~~

As rochas carbonáticas constituem de calcita (originalmente aragonita que sofreu um processo de neomorfismo) como seu componente predominante e conchas de moluscos (bivalves) com presença de ostracodes, gastrópodes e outros bioclastos como seus componentes subordinados. Por outro lado, as rochas siliciclásticas compõem a matriz constituindo-se principalmente de areia quartzosa, micrita, argila, litoclasto de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas e outros identificados como pirita, calcopirita, mica e zircão.

A ausência de bivalves em posição de vida e a fragmentação de conchas indicam um extenso transporte dos bioclastos ao longo das costas dos paleo-lagos influenciados pela ação de tempestades e retrabalhados por correntes e ondas (Carvalho *et al.* 2000, Muniz 2013, Tavares *et al.* 2015, Muniz e Bosence 2015, 2018, Mizuno *et al.* 2018, Oliveira *et al.* 2019, Rigueti *et al.* 2020). A Fm. Morro do Chaves é considerada um análogo antigo de coquinas que possui um contexto deposicional e temporal correlato às coquinas da Fm. Coqueiros da sequência de rochas do pré-sal da Bacia de Campos (Kinoshita 2010, Corbett *et al.* 2013).



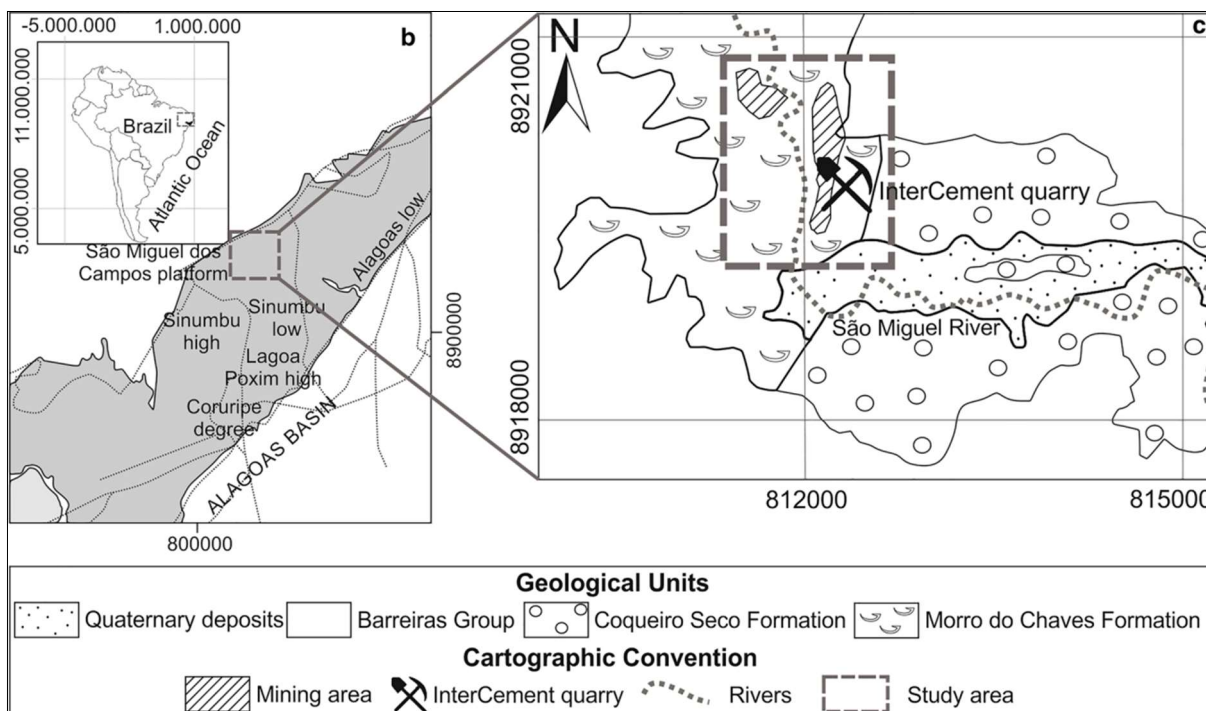


Figura 14 – Localização da Fm. Morro do Chaves (retirado do Garcia *et al.* 2021).

### 3.6.2.1 Tavares *et al.* 2015

Tavares *et al.* (2015) descreveram e interpretaram um afloramento de carbonatos lacustres da Fm. Morro do Chaves, andar Jiquiá (Barremiano/Aptiano), na Bacia de Sergipe - Alagoas. O afloramento, de mais de 50 m de exposição, se localiza na pedreira Atol, no município de São Miguel dos Campos, Sergipe. As rochas predominantes neste pacote carbonático são as coquinas, compostas principalmente de conchas de moluscos, em menor quantidade gastrópodes e ostracodes, e sedimentos siliciclásticos. As principais espécies de moluscos que ocorrem na Fm. Morro do Chaves são: *Anodontophora sp.*, *Gonodon sp.*, *Psammobia*, *Nuculacea sp.* e *Astarte sp.* (Borges 1937, Oliveira 1937, *apud* Souza Lima *et al.* 2002).

A partir de parâmetros tafonômicos (porcentagem de conchas fragmentadas e ou inteiras) e composicionais da matriz (relação de material carbonático e siliciclástico), seis fácies foram definidas:

1. Coquina fragmentada sem micrita - Cf (Fig. 15A e 15B) – coquina com mais de 80% de conchas fragmentadas, menos que 10% de micrita e menos que 10% de sedimentos siliciclásticos na matriz. Grãos esqueléticos de tamanho areia muito grossa a grânulo, moderado a bem selecionados. Conchas inteiras ocorrem em matriz de

areia bioclástica. Apresenta acamamento plano-paralelo, estratificação cruzada de baixo ângulo ou aspecto maciço. As camadas possuem espessura métrica e podem apresentar pacotes amalgamados de até 6,7 m, sendo que os contatos entre as camadas são erosivos. Esta fácies foi interpretada como depósitos de conchas retrabalhados por fluxos trativos, na zona subaquosa intermediária do lago. Corresponde a 45% do perfil vertical descrito.

2. Coquina fragmentada impura sem micrita - Cfi (Fig. 15C e 15D) – coquina com mais de 40% de conchas fragmentadas, menos que 10% de micrita e mais que 10% de sedimentos siliciclásticos na matriz. Grãos esqueletais de tamanho areia muito grossa a seixo, moderado a pobremente selecionados. Matriz composta de areia quartzosa imatura. Apresenta estratificação cruzada de baixo ângulo a plano-paralela. As camadas são decimétricas a métricas, e quando amalgamadas podem atingir 3 m. ~~Contatos planares.~~ Esta fácies foi interpretada como depósitos de conchas retrabalhados por fluxos trativos, na zona subaquosa intermediária do lago que possuía aporte de material siliciclástico. Corresponde a 10% do perfil vertical descrito.

3. Coquina não fragmentada com micrita - Cm (Fig. 15E e 15F) - Coquina com mais de 20% de conchas inteiras, mais que 10% de micrita e menos que 10% de sedimentos siliciclásticos na matriz. Grãos esqueletais de tamanho grânulo a seixo, moderadamente selecionados. Denso empacotamento, apresentando conchas com orientação plano-paralela devido à compactação. As camadas são decimétricas, e quando amalgamadas podem atingir mais do que 2 m. Esta fácies foi interpretada como depósitos de conchas formados na zona subaquosa profunda do lago. Corresponde a 20% do perfil vertical descrito.

4. Coquina não fragmentada impura com micrita – Cmi (Fig. 15G e 15H) – coquina com mais do que 20% de conchas inteiras, mais que 10% de micrita e mais que 10% de sedimentos siliciclásticos na matriz. ~~Grãos esqueletais de tamanhos grânulos a seixos, pobremente selecionados. Denso empacotamento de conchas bivalves, Gastrópodes e ostracodes também presentes~~ na matriz, além de areia quartzosa. Esta fácies foi interpretada como depósitos de conchas formados na zona subaquosa profunda do lago, que possuía aporte de material siliciclástico. Corresponde a 20% do perfil vertical descrito.



5. Folhelho verde (Fv) e Folhelho preto (Fp) – folhelho verde laminado com níveis de ostracodes e fragmentos de peixes; e folhelho preto laminado com níveis de ostracodes, fragmentos de peixes e pirita. Estas duas fácies ocorrem intercaladas. Fácies interpretadas como depósitos de zona subaquosa profunda do lago, sob condições anóxicas. Corresponde a 5% do perfil vertical descrito.

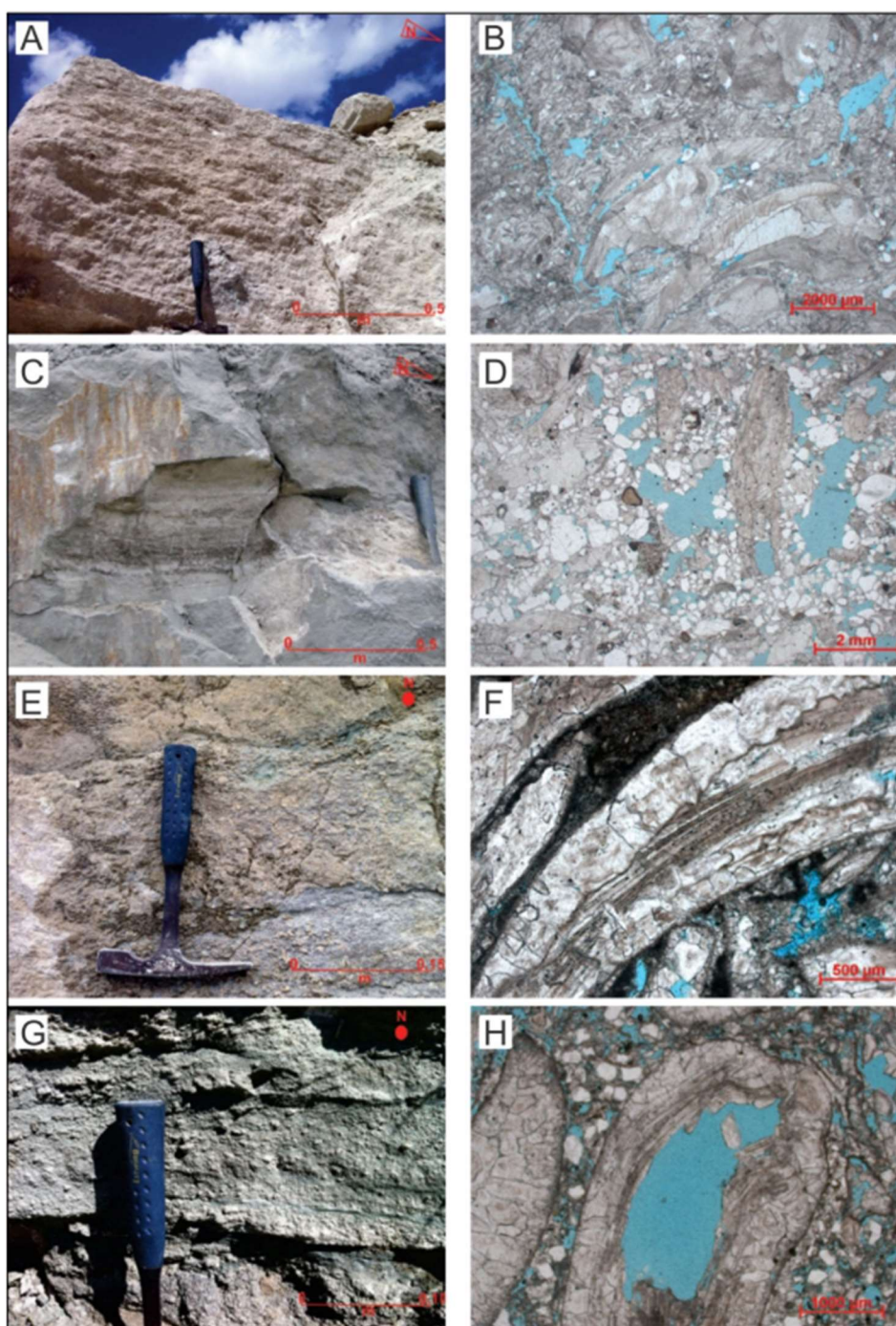


Figura 15 – Fotografias e fotomicrografias de fácies da Fm. Morro do Chaves. A, B) Fácies Cf. C, D) Fácies Cfi. E, F) Fácies Cm. G, H) Fácies Cmi. Modificado de Tavares *et al.* (2015).

Os autores também apresentaram uma discussão sobre as condições paleoambientais e os processos atuantes. O modelo de fácies apresentado é baseado no de Muniz (2013) para a Formação Coqueiros da Bacia de Campos, onde as fácies descritas acima são posicionadas em zonas costeiras-lacustres, que são subdivididas de acordo com os níveis de base de ação das ondas: condição normal (NBON) e condição de tempestade (NBOT), e com aporte ou não de material siliciclásticos (Fig. 16). Em um contexto geral, o paleoambiente em que se formaram as coquinas da Fm. Morro do Chaves corresponde a uma margem lacustre tipo rampa (baixo gradiente de relevo) de alta energia, conforme o modelo de Platt e Wright (1991) apresentado no capítulo 2.

A fácies Cf sugere uma deposição na zona costeira acima do NBON, onde houve intenso retrabalhamento das conchas pela ação de ondas e correntes induzidas pelos ventos e tempestades, gerando estratificações cruzadas de baixo ângulo e plano-paralelas. A fácies Cm sugere deposição entre o NBON e NBOT, onde a ação das ondas é menos persistente (mais baixa energia), gerando estrutura maciça, pouco retrabalhamento e deposição de micrita. As fácies Cfi e Cmi correspondem, respectivamente, às mesmas zonas das fácies Cf e Cm, porém com aporte de sedimentos siliciclásticos, o que sugere a presença de um sistema flúvio-deltaico associado à margem lacustre

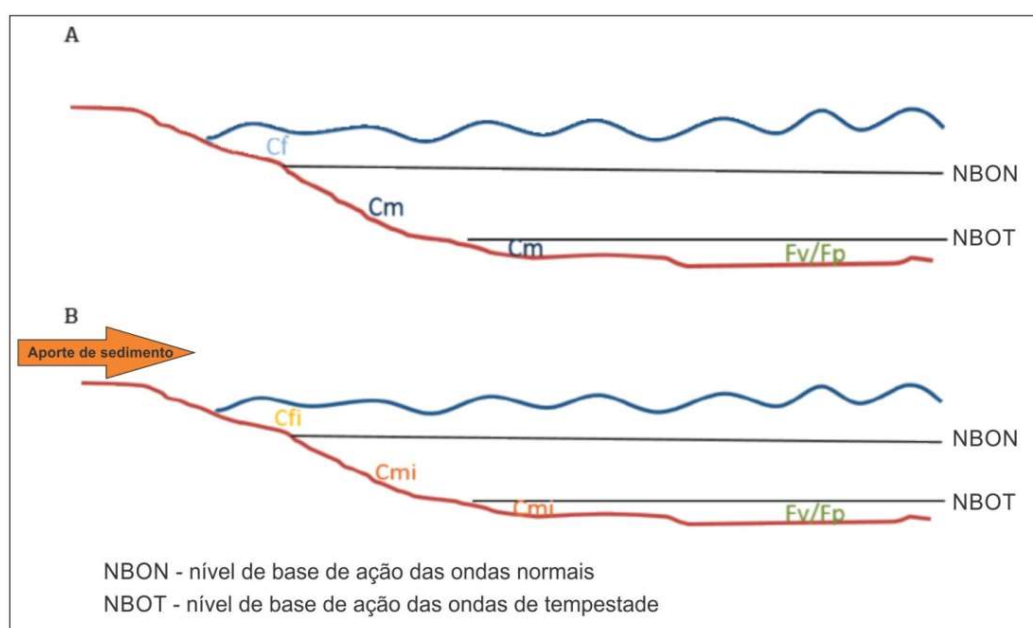


Figura 16 – Modelo deposicional da Fm. Morro do Chaves, mostrando dois cenários de rampa carbonática. A) rampa sem aporte de sedimentos siliciclásticos,

correspondente às fácies Cf e Cm. B) rampa carbonática com aporte de sedimentos siliciclásticos, correspondente às fácies Cfi e Cmi. Modificado e traduzido de Tavares *et al.* (2015).

Para fins de comparação, as coquinas da Fm. Morro do Chaves se mostram um interessante análogo às coquinas da Formação Coqueiros da Bacia de Campos, pois apresentam muitas semelhanças faciológicas e estratigráficas, tais como alternância de camadas com conchas fragmentadas e inteiras, espessura das camadas individuais, espécies de conchas (predominância de bivalves, com raros gastrópodes e ostracodes) e importante concentração de material siliciclástico, além de serem correlatas cronoestratigraficamente e possuírem o mesmo contexto tectônico de fase rifte. O afloramento, no entanto, permitiu uma melhor observação e descrição das estruturas sedimentares das fácies, geometrias das camadas e comportamento lateral delas, o que forneceu importantes informações para a interpretação dos ambientes e processos deposicionais das coquinas de lago rifte.

### 3.6.2.2 Chinelatto *et al.* 2018

Chinelatto *et al.* (2018) descreveram e interpretaram um afloramento de carbonatos lacustres da Fm. Morro do Chaves, andar Jiquiá (Barremiano/Aptiano), na Bacia de Sergipe - Alagoas. Em total duas litofácies siliciclásticas (argila argilosa com *mud cracks* na lama e argilito arenoso laminado) e quatro fácies carbonáticas (*wackestones*, *packstones*, *grainstones* e *rudstones*) foram descritas com base nas feições texturais (Fig. 17 e 18). As fácies carbonáticas foram sucessivamente divididas em seis tafofácies (T1 a T6) (Figs. 19 e 20) com a ajuda de um mapa neural auto-organizado (SOM) artificial e avaliadas por não métrica multidimensional escala (NMDS), com base nas características tafonômicas das litofácies carbonáticas.

Partindo dessa premissa, um modelo deposicional (Fig. 21) foi proposto para as coquinas da Fm. Morro do Chaves, com base nas características e distribuição de tafofácies, argumentando que as coquinas são organizadas em ciclos de profundidade e aprofundamento, formados em um cenário subtidal acima da base da onda de tempo bom e retrabalhado por tempestades ocasionais.



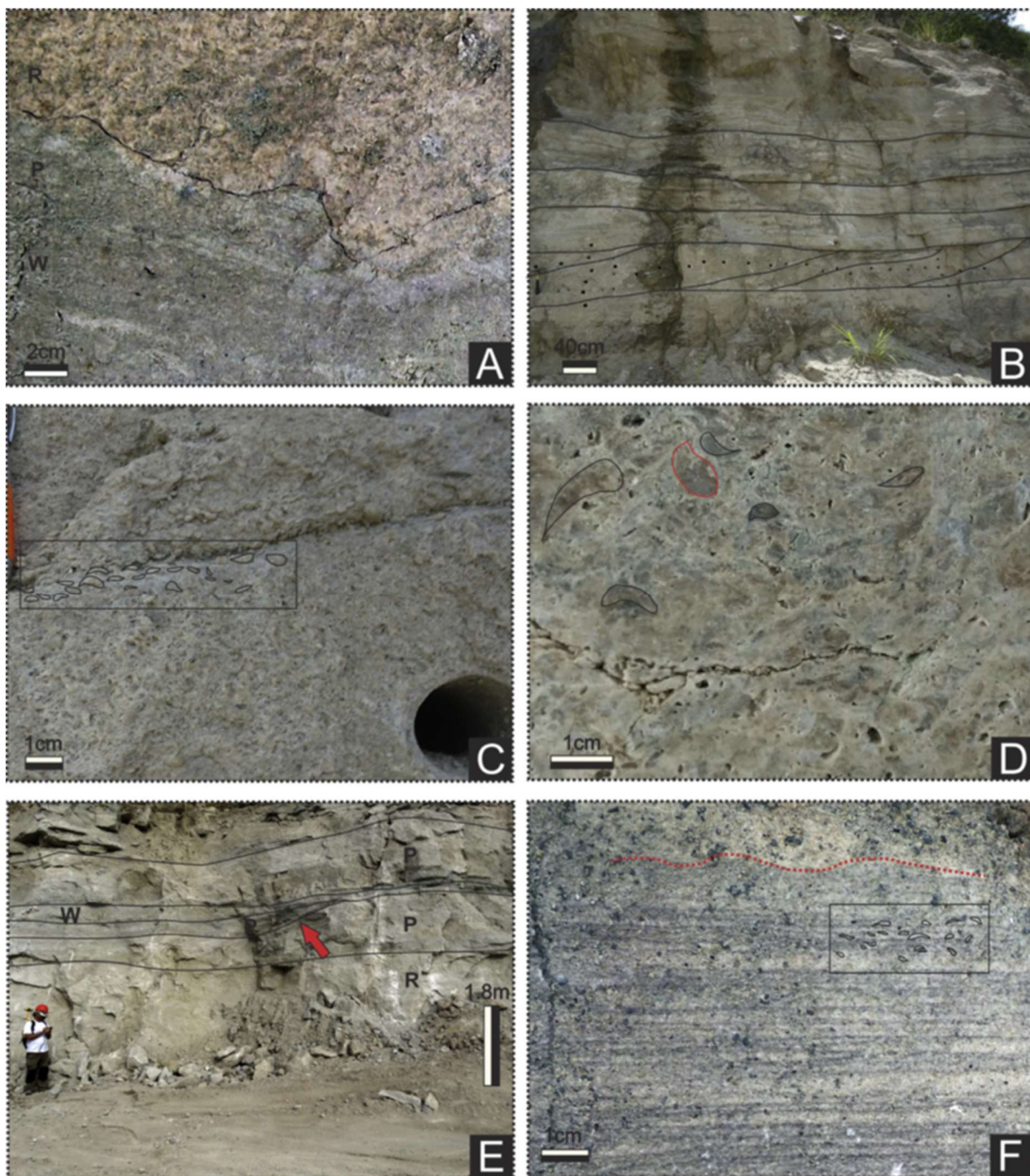


Figura 17 – Superfície erosiva entre o *rudstone* (R) sobrejacente ao *packstone* (P) e o *wackestone* (W). B) *Rudstones* com estratificação cruzada intercalados com *rudstones* tabulares, os pontos pretos são orifícios de amostragem. C) Detalhe da estratificação cruzada da Fig. 17A(B) com válvulas côncavas para baixo (delineado em preto). D) *Rudstone* para *packstone* com válvulas articuladas (linhas vermelhas) e simples (linhas pretas). E) Seção de afloramento que mostra a transição entre os leitos de *rudstone* (R), *packstone* (P) e *wackestone* (W). Alguns leitos de *packstone* apresentam geometria em forma de cunha (seta vermelha). F) *rudstone-packstone* laminada. A



linha vermelha mostra ondulações fracamente assimétricas no topo das lâminas. Observe o arranjo côncavo para baixo predominante de conchas na caixa quadrada preta (retirado do Chinelatto *et al.* 2018).

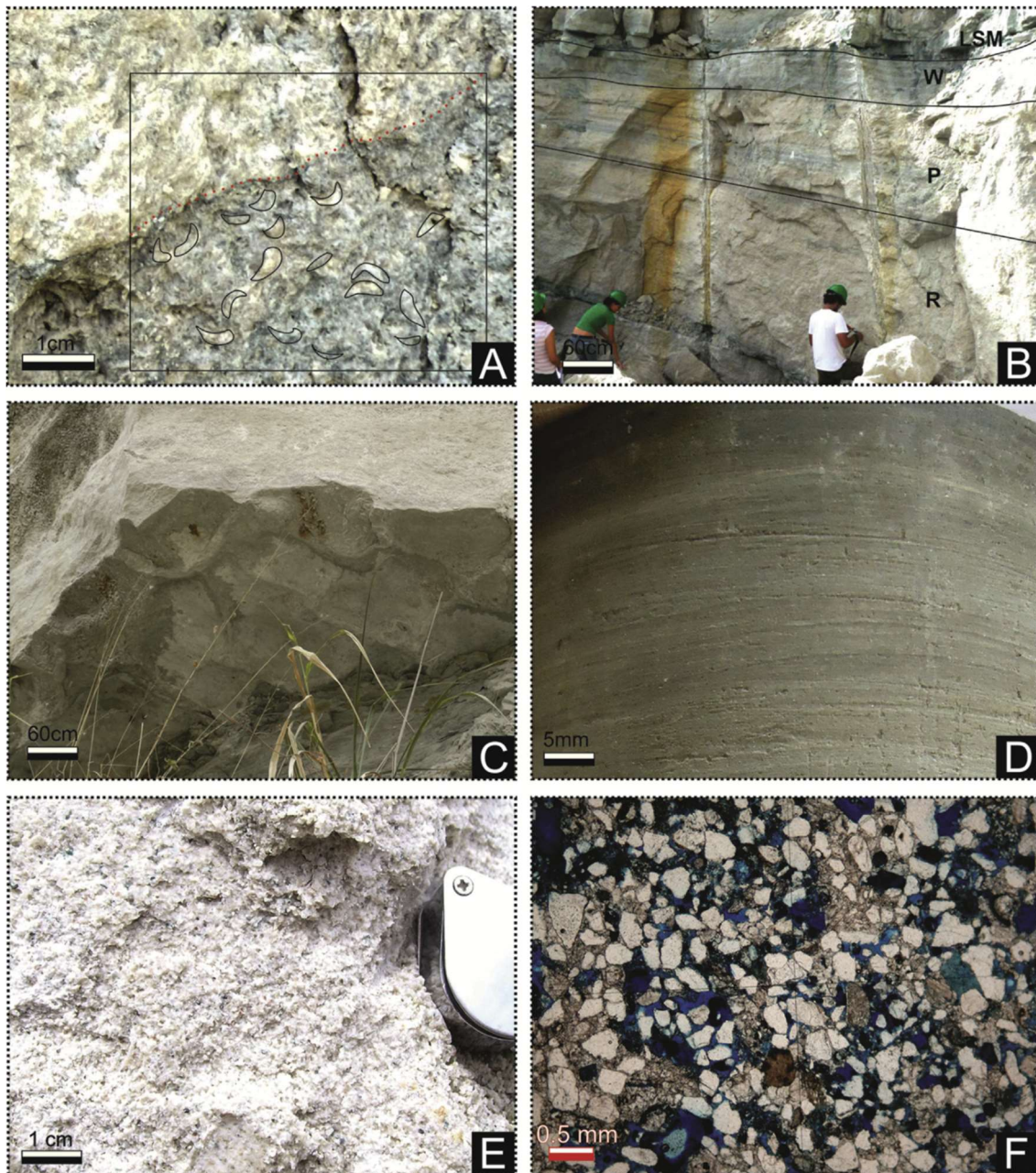


Figura 18 – Limite entre o *packstone* (abaixo) e o *rudstone*. No topo do *packstone*, prevalecem as ~~conchas côncavas~~. B) Intercalação de *rudstone* (R), *packstone* (P), *wackestone* (W) e laminado de argila arenosa (LSM). C) Moldes de fissuras de lama de argila argilosa (CM) ~~na base de pedras preciosas~~. D) Argilito arenoso laminado (LSM) ~~consistindo em~~ lâminas de areia muito fina e argila siltosa. E, F) Arenito cimentado por carbonato de cálcio (retirado do Chinelatto *et al.* 2018).



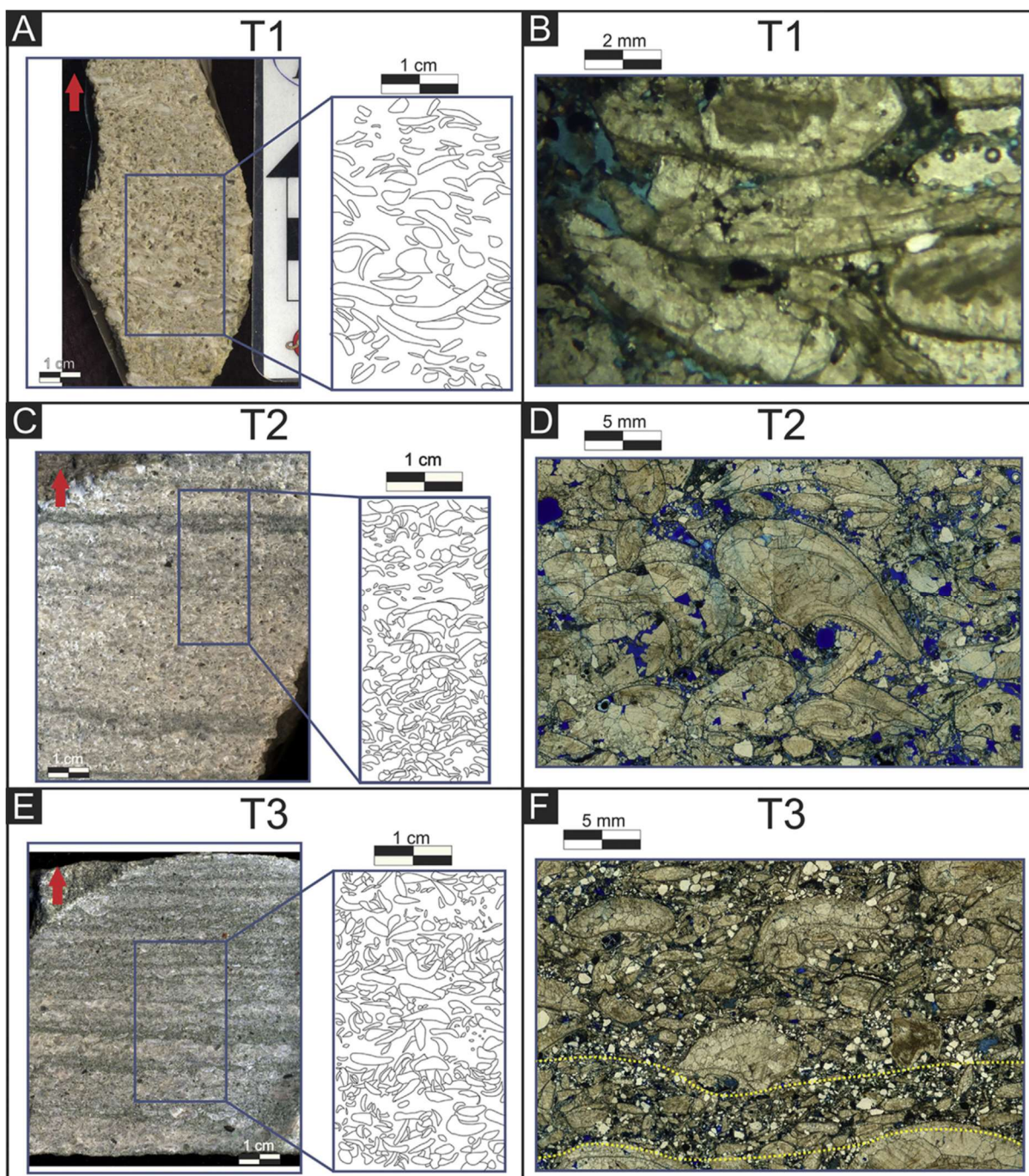


Figura 19 – Exemplos de tafofácies. À direita de cada fotografia há um esboço da orientação da concha e uma microfotografia de seção fina. A, B) Tafofácies T1 consiste em uma densa acumulação de cascas orientadas. C, D) Tafofácies T2 é composto de uma acumulação densa de válvulas preferenciais orientadas côncavas e lâminas finas de lamitos (cor mais escura). E, F) Tafofácies T3 é caracterizada por laminações planas paralelas finamente intercaladas de fragmentos de concha e material siliciclástico e bioclástico mais fino (escuro). A espessura das laminações e o tamanho dos bioclastos diminuem para cima. A microfotografia de T3 mostra lâminas



intercaladas de bioclastos maiores e uma mistura de bioclastos menores ~~siliciclástico~~ ~~material~~ (linha amarela). (Retirado do Chinelatto *et al.* 2018).

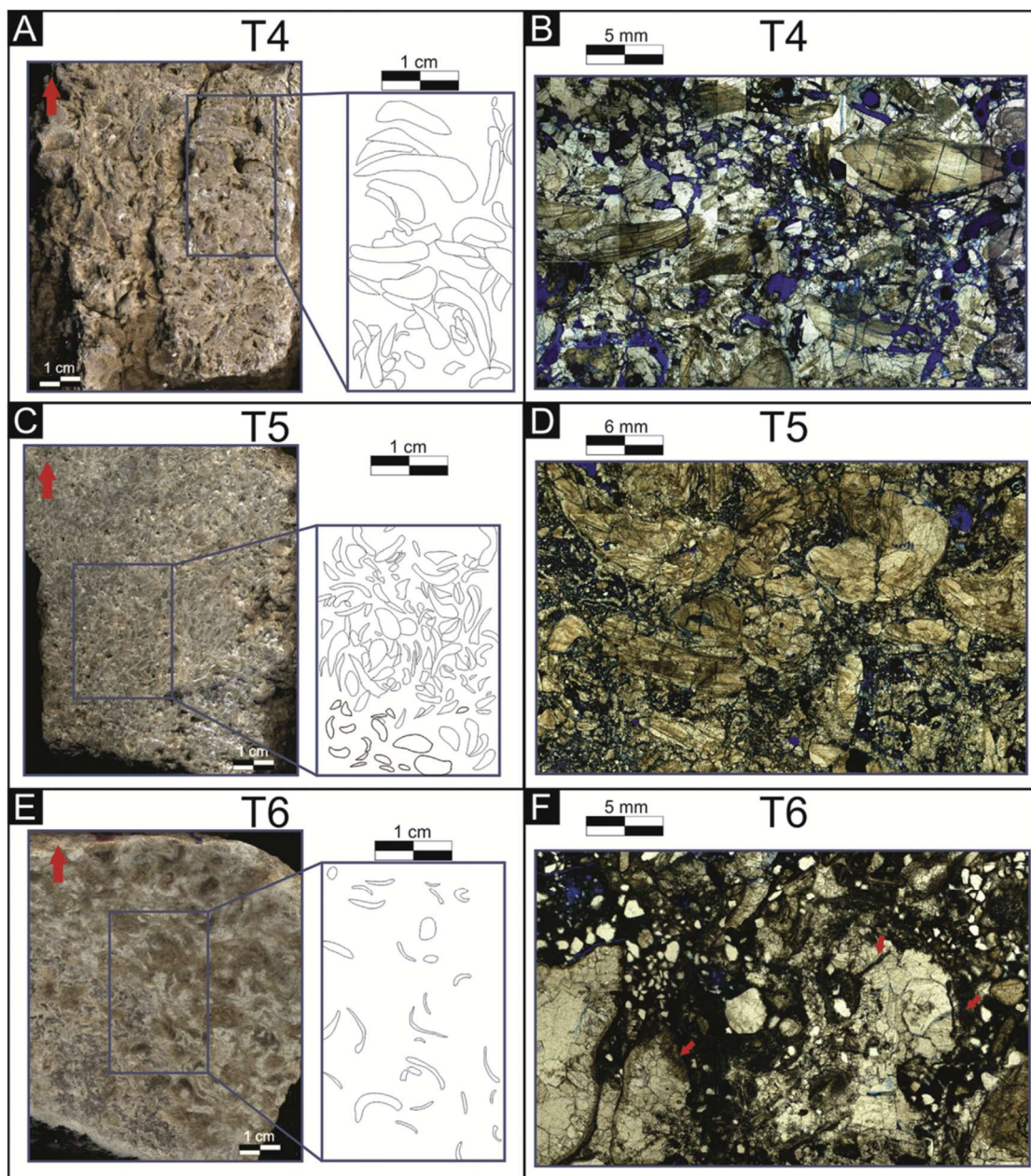


Figura 20 – Exemplos de tafofácies 4-6. À direita de cada fotografia há um esboço da orientação da concha e uma microfotografia de seção delgada. A, B) Tafofácies T4 mostra um denso acúmulo de válvulas maiores que 10 mm com orientação caótica. A matriz é composta por fragmentos de ~~casca~~. C, D) Tafofácies T5 é composto por *packstones* que mostram uma distribuição caótica dos bioclastos. A microfotografia exhibe uma distribuição caótica de fragmentos de conchas; em alguns casos, ~~as válvulas são côncavas~~. E, F) Tafofácies T6 é uma *wackestone* com bioclastos

dispersos; observe a orientação côncava para cima das conchas no topo. Em F, as setas vermelhas apontam para bioerosão (retirado do Chinelatto *et al.* 2018).

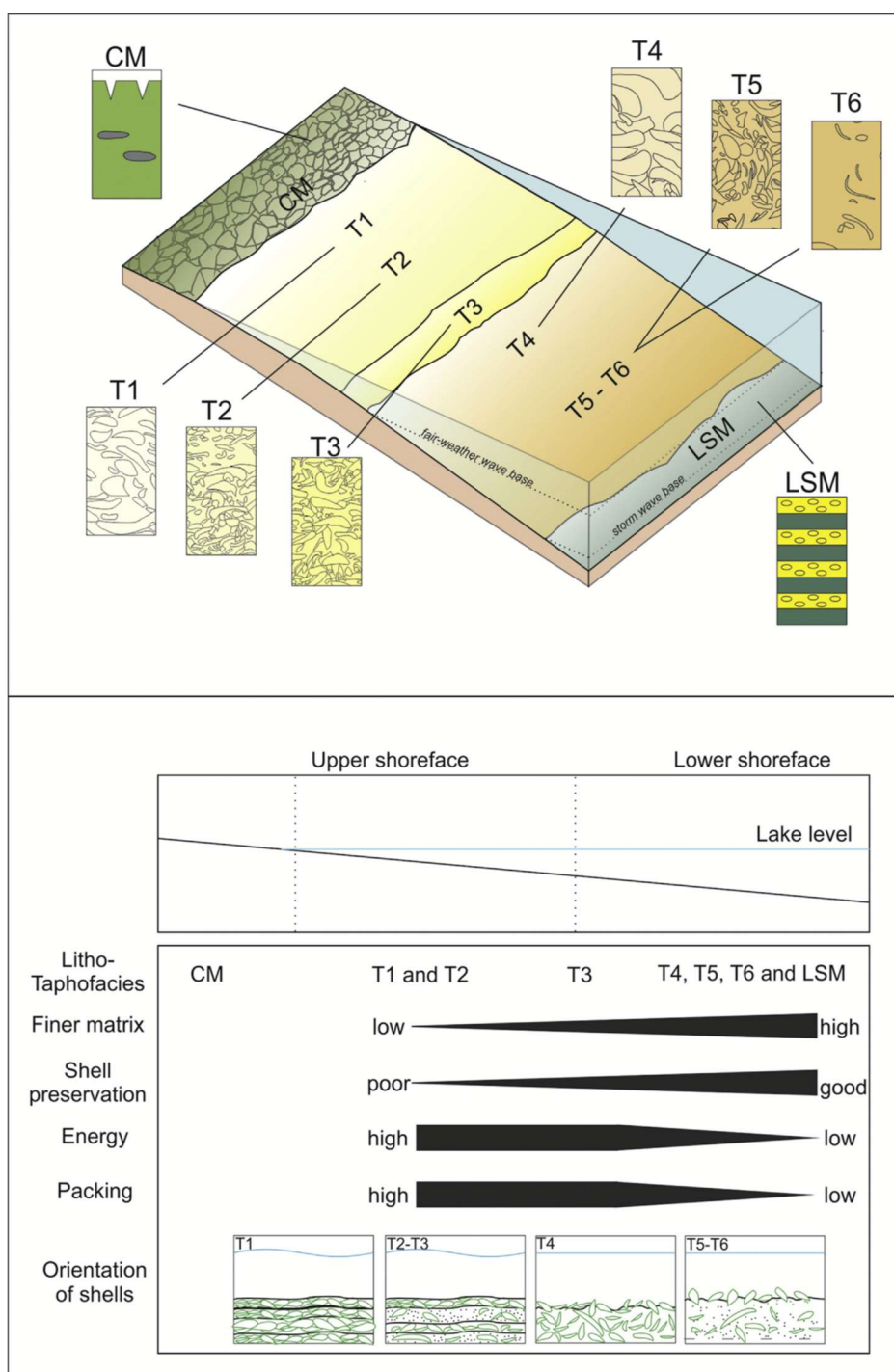


Figura 21 – Modelo da distribuição de tafofácies dentro da antepraia superior a inferior mostrando algumas características como preservação da concha, energia da água, empacotamento e orientação da concha (retirado do Chinelatto *et al.* 2018).



### 3.6.3 Shark Bay, Hamelin Pool

#### 3.6.3.1 Jahnert *et al.* 2012

Vários estudos (Bertani e Carozzi, 1985<sup>a</sup>; Dias *et al.* 1988; Abrahão e Warne, 1990; Carvalho *et al.* 2000; Muniz, 2013) sugerem que os depósitos lacustres de coquinas foram gerados na zona marginal subaquosa de um lago (zonas de *foreshore* e *shoreface* de um sistema praias), cujos principais agentes de retrabalhamento e transporte de conchas seriam as ondas e as correntes associadas. Desta maneira, depósitos praias recentes constituídos por conchas podem servir de modelo análogos às margens paleolacustres, permitindo a observação espacial e temporal *in situ* do sistema praias e dos processos atuantes. Jahnert *et al.* (2012) estudou um depósito de cordões de praia holocênico constituído principalmente por conchas, localizado na praia de *Shark Bay*, Baía de Hamelin Pool, litoral oeste da Austrália. O depósito se caracteriza por uma sequência de cordões praias prográdantes (regressivos), posicionados na zona de supramaré, estando associados a depósitos microbiais (estromatólitos e trombólitos) da zona intramaré. As conchas que constituem os cordões são de bivalves *Fragumerugatum*. A partir de análises de *Ground Penetrating Radar* (GPR), testemunhagem e imagens (aéreas e perfil longitudinal) foram caracterizados três tipos de elementos internos dos cordões praias (Fig. 22), diferenciados pela geometria e empilhamento das camadas, além do grau de organização das conchas nas camadas: complexo de camadas tabulares, cordões convexos e depósitos de *washover* (leques de sobrelevagem).

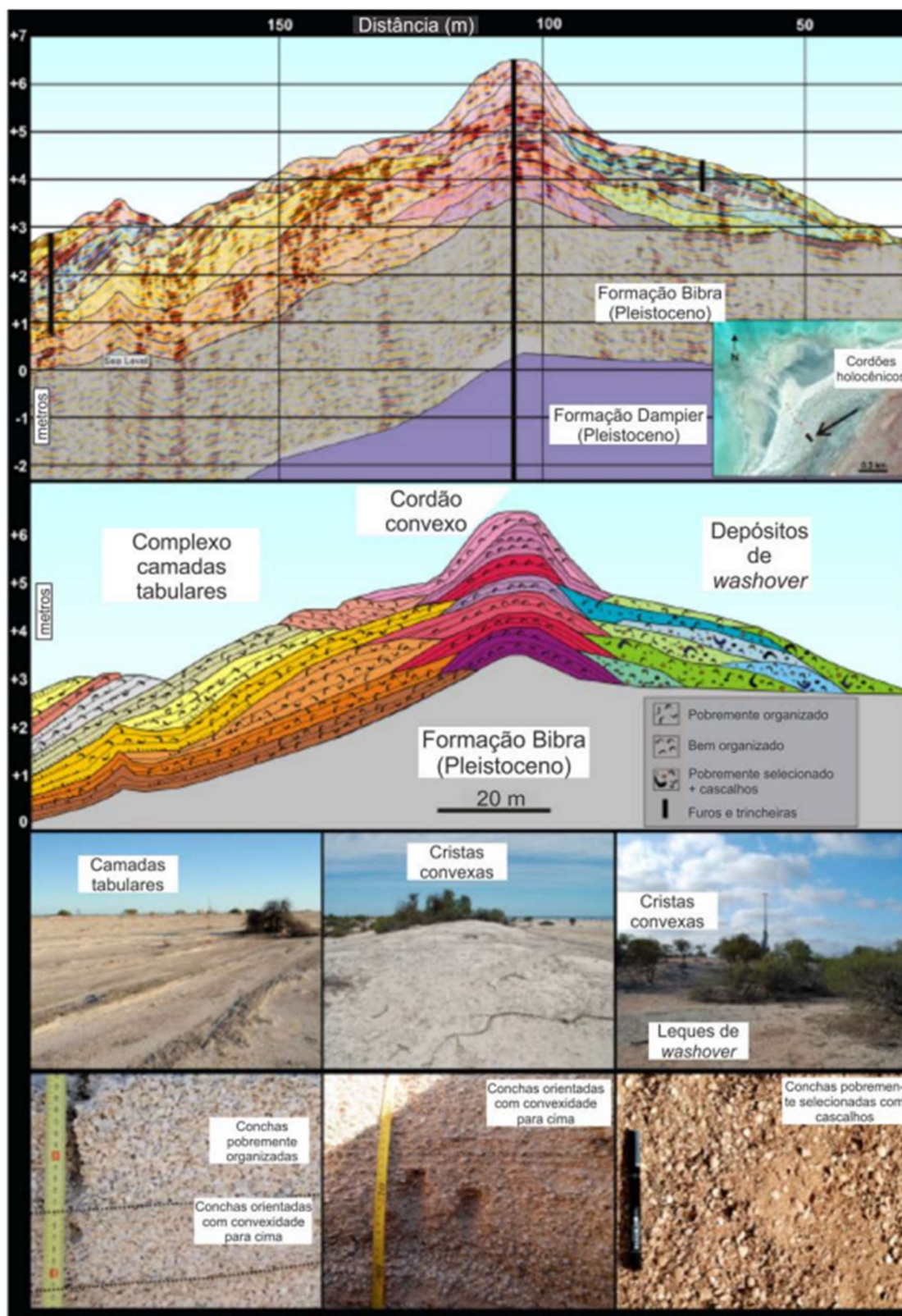


Figura 22 – Arquitetura, arranjo textural e morfologia do sistema de cordões litorâneos da Praia de *Shark Bay* – Austrália, caracterizando três tipos de elementos geométricos internos: complexo de camadas tabulares, cordões convexos e depósitos de *washover*. Modificado e traduzido de Jahnert *et al.* (2012).

Complexo de camadas tabulares – apresenta camadas tabulares de espessuras entre 10 cm e 60 cm, inclinadas para a direção do mar em ângulos menores do que 20°, composta por conchas de bivalves de tamanho grosso, pobremente organizadas e com seixos dispersos, intercaladas com camadas sub-horizontalizadas, com espessuras entre 1 cm e 20 cm, compostas por conchas organizadas e/ou fragmentos de conchas quebradas. São depósitos construídos por ondas de tempestade e ressacas (surges) que transportam a maior parte das conchas para a face da praia. Camadas de conchas desorganizadas indicam ação do movimento de ida e volta do *swash* da onda e camadas organizadas indicam fluxos trativos.

Cordão convexo – são cristas suaves paralelas à costa que ocorrem sobre as camadas tabulares ou altos do relevo pré-existent. Apresentam camadas centimétricas de conchas arranjadas numa orientação de convexidade para cima, estratificação de baixo ângulo com truncamentos. As conchas, em sua maioria, são frágeis e estão bastante retrabalhadas. Estes depósitos foram construídos provavelmente por elevações do nível d'água durante ressacas de tempestade, que avançariam sobre a crista praial e, ao retornarem ao seu nível normal, gerariam correntes trativas na direção do mar que depositavam camadas centimétricas de conchas orientadas no alto.

Depósitos de *washover* – são formas lobadas que se espalham atrás dos cordões convexos, compostas por conchas pobremente selecionadas, que podem atingir tamanhos de até 5 cm. Camadas de *washover* possuem morfologia de leque e progradam no sentido do continente (retrogradam) ou agradam apresentando geometria sigmoidal. Estes depósitos foram gerados por severas ondas de tempestade, capazes de transportar sedimentos esqueletais para trás das cristas convexas.

Além da descrição e interpretação dos depósitos, os autores discutem o sistema de cordões do ponto de vista evolutivo, onde apontam que a construção das sequências de cordões se deu em períodos com eventos de grandes tempestades e ressacas, concomitante com o rebaixamento do nível relativo do mar durante os últimos 4500 anos. A progradação do sistema também está relacionada ao extraordinário montante de bivalves adaptados às condições hipersalinas das águas da Baía Hamelin Pool, fornecendo grande aporte de sedimentos esqueletais para o sistema, e as condições geomorfológicas de baía semi-fechada, altamente afetada

por ressacas e tempestades. Os autores concluem ainda que o modelo deposicional dos cordões praias de coquinas de *Shark Bay*, podem ser aplicados como análogos aos reservatórios de coquinas depositados em ambientes lacustres, pois as condições de baía semifechada afetada por tempestades e os processos hidrodinâmicos são semelhantes aos sugeridos nos modelos deposicionais usados aos reservatórios de coquinas da Bacia de Campos.

### 3.7 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.7.1 Sistema Carbonático Lacustre

Na literatura de rochas carbonáticas, os modelos de fácies e a distribuição espacial dos carbonatos lacustres do Platt e Wright (1991), são os mais aceitos. Esses modelos faciológicos são divididos em dois tipos de associações (Fig. 23): fácies de margem de lago (*lake margin*), no que seriam os ambientes mais rasos e subaéreos, e fácies de bacia de lago (*lake basin*), que seriam as zonas mais profundas do lago. Os autores ainda subdividem os dois modelos de fácies em 4 tipos de ambiente marginal conforme sua morfologia e energia: banco de baixa-energia, banco de alta-energia, rampa de baixa-energia e rampa de alta-energia.

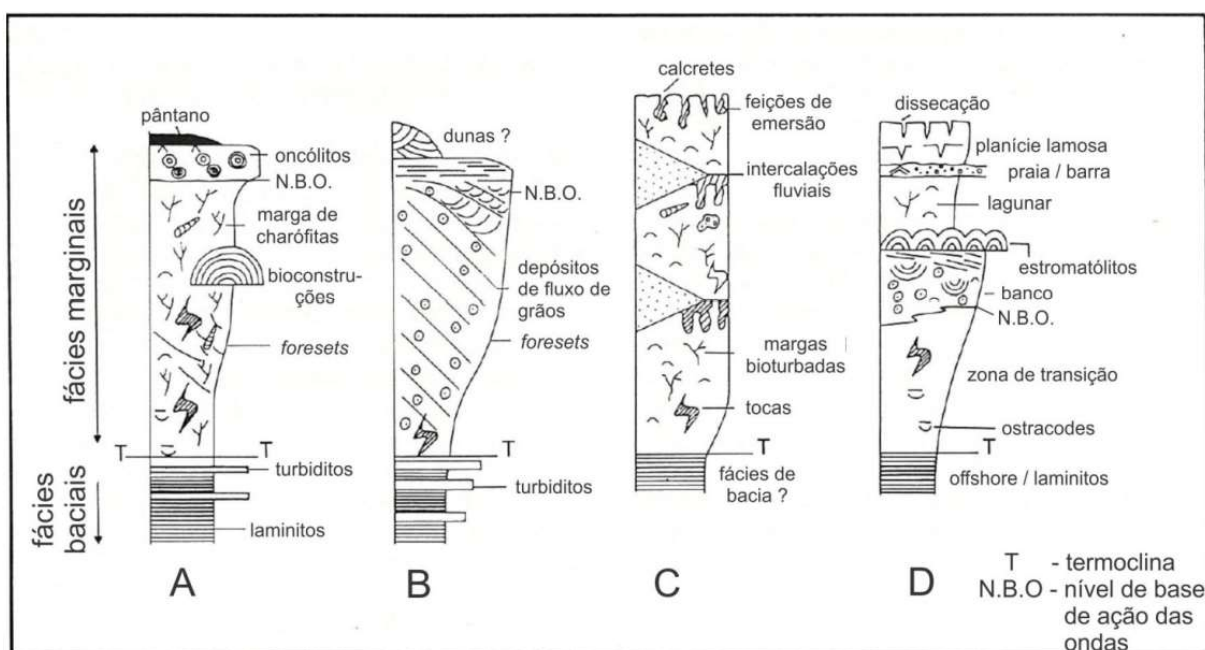


Figura 23 – Associações de fácies de ambientes carbonáticos lacustres. A) margem de baixa energia tipo banco; B) margem de alta energia tipo banco; C) margem de baixa energia tipo rampa; D) margem de alta energia tipo rampa. Modificado de [Embry e Klovan \(1971\)](#).

#### Banco de baixa-energia

Zona marginal íngreme, dominada por partículas carbonáticas finas com padrão granocrescente ascendente. Em termos de sucessão de fácies desse banco, os lamitos micríticos finos, intercalados com siltitos e turbiditos finos ou fluxos de grãos de material marginal ressedimentado, passam a fácies mais grosseiras na zona

marginal que incluem areias e seixos bioclásticos, lâminas micríticas com bioclastos de moluscos. No topo, seixos de oncólitos e pisólitos ocorrem com turfa de pântano sobrepondo o topo da sequência progradante (Fig. 23A e 24A).

### **Banco de alta-energia**

Apresenta zona marginal íngreme constituindo-se de *grainstones* de oólitos e *packstones* com estratificação cruzada de baixo ângulo, lentes conchíferas, e bioconstruções carbonáticas. Os *mudstones* carbonáticos bioturbados podem ocorrer em zonas marginais protegidas enquanto nas zonas mais profundas, as fácies de fluxos de grãos e *slumps* de areia oolítica ~~se exibem~~ (Fig. 23B e 24B).

### **Rampa de baixa-energia**

Essa rampa se encontra na zona marginal, pouco íngreme e contém carbonatos com baixo conteúdo de material siliciclástico. A sucessão vertical progradante dessa associação de fácies, começa com *grainstones*, *packstones* de pellets, intraclastos ressedimentados e raras lâminas de evaporitos. Sobrepondo estas fácies são as micríticas com bioclastos de moluscos e caules de xerófitas. No topo ocorrem carbonatos brechados com feições de pedogênese (exposição subaérea) como cavidades micro-cársticas (Fig. 23C e 24C).

### **Rampa de alta-energia**

Essa rampa apresenta uma sucessão vertical progradante de fácies com camadas micríticas ricas em moluscos e ostracodes, areias e seixos de oncólitos, estromatólitos sobrepondo *mudstones* carbonáticos ricos em matéria orgânica. ~~Recoberto os estromatólitos são *grainstones* oolíticos e bioclásticos com lutitos dissecados ao topo (Fig. 23D e 24D).~~ A rampa é pouco íngreme e associada a zona marginal.



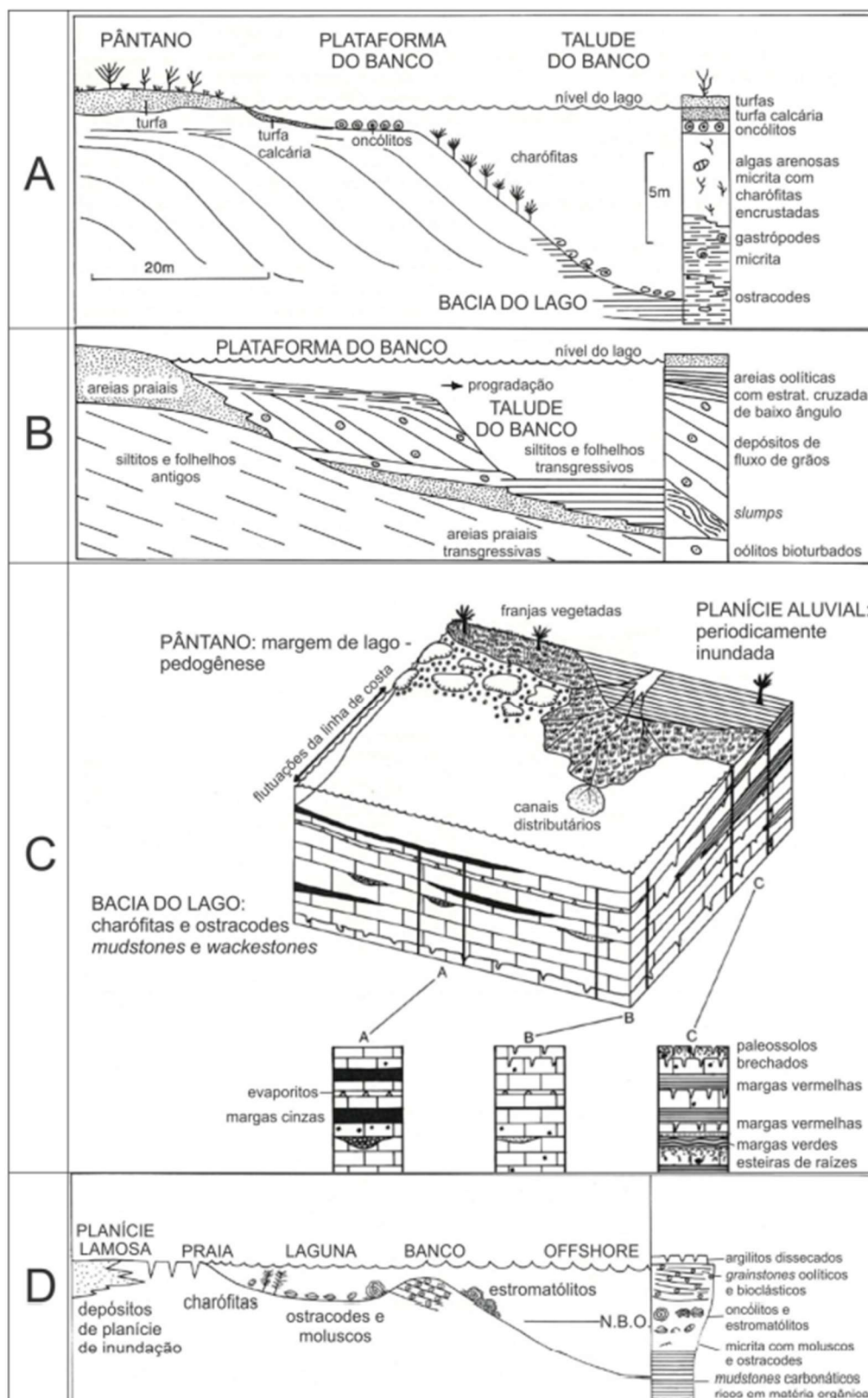


Figura 24 – Exemplos de fácies e morfologias de margens de ambientes carbonáticos lacustres. A) margem de baixa energia tipo banco (Lago Littlefield, Michigan – EUA); B) margem de alta energia tipo banco (Plioceno, Formação Glens Ferry – EUA); C) margem de baixa energia tipo rampa (sequência basal do Cretáceo do Centro-Norte

da Espanha); D) margem de alta energia tipo rampa (Formação Green River). Modificado de Williamson e Picard (1974), Swirydczuk *et al.* (1980), Murphy e Wilkinson (1981), Platt (1989), Platt e Wright (1991).

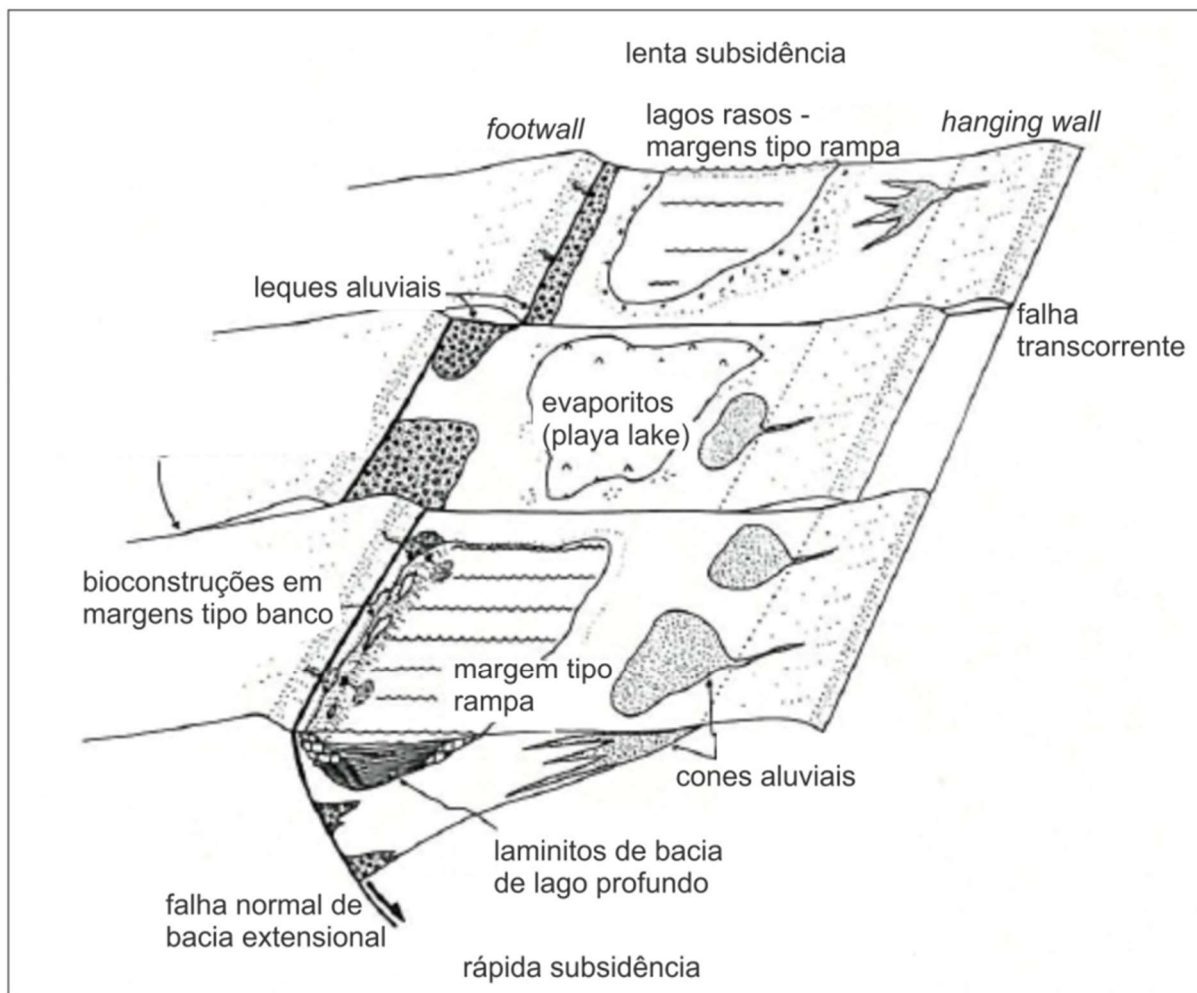


Figura 25 – Modelo tectônico de lagos rift (meio-gráben). Modificado de Platt e Wright (1991).

A maior parte das coquinas do pré-sal são interpretadas como pertencentes aos sistemas praias associados às margens lacustres. Neste sistema, essas rochas são posicionadas em diferentes zonas, de acordo com as suas características faciológicas. Desta maneira, as zonas do sistema praias, os processos que definem as zonas ou subambientes costeiros, e os fenômenos associados às ondas são apresentados na seguida.



### 3.7.2 Sistema Praial

O sistema praial foi definido como uma acumulação de sedimentos depositada pela ação das ondas, situada entre nível de base de ação das ondas normais (NBN) e o limite superior do swash (Short, 1999). Neste sistema, a máxima profundidade em que as ondas podem transportar sedimentos em direção à costa, corresponde à NBN enquanto o limite do *swash* corresponde ao limite subaéreo da ação das ondas e transporte de sedimentos. Quanto ao desenvolvimento de praias, três fatores principais são os determinantes: disponibilidade de sedimentos, clima de ondas e espaço de acomodação. De acordo com Short (1999), a morfologia do fundo e os processos ondulatórios atuantes no sistema praial pode ser subdividido, bidimensionalmente, em três zonas: praia subaérea (*subaerial beach*), a zona de surfe (*surf zone*) e zona próxima à praia (*nearshore zone*).

O modelo de Short (1999) para o sistema praial (Fig. 26), em conjunto com a nomenclatura existente para o modelo de fácies de sistemas costeiros dominado por ondas de Walker (1984) são considerados com a finalidade de correlacionar a nomenclatura usada nos modelos deposicionais das rochas do Grupo Lagoa Feia, que utilizam nomenclatura do ponto de vista litológico e estratigráfico. É importante salientar, que não há uma nomenclatura padronizada para as zonas praias, tanto em âmbito internacional quanto nacional, logo se faz essencial essa mescla de modelos. A seguir, serão apresentados os processos, morfologia e os depósitos de cada zona praial.

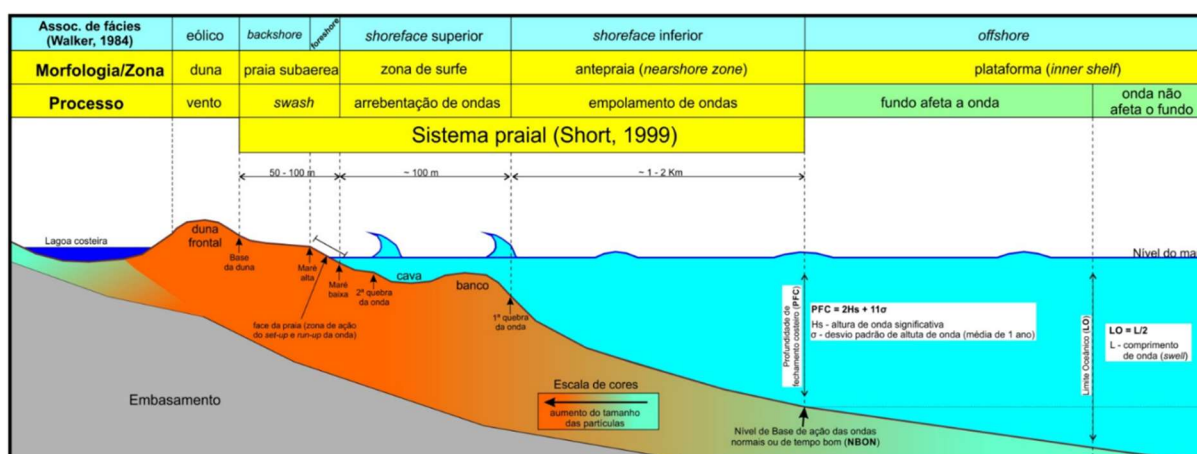


Figura 26 – Perfil longitudinal praial de acordo com Short (1999), com delimitação das zonas praias e suas respectivas nomenclaturas faciológicas segundo Walker (1984).

### **Praia subaérea**

Zona compreendida entre o nível do mar na maré baixa de sizígia e a base de uma duna frontal ou falésia. Nesta região, o processo de *swash* da onda (espraiamento) ocorre, além de serem fortemente afetadas por ressacas marinhas. Em termos de morfologia, esta zona está relativamente plana, podendo possuir uma crista proeminente chamada de crista de berma. Quanto às associações de fácies, compreende fácies deposicionais de *backshore* e *foreshore* com a última sendo relacionado às fácies depositadas na face da praia, entre o nível d'água de maré baixa até a crista de berma. As fácies de *backshore* estão vinculadas aos sedimentos depositados da crista de berma até a duna, podendo também sofrer processos eólicos.

### **Zona de surfe**

Zona delimitada entre a primeira linha de quebra das ondas e a linha da última quebra sobre a face da praia. Além de estar sob ação de correntes de deriva litorânea e de retorno, também é submetido a influência direta do processo de quebra e colapso da onda. Compreende as fácies de *shoreface* superior, que se caracterizam por feições de fluxos trativos e oscilatórios com bancos e cavas marcando a morfologia de fundo.

### **Zona próxima à praia ou antepraia**

Zona de atuação do processo de empolamento das ondas, ou seja, deformação das linhas de fluxo circulares devido ao atrito com o fundo. Estende-se do NBON até a linha da primeira quebra das ondas. Compreende as fácies deposicionais de *shoreface* inferior, que se caracterizam por feições de fluxos oscilatórios. O NBON é também conhecido como a profundidade de fechamento costeiro (PFC), que é uma linha variável, modificando-se conforme a altura média das ondas normais ou de tempo bom. Quanto à morfologia, possui fundo plano, suavemente inclinado com presença de bancos de tempestade.

### **3.7.3 Plataforma Continental**

Zona relacionada à ação das ondas de tempestade, que a princípio não pertence estritamente ao sistema praial. Delimita onde o fundo do mar começa a afetar as ondas, produzindo ondulações suaves na superfície d'água. A plataforma estende-

se desde o limite oceânico (LO), que depende do comprimento de onda, até o nível de base de ação das ondas de tempo bom NBOA (Fig. 26). O limite da plataforma interna em direção ao oceano, também pode ser estabelecido como o nível de base de ação das ondas de tempestade (NBOA). Pode ser definida fisiograficamente como sendo aquela região de águas rasas e de declive suave que circunda os continentes, se estendendo desde a linha de praia até a quebra da plataforma, onde ocorre uma mudança abrupta na declividade e profundidade. Pode ser subdividida em duas áreas: a) Plataforma Continental Interna: (Infratidal) – da linha de costa até a profundidade de -50 m (*offshore*); b) Plataforma Continental Externa – da profundidade de -50 m até a zona de quebra (Fig. 27). A plataforma interna possui fundo plano e, relativamente, menos inclinado que a antepraia. Compreende as fácies de offshore, que se caracterizam por apresentar intercalações de sedimentos finos e arenosos, além de poderem apresentar feições de fluxos oscilatórios de grande energia. A plataforma continental é uma feição do presente período geológico, tendo se originado numa gama de processos de acumulação e de erosão no Pleistoceno e no limite do Pleistoceno/Holoceno. A última apresenta sedimentos “fósseis” (pleistocênicos), também chamados de “reliquias” – depósitos antigos análogos. Estes se encontram recobertos pelos depósitos atuais ou sub-atuais.

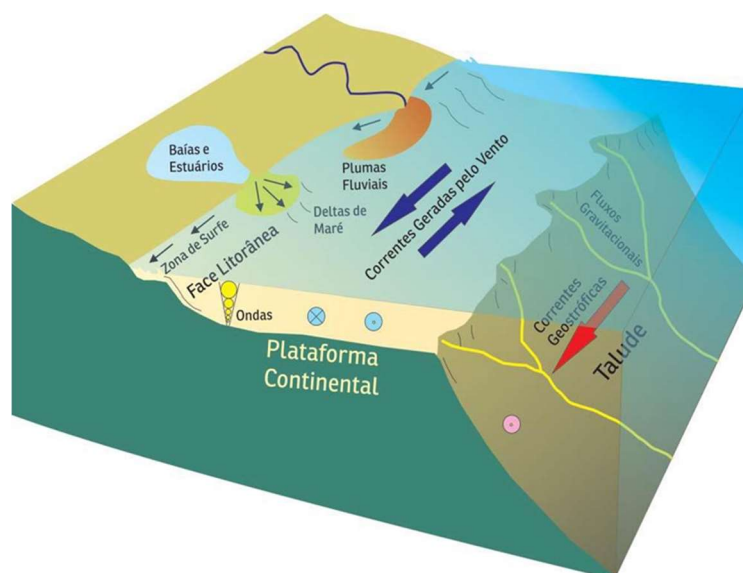


Figura 27 – Ilustração da plataforma continental com os limites interno e externo, e os principais processos oceanográficos (Dominguez *et al.* 2011).

A profundidade em que termina o domínio da plataforma continental (profundidade de quebra) é bastante variável. Shepard (1973), mostrou estatisticamente que a profundidade média fica em torno de 72 *fathoms* ( $\pm 130$  m), no entanto em certas plataformas continentais, especialmente nas plataformas localizadas em altas latitudes, esta profundidade pode chegar a 400-500 m ou mais (ex: Antártica, Noruega, Sul da Argentina). Por outro lado, certas plataformas podem terminar em profundidades tão rasas quanto 20 m (ex: Plataforma Nordeste Brasileira; região de Fossas). A declividade da Plataforma Continental é bastante suave, em geral inferior a 1:1.000 e contrasta grandemente com o declive do Talude Continental que, geralmente, é superior a 1:40 (Coutinho 1995, Suguio 2003). A largura da Plataforma Continental é, também, muito variável. Segundo Shepard (1973), a largura média é em torno de 70-80 km, mas, certas áreas praticamente não possuem plataforma enquanto em outras ela se estende a mais de 500 km (ex: Sul da Argentina; Norte da Rússia; Mar da Noruega ( $\pm 1.400$  km); Alasca; Norte da Austrália ( $\pm 1.200$  km); Canadá e Este dos EUA (2 a 300 km)).

Em geral, a topografia da Plataforma Continental é bastante regular, sendo rara a ocorrência de feições (colinas, depressões etc.) com relevo superior a 20 m. Dentre as feições topográficas mais importantes na morfologia das Plataformas Continentais, destacam-se os canais e vales fluviais afogados, os terraços e os bancos sedimentares de diversas origens. A modelagem das Plataformas Continentais é, em grande parte, o resultado das variações glacio-eustáticas do nível do mar. A migração da linha de costa (e em consequência da drenagem costeira) imprimiu feições erosivas e deposicionais responsáveis por muitas das irregularidades topográficas encontradas nas Plataformas Continentais. Assim os Vales Submarinos (redes fluviais afogadas), muitos dos quais conectados com vales fluviais sub-aéreos, foram encontrados em inúmeras Plataformas Continentais.

Os terraços submarinos são identificados praticamente em todas as Plataformas Continentais do mundo. Alguns são feições deposicionais formadas por processos de progradação deltaica. Mas a maioria é de origem erosiva, correspondente a diferentes posições do nível do mar no Pleistoceno (terraços de abrasão). A terceira maneira pela qual alguns terraços submarinos podem ter sido criados seria por eventos tectônicos (subsidência). As paleo-linhas de costa ficam definidas em topografia submarina, pela presença de escarpas (Kowsmann *et al.*

1977, Corrêa 1979, 1983, 1984, 1986, 1987, 1996, Corrêa *et al.* 1980, 1989, Corrêa e Baitelli 1991, Corrêa e Villwock 1996). A Plataforma Continental entre Rio de Janeiro e Rio Grande do Sul apresenta 5 escarpas ou paleo-linhas: 20-25 m, 32-45 m, 60-70 m, 110-120 m, 130 m (Corrêa, 1996). Um destes terraços mais comumente encontrados nas Plataformas Continentais situa-se em profundidades entre 60 e 70m.

#### **3.7.4 Origem dos Sedimentos**

O material sedimentar, desde sua origem até o local onde será depositado, sofre a influência de variáveis físicas, químicas e biológicas. Estas variáveis atuam, na área fonte, durante o transporte, na área de deposição, e posteriormente no próprio depósito (diagênese). Na área fonte sob a ação dos agentes físicos, químicos e biológicos, ocorre intemperismo e erosão (Tucker, 2001). O clima (temperatura e umidade) vai influir sobre o tipo de intemperismo que vai predominar na área fonte e consequentemente nas características dos materiais resultantes (Blatt, 1982). Outro fator importante no caráter dos sedimentos é a influência tectônica. Um tectonismo intenso pode resultar em relevos íngremes, os quais fornecerão clastos angulosos, que devido às condições geomorfológicas da área, ocasionará a deposição deles nas proximidades da área fonte, sofrendo, portanto, pouco transporte. Estes sedimentos são mal selecionados e imaturos (Ingersoll, 1979). Áreas fontes com relevos suaves típicas de embasamentos graníticos, produzem depósitos maduros constituídos de areia e argila, dependendo das condições climáticas (Blatt, 1982). Os sedimentos ricos em quartzo (areia) têm sua área fonte nas margens cratônicas as quais são tectonicamente estáveis. A composição dos sedimentos arenosos é influenciada pelas características da área fonte, natureza dos processos sedimentares que ocorrem na bacia de sedimentação e pelo tipo de distribuição que terá durante o transporte entre a área fonte e a bacia de deposição. A relação existente entre a fonte e a bacia sedimentar é governada pela tectônica de placas a qual controla a distribuição dos diferentes tipos de sedimentos (Ingersoll, 1979). Portanto, os padrões detríticos das sequências arenosas das diferentes bacias dependem do tipo de tectônica de placas que atua na província.

### 3.7.5 Transporte dos Sedimentos

Os sedimentos são transportados por diversos mecanismos, os quais incluem vento, geleiras, ondas, correntes fluviais, correntes de maré, fluxos gravitacionais e de densidade. O transporte ocorre das seguintes formas: tração, suspensão, saltação e solução. Cada processo imprime no depósito sedimentar estruturas típicas. A tração se processa por rolamento e deslizamento, produzindo seixos imbricados e de arredondamento variável. As areias transportadas por tração apresentam boa seleção granulométrica bem como formam acamamento gradacional, porém sem matriz. Enquanto as areias transportadas por saltação, via de regra, apresentam marcas de ondas. O transporte por suspensão gera depósitos de baixa seleção granulométrica e pouco retrabalhamento dos grãos. A matriz é predominantemente pelítica. As estruturas sedimentares características são: a) as do tipo laminação plano paralela e, b) as marcas de fundo.

### 3.7.6 Ação de Ondas

Ondas são geradas pelos ventos, e dependem da sua velocidade, duração e extensão da pista em que atuam. Bidimensionalmente, as ondas apresentam transformações em sua forma à medida que se aproximam da costa, pois vão sofrendo interações com o fundo uma vez que diminui a profundidade de lâmina d'água. Tanto na praia quanto na plataforma interna, a quebra (arrebentação) e o empolamento são as principais modificações da forma das ondas, respectivamente. O empolamento corresponde às modificações na forma das linhas de fluxo internas, passando de circular para semicircular achatada, provocando movimentações das partículas de fundo, e modificações na forma da onda em superfície, acentuando a sua esbeltez. A quebra ocorre quando a esbeltez ( $H/L$ ) da onda atinge seu limite crítico de equilíbrio, ocorrendo o colapso da massa de água e promovendo intensa movimentação de partículas no fundo (Komar, 1976). Além da esbeltez, o período, altura (Fig. 28) são os principais parâmetros físicos das ondas, pois controlam o fluxo de energia em uma praia, influenciando em todos os processos costeiros induzidos pela ação de ondas (Komar, 1976). As condições de energia de uma praia, do ponto de vista de transporte de sedimentos, são diretamente proporcionais à esbeltez e a altura, e inversamente proporcional ao período das ondas.

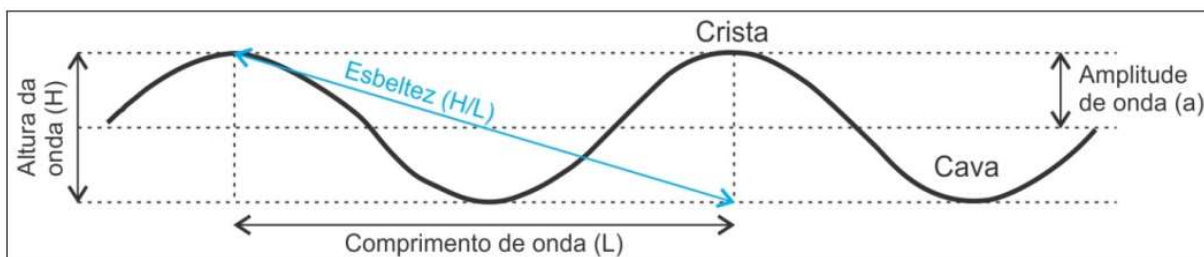


Figura 28 – Parâmetros dimensionais das ondas.

A distribuição de tamanho dos sedimentos clásticos de ambientes de águas rasas é controlada pelas condições hidrodinâmicas, isto é, a ação das ondas e correntes. Correntes costeiras na plataforma interna não foram consideradas neste estudo por não apresentarem magnitudes significativas de velocidades, com capacidade de retrabalhamento mecânico dos sedimentos de fundo, conforme resultados obtidos por Andrade *et al.* (2016) em estudos dessas forças no litoral norte do Rio Grande do Sul. Quanto maior a órbita, o comprimento e a amplitude das ondas, mais profunda é a sua ação. A altura e o período da onda, juntamente com a declividade da praia, também influenciam em outros aspectos, como no tipo de quebra da onda na zona de arrebenção.

Segundo Galvin (1968), existem quatro tipos de quebra da onda: (1) Deslizante (*spilling*) – ocorre em praias de baixa declividade, onde a onda empina-se para deslizar pelo seu perfil, dissipando energia por uma larga faixa; (2) Mergulhante (*plunging*) – ocorre em praias de declividade moderada a alta, onde a onda empina-se abruptamente ao aproximar-se da costa e quebra violentamente formando um tubo, dissipando energia por uma pequena faixa praias; (3) Ascendente (*surging*) – ocorre em praias de muito alta declividade, onde a onda não quebra propriamente, mas se espalha sobre a face da praia; (4) Frontal (*collapsing*) – ocorre em praias de pendente abrupta, sendo um tipo de quebra intermediário entre mergulhante e ascendente. Outros dois fenômenos relacionados à dinâmica das ondas, importantes de serem mencionados aqui são o *set-up* e o *run-up*. O *set-up* é sobre a elevação do nível médio da água na costa, causado pela incidência do trem de ondas na face da praia. O *run-up* corresponde à altura máxima que o *swash* da onda atinge na face da praia. Estes dois fenômenos combinados com a ação de fortes ventos, sob condições de tempestades ou não, e ação da pressão atmosférica que desloca água contra a costa,

são os fatores que causam sobre-elevações do nível do mar, conhecidos como ressacas.

Em termos de processos associados a tempestades em sistemas deposicionais de águas rasas, Aigner (1985), realizou uma revisão sobre a influência de tempestades em sistemas deposicionais de águas rasas modernas. Conforme o autor, um importante parâmetro controlador da sedimentação em águas rasas é o nível base de ação das ondas (ou profundidade de fechamento costeiro). Durante tempestades (condições de maior energia), este nível de base modifica sua posição no sentido da bacia, fazendo com que ocorram processos sedimentares sobre áreas do fundo que, em condições de tempo normal (*fair-weather*), não eram afetadas pelas ondas. Entretanto, a profundidade de fechamento ou retrabalhamento das ondas é um parâmetro que também varia muito de acordo com as estações do ano segundo o autor. O NBOT durante o inverno pode ser duas vezes mais profundo do que no verão (Aigner e Reineck, 1983). Desta maneira, esta variação do nível de base das ondas parece ser um espectro contínuo de condições que, sob o ponto de vista de processos de mais ampla escala temporal (milênios), não possui muita distinção.

Segundo Allen (1982), a sedimentação em águas rasas, associada a tempestades, é controlada por uma combinação de três processos físicos (Fig. 29): (1) Pressão atmosférica – gradiente horizontal de pressão atmosférica, produzido por depressões ciclônicas, que aumentam o nível de água na zona costeira. Ciclones tropicais podem aumentar em até 0,5 m o nível de água na costa, estendendo a área de atuação dos processos para zonas subaéreas. (2) Vento – envolve dois principais fatores: correntes superficiais (*wind-drift current*) induzidas pelo cisalhamento do vento com água, que contribuem para o aumento do set-up na praia, e correntes de fundo (*near-bottom return flow*) que se movimentam no sentido contrário ao vento incidente. Estes dois processos promovem grande transporte de sedimentos que, em águas rasas, possui direção para a costa e, em águas profundas, direção para offshore. (3) Ondas – causam fluxos oscilatórios próximos ao fundo responsáveis pela remobilização dos sedimentos do fundo. Essa remobilização de sedimentos combinada às correntes induzidas pelo vento gera fluxos combinados que transportam grandes quantidades de sedimentos



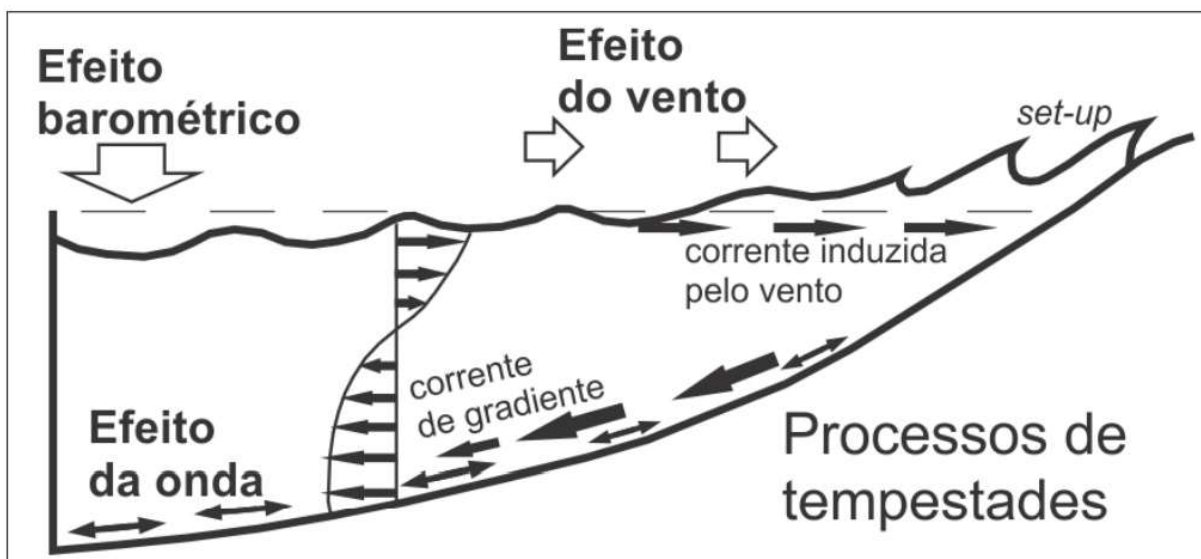


Figura 29 – Processos costeiros associados a tempestades. Modificado e traduzido de Aigner (1985).

### 3.7.7 Textura

De acordo com Tucker (2001), a textura e as estruturas sedimentares são importantes características dos sedimentos carbonático-siliciclásticos e estas refletem os processos deposicionais envolvidos. Segundo Boggs (1992), a textura primária abrange três propriedades fundamentais das rochas sedimentares: tamanho de grão (cascalho, lama (silte + argila), areia), forma (arredondamento, esfericidade) e fábrica (empacotamento e orientação). Entretanto, no presente trabalho, as primeiras duas propriedades foram empregadas. A granulometria dos sedimentos tanto siliciclásticos quanto carbonáticos é determinada utilizando a escala de Udden-Wentworth (Udden 1914, Wentworth 1922), onde os intervalos variam de  $<0,0039$  mm a  $>256$  mm, e é dividida em quatro classes principais, argila, silte, areia e cascalho (Boggs, 1992). Em termos de forma do grão, é normalmente medida pela esfericidade que é dada pela variação de tamanho dos três eixos perpendiculares do grão, que corresponde ao quanto sua forma se aproxima ou se afasta de uma esfera. Geralmente, a forma é governada pelas propriedades físicas do grão constituinte de um sedimento ou fragmento de rocha sedimentar, incluindo clivagens, textura interna etc. (Blatt, 1982). A forma do grão é classificada usando a nomenclatura da tabela comparativa de Rittenhouse (1943).

O arredondamento diz respeito à angularidade, a qual considera a curvatura das bordas dos grãos que corresponde ao quanto a superfície é lisa. É o mais importante parâmetro morfoscópico utilizado na interpretação dos processos sedimentológicos (Tucker, 2001). A classificação do grau de arredondamento é baseada em uma das seis subdivisões classes que varia de muito angular a muito bem arredondado (Shepard, 1967). Os fatores controladores do grau de arredondamento são o tamanho dos grãos, sua dureza e condições de transporte (Blatt, 1982), os quais possuem melhor significado para a interpretação de ambientes de sedimentação (Tucker, 2001). A textura superficial é expressa pela ornamentação das faces dos grãos sedimentares, isto é; se estas superfícies são lisas, onduladas, foscas ou polidas. Esta informação reflete os processos de abrasão sofridos pela partícula durante o transporte.

### 3.7.8 Tafonomia

De acordo com Nielsen, 2004, a tafonomia dos organismos esqueléticos marinhos envolve os processos biológicos, químicos e mecânicos. Esses processos resultam em abrasão, bioerosão, desarticulação, dissolução, incrustação, fragmentação, precipitação, orientação e classificação dos organismos. Para o presente trabalho, a fragmentação de conchas de bivalve seria o ponto focal da discussão. Zuschin *et al.* (2003), definiu fragmentação como a desagregação de conchas inteiras para fragmentos de conchas, os quais possuem menos de 90% do seu tamanho e formato originais, através de uma variedade de processos físicos e biológicos em um ecossistema. As opiniões em relação às origens desses fragmentos, podem ser amplamente atribuídas ao esmagamento por predadores (Ginsburg 1957, Trewin e Welsh 1976, Vermeij 1987) ou processos *pos-mortem* através de impacto de ondas ou transporte (Force 1969, Parsons e Brett 1991). De modo geral, sedimentos carbonáticos tal como acumulações atuais de restos biológicos (bioclastos, conchas de bivalves, gastrópodes etc.), são usadas como fonte de informação para reconhecer e deduzir os processos de destruição, e assim determinar as alterações incorporadas no registro fóssilífero (Allison e Briggs 1991, Allison e Botjer 2010).

Em termos do reconhecimento da energia deposicional de um ambiente, o mecanismo de transporte e grau de retrabalhamento ou dissolução de sedimentos podem ser interpretadas, ou seja, deduzidas recorrendo ao grau de fragmentação

como um indicador (Ager 1963, Link 1967, Parsons e Brett 1991, Kidwell e Bosence 1991, Parsons-Hubbard 2005, Tomašových e Rothfuss 2005, Best 2008, Rodrigues *et al.* 2010, Erthal 2012, Staff *et al.* 2002). No entanto, a determinação da assinatura tafonômica (dano tafonômico) com a fragmentação, através da análise de tafofácies em moluscos de acumulações marinhas superficiais não responde de maneira direta à variação dos principais aspectos sedimentares (granulometria e composição do sedimento) e oceanográficos (salinidade, temperatura, correntes etc.; Best e Kidwell 2000<sup>a</sup>, Parsons-Hubbard 2005, Parsons-Hubbard *et al.* 2011). Assim, há a necessidade de complementar danos tafonômicos com dados sedimentológicos.

### **3.7.9 Fácies e sistemas deposicionais**

O termo fácies foi definido como uma massa de sedimento ou unidade de rocha sedimentar caracterizada e distinguida das demais pela litologia, geometria estratal, estruturas sedimentares, petrotrama, aspectos físicos e biológicos (cores e fósseis) e por atributos direcionais, possuindo, portanto, um significado genético associado (Selley 1970, Dalrymple, 2010). Essa fácies é analisada por observar e descrever a assembleia de certos atributos que permitem identificar a gênese do depósito sedimentar para posteriormente interpretar o ambiente deposicional no qual o depósito foi formado. Segundo Dalrymple, (2010), o ambiente deposicional também é influenciado por outros fatores como mudanças no nível do mar, alterações climáticas e tectônicas. Desse modo, as características deposicionais primárias, tais como estruturas sedimentares, tamanho de grão e grau de seleção, são muito importantes para a identificação da fácies (Dalrymple, 2010). A interpretação da gênese de um depósito sedimentar ou um pacote de rochas sedimentares e dos processos que o originaram passa pela subdivisão da sucessão sedimentar em unidades menores “internamente homogêneas”, denominada fácies deposicionais (Fig. 30).

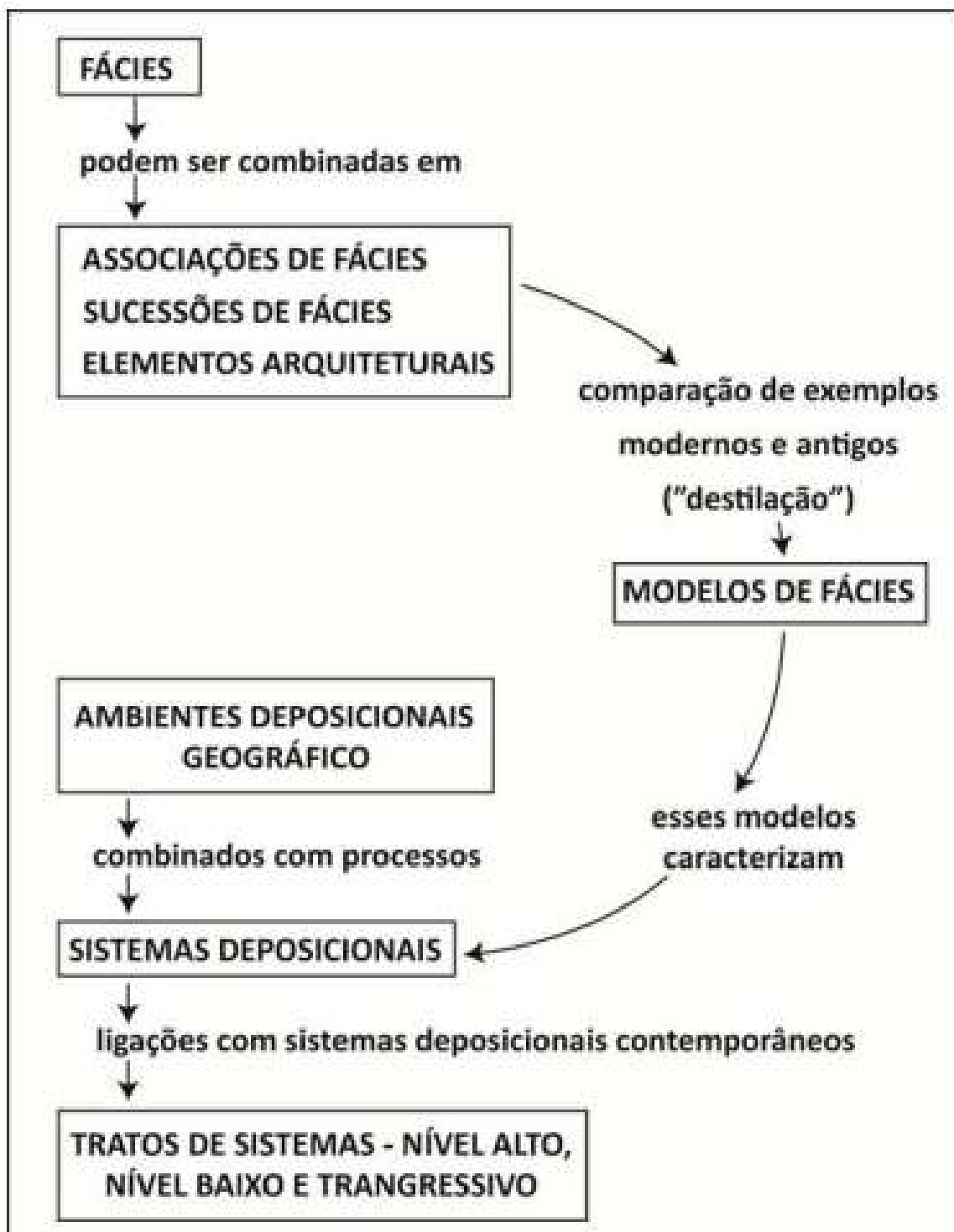


Figura 30 – Fluxograma de interpretação de fácies. Modificado de Walker e James (1992).

Conforme Dalrymple (2010), fácies deposicionais é um corpo de rocha ou depósito de sedimentos que apresenta uma combinação característica de litologias,

estruturas físicas e biológicas que o distingua dos corpos de rochas ou depósitos de sedimento adjacentes. Reading (1986), por outro lado, relacionou a geração de fácies aos processos sedimentares particulares, definidos por analogia com casos de estudo em ambientes de sedimentação atuais ou em ensaios de simulação laboratorial. Assim, ambientes de sedimentação distintos formados por processos deposicionais semelhantes, podem gerar uma mesma fácies deposicional, considerando que uma estrutura sedimentar em particular pode ser formada em ambientes distintos. Consequentemente, é necessário realizar a análise do conjunto de fácies na sucessão. Segundo Collinson (1969), um conjunto de fácies que são geneticamente relacionados entre si e que possuam uma certa relação em termos de ambiente de deposição é denominado de associação de fácies. A caracterização interpretativa (análise) das associações de fácies fornece informações sobre o ambiente deposicional que cada fácies individualmente não pode fornecer (Dalrymple, 2010). Portanto, as associações são fundamentais para a interpretação correta do ambiente deposicional, visto que duas fácies formadas em ambientes distintos podem ser descritivamente e hidrodinamicamente idênticas (Walker, 2006).

#### 4. METODOLOGIA

Para concretizar e alcançar os objetivos expostos anteriormente deste trabalho, a metodologia adotada consistiu das análises sedimentológica e tafonômica de 133 amostras de sedimento, coletadas na plataforma interna do litoral sul do Rio Grande do Sul durante operações oceanográficas GEOMAR IV, VI e VII. As principais etapas metodológicas estão resumidas na Tabela 1.

Tabela 1 – Resumo das etapas com as atividades de metodologia.

<b>Etapa</b>	<b>Atividade</b>	<b>Descrição de atividade</b>	<b>Objetivo</b>	<b>Vulnerabilidade</b>
Pré-Laboratório	Pesquisa bibliográfica e logística	Levantamento bibliográfico e retirada de amostras da litoteca do CECO/IGEO-UFRGS	Revisar os conhecimentos teóricos e os modelos deposicionais dos análogos antigos de coquinas	x
Laboratório	Atividade de Laboratório I	Análise, descrição e classificação das amostras do GIV, GVI e GVII	Determinar a composição textural e composicional (teor de CaCO <sub>3</sub> ) bem como as classificações das amostras em termos de fácies	Utilização de uma porção representativa da amostra total para determinar o teor de CaCO <sub>3</sub> e carência de testemunhos
	Atividade de Laboratório II	Registro fotográfico das amostras de fundo	Registrar as imagens das fácies identificadas	x

	Atividade de Laboratório III	Desenvolvimento da planilha sedimentológica	Digitalizar os dados adquiridos das análises sedimentológicas realizadas	Revisão atenta quanto aos erros e imprecisões decorrentes dos métodos empregados a época da coleta das amostras
Pós-Laboratório	Atividade de Gabinete I	Geração do mapa faciológico de fundo	Interpolar os dados cartográficos, batimétricos e sedimentológicos	x
	Atividade de Gabinete II	Determinação da mobilidade dos sedimentos sob ação das ondas	Cálculo da velocidade orbital das ondas	x
	Atividade de Gabinete III	Desenvolvimento de modelo deposicional e evolução de coquinas	Compilar e integrar todos os dados para gerar modelo de sedimentação e retrabalhamento dos sedimentos carbonáticos (bioclastos)	x

## 4.1 PRÉ-LABORATÓRIO

### 4.1.1 Pesquisa bibliográfica

Esta etapa consistiu-se em levantamento bibliográfico de acordo com quatro temas principais do presente estudo. Inicialmente, trabalhos acerca do contexto regional da Margem Continental Brasileira (MCB), assim como sua caracterização por diversos autores foram estudados. A seguir, as referências bibliográficas do contexto

geológico da plataforma interna sul-brasileira e os relatórios de bordo de GEOMAR IV, VI e VII foram consultadas para compilar os dados que auxiliassem o acervo de informações e o entendimento da região investigada. A pesquisa se focou na sedimentologia, estratigrafia, estrutura e feições morfológicas do Albardão. Posteriormente, o contexto hidrodinâmico do Albardão, como também os dados oceanográficos mais atualizados sobre as forças hidrodinâmicas atuantes na plataforma interna do Rio Grande do Sul (RS), foram consultados. Além disso, a interação entre sedimentos mistos carbonático-siliciclásticos, energia das ondas e correntes, a qual é responsável pelos processos morfodinâmicos ocorrentes tanto na face da praia quanto na antepraia e plataforma interna foram levantados. Por fim, resultados e discussões de teses, dissertações, artigos e revistas científicas sobre modelos deposicionais de coquinas considerados análogos às Bacias de Campos, Santos e Sergipe-Alagoas foram estudados.

#### 4.1.2 Obtenção das amostras

Em termos de logística, foram retiradas 133 amostras (Fig. 31) armazenadas na Litoteca do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO), do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (IGEO-UFRGS). Essas amostras foram obtidas através de diversos cruzeiros oceanográficos que incluem as operações GEOMAR IV, VI e VII



Figura 31 – Amostras de sedimentos (n=133) arquivadas na Litoteca do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica.



Os amostradores usados para coletar as amostras de sedimentos de fundo a bordo do Navio Oceanográfico "Almirante Saldanha" da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) do Ministério da Marinha – Brasil, foram Van Veen e Shipek *grab*, sendo ambas dragas do tipo busca-fundo (Fig. 32). Os dados batimétricos utilizados foram adquiridos usando *single-beam echo sounder*, enquanto as coordenadas dos locais de coleta foram obtidas a partir das informações geradas pela passagem de satélites na área de estudo e registradas no equipamento Magnavox.

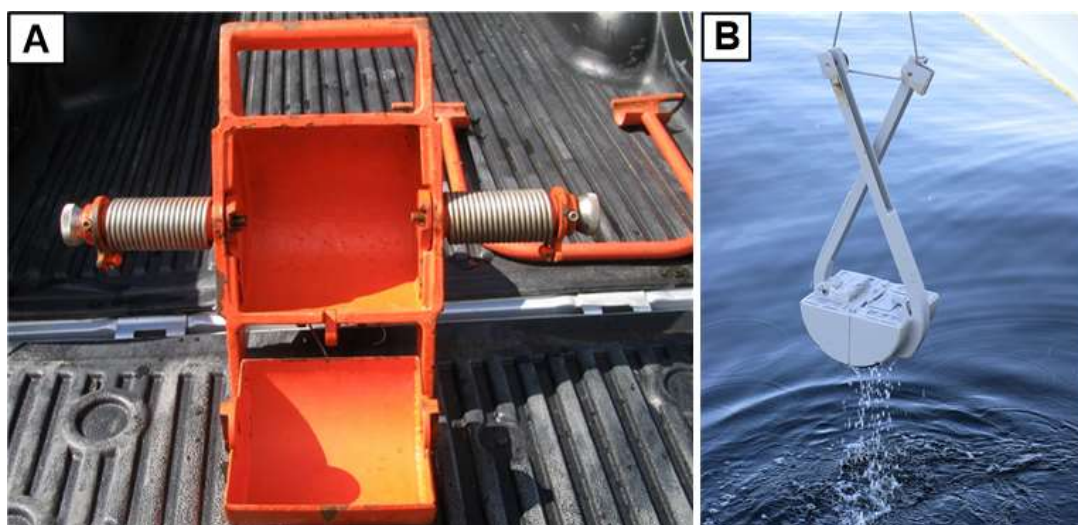


Figura 32 – (A) Amostrador de fundo Shipek *grab*. (B) Amostrador de fundo Van Veen.

## 4.2 LABORATÓRIO

### 4.2.2 Análises sedimentológicas

A análise sedimentológica, que compreende o exame das propriedades texturais, morfológicas e composicionais (teor de carbonato) das amostras de sedimentos estudadas foi executada no Laboratório de Sedimentologia do CECO-IGEO-UFRGS (Fig. 33). Essa análise aderiu às propostas de fluxo de trabalho de Udden (1914), Wentworth (1922), Boggs (1992) e Okoe (2020).



Figura 33 – Visão geral do Laboratório de Sedimentologia – Sala de Processamento das amostras de sedimentos.

#### 4.2.2.1 Análise textural

A composição textural das amostras de sedimentos foi determinada utilizando-se as granulometrias cascalho ( $>2$  mm), areia ( $>0,062$  mm a  $<2$  mm) e lama (silte e argila) ( $<0,062$  mm) de acordo com Folk (1954, 1974). Os três vértices do diagrama de classificação textural (Fig. 34) representam os membros finais da composição textural das partículas carbonáticas e siliciclásticas. O processamento das amostras seguiu o passo a passo a seguir:

1. Checagem das amostras com a listagem;
2. Quarteamento;
3. Peso inicial da amostra para o teste granulométrico;
4. Análise granulométrica da porção teste com jogo de peneira de granulometria de 0,0625 mm e 2 mm para separar cada amostra em três frações com Lama

(<0,0625 mm) e Areia (0,0625 – 2 mm) denominadas matriz e Cascalho (>2 mm);

5. Pesagem das frações de cada amostra utilizando balança elétrica eletrônica centesimal Bel M6202 - 6200g x 0,01g da Bel Engineering com calibração automática e precisão de duas casas decimais.

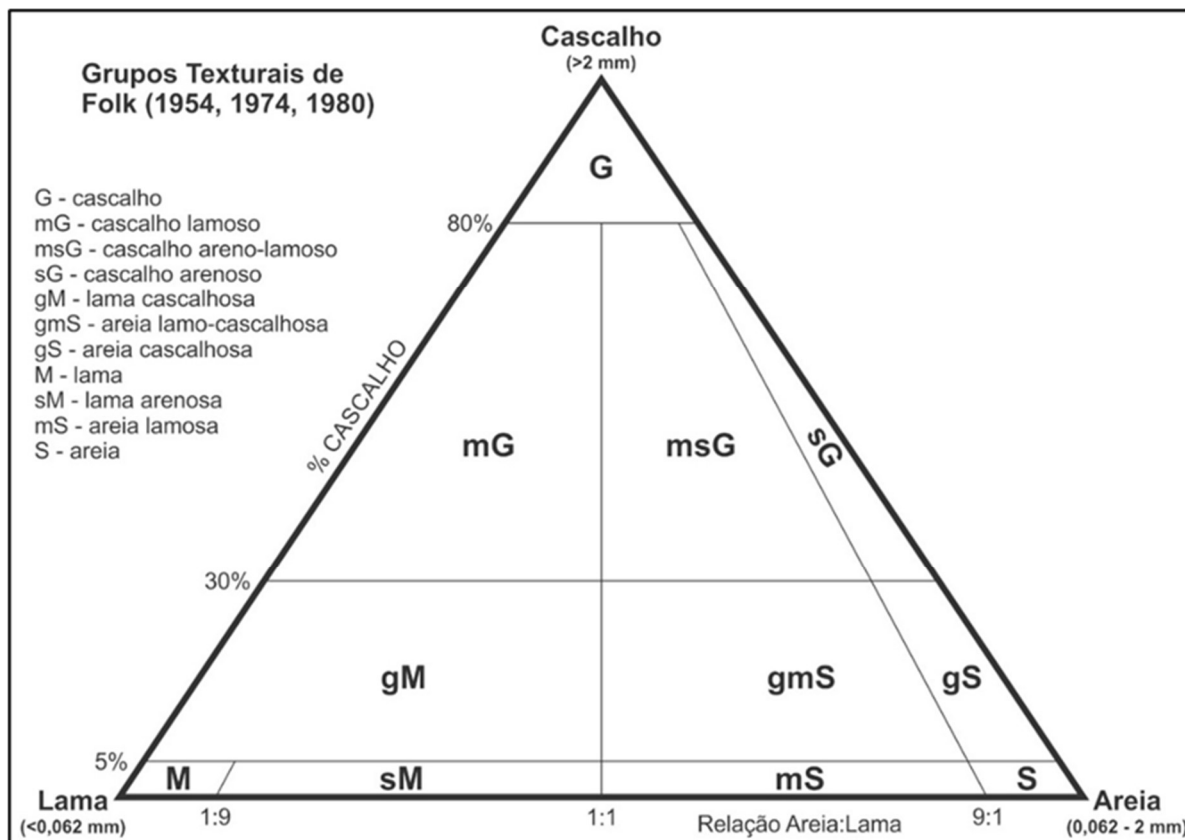


Figura 34 – Classificação textural de sedimentos conforme limites entre grupos proposto por Folk (1954, 1974).

O erro do método pode ocorrer devido a imprudências cometidas pelo operador como realização de quarteamentos sem precisão ou falta de calibração constante da balança. Desde que seguidos os padrões, o método é seguro.

#### 4.2.2.2 Análise morfooscópica

A análise morfooscópica foi realizada nas amostras siliciclásticas com os grãos de quartzo sendo os grãos siliciclásticos dominantes (Fig. 35). Esta análise foi conduzida com auxílio de lupa binocular marca Litz MZ 125, cujo aumento é de até 45x. O grau de arredondamento e a esfericidade dos grãos de quartzo foram os

parâmetros considerados. O erro da técnica pode ocorrer devido às descrições equivocadas da composição mineral por parte do profissional. Seguindo os padrões, a técnica é segura.



Figura 35 – (A) Visão geral da análise morfológica e tafonômica dos grãos de quartzo e de bioclastos respectivamente. (B) Análise tafonômica dos bioclastos. (C) Análise da esfericidade e arredondamento dos grãos de quartzo.

#### 4.2.2.3 Análise composicional (Teor de $\text{CaCO}_3$ )

A análise composicional desses sedimentos foi realizada determinando-se o teor de carbonato ( $\text{CaCO}_3$ ) de cada amostra utilizando o método de ataque químico pelo ácido clorídrico (25% a frio) (Fig. 36). Os resultados foram então plotados em um diagrama ternário quantificado inicialmente proposto por Zuffa (1980) e mais recentemente modificado por Oliveira *et al.* (2019) com partículas carbonáticas, siliciclásticas e vulcânicas. Essa análise é uma de detalhes e, portanto, devem seguir determinações mais rigorosas com mais cuidados e tempo. Dessa forma, segue abaixo as seguintes etapas seguidas no processamento das amostras:

##### **Método de ataque químico pelo ácido clorídrico (25% a frio)**

1. Checagem das amostras com a listagem;
2. Quarteamento;
3. Retirada de uma fração representativa da amostra total e colocada num copo de béquer devidamente numerada e identificada;
4. Para as grandes conchas de tamanho acima de 2 mm ( $> 2$  mm) presentes nessa fração, usou-se o triturador elétrico de mandíbulas de marca Retsch-kg, Alemanha para reduzir seus tamanhos e facilitar o ataque químico;

5. Pesagem dessa fração usando balança elétrica eletrônica centesimal Bel M6202 - 6200g x 0,01g da Bel *Engineering* com calibração automática e precisão de duas casas decimais antes do ataque químico com HCL;
6. Em seguida, a amostra representativa é atacada quimicamente por HCL numa capela de exaustão para evitar a inalação de gases tóxicos;
7. Após terminar as reações químicas, a amostra é lavada e enxaguada por 5-8 vezes para a retirada de ácido, usando pHmetro portátil de marca Hanna instruments, modelo lapiseira para determinar o pH da amostra lavada;
8. Em seguida, a amostra é colocada em uma estufa com temperatura de 70°C, pelo tempo de 8 horas para secar;
9. Logo, repesa-se a amostra seca e subtrai-se do peso inicial para estabelecer a diferença;
10. Por fim, o cálculo do teor de carbonato é dado pela seguinte fórmula:

$$\text{Teor de Carbonato} = \frac{P_{acc} - P_{asc}}{P_{acc}} \times 100\%$$

***P<sub>acc</sub>*** = Porção de amostra com carbonato

***P<sub>asc</sub>*** = Porção de amostra sem carbonato

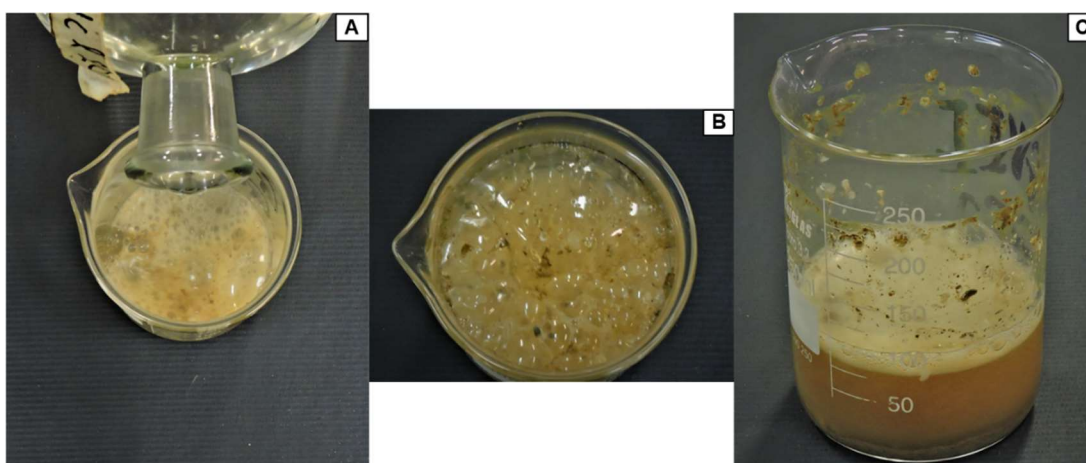


Figura 36 – (A) Ataque químico com HCl da amostra representativa. (B) Detalhe das reações químicas mostrando a efervescência da fração carbonática. (C) Finalização das reações químicas após a eliminação do CaCO<sub>3</sub>.



O erro da técnica pode ocorrer devido a dosagens ácidas inadequadas, falta de calibração constante da balança ou pela inobservância de erros matemáticos na determinação do teor de carbonato das amostras examinadas através do método de diferença de pesos. Seguindo os padrões, a técnica é segura.

#### 4.2.3 Análise tafonômica

A técnica usada na determinação da tafonomia (grau de fragmentação e articulação) das conchas de bivalves e gastrópodes foi a análise de tafofácies. Tal análise foi amplamente elaborada por Kidwell *et al.* (1986) e Kidwell e Holland (1991), e serviu de base para a interpretação dos processos responsáveis pelas concentrações de conchas na área de estudo. A análise de tafofácies utiliza variações de assinatura tafonômica (Erthal *et al.* 2016), para definir os diferentes estados de dano (grau de fragmentação) das conchas. A assinatura tafonômica é definida em termos de valores numéricos inteiros que indicam uma ordem crescente de estados de dano dos bivalves de 1 a 2 que corresponde de grau moderado (bioclasto moderadamente fragmentado (bmf)) a alto de fragmentação das conchas (bioclasto altamente fragmentado (baf)), respectivamente (Fig. 37).

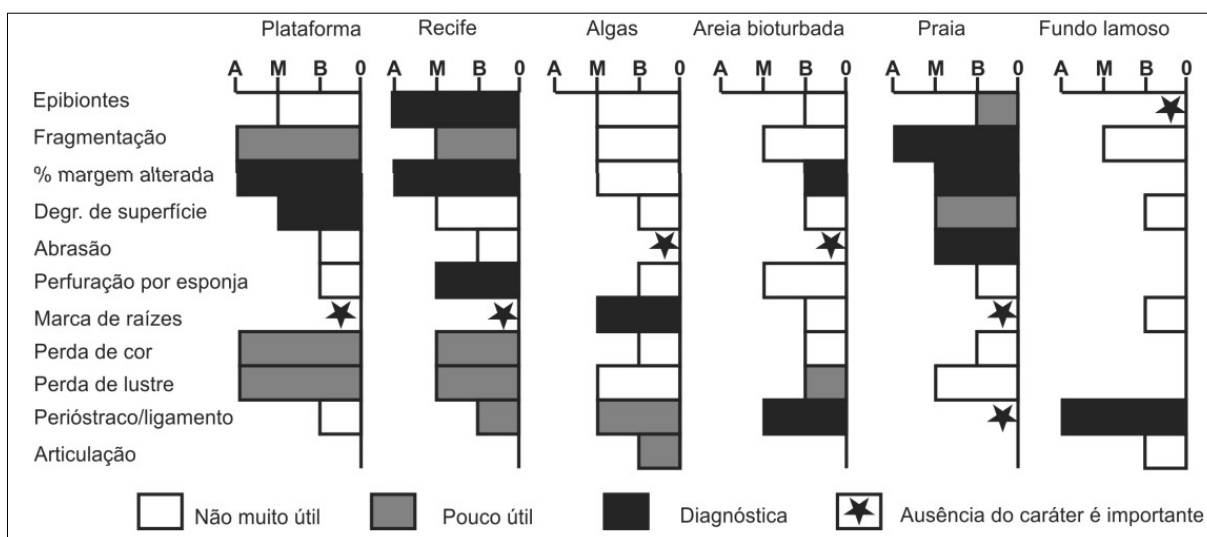


Figura 37 – Influência de ambientes marinhos típicos na intensidade de alteração tafonômica (A=alto grau, M=médio grau, B=baixo grau, 0=sem alteração) em moluscos (Erthal *et al.* 2016 adaptado de Parsons-Hubbard 2005).

#### 4.2.4 Análise de fácies

A análise das fácies e a classificação das amostras de sedimentos foram baseadas na composição do sedimento, tamanho das partículas e tafonomia (quando as conchas estavam presentes). Os sedimentos carbonáticos foram classificados usando o esquema de Dunham (1962), modificado por Embry e Klovan (1971), e Folk (1962), (Fig. 38), enquanto os sedimentos siliciclásticos foram classificados seguindo a classificação textural de Folk (1954, 1974), Pettijohn *et al.* (1973) e Spencer (1963). A fácies híbrida foi determinada adotando a classificação de Zuffa (1980) modificada por Oliveira *et al.* (2019). Essas fácies serviram como a base para a interpretação do ambiente deposicional das coquinas do Albardão. Quanto os códigos aplicados para a denominação das fácies descritas, as nomenclaturas propostas por Folk, (1954, 1962, 1974), Spencer, (1963) e Pettijohn, (1975) para grupos texturais de sedimentos siliciclásticos foram adotadas. Para os sedimentos híbridos e carbonatos, as nomenclaturas propostas por Zuffa *et al.* (1980), modificada por Oliveira *et al.* (2019), e por Dunham (1962), modificada por Embry e Klovan (1971) e Folk (1962), foram empregadas respectivamente.

CARBONATOS ALÓCTONES Componentes originais não ligados orgânicamente durante a deposição				CARBONATOS AUTÓCTONES Componentes originais ligados orgânicamente durante a deposição									
MENOS QUE 10% DE COMPONENTES > 2 mm			MAIS QUE 10% DE COMPONENTES > 2 mm										
CONTÉM LAMA CARBONÁTICA (< 0,03 mm)		NÃO CONTÉM LAMA CARBONÁTICA (< 0,03 mm)				ORGANISMOS QUE ATUARAM COMO OBSTÁCULOS			ORGANISMOS QUE ENCRUSTARAM E LIGARAM		ORGANISMOS QUE CONSTRUÍRAM UM ARCABOUÇO RÍGIDO		
SUPPORTADO POR LAMA		SUPPORTADO POR GRÃOS				SUPPORTADO PELA MATRIZ		SUPPORTADO POR COMPONENTES > 2 mm					
MENOS QUE 10% DE GRÃOS (> 0,03 < 2,0 mm)	MAIS QUE 10% DE GRÃOS (> 0,03 < 2,0 mm)												
<i>MUDSTONE</i>	<i>WACKESTONE</i>	<i>PACKSTONE</i>	<i>GRAINSTONE</i>	<i>FLOATSTONE</i>	<i>RUDSTONE</i>	<i>BAFFLESTONE</i>	<i>BINDSTONE</i>	<i>FRAMESTONE</i>					

Figura 38 – Classificação das rochas carbonáticas adotadas neste trabalho (Dunham 1962, Embry e Klovan 1971).

As nomenclaturas baseiam-se no uso, fundamentalmente, de duas letras: uma, maiúscula e a outra, minúscula. Para tal fim, as fácies siliciclásticas denotam o



tamanho único e modal com uma letra maiúscula e com uma letra minúscula, o tamanho menos abundante. Para as fácies carbonáticas, a primeira letra, maiúscula, indica o nome da “rocha” e a segunda, minúscula, destaca a morfologia (estado de dano tafonômico) dos bioclastos (conchas). Por último, a fácies híbrida designa a letra maiúscula para a ocorrência de uma mistura de grãos de diferentes composições em proporções variáveis e uma letra minúscula, destacando a litologia dominante.

#### **4.2.5 Associações de fácies**

Para se estabelecer adequadamente o ambiente deposicional, é necessário a análise de um conjunto de fácies geneticamente relacionadas entre si, que possuam uma relação em termos do ambiente deposicional, denominado de associação de fácies (Collinson, 1969). Desse modo, a associação de fácies neste estudo foi estabelecida com base nos conceitos de Collinson (1969), utilizando zonas hidrodinâmicas de uma plataforma dominada por ondas de tempestade com um gradiente de energia *onshore-offshore*. A determinação da mobilidade dos sedimentos sob a ação das ondas foi interpretada utilizando-se parâmetros de onda de Almeida *et al.* (1997) medidos no mar para demarcar os limites externos (oceânicos) e internos (costeiros) da base de ondas de tempestade (SWB) e da base de ondas de tempo justo (FWWB).

#### **4.2.6 Registro fotográfico**

O registro fotográfico das fácies identificadas ocorreu no Laboratório de Sedimentologia do Núcleo de Estudos de Correntes de Densidade do Instituto de Pesquisa Hidráulica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – NECOD/IPH-UFRGS. As fácies deposicionais identificadas foram fotografadas utilizando um Axiocam com ampliação de até 40x, fixado a um microscópio estereoscópico binocular Zeiss, modelo Stemi 305 e câmera Nikon P530 para as imagens macroscópicas.

### **4.3 PÓS-LABORATÓRIO**

#### **4.3.1 Determinação da mobilidade dos sedimentos**

A relação entre a energia das ondas e o início do movimento dos sedimentos de fundo, pode ser avaliada pelos seguintes procedimentos:

**a** – Através da velocidade orbital ( $U$ ),

**b** - Através da tensão de cisalhamento ( $\tau_o$ ).

Embora estes procedimentos possuam diferenças metodológicas significativas entre si, eles apresentam em comum o parâmetro da velocidade orbital das ondas, o qual é deduzido a partir de medidas de altura ( $H$ ) e período ( $T$ ) da onda de superfície. Desta maneira, a efetividade da onda em provocar o início do movimento dos sedimentos, é função da velocidade orbital próxima ao fundo, e da sua frequência ( $1/T$ ).

Para os dois procedimentos é possível o tratamento a partir de ondas monocromáticas, onde a velocidade orbital máxima junto ao fundo ( $U_m$ ), ou mais corretamente, logo acima da camada limite gerada pela onda, pode ser determinada através da teoria linear, pela expressão:

$$U_m = \frac{H \sqrt{g} d}{2d} \quad (7.2)$$

ou para a condição de águas rasas, pela expressão:

$$U_m = \frac{\pi H}{T \operatorname{senh} \frac{2\pi d}{L}} \quad (7.1)$$

onde  $\pi$  equivale ao valor matemático de 3,14,  $L$  equivale ao comprimento da onda,  $g$  corresponde a aceleração da gravidade,  $d$  a profundidade do meio, e  $\operatorname{senh}$  ao seno hiperbólico.

Almeida *et al.* (1997), com base nos parâmetros ondulatórios medidos no mar, definiram com base nas características do fundo arenoso da plataforma do Rio Grande do Sul, o limite externo (oceânico) e interno (litorâneo), em função da capacidade de movimentação dos sedimentos de fundo, pela atuação das ondas. Onde o limite oceânico equivale a máxima profundidade a partir da qual o transporte de sedimentos sob ação de ondas é praticamente nulo, ou seja, todo o transporte arenoso significativo, fica restrito a profundidades menores, não ocorrendo a partir daí alterações na cota de fundo, e o limite litorâneo aquela profundidade a partir da qual não ocorre mais transporte transversal nem longitudinal intenso.

Neste trabalho estes limites foram adaptados para definição da profundidade limite das ondas de tempo bom (*Fair Weather Wave Base - FWWB*), como equivalente ao limite litorâneo, e a profundidade de ação das ondas de tempestade (*Storm Wave Base - SWB*), ao limite oceânico.

#### **4.3.2 Integração de dados obtidos**

A compilação de dados ocorreu no Laboratório de Oceanografia e Geofísica Marinha do CECO do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LOGMAR/IGEO-UFRGS). A integração incluiu digitalização dos resultados adquiridos das análises sedimentológicas, no Programa de Planilha Eletrônica *Microsoft Office Excel 2022*<sup>®</sup>. A partir disso, duas planilhas constituindo-se de dados cartográficos (identidades, latitudes e longitudes, UTM's e profundidades das amostras) e dados sedimentológicos (resultados granulométricos, arredondamento e esfericidade dos grãos, classificações das amostras, porcentagens de teor de carbonato contido nas amostras e tafonomia - grau de fragmentação das conchas) foram geradas. Com base nesses dados, foi possível realizar a classificação e tabulação dos dados obtidos nas etapas anteriores, os quais possibilitaram o tratamento dos dados e, portanto, a geração dos mapas e modelos 3Ds nos softwares *ArcGIS 10.8*<sup>®</sup> e o módulo *ArcMap* que utiliza o *ArcToolbox – 3D Analyst Tools*<sup>®</sup>.

#### **4.3.3 Interpolação da batimetria**

A interpolação contou com a combinação dos dados sedimentológicos e tafonômicos adquiridos de atividades laboratoriais anteriores e os dados cartográficos e batimétricos de feixe único obtidos das fichas técnicas do GEOMAR IV, VI e VII. Esses conjuntos de dados foram integrados para interpolar utilizando o software *ArcGIS* e o módulo *ArcMap* que utiliza o *ArcToolbox – 3D Analyst Tools*. O método de interpolação usado para plotar todos os 133 pontos de amostra no formato de dados XYZ foi o vizinho natural. O tamanho celular de aproximadamente 1 km (991,7 m) foi configurado de acordo com a distribuição espacial das amostras. Um modelo batimétrico foi criado com o mesmo método de interpolação e tamanho de célula, com base em medições de campo realizadas em cada amostra de sedimento. Com base nesse modelo, as isóbatas foram definidas a cada 20 m. A visualização tridimensional

da classificação fácies (Fig. 6 dos resultados do artigo) foi projetada em ArcScene com a superfície batimétrica utilizada como base de elevação, aplicando-se um exagero vertical de 200x. A topografia continental foi representada com a 4ª versão do modelo Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), onde altitudes zero foram representadas em azul para destacar os corpos d'água. O processamento dos dados acima mencionados ocorreu no Laboratório de Oceanografia e Geofísica Marinha (LOGMAR) do CECO-IGEO/UFRGS.

## 5. CARTA DE SUBMISSÃO

O artigo foi submetido à revista *Sedimentary Geology*, extrato A2 da Qualis CAPES, de modo a preencher o requisito da Norma 103.

19/02/2023, 16:03 Yahoo Mail - Acknowledgement of receipt of your submitted article - SEDGEO9226


---

Acknowledgement of receipt of your submitted article - SEDGEO9226

---

From: *Sedimentary Geology* (em@editorialmanager.com)  
To: paulokoe@yahoo.com  
Date: Wednesday, January 25, 2023 at 12:34 PM GMT

---

  
ELSEVIER

---

Dear Mr Okoe,

Your submission entitled "DEPOSITIONAL FACIES MODEL OF THE ALBARDÃO COQUINAS – SOUTHERN BRAZIL" has been received by *Sedimentary Geology*.

Your paper will be considered as belonging to the category Research Paper. Please contact us if this is not correct.

The submission has been assigned the following manuscript number: SEDGEO9226.

Please note that submission of an article is understood to imply that the article is original and is not being considered for publication elsewhere. Submission also implies that all authors have approved the paper for release and are in agreement with its content.

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to <https://www.editorialmanager.com/sedgeo/> as Author.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Editorial Manager  
*Sedimentary Geology*


This journal uses the Elsevier Article Transfer Service. This means that if an editor feels your manuscript is more suitable for an alternative journal, then you might be asked to consider transferring the manuscript to such a journal. The recommendation might be provided by a Journal Editor, a dedicated Scientific Managing Editor, a tool assisted recommendation, or a combination. For more details see the journal guide for authors.


#AU\_SEDGEO#

---

To ensure this email reaches the intended recipient, please do not delete the above code

---

  
ELSEVIER



## 6. ARTIGO

### DEPOSITIONAL FACIES MODEL OF THE ALBARDÃO COQUINAS – SOUTHERN BRAZIL

Paul Michael Nii Anang Okoe <sup>a, \*</sup>, Elírio Ernestino Toldo Júnior <sup>a</sup>, Cristiano Fick <sup>b</sup>,  
Eduardo Puhl <sup>b</sup>, Maria Luiza Correa da Camara Rosa <sup>a</sup>, José Carlos Rodrigues  
Nunes <sup>a</sup> Francisco Eduardo G. Cruz <sup>c</sup>, Vinicius Carbone B. de Oliveira <sup>d</sup>

<sup>a</sup> Coastal and Oceanic Geology Research Center, Federal University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS 91509-900, Brazil.

<sup>b</sup> Density Current Research Center (NECOD), Hydraulics Research Institute, Federal University of Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS 91501-970, Brazil.

<sup>c</sup> PETROBRAS/E&P-EXP, Petróleo Brasileiro S.A., Rio de Janeiro, RJ 20231-030, Brazil.

<sup>d</sup> Research Center Leopoldo Américo Miguez de Mello (CENPES/PETROBRAS), Petróleo Brasileiro S.A., Rio de Janeiro, RJ 21941-915, Brazil.

\* Corresponding author. Tel.: +44 7762840153

E-mail address: [paulokoe@yahoo.com](mailto:paulokoe@yahoo.com) (P.M.N.A. Okoe)

#### Abstract

For the past decade, giant deepwater oil discoveries in the pre-salt section of the Campos and Santos basins of Brazil, have brought significant attention to offshore exploration activities along the South Atlantic margins. The prolific Cretaceous coquina deposits in these basins are part of the pre-salt rock record and constitute an effective but complex and heterogeneous hydrocarbon reservoir difficult to predict and model. Parting from this context, an evaluation of the sedimentological, structural and taphonomic criteria for coquinas are essential to better understand and predict the facies distribution and depositional models of the pre-salt coquinas strata. Based on this premise, the present work aims to genetically interpret 133 mixed carbonate-siliciclastic bottom sediments of the Albardão shelf – a modern coquina analogue,

using facies description, investigating the relationship with hydrodynamic forces, and accessing the influence of morphology and structural framework on their deposition. From these analyses, we recognized a hybrid facies, three modern carbonate facies in analogy to the carbonate rock classification and four siliciclastic facies. These eight facies were then grouped into three facies associations representing high, moderate, and low energy facies. The high energy facies association comprises rudstones (Rf) and grainstones (Gf) with highly fragmented bivalve shells and barnacles abundantly present in the beach system, above the fair-weather wave base limit (FWWB). These facies also occur offshore on bathymetric highs above the storm wave base limit (SWB) but display less reworking than the coastal high energy facies above the FWWB due to wave shoaling. The moderate energy facies association consists of hybrid sand (Hs), sand (S) and muddy sand (mS) occurring between the FWWB and SWB limits in the offshore transitional zone with extensive winnowing action and low rate of reworking. The low energy facies association includes sandy mud (sM), mud (M) and micritic mud (Mc), characterized by the decantation of the fine sediments below the offshore SWB limit. The results confirm a bottom facies distribution controlled by depth, profile morphology and energy from incident waves. The fragmented rudstone and fragmented grainstone facies are the best-recognized reservoirs with both having high porosity and high permeability.

Keywords: coquinas, Albardão inner shelf, bathymetric highs, pre-salt.

## 1. Introduction

Coquinas are shell accumulations consisting of partially to totally fragmented mollusk shells, mechanically fragmented and deposited by some transport agent in subaqueous environments (Schafer, 1972). In the Triassic of Canada, Jurassic-Cretaceous of China and Cretaceous of West Africa and Brazil, coquinas form important hydrocarbon reservoirs with great economic significance (Bertani and Carozzi 1985<sup>a</sup>; Carvalho *et al.* 2000; Muniz 2013).

In recent years, studies of coquinas along the Brazilian Continental Margin have seen a steady rise due to huge discoveries of thick (hundreds of meters) reservoir successions that contain giant petroleum accumulations in the pre-salt of both Santos and Campos basins (Dias *et al.* 1988; Mello, 2008; Petersohn and Abelha, 2013;



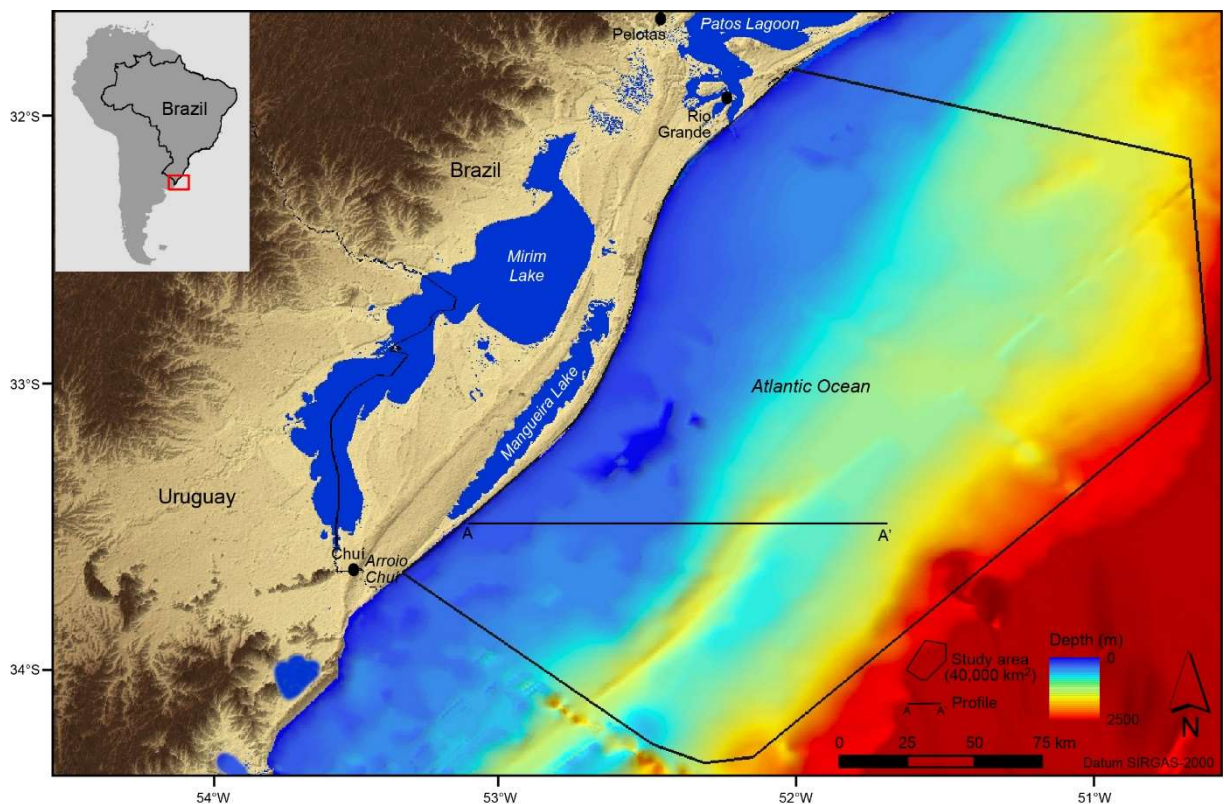
Thompson *et al.* 2015; Carlotto *et al.* 2017; Oliveira *et al.* 2019; Rocha *et al.* 2021). Moreover, the thick coquina reservoir successions of these basins are very large, probably unique in the geological record, and have no comprehensive modern analogs (Muniz and Bosence, 2018). ~~The stratigraphy of these basins probably accumulated in the largest lacustrine system the world has ever known and its mollusk-rich coquinas with nonproducing microbial or travertine-like carbonate rocks in the Santos Basin makes it one of a kind known in the world today.~~ These coquinas strata were deposited in a series of lacustrine rift basins (Carvalho *et al.* 2000; Winter *et al.* 2007; Muniz 2013; Thompson *et al.* 2015) during the Early Cretaceous due to the Gondwana Supercontinent break-up, which led to the early stages of the opening of the South Atlantic Ocean (Conceição *et al.* 1988; Segev, 2002; Dias, 2005).

Nonetheless, such reservoirs pose huge challenges to geoscientists when creating static reservoir models. In the Campos Basin, the Coquina Sequence (*sensu* Carvalho *et al.* 2000) of the Early Cretaceous of the pre-salt section comprises effective but complex oil reservoirs due to its heterogeneity. Studies of this section reveal lateral and vertical changes in reservoir thickness and quality over short distances, in response to depositional and diagenetic controls (Bruhn *et al.* 2003; Thompson *et al.* 2015). On the other hand, studies regarding coastal and mixed (bioclastic-siliciclastic) systems and physical simulations of carbonate reservoirs need a revised hydrossedimentologic parameters to carry out their research. As such, new geological characterizations of this type of reservoirs are required to modify the current conceptual geological models used to predict their facies distribution and architecture interpretation, heterogeneities, stratigraphic evolution, and depositional environments.

To respond to these limitations, the present work describes and interprets the bioclastic coquinas deposits of the Albardão inner shelf (Figueiredo *et al.* 1982; Carannante *et al.* 1988; Calliari and Klein, 1993; Klein, 1996; Corrêa, 2010). We use sedimentological, structural and taphonomic criteria to propose a depositional facies model, despite the peculiarities regarding the diversity of species and types of shells concentrations. The results envisage a better description, discussion, and comprehension of the distribution of the identified facies and the sedimentary processes associated with their deposition in a wave-dominated setting.

## 2. Geological and Hydrodynamic settings

The Pelotas Basin of the Rio Grande do Sul state is a continental marginal basin formed during the Gondwana Supercontinent break-up, which led to the opening of the South Atlantic Ocean during the Early Cretaceous (Asmus and Porto, 1972). This basin is wide and is located at the southern Brazilian Continental Margin with landward limits given by the highlands of Rio Grande do Sul, formed by igneous and metamorphic rocks of the Precambrian shield, and by Mesozoic volcanic and sedimentary rocks of the intracratonic Paraná Basin. The Pelotas Basin comprises thick sedimentary strata of the Tertiary and Quaternary continental and transitional clastic sequences (Ghignone, 1960; Tessler and de Mahiques, 2009). The basin has a gentle slope ( $0.03^\circ$  -  $0.08^\circ$ ), little inclined strata with width between 100 and 200 km and a breakage zone around 170 m deep (Zembruski, 1979; Martins, 1984). The Albardão continental shelf constitutes the upper submersed section on the southwestern edge of the basin. The platform covers an area of approximately 40,000 km<sup>2</sup> and is limited to the north by the inlet of the Patos-Mirim Lagoon system and to the south by the Arroio Chuí (Fig. 1).



**Figure 1.** Location of the studied area on the continental margin, south of Brazil and close to the border with the Uruguay shelf. The transverse bathymetric profile (A-A') illustrates bathymetric highs formed by sand ridges (see Fig. 2 for detailed profile). The

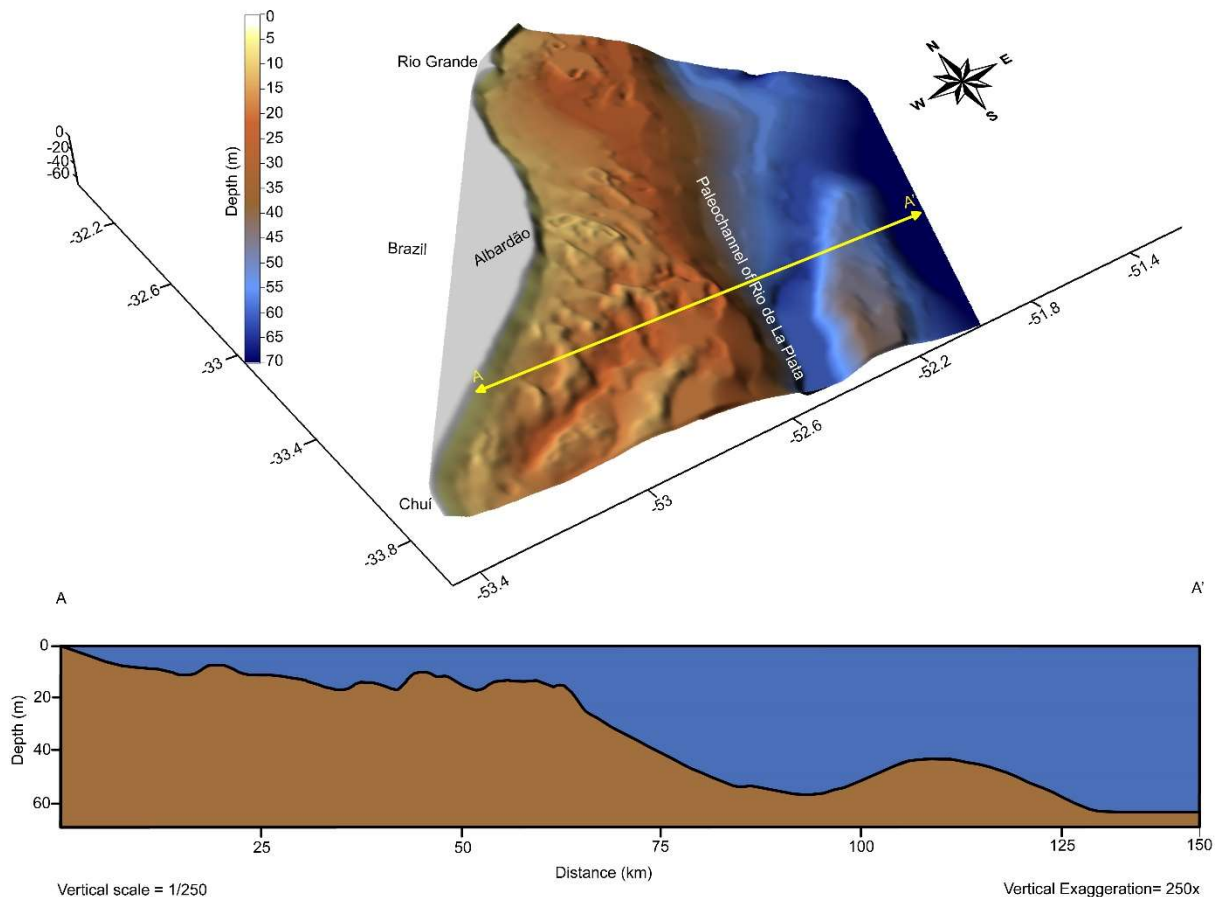
continental relief (Shuttle Radar Topography Mission – SRTM) and bathymetric model (Bathymetric data from the Hydrography and Navigation Directorate of the Brazilian Navy) highlight the morphological details surrounding the coastal plain).

The sedimentology and morphology of the Albardão inner shelf were modelled by transgressive and regressive events caused by glacio-eustatic variations of the sea level, mainly those related to the fluctuations recorded in the Quaternary (Calliari and Klein, 1993). This shelf displays a bimodal sequence of mixed carbonate-siliciclastic sediments deposited during the Pleistocene regressive phase and reworked during the Holocene transgressive phase (Martins *et al.* 1967; Urien and Martins, 1974; Figueiredo Jr., 1975; Correa, 1983; Calliari and Abreu, 1984). The Albardão shelf can be divided into two regions according to its morphological aspects. In the northern region, it is homogenous and regular, characterized by fine quartz sand and mud from the Patos Lagoon inlet. In the south, it shows an irregular sea bottom with the presence of linear sand ridges, whose long axes make an angle of about 35° in the NE direction with the coastline.

These sand ridges have heights varying between 4 and 10 m, width between 2 and 6 km, and length up to 220 km (Figueiredo Jr., 1975; Calliari and Klein, 1993). The crests of these ridges consist of relatively clean, medium to fine-grained quartz sands (relics from original Pleistocene sands) and shell fragments (Figueiredo Jr., 1975). The shells are disarticulated and rounded with moderate to highly fragmented taphonomic states, indicating a high energy environment during their deposition. They occur between isobaths of 15 to 35 m and are usually associated with elongated sand ridges observed parallel to the coastline (Martins *et al.* 1972; Figueiredo Jr., 1975; Calliari and Abreu, 1984). On the other hand, the troughs between the ridges are often covered by mud (fine sediments) and coarse bioclastic deposits consisting of whole bivalve shells and shell fragments (Figueiredo and Kowsmann, 1976; Figueiredo Jr., 1980; Corrêa 1983; Corrêa and Toldo 1998).

The irregular isobathymetric lines observed in the southern region indicate the presence of several bathymetric highs (Fig. 2), and probably also reflect the morphology associated with the Rio de La Plata paleodrainage (Corrêa *et al.* 2014). Another possibility could be the effect of shelf drift currents that occur on the seafloor.

These highs indirectly demonstrate the structural origin of this depression, which is related to the evolutionary process of the basin. During the last sea level rise, this depression was occupied by the Rio de La Plata or an arm of this river. The current morphology of this region can be defined as a palimpsest surface (paleosurface), where relic features have been partially modified by current hydrodynamics (Calliari and Klein, 1993).



**Figure 2.** Digital bathymetric model of the continental shelf at Albardão, south of Brazil showing the sea bottom morphology and location of the Rio de La Plata paleochannel. The transverse bathymetric profile (A-A') as shown in Fig. 1 illustrates bathymetric highs formed by sand ridges (modified from Corrêa *et al.* 2014).

The coast of Rio Grande do Sul is subjected to a regime of micro tides, attributed to astronomical tides of <2 m, with average amplitude of 0.25 m, and meteorological tides that can exceed 1.00 m (Andrade *et al.* 2018). The hydrodynamic process that mainly defines the morphodynamical properties of the Albardão platform are waves. These waves begin to operate at considerable distances, being more effective at the

breaking zone, where they dissipate most of their energy. They rework sediments during transport, thereby modifying the morphology of the platform through processes of erosion (mechanical reworking and winnowing) and subsequent deposition.

Swells originating from the South Atlantic Ocean and waves generated locally by strong summer and spring winds from the NE, affect the coast of Rio Grande do Sul. The sea agitation is characterized by waves of medium to high energy, with a significant height of 1.5 m and period between 7 and 9 s, except during the passage of cold fronts from the S and SE (Almeida *et al.* 1997; Sprovieri and Toldo, 2019) when these parameters change. Consequently, the transport and deposition of sediments along the coast of Rio Grande do Sul are primarily dominated by waves of fair-weather conditions.

The intermediate and reflective characteristics of the Albardão beach are relevant to the occurrence of fine-grained quartz sand and major concentrations of shell fragments on the beach, the shoreface and offshore. The depths of the shoreface and offshore transition are highly variable depending on the input and output of sediments by wave and current conditions. Studies indicate the lower limit of the offshore transition at depths between 16 and 20 m (Swift, 1975; Swift *et al.* 1985). However, on the coast of Rio Grande do Sul, the offshore transition limit can reach a depth of 36.0 m whereas the shoreface limit reaches 7.5 m during extreme storm-event conditions (Almeida *et al.* 1997).

### **3. Materials and methods**

This study analyzed 133 sediment samples, stored in the core warehouse of the Coastal and Oceanic Geology Research Center of the Geosciences Institute of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul. The sediments were collected in shallow waters below 100 m on the continental shelf off Rio Grande do Sul coast, during oceanographic missions Marine Geology (GEOMAR) IV, VI and VII of the GEOMAR Project. Van Veen and Shipek grab samplers (bottom-seeking dredgers) were used to collect the sediment samples on board of the “Almirante Saldanha” Oceanographic Ship of the Hydrography and Navigation Directorate of the Ministry of Navy – Brazil. The bathymetric data used was acquired from a single-beam echo sounder whereas the coordinates for the collection sites were obtained from the information generated



by the passage of satellites over the study area and recorded on the Magnavox equipment.

The samples were analyzed in the Sedimentology Laboratory of the Coastal and Oceanic Geology Research Center for both sedimentological and taphonomic criteria with the latter, ~~using taphofacies analysis to determine the taphonomy (degree of fragmentation and shell articulation) of the bivalve shells.~~ Such characteristic was widely elaborated by Kidwell *et al.* (1986), Kidwell (1991) and Kidwell and Holland (1991) and served as the basis for the interpretation of the processes responsible for the shell concentrations in the study area. The taphofacies analysis used taphonomic signature variations (Erthal *et al.* 2020) to define the different damage states (fragmentation degree) of the shells. The taphonomic signature is defined in terms of whole number values, indicating an increasing order of damage states of the bivalves from 1 to 2 (Table 1), which corresponds from moderate to high degree of fragmentation of the shells respectively.

The sedimentological analysis which comprises the examination of textural, morphoscopic and compositional (carbonate content) properties of the sediment samples studied, adhered to the workflow proposals of Udden (1914), Wentworth (1922), Boggs (1992) and Okoe (2020). The textural composition of the sediment samples was determined using gravel (>2 mm), sand (>0.062 mm to <2 mm) and mud (silt and clay) (<0.062 mm) granulometric sizes according to Folk (1954, 1974). The three vertices of the textural classification diagram (Fig. 3) represent the final members of the textural composition of both carbonate and siliciclastic particles. The compositional analysis of these sediments was carried out by determining the carbonate (CaCO<sub>3</sub>) content of each sample using the chemical etching method by hydrochloric acid (25% cold) (Okoe, 2020). The results were then plotted in a quantified ternary diagram initially proposed by Zuffa (1980) and most recently modified by Oliveira *et al.* (2019) with carbonate, siliciclastic and volcanoclastic particles (Fig. 4).

The facies analysis and classification of the sediment samples were based on the sediment composition, particles size and taphonomy (when shells were present). The carbonate sediments were classified using Folk (1959, 1962) and Dunham (1962) scheme modified by Embry and Klovan (1971), whereas the siliciclastic sediments were classified following the textural classification of Folk (1954, 1974), Spencer (1963) and Pettijohn *et al.* (1973). The hybrid facies was determined adopting Zuffa (1980)

classification modified by Oliveira *et al.* (2019). The identified depositional facies were then photographed (Fig. 5) using an Axiocam with magnification up to 40x, fixed to a Zeiss binocular stereoscopic microscope, model Stemi 305, at the Sedimentology Laboratory of the Density Currents Research Center of the Institute of Hydraulic Research of the Federal University of Rio Grande do Sul.

Finally, the sedimentological and taphonomic data acquired from previous laboratory activities were compiled with the cartographic and single beam bathymetric data obtained from the technical sheets of the oceanographic projects GEOMAR IV, VI and VII. These datasets were then integrated for interpolation using ArcGIS software and ArcMap module that uses ArcToolbox – 3D Analyst Tools. The interpolation method used for plotting all 133 sample points in XYZ data format was the natural neighbor. The cell size of approximately 1 km (991.7 m) was configured according to the spatial distribution of the samples. A bathymetric model was created with the same interpolation method and cell size, based on field measurements performed on each sediment sample. Based on this model, isobaths were defined every 20 m. The three-dimensional visualization of the facies classification (Fig. 6) was designed in ArcScene with the bathymetric surface used as the elevation base, applying a 200x vertical exaggeration. Continental topography was represented with the 4th version of the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) model, where zero altitudes were represented in blue to highlight water bodies. The processing of the above-stated data occurred at the Oceanography and Marine Geophysics Laboratory of the Coastal and Oceanic Geology Research Center of the Geosciences Institute of the Federal University of Rio Grande do Sul.

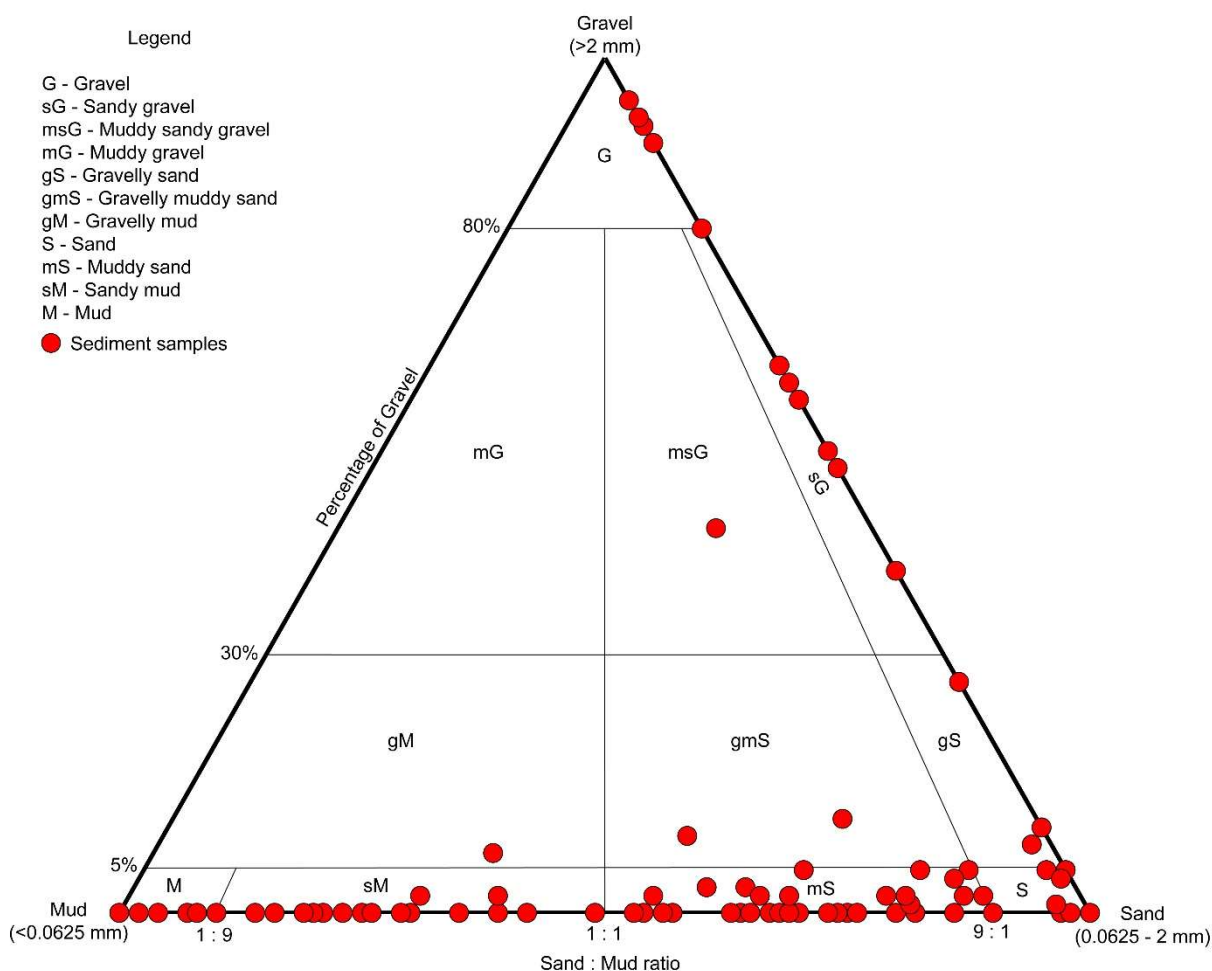
The facies association in this study was established based on the concepts of Collinson (1969), using hydrodynamic zones of a storm wave-dominated platform with an onshore-offshore energy gradient. The determination of the mobility of sediments under the action of waves was interpreted using Almeida *et al.* (1997) wave parameters measured at sea to demarcate the external (oceanic) and internal (coastal) limits of the storm wave base (SWB) and the fair-weather wave base (FWWB).



## 4. Results

### 4.1 Sedimentological analysis

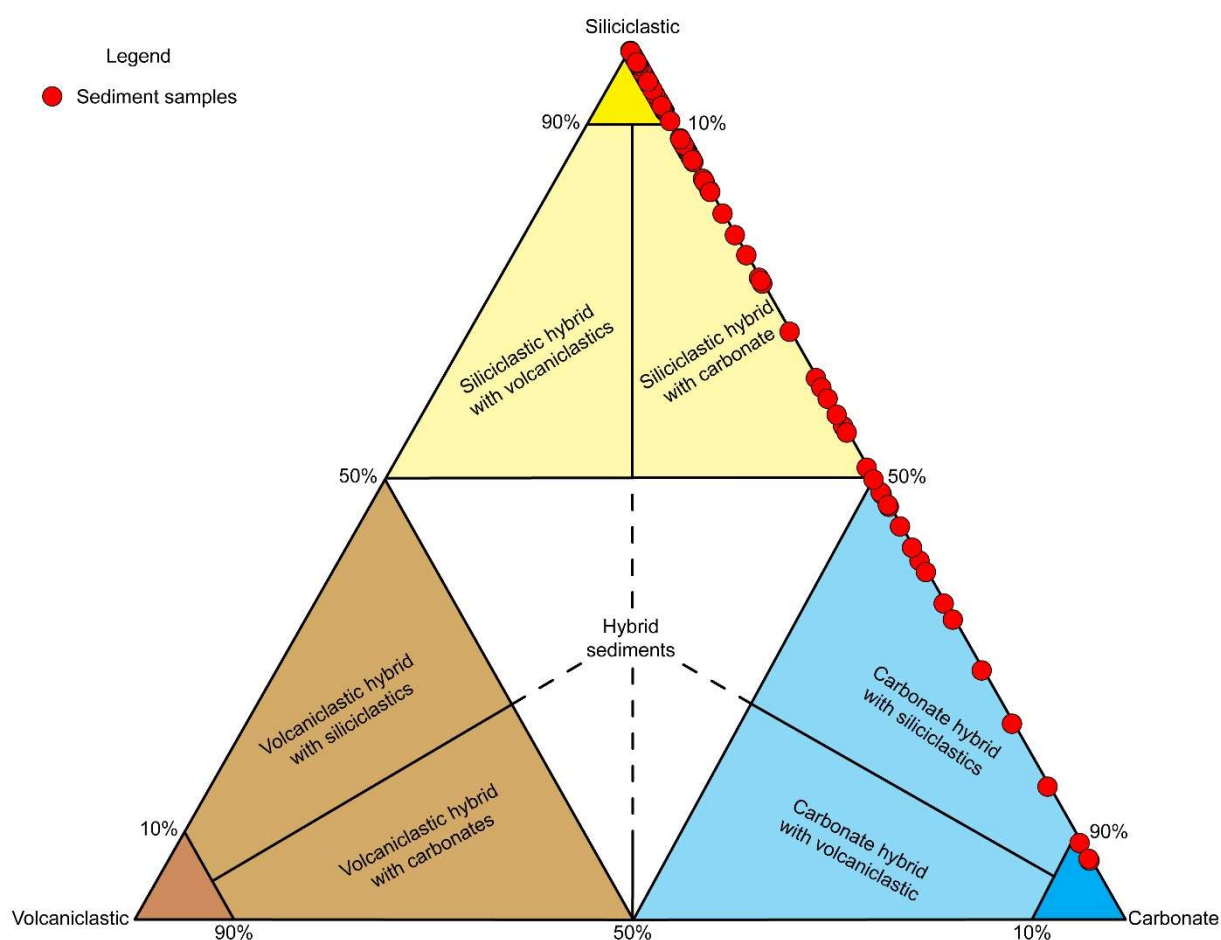
The ternary diagram below shows the granulometric distribution of sand, mud and gravel sizes contained in the 133 samples collected on the continental platform of Albardão. In general, most samples have low or zero content of gravel size particles, leading to a textural prevalence of muddy sand (28%), sandy mud (14%), sand (18%) and mud (7%). The gravelly sand (17%), sandy gravel (8%), and gravel (8%) classifications also appear on the diagram, in this order of importance.



**Figure 3.** Textural classification according to Folk (1954, 1974) for 133 sediment samples collected at the continental platform of Albardão, Rio Grande do Sul.

For the compositional classification, the ternary diagram below shows the distribution of carbonate, siliciclastic and volcanoclastic particles contained in 133 samples collected on the continental platform of Albardão (Fig. 4). All samples run over

the siliciclastic - carbonate flank of the triangle (ternary diagram), indicating zero occurrence of volcanoclastic sediments in the study area. Sedimentological analysis showed that 18% of the sediment samples evaluated are carbonates (bivalves, barnacles, and gastropods) and hybrid carbonates, 17% are hybrid sediments and 63% are siliciclastic sediments comprising quartz sand and mud (silt and clay). Sediment samples with >50% of a single component were defined according to their primary composition followed by their secondary component. Sediment samples without one main component equivalent to >50% but several, were designated as hybrid. In this way, the hybrid, carbonate, and siliciclastic facies were identified.



**Figure 4.** Compositional classification of 133 sediment samples collected at the inner shelf of Albardão according to Zuffa (1980) and Oliveira *et al.* (2019).

The morphoscopic analysis of the siliciclastic samples exhibit high textural and mineralogical maturity with size of quartz grains varying between 0.0625 mm and 2 mm. Quartz grains are the dominant siliciclastic grains and are characterized in terms

of roundness – where 60% quartz grains are well rounded and 40% rounded to sub-rounded; sphericity – where 80% quartz grains show high sphericity with 20% exhibiting medium to high sphericity; and surface texture – 90% quartz grains are polished mamelon and 10% are dark mamelon.

#### 4.2 Taphonomic analysis

The carbonate and hybrid facies were the only facies with bivalve shells displaying various degree of fragmentation. These bivalves vary from moderate to highly fragmented and are classified in this study with values from 1 - Moderately Fragmented Bioclast to 2 - Highly Fragmented Bioclast (Table 1).

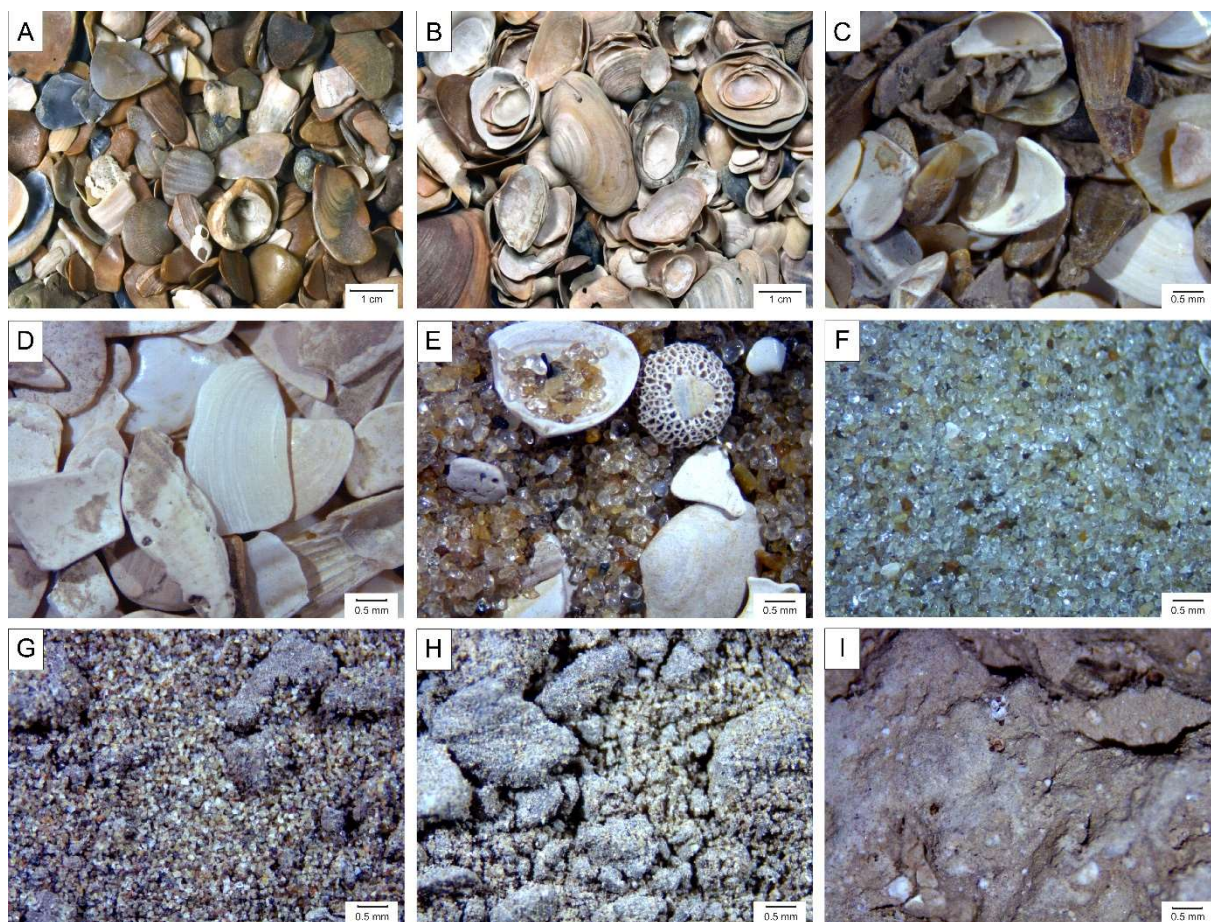
**Table 1**

Taphofacies analysis of shell fragmentation in the Rf (fragmented rudstone), Gf (fragmented grainstone), and Hs (hybrid sand) facies.

Facies	Taphonomic signature		Total
	1	2	
Fragmented Rudstone (Rf)	2	8	10
Fragmented Grainstone (Gf)	7	4	11
Hybrid Sand (Hs)	15	8	23

#### 4.3 Facies analysis

The definition of the Albardão facies was based on a descriptive criterion, which guaranteed a concise sedimentological understanding that is necessary for the recognition of the depositional elements in a shallow marine system. A total of eight facies corresponding to four siliciclastic, three carbonate and one hybrid facies were recognized in the study area (Fig. 5). In addition, the occurrences, descriptions, and interpretations of these facies are summarized in Table 2. Table 3 shows the minimum, average and maximum distribution of carbonate (CaCO<sub>3</sub>) content (%) contained in the depositional facies for all 133 sediment samples.



**Figure 5.** Template for the main depositional facies showing: (A) Rudstone with highly fragmented bivalve shells (Rf) and barnacle fragments on the foreshore (>2 mm); (B) Rudstone with moderately fragmented bivalve shells (Rf) on bathymetric highs (>2 mm); (C) Grainstone with highly fragmented bivalve shells (Gf) and barnacle fragments on the shoreface (<2 mm); (D) Grainstone with moderately fragmented bivalve shells (Gf) and barnacle fragments on the flanks of bathymetric highs (<2 mm); (E) Quartz sand with non-fragmented shells (Hs) with delicate bryozoan fragments; (F) Quartz sand (S); (G) Quartz sand with mud (mS); and (H) siliciclastic mud with sand (sM) and (I) Micritic mud (Mc).

**Table 2**

Facies table of the eight depositional facies identified at the Albardão continental shelf.

Facies	Name	Occurrence	Description	Interpretation
Rf	Fragmented Rudstone	Beach system	Rudstone comprising disarticulated and highly fragmented bivalve shells and barnacle fragments with sizes between granule and very coarse sand	High energy environment, shallow regions – breaking zone (foreshore) with continuous traction due to wave action and coastal currents, above FWWB
		Offshore Transition	Rudstone consisting of disarticulated and moderately fragmented bivalve shells with sizes between granule and very coarse sand	Moderate energy environment, deposition on structural highs located in the offshore transition zone between FWWB and SWB
Gf	Fragmented Grainstone	Beach system	Grainstone composed of highly fragmented and rounded bivalves and barnacle fragments with modal size of very coarse sand	High energy environment, above FWWB in the upper shoreface
		Offshore Transition	Grainstone composed of moderately fragmented and rounded bivalves with modal size of very coarse sand	Moderate energy environment, deposition on structural highs located in the offshore transition zone between FWWB and SWB



Mc	Micritic Mud	Offshore	Carbonate mud (micritic clay)	Low energy environment, protected areas, or relatively deep regions below SWB
Hs	Hybrid Sand	Proximal Offshore Transition	Mixture of bioclastic and siliciclastic grains with modal size <2 mm, without a single particle type with >90% of the total sediment composition	Environment between the FWWB and SWB with a mixture of bioclastic and siliciclastic grains
S	Sand	Mid-Offshore Transition	Fine to medium sand, moderate to well-sorted quartz grains, sub-rounded to well-rounded, with high sphericity	Moderate energy environment
mS	Muddy Sand	Distal Offshore Transition	Mixture of mud and sand, with predominance of sand (51-89%) and no gravel constituents	Moderate energy environment
sM	Sandy Mud	Proximal Offshore	Mixture of mud and sand, with predominance of mud (51-89%) and no gravel content	Low energy environment
M	Mud	Offshore	Mud, slightly greenish, made up of silt in a clay matrix	Low energy environment

---

**Table 3**

Graphic representation of the carbonate ( $\text{CaCO}_3$ ) content contained in the depositional facies for all 133 sediment samples.

Carbonate Percentages (%)	Carbonate facies	Siliciclastic facies	Hybrid Facies
% $\text{CaCO}_3$ (min)	50.12	0	1.07
% $\text{CaCO}_3$ (average)	62.54	3.49	19.37
% $\text{CaCO}_3$ (max)	92.53	23.61	49
Number of samples	22	88	23

#### 4.3.1 Carbonate facies

~~The carbonate facies were defined in analogy to the carbonate rock classification scheme Folk (1959, 1962) and (Dunham, 1962; Embry and Klovan, 1974).~~ These facies comprise fragmented rudstone, fragmented grainstone, with an average carbonate content ( $\text{CaCO}_3$ ) of 62.54% (Table 3). **These facies are grain-supported (bioclastic grains) with micritic mud being mud-supported.** The latter fine carbonate fraction consists of crystals  $<0.0625$  mm (silt and clay fractions). In the fragmented rudstone and fragmented grainstone facies,  $>90\%$  of the bioclasts, mainly fragmented bivalves and barnacles (fragments of arthropods) predominate with gastropods and beach rock fragments occurring in smaller to rare proportions ( $<2\%$  in volume) respectively.

##### 4.3.1.1 Fragmented Rudstone (Rf)

This facies is characterized by disarticulated, highly fragmented bivalve and gastropod shells with occurrence of barnacle fragments (Fig. 5 and Table 2), moderate to well-sorted (size usually varies from coarse sand to pebble) with high degree of roundness and sorting. Shells are  $>2$  mm with modal size varying from very coarse sand to granule. The fragmented rudstone facies contains  $>50\%$  of  $\text{CaCO}_3$  (Table 3), with shells exhibiting a high degree of fragmentation related to their occurrence on the foreshore or swash zone with depth  $<7.5$  m, above the FWFB (Almeida *et al.* 1997). In this region, there is an accentuated mechanical reworking of sediments by waves and currents induced by storm events. Additionally, in this area, shells are continuously



transported and abraded by coastal currents. Comparing with Fick *et al.* 2018, the fragmented rudstone facies can be likened to the sparse accumulation (SA) facies concentration characterized by the sparse accumulation of gastropods along the backshore, foreshore, and upper shoreface. In this study, the authors relate the presence of the sparse accumulation facies in the upper shoreface to swash-controlled reworking and wave-breaking which is similar to the sedimentary processes that take place in the beach system in which the rudstone facies which contains some gastropods occur.

On bathymetric highs offshore, the fragmented rudstone facies occurs with disarticulated and moderate to poorly sorted bivalves with size from granule to pebble. The shells show moderate degree of fragmentation, and this suggests a short transport of the bivalves from their habitats. The moderate to non-fragmented coquinas occurrence here is related to winnowing and dynamic bypassing domains, which exist between the FWWB and SWB. Fick *et al.* 2018 on the other hand report the occurrence of the grain-supported (GS) facies, associated with the offshore transition zone where winnowing and dynamic bypassing occurs due to wave shoaling. Moreover, the selective removal of fine sediments (winnowing) at the crest of these highs is responsible for the absence of carbonate mud and the formation of poorly sorted bioclasts.

#### 4.3.1.2 Fragmented Grainstone (Gf)

This facies consists mainly of highly fragmented and rounded bivalve shells with occurrence of barnacle fragments (Fig. 5 and Table 2) with CaCO<sub>3</sub> content >50% (Table 3). These grainstone bivalves are moderate to well-sorted with sizes varying between 0.0625 mm and 2 mm. Despite occurring in a high energy environment (shoreface), the fragmented grainstone shells present a lower number of highly fragmented bivalve shells in contrast to the higher quantity of highly fragmented bivalve shells of the fragmented rudstone facies, which is equivalent to the highest taphonomic signature (2) (see Table 1). In comparison with Fick *et al.* 2018, the fragmented grainstone facies corresponds to shoreface matrix-supported (MS<sub>SH</sub>) facies concentration comprising dispersed packed accumulation of bivalve fragments and gastropods. According to the authors, shoreface matrix-supported facies occurs at the lower shoreface where breaking-controlled wave process was observed during the

~~storm wave experiments (SWEs) and shoaling controlled dynamic bypassing in the FWEs (fair weather experiments). The shells of fragmented grainstone were sometimes intercalated with those of the fragmented rudstone facies, and they differentiate from the latter because of their smaller size. This is because; these shells are subjected to high energy water conditions for a long time by waves and transported by longshore currents.~~

On the flanks of the bathymetric highs offshore, the fragmented grainstone facies is characterized by less fragmented and disarticulated bivalves in relation to the fragmented grainstone facies present in the shoreface (Fig. 5 and Table 2). Shells size range from coarse sand to very coarse sand, and they are moderate to poorly sorted. ~~Winnowing and dynamic bypassing are the principal sedimentary processes responsible for the moderate to non-fragmented coquinas occurrence between the FWWB and SWB. Fick et al. 2018 also reported a similar sedimentary process associated with the grain-supported facies occurrence in the proximal offshore transition zone. The presence of bivalve shells and barnacle fragments with minor quantities of siliciclastic sand without mud on the flanks of these highs maybe associated with winnowing. The occurrence of less quartz sand may be related to storm waves that promote the removal of fine sand from the proximal portions of the flanks and their redeposition in the distal regions (Cohen, 1989b; Einsele, 1992).~~

#### 4.3.1.3 *Micritic mud (Mc)*

This facies contains carbonate mud with >90% of its grains being micrite associated with very few siliciclastic grains. The facies is interpreted as formed in either relatively deeper (offshore, below the SWB) or protected areas within a low energy setting.

#### 4.3.2 *Hybrid facies*

The hybrid sediments show a mixture of grains of different compositions in variable proportions, with no component exceeding 50% of the grains. Grain selection varies from moderate to poorly sorted and represents mixed carbonate-siliciclastic sediments with an average carbonate content of 19.37% (Table 3). These sediments

are mainly consisting of quartz grains and, to a lesser extent, bivalve shells, and delicate bryozoan fragments.

#### 4.3.2.1 Hybrid sand (Hs)

The primary composition of this facies includes a mixture of quartz sand and mildly fragmented bivalve shells and delicate bryozoan fragments (Fig. 5 and Table 2). The hybrid sand facies is poorly sorted with grain size ranging from very coarse sand to granule (mainly whole bivalve shells). The sediments have CaCO<sub>3</sub> content <50% (Table 3), and there is no mud. ~~The occurrence of both bioclastic and siliciclastic grains on the Albardão platform may be related to terrigenous fluxes from the igneous-metamorphic complex (Precambrian Sul-Rio Grandense shield) and basaltic rocks (Serra Geral Formation) (Pomerancblum and Costa, 1972). Siliciclastic sediments can be mixed with shells due to currents induced by storm waves, thereby forming mixed deposits in transitional environments between the lower shoreface and offshore transition zones.~~

#### 4.3.3 Siliciclastic facies

These facies are predominant, and mainly consist of quartz sand (material between 0.0625 mm and 2 mm) and siliciclastic mud (silt and clay), described as fine material with particle size <0.0625 mm. The siliciclastic facies association are grouped into four different facies on the basis of grain-size. These facies contain an average CaCO<sub>3</sub> content of 3.49% (Table 3) and include: (1) sand facies (S), containing quartz sand with no occurrence of mud; (2) muddy sand (mS), consisting mainly of quartz grains (51-89%) with smaller proportions of mud; (3) sandy mud (sM), entailing a considerable amount of silt-clay (51-89%) and a minimal fraction of quartz sand; (4) siliciclastic mud (M), embodying a matrix composition made up of silt and clay without quartz sand.

##### 4.3.3.1 Sand (S)

The sand facies consists of homogenous fine to medium sands with less than 15% of CaCO<sub>3</sub> (Table 3). Most common particles are well sorted quartz grains with

high sphericity and roundness between sub-angular to sub-rounded. These deposits are interpreted as formed in moderate to high energy, wave-dominated environments, located between the shoreface and offshore transition regions.

#### 4.3.3.2 *muddy Sand (mS)*

Heterogeneous facies characterized by the mixture of sand and mud without gravel. The muddy sand facies contains 51-89% of quartz sand with the rest being siliciclastic mud. The facies has a  $\text{CaCO}_3$  content <8% (Table 3) and is classified as moderate to well-sorted. Grain size ranges from prevalent sub-rounded quartz sand to silty-clay (Fig. 5). The sediments of this facies are texturally mature due to winnowing action. Based on the presence of mud and the textural maturity, these sediments are related to moderate energy environments located between the upper/mid and distal offshore transition regions (Folk, 1954).

#### 4.3.3.3 *sandy Mud (sM)*

This facies presents a combination of mud and sand with no gravel component. In general, the sediments are moderate to well-sorted with 51-89% being siliciclastic silt and clay (Fig. 5). Subordinately, sub-angular quartz grains occur, and the carbonate content is <3% (Table 3). Regarding the textural maturity, these sediments are categorized immature because of the considerable clay content. As such, they are related to moderate-low energy settings located between the distal offshore transition and proximal offshore environments (Folk, 1954).

#### 4.3.3.4 *Mud (M)*

This facies has >90% of silt and clay with  $\text{CaCO}_3$  <1% (Table 3). The facies has a particle size of <0.0625 mm (Fig. 5) and occurs in conjunction with micritic mud in deeper regions offshore below the SWB, at depths greater than 35 m. Sediments were deposited by decantation under low energy conditions.

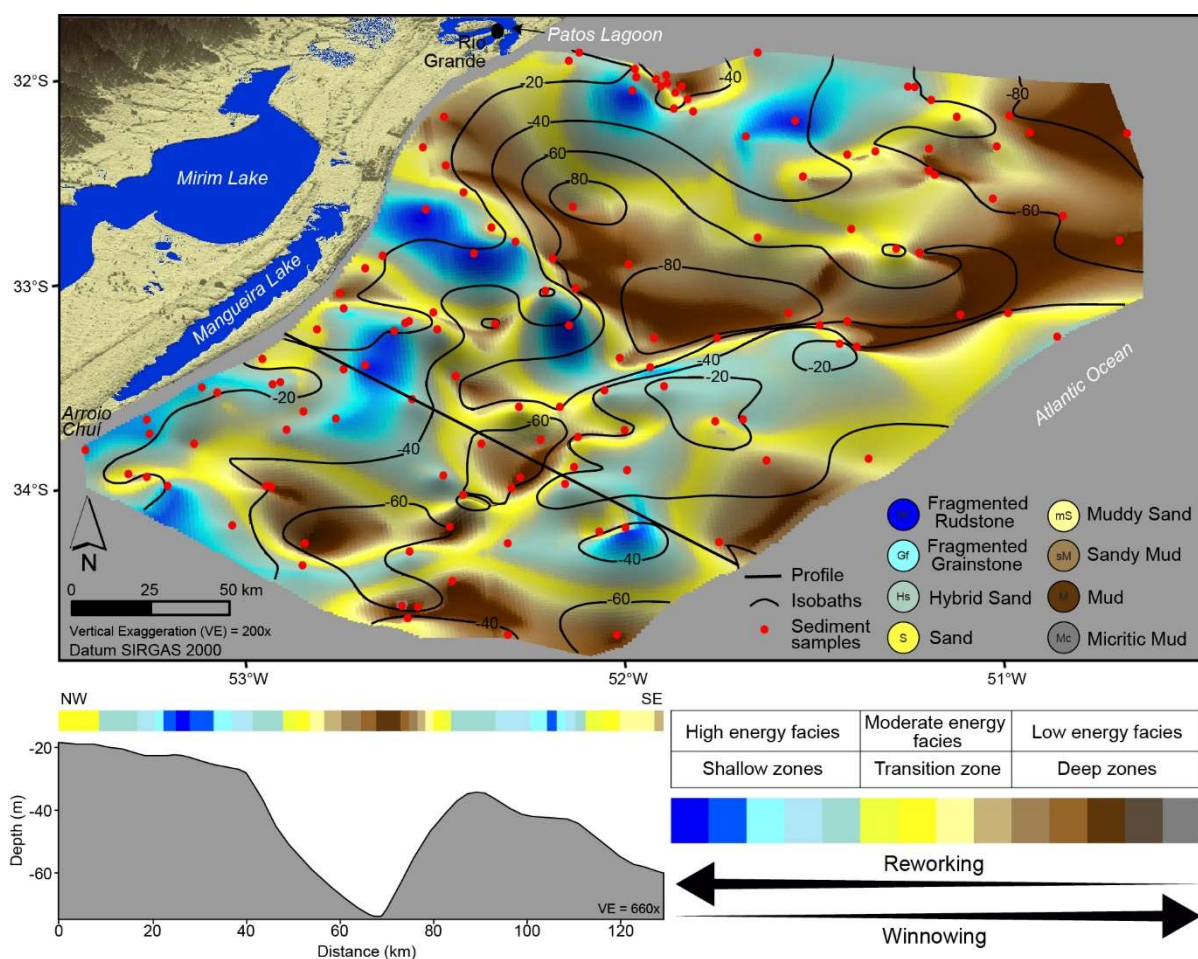
### 4.4 *3D Bathymetric Model*

To visualize the facies coverage of the Albardão shelf and understand their spatial distribution in relation to depth and bottom morphology, a 3D bathymetric model

(Fig. 6) was generated. Hydrographic survey data were interpolated to create a detailed bathymetric map, which was amalgamated with a 2D facies map and a 3D surface to represent the bottom relief of the seafloor. In isobaths <35 m shoreward (Fig. 6), fragmented rudstone and fragmented grainstone prevail with fragmentation of shells being more effective at these depths. These facies show an elongated geometry in the NE-SW direction and a heterogeneous lateral distribution, whereas sandy mud, siliciclastic mud and micritic mud predominate in the deeper regions, >55 m (Fig. 6), with the same geometry. Hybrid sand, siliciclastic sand, muddy sand mark the transition zone between the two regions.

The transverse bathymetric profile (Profile 1) with NW-SE direction indicated on the 3D bathymetric model (Fig. 6) identified possible scars of old paleochannels and paleodrainages such as the Rio de La Plata paleochannel and other bathymetric highs. These highs highlight the presence of several sand ridges that form irregular isobathymetric lines, as pointed out by Figueiredo Jr. (1975). Fragmented rudstone, fragmented grainstone and hybrid sand are preferentially deposited on these highs offshore as shown in Figures 6 and 7. This underscores their control and morphostructural influence on the deposition and distribution of the bioclastic deposits.

~~During storm events, quartz sands with bioclasts, located at the crests and in the troughs of the ridges, are mobilized by the action of waves and currents. In this way, the carbonate siliciclastic sediments are transported to shallow waters between the upper shoreface and foreshore and onto the bathymetric highs present offshore. Consequently, the deposits resulting from the reworking of these sediments are highly fragmented bioclasts with reworked siliciclastic matrix (primary matrix). However, the finer sand fractions are removed frequently during transport under high energy conditions (selective removal of the sedimentary matrix), thereby, producing a pure fragmented rudstone without matrix both in the foreshore and on top of the ridges offshore. Fragmented grainstone on the other hand, exhibits smaller or null proportions of siliciclastic grains, because it is farther from the fragmented rudstone in the nearshore zone (shoreface) and on the flanks of the ridges offshore.~~



**Figure 6.** 3D bathymetric model of the Albardão inner shelf, showing spatial distribution of the sedimentary facies and 2D morphologic model of the facies association outline shown by the transverse bathymetric profile NW-SE.

## 5. Discussion

### 5.1 Facies association

To elaborate the depositional facies model of Albardão and interpret the bioclastic distribution of coquinas that occurs in shallow marine settings, three facies associations were proposed with respect to genetically related facies and their respective depositional environments (Collinson, 1969): high energy facies, moderate energy facies and low energy facies. These associations were determined based on facies analysis, taphonomic signatures and morphostructural influence in relation to hydrodynamic energy.

### 5.1.1 High energy facies (HEF)

#### *Description*

This facies comprises fragmented rudstone and fragmented grainstone, abundantly present in the beach system (foreshore-shoreface), above the FWWB with highly fragmented bivalve shells, barnacle fragments and lesser amounts (<1%) of reworked quartz sand. In the offshore region, the facies occur on the crests and flanks of the sand ridges (bathymetric highs) between the FWWB and SWB (Fig. 7). The high energy facies presents sediment size from sand to gravel.

#### *Interpretation*

The occurrence of abundant accumulation of shells and barnacles on the foreshore stems from hydrodynamic processes where shells, initially dispersed, behave like sedimentary particles. The high bioclastic input of fragmented rudstone and fragmented grainstone with absence or reduced concentration of terrigenous sediments in the respective facies suggests the removal of fine sediments from proximal regions and redeposition in distal zones. Barnacle fragments and bivalve shells with high degree of fragmentation suggest high energy conditions or prolonged mechanical reworking of bioclastic sediments by waves and longshore currents during storm events (Kidwell and Holland 1991; Coletti *et al.* 2018). This is indicative of the hydrodynamic conditions that characterize the bottom surface of the beach system above the FWWB (Brett and Baird 1986; Fürsich and Oschmann 1993). The structural highs (bathymetric highs) offshore also serve as shallow surfaces for the reworking and deposition of bioclastic bivalves by wave shoaling, thereby producing rudstone and grainstone facies as well as bioclastic calcarenite deposits on top of these highs.

### 5.1.2 Moderate energy facies (MEF)

#### *Description*

The moderate energy facies association includes three different facies sub-groups. The first sub-group comprehends hybrid sand, composed of fine matrix (siliciclastic sand) interspersed with disarticulated, low to moderately fragmented bioclastic shells and delicate bryozoan fragments. The facies of this association, in general, present a bimodal pattern due to the presence of bivalve shells with gravel



size, mixed with highly reworked siliciclastic sand with size <2 mm. Siliciclastic sand and muddy sand comprise the second and third sub-groups, consisting of fine quartz sand and fine to very fine quartz sand with subordinate mud respectively (Fig. 7). These sub-groups vary with depth where the first, second and third correspond to increasing order of water depth.

### *Interpretation*

The presence of mixed moderately fragmented bivalve shells, barnacles, bryozoans fragments and fine quartz sand (hybrid sand) in the proximal offshore transition zone indicate low abrasion and fragmentation of shells due short transport distances and reduced period of reworking of carbonate-siliciclastic sediments. The moderate fragmentation of bioclasts indicates an environment with moderate to high wave or current energy and sedimentation rate, probably a sandy and gravelly shoreface environment. The sand facies is associated with traction and a combined action of waves and currents that occur between the lower shoreface and offshore transition (in storm conditions), above the SWB limit. The occurrence of muddy sand facies in the distal offshore transition zone (between the SWB and FWWB), is associated with low flow regime, a similar phenomenon indicated in the work of Reading and Collinson (1996).

### *5.1.3 Low energy facies (LEF)*

#### *Description*

The sandy mud, siliciclastic mud and micritic mud facies characterize the low energy environment (Fig. 7). These facies are associated with very fine siliciclastic sediments - sand and mud, mud and micritic mud, respectively. The sandy mud facies presents predominant muddy sediments in relation to quartz sand.

#### *Interpretation*

The low energy facies occurs in low hydrodynamic settings below the SWB, where decantation processes dominate. The hydrodynamic configuration of the low energy facies is due to the lack of wave actions in the deeper regions offshore.

## 5.2 Depositional facies model

A conceptual genetic depositional facies model is proposed based on the deposition and distribution of the coquinas facies on the Albardão shelf, which are controlled by the depth, bottom morphology, and energy flow of the incident waves of the platform. This model considers the Albardão coquinas dataset with respect to the permo-porous reservoir quality of the carbonate and hybrid facies (Fig. 7). The bathymetric highs, declivity, and heterogeneity of sediments of the platform serve as the main controllers of the facies distribution along the hydrodynamic zones of a longitudinal storm wave-dominated platform profile.

The high energy facies represented by highly fragmented and disarticulated rudstone and grainstones (Rf and Gf) are both deposited in the beach system (shoreward), above the FWWB (7.5 m in Albardão), which are reworked by longshore currents and waves. On bathymetric highs (crests of sand ridges) offshore above the SWB, bivalve shells are reworked by the shoaling of storm waves (36 m in Albardão) and transported by waves and currents shoreward during storm conditions. The fragmented rudstone shells undergo extensive mechanical reworking in the breaking zone (foreshore) whereas the fragmented grainstone shells on the shoreface suffer further fragmentation due to smaller sizes of shell fragments which are likely to be held in suspension by hydrodynamic effects.

Nielsen *et al.* 2003 taphonomic analysis of mollusks shells and acorn barnacles around the Pyoza river area in Russia, indicates a highly fragmented bivalve shells (Bivalve taphofacies A) occurrence within the high energy environment (foreshore-shoreface) where shells undergo extensive abrasion and reworking due to significant transport. Additionally, Meldahl and Flessa (1990) work regarding the variability of taphonomy states of mollusks shells from recent intertidal and shallow shelf environments, Provincetown Harbor, USA, show that bivalve shells like the fragmented rudstone and fragmented grainstone facies which occur in high energy, lower intertidal and shallow subtidal environments, follow an abrasion-dominated pathway. According to Parsons and Brett, (1991), shell fragmentation and edge-rounding tend to increase in the beach system due to wave energy and coarse grain size.

In the offshore transition region, the moderate energy facies defined by hybrid sand, siliciclastic sand, and muddy sand occur with the lower limit of this region varying between depths of 16 and 20 m during fair weather conditions (Swift, 1975; Swift *et al.*

1985). Nevertheless, during storm events, the offshore transition limit can attain a significant depth of 36 m. This depositional environment is delineated between the FWWB and SWB and is marked by extensive winnowing resulting in the preservation of coarse sediments (hybrid sand and siliciclastic sand) in the proximal zone and the deposition of the finer ones (muddy sand) in the distal regions. Fick *et al.* (2018) reported a similar hydrodynamic process responsible for the formation of the **GS facies** concentration they identified in the lower shoreface – upper offshore transition zone where shoaling of waves and dynamic bypassing predominate.

As indicated by the facies pattern observed by Fürsich and Oschmann (1993) for the Jurassic of Western India, facies dominated by disarticulated shells, like hybrid sand, can occur in region close to the limit of FWWB, where winnowing causes the removal of the fine matrix thereby preserving the shells. Comparing the hybrid sand facies with the Bivalve **taphofacies C of Nielsen** *et al.* 2003, the occurrence of moderately to highly fragmented bioclasts within the moderate to high-energy settings can be related to the transport of these shells from relatively close habitats such as the beach system. Considering the work of Driscoll (1970), the reduced fragmentation of the bioclasts in hybrid sand facies can be linked to the hydrodynamic properties of shells, as small shells are likely to be held in suspension.

The decantation process responsible for the deposition of suspended sediments of the sandy mud and siliciclastic mud facies takes place offshore, below the SWB at water depths below 36 m. The occurrence of micritic mud within the low energy setting is related to the small size of grains and crystals in the micrite and its presence at deeper depths in relation to bathymetric highs, offshore. The relic deposits found on bathymetric highs in the farthest and deepest portions were not included in the genetic model of this study, because they are not linked to present-day hydrodynamic conditions. In terms of reservoir characteristics, the trend of porosity increases towards shallow waters with decrease in mud content.

### 5.3 Comparison with Ancient Analogues – Campos and Sergipe-Alagoas Basins

Reservoir analogues are frequently used in the oil and gas industry to bridge the gap between low resolution deep subsurface data and shallow marine-scale heterogeneities that might affect reservoir quality. These analogues are commonly

modern depositional systems, following an actualistic approach for stratigraphic and depositional interpretation (Gould, 1967; Carneiro *et al.* 1994). The use of modern analogues like a wave-dominated beach systems to predict reservoir quality in the subsurface is due to their recognition as good targets in the petroleum industry and often considered homogeneous sheet-like reservoirs. The depositional control of these systems is influenced by wave, tidal and fluvial mechanisms, affected by anomalous-energy processes that periodically reach the coast. They are oftentimes located in shallow parts of the basin that are exposed to erosion during stratigraphic cycles. The use of a wave-dominated mixed marine system is due to the fact that deposits related to anomalous-energy processes have a higher preservation potential (Miall, 2012; 2014) than the ones related to 'normal' processes. Therefore, the usage of modern analogues is limited to assessing only architectural elements, but not the internal character of nearshore systems. Thus, with the purpose of characterizing a depositional facies model for the pre-salt coquinas of the Coqueiros formation of the Campos and Sergipe-Alagoas Basins, we compare the Albardão coquinas facies with some proposed coquinas facies of the Campos and Sergipe-Alagoas basins in literature (Table 4).

These coquinas are carbonate rocks consisting of bioclastic material, usually bivalve shells, which represent lacustrine deposits of Barremian-Aptian age generated in the sin-rift phase of the supercontinent Gondwana. According to the main classifications in force (Dunham, 1962; Embry & Klovan, 1971), coquina-like carbonate rocks are better designated as rudstone, grainstone or packstone, characterized primarily by being grain-supported, but varying in the size of the bioclastic grains and the presence or not of matrix. According to studies conducted in the carbonate sequence of the Lagoa Feia Group - Barremian/Aptian of the Campos Basin, the coquinas extend from the lake basin environment, both in the deepest (offshore) parts under the action of gravitational flows (Altenhofen, 2013), and on structural highs, under the action of storm surges (Bertani & Carozzi, 1985<sup>a</sup>; Dias *et al.* 1988; Carvalho *et al.* 2000); to the lakeshore environment, in subaqueous coastal areas of shoreface/foreshore zones under the action of waves and storm currents (Bertani & Carozzi, 1985<sup>a</sup>; Abrahão & Warme, 1990; Muniz, 2013) or coastal areas subareas of beach and post-beach (Carvalho *et al.* 2000; Muniz, 2013).

Regarding the generation of accumulations of skeletal grains, Kidwell (1986) suggests that such accumulations depend on sedimentological, biological, and diagenetic factors. The sedimentological factors are divided into erosive processes (matrix winnowing and selective reworking) and non-depositional processes (fine bypass, migration of background forms and lack of siliciclastic input). However, information obtained in literature regarding the descriptions of facies and microfacies of the lacustrine carbonate sequence of the Campos Basin, lack information on diagnostic patterns that can precisely determine the accumulation factors, the hydrodynamic agents (oscillatory and unidirectional flows) and the environmental conditions (storm waves versus normal waves climate) operating in a lake-side environment with plenty shell-like bioclastic material.

On the other hand, the depositional models proposed in literature to explain the generation of coquinas still lack solid bespoke parameters like water depth and bottom orbital velocity, which permit an accurate interpretation of the various sedimentary processes (reworking, transport, deposition) that operate in coastal systems, whether marine or lacustrine, whose main hydrodynamic agent is the wave. Moreover, the most existing depositional facies models for this reservoir are based on marine carbonate systems, whereas models for mixed carbonate-siliciclastic marine or nonmarine systems are scarce. In these systems, wave forces and bottom currents amplify their power of mechanical reworking and transport, thereby causing an expansion of their area of influence and a remobilization of the mollusk habitat zone (offshore/bottom shoreface), below the Fair-Weather Wave Base Level, by transporting shells to the subaerial beach zone.

Based on this context, the use of a wave-dominated mixed marine system (Albardão) as a modern analogue to better understand the deposition of the thick Cretaceous pre-salt coquinas successions of the Campos and Sergipe-Alagoas Basins, is related to the similar sedimentary processes that occur on/off the coast of both shallow marine and lake settings with the prevalent deposit modeling agent being waves. Additionally, in Albardão, the hydrodynamic processes that generate the coquinas facies are controlled by depth, energy gradient and seafloor morphology (structural influence). Furthermore, the use of the Albardão depositional model to interpret the pre-salt coquina rocks, is due to environmental equivalence with the pre-salt sequence deposition in a tectonic lake beach system, during the sin-rift phase of

the supercontinent Gondwana (Bertani & Carozzi, 1985<sup>a</sup>; Dias *et al.*, 1988, Abrahão & Warne, 1990; Rangel *et al.* 1994; Carvalho *et al.* 2000; Muniz, 2013). Also, in these depositional environments, the hydrodynamic processes that generate shell accumulations are related to storm conditions and storm surge (Aigner, 1985).

Lastly, despite the unconsolidated nature of Albardão coquinas and the lack of lithogenic processes control (burial, diagenesis, compaction, cementation), the bimodal lithologies of the Albardão coquinas and the irregular seafloor morphology (bathymetric highs) of the continental shelf can be related to the mixed carbonate-siliciclastic reworked bars deposited on structural highs in the Campos Basin (Oliveira *et al.* 2019). Parting from this context, the comparison contextualizes the depositional facies models applied to the thick lacustrine coquinas packages from the sin-rift (Barremian-Aptian) sequence of the Campos and Sergipe-Alagoas Basins in relation to the coquinas facies of the mixed carbonate-siliciclastic platform of Albardão. The depositional models used for this discussion are the most recent studies in literature that described and interpreted in detail the ancient facies of coquinas from the Campos and Sergipe-Alagoas Basins.

Muniz (2013) examined the coquinas succession (Coqueiros Formation) of the Lagoa Feia Group of the Campos Basin, Brazil where four rudstone (grain-supported coquina) facies were identified: muddy bivalve rudstone (Rmb) facies, composed of articulated/disarticulated whole bivalve shells with low matrix content; clean bivalve rudstone (Rcb) facies, consisting of disarticulated and broken bivalves with low terrigenous matrix content; bivalve rudstones with terrigenous matrix (Rtb) facies which includes generally unbroken bivalves with high terrigenous matrix content; and gastropods and bivalve rudstones (Rgb) facies which showed predominant gastropods occurrence. These facies were interpreted as being associated with a wave-dominated lake-margin where the clean bivalve rudstone occur on structural highs and bivalve rudstones with terrigenous matrix facies were linked to the proximal offshore transition zone below the FWFB with low reworking of shells. In comparison with the present study, the bivalve rudstones with terrigenous matrix facies can be related to the hybrid sand of the Albardão coquinas which presents mixed carbonate-siliciclastic sediments with prevalent siliciclastic quartz sand. Additionally, this facies occurs in close proximity to the FWFB with bivalves shells and delicate bryozoan fragments showing moderate fragmentation and reduced reworking. The clean bivalve rudstone facies was also

interpreted to be associated with the subaqueous zone above the FWWB where the shells suffered intense mechanical reworking, fragmentation, and disarticulation of bivalve shells. This environment was then interpreted to be a high energy environment which corresponds to the high energy facies of the Albardão inner shelf where the fragmented grainstone and fragmented rudstone facies present similar taphonomic signatures in terms of high degree of reworking, disarticulation, and fragmentation of bioclast. The author also reported the occurrence of mudstone (Md) in low energy, or calm waters below the SWB which is consistent with the siliciclastic mud and micritic mud facies seen in Albardão.

Oliveira *et al.* 2019 analyzed cores from two wells located on structural highs at the north and south regions of the Campos Basin. The authors identified ten (10) carbonate facies, three siliciclastic facies, two magnesium clay mineral rich facies and two hybrid facies. The carbonate facies consist of bivalves (rudstones and grainstones), ostracods, and rare gastropods. For the purpose of this paper's discussion, we focus on two carbonate (Bioclastic bar - BAR and reworked bioclastic bars - BARr) and two siliciclastic facies (Sandstone - S and Gray mudstone - Mg). The reworked bioclastic bar (BARr) constitutes an intercalation between organized bivalve rudstone (Ro) and broken and rounded shells rudstone/grainstone (Rf/Gf), mostly disarticulated with distinct degrees of fragmentation. The reworked bioclastic bar facies succession was interpreted to occur in a high energy environment with continuous reworking of the shells by waves and currents, above the FWWB. In comparison with the Albardão shelf, the high energy facies association occurrence in the beach system above the FWWB with intense mechanical reworking of the fragmented rudstone and fragmented grainstone facies is consistent with the author's depositional model. The authors also reported the occurrence of the bioclastic bar facies succession on structural Highs (External High) within the Campos Basin comprising rocks supported by shells and shell fragments, with modal size between pebbles and very coarse sand, poorly sorted, disarticulated with variable fragmentation, without preferential orientation. These facies can be likened to the fragmented rudstone, and fragmented grainstone facies of the high energy facies located on bathymetric highs offshore the Albardão shelf with moderate to non-fragmented coquinas shells. The authors siliciclastic facies – sandstones (S) and gray mudstone (Mg) occurrence in their respective moderate and low energy settings is consistent with the presence of sand



> muddy sand > sandy mud, > siliciclastic mud > micritic mud in the present study where the facies show a decreasing order of energy from moderate to low.

Tavares *et al.* (2015) described outcrops of thick coquina packages of the Morro do Chaves Formation of the Sergipe-Alagoas Basin. According to the authors, the coquinas of the Morro do Chaves Formation are composed of mixed carbonate-siliciclastic rocks (bivalves with the presence of ostracods, gastropods, siliciclastic matrix consisting mainly of quartz sand, micrite, clay amongst others) that occur in at least two categories according to the Mount classification (1985): (1) pointed mixture, which occurs through the overlap of interlayers of carbonate and siliciclastic rocks; and (2) in-situ mixture, which occurs as a result of the presence of carbonate and siliciclastic components in the same bed. The authors described and interpreted four coquinas facies: Cfi – Coquina with more than 40% of fragmented shells, less than 10% of micrite and more than 10% of siliciclastic; Cf – Coquina with more than 80% of fragmented shells, less than 10% of micrite and less than 10% of siliciclastic; Cm – Coquina with more than 20% of non-fragmented shells, more than 10% of micrite and less than 10% of siliciclastic; and Cmi - Coquina with more than 20% of non-fragmented shells, more than 10% of micrite and more than 10% of siliciclastic. Of these facies, both Cf and Cm facies were interpreted to occur in a high energy carbonate platform with the former depositing above the FWWB whereas the latter deposited between the FWWB and SWB. Comparing the Cf facies with the high energy facies of Albardão, the taphonomic state of Cf corresponds to the highly fragmented and reworked rudstone and grainstone facies. Furthermore, the depositional environment of both the high energy facies of Albardão and Cf of the Morro do Chaves formation is consistent. The latter (Cmi) also corresponds to the hybrid sand occurrence between the FWWB and SWB but in close proximity to the FWWB where hydrodynamic energy is relatively moderate to high. In addition, Chinelatto *et al.* (2018) studied the Morro do Chaves formation and recognized facies T5 and T6 which correspond to Cmi. Moreover, two siliciclastic facies were identified by the authors: laminated green mudstone (Fv); and laminated black mudstone–siltstone (Fp). These facies were interpreted to occur at the center of the lake basin, below the SWB. This result is consistent with the occurrence of low energy facies sandy mud, siliciclastic mud and micritic mud within low energy environments below the SWB and at deeper depths in relation to the bathymetric highs offshore.

**Table 4**

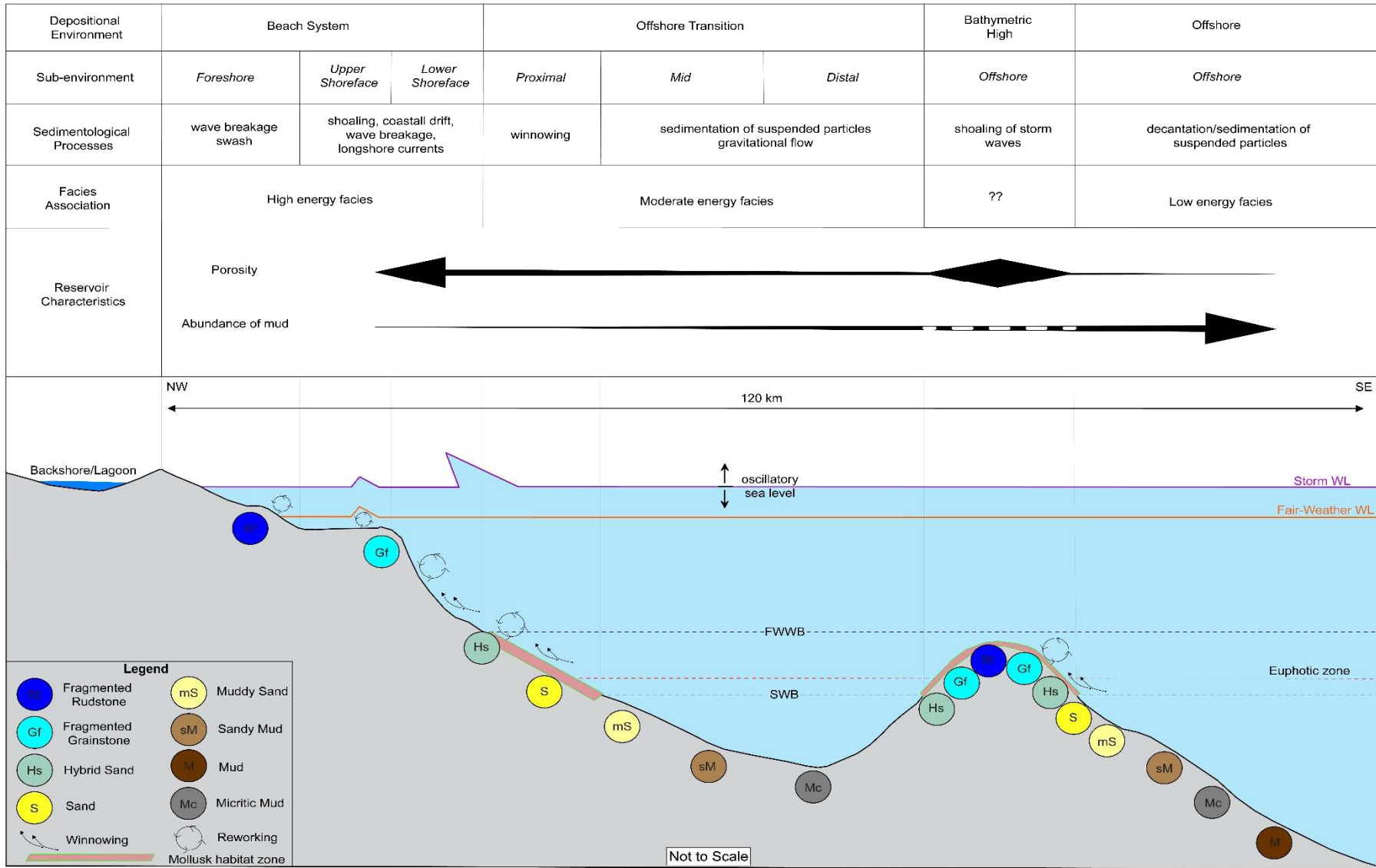
Comparison between the coquinas of the Albardão inner shelf and the coquinas of the Campos and Sergipe-Alagoas Basins used in literature by Muniz, (2013), Oliveira *et al.* (2019) and Tavares *et al.* (2015) respectively.

Pelotas Basin			Campos Basin			Sergipe-Alagoas Basin					
Albardão inner shelf			Muniz, (2013)			Oliveira <i>et al.</i> (2019)			Tavares <i>et al.</i> (2015)		
Facies	Description	Depositional Environment	Facies	Description	Depositional Environment	Facies	Description	Depositional Environment	Facies	Description	Depositional Environment
Rf	Disarticulated bivalve shells, highly fragmented and intense mechanically reworking of bioclasts	High energy, beach system, above FWFB	Rcb	Disarticulated and broken bivalves shells and gastropods with abrasion	Subaqueous lake, high energy above FWFB	Rf	Rudstones with disarticulated, broken rounded and fragmented bivalve shells	High energy environment, swash zone, above FWFB	Cf	Coquina with >80% of fragmented shells, <10% of micrite and <10% of siliciclastic content	High-energy carbonate platform with deposition above FWFB
	Disarticulated bivalve shells with moderate to low fragmentation of bioclasts	Moderate to high energy, bathymetric highs, offshore transition, above the SWB	Rmb	Articulated/disarticulated whole bivalve shells with low matrix content	Intermediate to deep subaqueous moderate energy above SWB	Rm	Disarticulated bivalve shells and shell fragments with variable fragmentation, without preferential orientation	Deposit formed by storm-induced currents and waves interpreted as generated by episodic high-energy events, like storm waves above SWB		Not Present	
Gf	Disarticulated, moderate to highly fragmented and rounded bivalves with reduced mechanical reworking of	High energy, beach system above FWFB	Rcb	Disarticulated and broken bivalve shells of rudstones and grainstones with low terrigenous matrix content	Subaqueous lake, high energy above FWFB	Gf	Grainstone consisting of broken bivalves and ostracods, reworked shells	High energy shallow environment with continuous traction by action of waves and currents, above FWFB	Cf	Coquina with >80% of fragmented shells, <10% of micrite and <10% of siliciclastic content	High-energy carbonate platform with deposition above FWFB
						Ro	Rudstones with moderately fragmented	High energy environments, above FWFB			



M	Mud, slightly greenish, made up of silt in a clay matrix	MD	Organic rich mudstone	Deep subaqueous environment, below SWB	Mg	Gray mudstone	Deposit formed by decantation in lake bottom, low energy setting below SWB	Fv	Laminated green mudstone
Mc	Carbonate mud (micritic clay)	ML	Bioturbated marl	Deep lake environment, below SWB	Mc	Mud-supported carbonate mud	Low energy setting, or relatively deeper areas below the SWB		Not Present

---



**Figure 7.** Schematic depositional model of the Albardão coquinas with facies distribution along a storm wave-dominated longitudinal platform profile with an offshore–onshore energy gradient controlled by bottom morphology and hydrodynamic zones.

#### 5.4 Final considerations

For reservoir characterization purposes of the Albardão coquinas, we consider the geology of the Campos Basin coquinas to help make inferences of potential reservoir facies identified in the inner shelf of Albardão. The coquinas of the Coqueiros Formation of the Lagoa Feia Group of the Campos Basin, offshore Brazil pertains to the Barremian/Aptian, characterized mainly by bioclastic rudstones (bivalves and gastropods) with more than 100 m thickness, interspersed with siliciclastic sediments deposited in tectonic lakes (half-graben) with oscillating water levels, during the sin-rift phase of the supercontinent Gondwana (Bertani & Carozzi, 1985<sup>a</sup>; Dias *et al.* 1988; Abrahão & Warme, 1990; Rangel *et al.* 1994; Carvalho *et al.* 2000; Winter *et al.* 2007; Muniz, 2013).

On the other hand, in terms of lacustrine carbonate environments, the coquinas of the Coqueiros Formation were generated on high-energy platforms or ramps of lake margins (*sensu* Platt & Wright, 1991) richer in siliciclastic content, positioned above the base level of storm waves action (SWB) (Muniz, 2013; ~~Tavares *et al.* 2015~~), or on structural highs (richer in bioclastic content) of the lake basin, forming banks or bioclastic bars (Bertani & Carozzi, 1985<sup>a</sup>; Dias *et al.* 1988; Carvalho *et al.* 2000; Oliveira *et al.* 2019). The mixed carbonate-siliciclastic composition, moderate to high degree of reworking of bioclasts and sediments, heterogeneity, lateral discontinuity over short distances and morphostructural influence on sediment deposition of the Albardão coquinas in comparison with the Campos Basin coquinas, make the Albardão coquinas facies an adequate modern analogue for reservoir quality characterization.

##### 5.4.1 Reservoir characterization

The quality of coquinas reservoirs is controlled by the depositional characteristics of the facies identified which includes texture, selection, mineralogical composition, and carbonate content. Two facies – fragmented rudstone and fragmented grainstone were defined as potential oil reservoirs with the first considered the best in terms of reservoir quality.

The fragmented rudstone facies essentially comprises highly fragmented, moderately to well sorted, bivalve and gastropod shells with high preserved primary porosity (Bizotto, 2014; Oliveira *et al.* 2019; Fick *et al.* 2021). The shells are deposited both on the foreshore-shoreface by waves and currents of the FWWB with an



accentuated reworking of sediments (Bertani and Carozzi 1985<sup>a</sup>; Dias *et al.* 1988; Abrahão and Warme, 1990; Muniz, 2013; Fick *et al.* 2018; Oliveira *et al.* 2019) and on bathymetric highs (sand ridges) offshore, due to storm waves and shallow depths (Soreghan and Cohen, 1996; Carvalho *et al.* 2000; Jahnert *et al.* 2012).

The second-best reservoir (fragmented grainstone) consists of fragmented bivalve shells that are moderately to well-sorted with good primary porosity preserved. The fragmented grainstone facies forms both on the shoreface, where shells are remarkably fragmented by currents and fair-weather waves (Muniz, 2013) and on the flanks of the highs offshore with less fragmentation of the bivalves (Bertani and Carozzi, 1985<sup>a</sup>; Soreghan and Cohen, 1996). The occurrence of quartz sand can drastically reduce the permo-porosity of this reservoir, thereby acting as permeability barriers/baffles and causing our reservoir to be compartmentalized (Oliveira *et al.* 2019). A similar analogy applies to the identified hybrid facies, where quartz sand outnumbers the bioclasts, further reducing the permo-porosity of this reservoir.

In addition, the classification of fragmented grainstone as a potential petroleum reservoir is due to the discovery of recent pre-salt fields on the external high of the Santos Basin, where oil accumulations are shown in the lower Aptian coquinas deposited on the structural highs of the basement rocks (Carminatti *et al.* 2008; Petersohn and Abelha, 2013; Abelha, 2015; Carlotto *et al.* 2017). These bivalve coquinas present a hybrid composition comprising minor quantities of intraclasts, siliciclastic sediments and pelitic layers.

## 6. Conclusion

The interplay between carbonate and siliciclastic sediments witnessed on the Albardão inner shelf produced a mixed system that typically contains a very high degree of lateral facies heterogeneity. This peculiar feature enabled the faciological and taphonomic characterization and genetic interpretation of these sediments.

In total, eight depositional facies were recognized. These facies were grouped into three facies associations: high-energy facies composed of fragmented rudstones (Rf) and fragmented grainstone (Gf); moderate energy facies consisting of hybrid sand (Hs), sand (S) and muddy sand (mS); low energy facies represented by sandy mud (sM), mud (M) and micritic mud (Mc). The longitudinal arrangement of the facies distribution along an onshore–offshore energy gradient in a shallow marine setting

presents the following order: Rf > Gf > Hs > S > (Rf, Gf) > mS > sM > Mc > M, where the bottom facies is controlled by depth and profile morphology (bathymetric highs) and slope of the internal platform.

Accumulations of bioclastic bivalves are the final product of the occurrence of sedimentary processes associated with the energy flow of incident waves, mainly those of storms that rework and deposit shells on the crests of bathymetric highs (sand ridges) offshore and the foreshore of the Albardão platform. Only the high-energy depositional facies exhibited an accentuated degree of fragmentation, a favorable condition for the genesis of a reservoir with high permo-porous caused by the lack of sand and mud.

## **7. Acknowledgement**

The authors are grateful to the Density Currents Research Center of the Institute of Hydraulic Research and to the Coastal and Oceanic Geology Research Center of the Geosciences Institute of the Federal University of Rio Grande do Sul for the infrastructure and human resources necessary for the execution of this work. Furthermore, we thank Léo Afraneo Hartmann for his important suggestions and revision, which improved the scientific quality of this manuscript. In conclusion, we are thankful to PPSA and the Libra Group, a consortium comprising Petrobras, Shell Brasil, TotalEnergies, CNODC and CNOOC Limited, in partnership with the Federal University of Rio Grande do Sul (Project 826-IPH/PETROBRAS 5850.0105486.17.9 COQUINAS) for their financial support to the first author with special thanks to Maria José Resende Oliveira (Petrobras), Jian Zhao (CNODC) and the Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) (fellowship 302483/2019-5).

## **8. References**

- Abelha, M., 2015. Brazilian Carbonate Oil Fields: A Perspective. Brazilian Petroleum Conference - Carbonates: From Genesis to Production - Rio de Janeiro/Brazil.
- Abrahão, D., Warme, J.E., 1990. Lacustrine and associated deposits in a rifted continental margin – Lower Cretaceous Lagoa Feia Formation, Campos Basin,

- offshore Brazil. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 50: 287-305.
- Aigner T. 1985. Storm Depositional Systems: Dynamic Stratigraphy in Modern and Ancient Shallow Marine Sequence. Lecture Notes in Earth Sciences Series vol.3. viii + 174 pp. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo: Springer-Verlag; Price DM32 (soft cover). ISBN 3 540 15231 8.
- Altenhofen, S.D., 2013. Caracterização Petrográfica de Depósitos Carbonáticos Lacustres do Grupo Lagoa Feia, Bacia de Campos, Brasil. Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).
- Almeida, L.E.S.B., Rosauo, N.M.L., Toldo Jr., E.E., 1997. Análise Preliminar das Marés na Barra do Rio Tramandaí, RS, in: XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 1997, Vitória, ES. Anais do XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Vitória, ES: ABRH, 1997. 1: 559-566.
- Andrade, M.M., Toldo Jr., E.E., Nunes, J.C.R., 2018. Tidal and subtidal oscillations in a shallow water system in southern Brazil. Brazilian Journal of Oceanography, 66 (3): 245-254. ISSN 1982-436X. <https://doi.org/10.1590/s1679-87592018017406603>.
- Asmus, H.E., Porto, R., 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas, in: Congresso Brasileiro de Geologia, 26 Belém, 1972. Anais..., Belém: SBG, 2: 67-90.
- Bertani, R.T., Carozzi, A.V., 1985<sup>a</sup>. Lagoa Feia formation (lower cretaceous), Campos basin, offshore Brazil: rift valley stage lacustrine carbonate reservoirs — I. Journal of Petroleum Geology 8 (1): 37–58.
- Bizotto, A.C., 2014. Coquinas eoaptianas do sudoeste da Bacia de Campos: fácies deposicionais, eventos diagenéticos e fatores controladores da qualidade do reservatório Rio Claro, São Paulo, 168p. Dissertação de Mestrado, Programa De Pós-Graduação em Geologia Regional, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- Boggs, S., 1992. Petrology of Sedimentary Rocks, Blackburn Press, New Jersey, 707p.

- Brett, C.E., Baird, G.C., 1986, Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaios*, 1, 207–227.
- Bruhn, C.H.L., Gomes, J.A.T., Lucchese, C.D., Johann, P.R.S., 2003. Campos basin: reservoir characterization and management – historical overview and future challenges, in: OTC 15220. Offshore Technology Conference, Houston, Texas, pp. 14pp.
- Calliari, L.J., Abreu, J.G., 1984. Litologia da plataforma continental interna adjacente a cidade do Rio Grande (RS), através da interpretação de registros de sonar de varredura lateral e amostragem superficial. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Anais..., 1984. Rio de Janeiro.
- Calliari, L.J., Klein, A.H., 1993. Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. *PESQUISAS*, 20 (I): 48-50. ISSN 0100-5375.
- Carannante, G., Esteban, M., Milliman, J. D., Simone, L. 1988. Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations. *Sedimentary Geology*, 60(1-4), 333-346.
- Carvalho, M.D., Praca, U.M., Telles, A.C.S., 2000. Bioclastic carbonate lacustrine facies molds in the Campos basin (lower cretaceous), Brazil, in: Gierlowskikordesch, E.H., Kelts, K.R. (Eds.), *Lake Basins through Space and Time*. Tulsa: AAPG. AAPG Studies in Geology. 46: 245–256.
- Carlotto, M.A., Da Silva, R.C.B., Yamato, A.A., 2017. Libra: a newborn giant in the Brazilian presalt province, in: Merrill, R.K., Sternbach, C.A. (Eds.), *Giant Fields of the Decade 2000–2010*, vol. 113. AAPG Memoir, pp. 165–176.
- Carminatti, M., Wolff, B., Gamboa, L.A.P., 2008. *New Exploratory Frontiers in Brazil: World Petroleum Congress*, 19, Madrid, Spain 2008.
- Carneiro, C.D.R., Neves, B.B.B., Amaral, I.A., Bistrichi, C.A. 1994. O atualismo como princípio metodológico em tectônica. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(2), 275-293.
- Chinelatto, G.F., Vidal, A.C., Kuroda, M.C., Basilici, G., 2018. A taphofacies model for coquina sedimentation in lakes (Lower Cretaceous, Morro do Chaves Formation, NE Brazil). *Cretaceous Research* 85, 1–19.

- Cohen, A.S., 1989b. The taphonomy of gastropod shell accumulations in large lakes: an example from Lake Tanganyika. *Paleobiology* 15: 26–45.
- Collinson, J.D., 1969. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 194-221.
- Coletti G., Bosio G., Collareta A., Buckeridge J., Consani S. & El Kateb A., 2018b. Palaeoenvironmental analysis of the Miocene barnacle facies: case studies from Europe and South America. *Geologica Carpathica*, 69(6): 573-592.
- Conceição, J.C.J., Zalan, P.V., Wolff, S., 1988. Mecanismo, evolução e cronologia do rifte Sul-Atlântico. *Boletim Geociências Petrobras* 2: 255–265.
- Corrêa, I.C.S., 1983. Terraços Marinhos da Plataforma Continental Brasileira entre Rio de Janeiro e Santa Catarina, in: *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 1. Porto Alegre. Atas..., Porto Alegre-RS. p.412.
- Corrêa, I.C.S., Toldo Jr. E.E., 1998 The sea level stabilization in the Rio Grande do Sul continental shelf, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 70: 213 - 219.
- Corrêa, I.C.S., 2010. Mapeamento e Recursos Minerais na Plataforma Continental e área Oceânica Internacional, in: *Reunião Anual da SBPC*, 62, 2010, Natal. Anais..., Natal, SBPC, pp. 1-5.
- Corrêa, I.C.S., Medeanic, S., Weschenfelder, J., Toldo Júnior, E.E., Nunes, J.C.R., Baitelli, R., 2014. The palaeo-drainage of the La Plata River in Southern Brazil continental shelf. *Revista Brasileira de Geofísica* 32(2): 259-271. ISSN 0102-261X, [www.scielo.br/rbg](http://www.scielo.br/rbg).
- Dias, J.L., Oliveira, J.Q., Vieira, J.C., 1988. Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, Rift Phase of Campos Basin, offshore Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(3): 252-260
- Dias, J.L., 2005. Stratigraphy, sedimentology and volcanism of the Lower Cretaceous phase along eastern Brazilian continental margin, in: *14th International Congress of IAS*, 2005, Recife. Annals..., Recife, p. 1–2.
- Driscoll, E.G., 1970. Selective bivalve destruction in marine environments, a field study. *J. Sediment. Petrol.* 40, 898-905.

- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in: Ham, W. E. (ed.), *Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, p. 108-121.
- Einsele, G., 1992, *Sedimentary basins. Evolution, facies, and sediment budget*: Berlin, Springer-Verlag, 628 p., doi: 10.1007/978-3-642-77055-5.
- Embry, A.F., Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT: *Canadian Petroleum Geology Bulletin*, 19: 730-781.
- Erthal, F. and Nascimento Ritter, M.D., 2020. Taphonomy of recent bioclastic deposits from the southern Brazil shelf: stratigraphic potential. In *Actualistic Taphonomy in South America* (pp. 1-16). Springer, Cham.
- Fick, C., Toldo Jr., E.E., Puhl, E., 2018. Shell concentration dynamics driven by wave motion in flume experiments: insights for coquina facies from lake-margin settings. *Sedimentary Geology*, 374, 98–114.
- Fick, C., Puhl, E., Toldo Jr., E.E., Pereira, L.M., Oliveira, V.C.B., Cruz, F.E.G., 2021. Study of shelly shore ridge formation using wave flume experiments: Morphological evolution and depositional patterns. *Geomorphology* 392 (2021) 107926. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107926>
- Figueiredo Jr., A.G., 1975. *Geologia dos depósitos calcários biodetríticos da plataforma continental do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, 72p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Figueiredo Jr., A.G., Kowsmann, R.O., 1976. *Interpretação dos registros de sonar de varredura lateral obtidos na plataforma sul-riograndense durante a Operação GEOMAR VII*. Rio de Janeiro, Petrobrás, CPRM, DNPM, DHN, CNPQ.
- Figueiredo Jr., A.G., 1980. Response of water column to strong wind forcing Southern Brazilian inner shelf: implications for sand ridge formation. *Marine Geology*, Amsterdam, 35: 367-376.
- Figueiredo Jr., A.G., Sanders, J., Swift, D.J.P., 1982. Storm-graded layers on inner continental shelves: Examples from Southern Brazil and the Atlantic Coast of the Central United States. *Sedimentary Geology*, 31: 171-190.

- Folk, R.L., 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Journal Geology*, 62: 344–356. <https://www.journals.uchicago.edu/doi/10.1086/626171>
- Folk, R.L., 1959, Practical petrographic classification of limestones: American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin, v. 43, p. 1-38.
- Folk, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestone types, in: Ham, W.E., ed., *Classification of Carbonate Rocks-A Symposium: American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir 1*, p. 62-84.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, 182p.
- Fürsich, F.T., Oschmann, W., 1993. Shell beds as tool in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, western India. *J. Geol. Soc.* 150:169–185.
- Ghignone, J.I., 1960. Reconhecimento Gravi-magnético na Bacia de Pelotas. *Boletim Técnico da Petrobras*. Rio de Janeiro: Petrobras, 3 (2): 73-79.
- Gould, S.J. 1967. Is uniformitarianism useful? In: Cloud, P. (ed.). *Adventures in Earth history*. Freeman, 51-53.
- Jahnert, R., De Paula, O., Collins, L., Strobach, E. & Pevsner, R., 2012. Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging: architecture of a Holocene reservoir analog. *Sediment. Geol.* 281: 59–74.
- Klein, A.H.F., 1996. *Concheiros do Albardão: Variações espaço-temporais dos sedimentos e da morfologia praias*. Porto Alegre, 119p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UFRGS.
- Kidwell, S.M., 1986. Models for fossil concentrations: paleobiological implications. *Paleobiology* 12: 6–24.
- Kidwell, S.M., Fürsich, F.T., Aigner, T., 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations: *Palaios*, 1: 228–238.
- Kidwell, S.M., 1991. The stratigraphy of shell concentrations, in: Allison, P.A., and Briggs, D.E.G., eds., *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record*: New York, Plenum Press, p. 211–290.



- Kidwell, S.M., Holland S.M., 1991. Field description of Coarse Bioclastic Fabrics: *Palaios*, 6: 426–434.
- Martins, L.R., Urien, C.M., Eichler, B.B., 1967. Distribuição dos Sedimentos da Plataforma Continental Sul Brasileira e Uruguiaia, in: Congresso Brasileiro de Geologia, 21, Anais..., 20-43, Curitiba, Brasil.
- Martins, L.R., Melo, U., França, A.M., Santana, I., Martins, I.R., 1972. Distribuição Faciológica da Margem Continental Sul Rio-grandense, in: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Anais..., 115-131.
- Martins, L.R., 1984. Modelo Sedimentar do Cone do Rio Grande, Porto Alegre, 222p. Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Meldahl, K.H. and Flessa, K.W. 1990. Taphonomic pathways and comparative biofacies and taphofacies in a Recent intertidal/shallow shelf environment. *Lethaia*, 23: 43-60. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.1990.tb01780.x>
- Mello, M.R., 2008. The Super Giant Great Lagoa Feia Petroleum System: The New Frontier of Exploration in the pre-salt Sequences of the Great Campos Basin, Brazilian. AAPG Search and Discovery Article. AAPG Annual Convention, San Antonio, Texas.
- Miall, A.D., 2012. The nature of the sedimentary record. AAPG Search and Discovery Article #90174.
- Miall, A.D., 2014. Updating uniformitarianism: stratigraphy as just a set of ‘frozen accidents’. In: Smith, D.G., Bailey, R.J., Burgess, P.M., Fraser, A.J. (eds.). *Strata and Time: probing the gaps in our understanding*. Geological Society Special Publications, 404.
- Mount, J., 1985. Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, 32(3), pp.435-442.
- Muniz, M.C., 2013. Tectono-Stratigraphic Evolution of the Barremian-Aptian Continental Rift Carbonates in Southern Campos Basin, Brazil, London, pp. 324. PhD Thesis. Royal Holloway University of London.
- Muniz, M.C., Bosence, D.W.J., 2018. Lacustrine carbonate platforms: Facies, cycles, and tectonosedimentary models for the presalt Lagoa Feia Group (Lower

- Cretaceous), Campos Basin, Brazil. AAPG Bulletin, 102 (12): 2569-2597.  
<https://doi.org/10.1306/0511181620617087>
- Nielsen J.K., Funder S., 2003. Taphonomy of Eemian marine mollusks and acorn barnacles from eastern Arkhangelsk region, northern Russia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 191: 139-168.
- Okoe, P.M.N.A., 2020. Modelo faciológico das coquinas do albardão na plataforma interna do RS. Porto Alegre, 83p. Trabalho de Conclusão de Curso (TCC), Instituto de Geociências, UFRGS. <http://hdl.handle.net/10183/216247>
- Oliveira, V.C.B.d., Silva, C.M.A.d., Borghi, L.F., Carvalho, I.S.d., 2019. Lacustrine coquinas and hybrid deposits from rift phase: Pre-salt, lower Cretaceous, Campos Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 95 (2019): 102-254.
- Parsons, K.M., Brett, C.E., 1991. Taphonomic processes and biases in modern marine environments: an actualistic perspective on fossil assemblage preservation. In: Donovan, S.K. (Ed.), *The Processes of Fossilization*. Belhaven Press, London, pp. 22-65.
- Petersohn, E., Abelha, M., 2013. Libra, Brazil pre-salt, geological assessment. National Agency of Petroleum Natural Gas and Biofuels (ANP). Available in: [http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round\\_P1/Seminarios\\_P1/Apresentacoes/partilha1\\_tecnico\\_ambiental\\_ingles.pdf](http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round_P1/Seminarios_P1/Apresentacoes/partilha1_tecnico_ambiental_ingles.pdf) (accessed 23 June 2021).
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1973. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, Berlin, 617p.
- Platt, N. H. & Wright, V. P. 1991. Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. In: Anadón, P., Cabrera L., and Kelts, K. eds., *Lacustrine Facies Analysis*. Special Publication International Association of Sedimentologists, 13: 57-74.
- Pomerancblum, M., Costa, M.P.A., 1972. Integração de informações sobre os minerais pesados na Plataforma Continental Brasileira. *Anais...*, 26 Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, SBG, 3: 179-186.
- Rangel, H.D. and Martins, C.C., 1998. Main exploratory compartments, Campos basin. *Searching For Oil and Gas in the Land of Giants*. Search, Rio de Janeiro, Schlumberger, pp.32-40.

- Reading, H.G., Collinson, J.D., 1996. Clastic coasts, in: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, third ed. Blackwell Science, London, p. 688.
- Rocha, L., Favoreto, J., Borghi, L. 2021. Coquinas da Formação Itapema, Campo de Mero (Pré-sal da Bacia de Santos): Análise de Microfácies e Paleoambiente Depositional. *Anuário do Instituto de Geociências*, 44: 1-21.
- Schafer, W., 1972. *Ecology and Paleogeology of Marine Environments*. The University of Chicago Press, Chicago, pp. 568p.
- Segev, A., 2002. Flood basalts, continental breakup & the dispersal of Gondwana: evidence for periodic migration of upwelling mantle flows (plumes). *European Geosciences Union, Stephan Mueller, Special Publication 2*, 171–191.
- Spencer, D.W., 1963. The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments. *Journal Sedimentary Petrology* 33 (1): 180-90.
- Sprovieri, F., Toldo Jr., E.E., 2019. Reconstruction and Analysis of Wave Climate in Southern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography* submitted.
- Soreghan, M.J., Cohen, A.S., 1996. Textural and compositional variability across littoral segments of Lake Tanganyika: the effect of asymmetric basin structure on sedimentation in large rift lakes, in: *AAPG Bulletin*. 80: 382–409.
- Swift, D.J.P., 1975. Barrier-island genesis: evidence from the central Atlantic shelf, eastern U.S.A. *Sedimentary Geology*, 14: 1–43.
- Swift, D.J.P., Niedoroda, A.W., Vincent, C.E., Hopkins, T.S., 1985. Barrier island evolution, middle Atlantic shelf, U.S.A. Part 1: Shoreface dynamics, in: G.F. Oertel and S.P. Leatherman (Editors), *Barrier Islands*. *Marine Geology*, 63:307-330.
- Tavares, A.C., Borghi, L., Corbett, P., Nobre-Lopes, J., Camara, R., 2015. Facies and depositional environments for the coquinas of the Morro do Chaves Formation, Sergipe-Alagoas Basin, defined by taphonomic and compositional criteria. *Brazilian Journal of Geology* 45 (3): 415–429.
- Tessler, M.G., de Mahiques M., 2009. *Processos oceânicos e produtos sedimentares. Decifrando a Terra*, 2ª edição, Companhia Editora Nacional, São Paulo, 623p.

- Thompson, D.L., Stilwell, J.D., Hall, M., 2015. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-salt coquinas of Brazil and West Africa. *Gondwana Research* 28: 26-51.
- Udden, J.A., 1914. Mechanical composition of clastic sediments. *Bull. Geol. Soc. Am.* 25: 655-744.
- Urien, C.M., Martins, L.R., 1974. Sedimentos da Plataforma Continental Sul Americana entre Cabo Santa Marta (Brasil) e Terra do Fogo (Argentina). Parte 1. Texturas e origem. Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Anais 3: 213-223, Porto Alegre, Brasil.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30: 377-392.
- Winter, W.R., Jahnert, R.J., França, A.B., 2007. Bacia de Campos. *Bol. Geociências Petrobras* 15: 511–529.
- Zembruski, S.G., 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes, in Chaves, H.A.F. (Ed). *Geomorfologia da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas Adjacentes. Série Projeto REMAC*, 7: 129–177. PETROBRAS, DNPM, CPRM, DHN, CNPq.
- Zuffa, G.G., 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. *J. Sediment. Petrol.* 50: 21–29.

## 7. CONCLUSÕES DA DISSERTAÇÃO

O estudo permitiu a caracterização faciológica e interpretação genética dos depósitos mistos carbonático-siliciclásticos da plataforma interna do Albardão com as fácies carbonáticas e híbridas sendo as as principais fácies em foco. Também, foi possível propor o modelo deposicional de coquinas e deduzir os fatores controladores da qualidade permo-porosa do reservatório.

Foram estabelecidas as seguintes principais conclusões:

- A interação entre sedimentos carbonáticos e siliciclásticos observada na plataforma interna do Albardão produziu um sistema misto que normalmente apresenta uma grande variação lateral de fácies devido a heterogeneidade das fácies.
- No total, oito fácies deposicionais foram reconhecidas das quais três carbonáticas, uma fácies híbrida e quatro siliciclásticas.
- Essas fácies foram agrupadas em três associações de fácies: fácies de alta energia compostas por *rudstones* (Rf) e *grainstones* (Gf); fácies de energia moderada constituídas por areia híbrida (Hs), areia (S) e areia lamacenta (mS); fácies de baixa energia representadas por lama arenosa (sM), lama (M) e lama micrítica (Mc).
- O arranjo longitudinal da distribuição das fácies ao longo de um gradiente de energia onshore-offshore em um ambiente marinho raso apresenta a seguinte ordem: Rf > Gf > Hs (Rf, Gf) > mS > S > sM > Mc > M.
- A faciologia do fundo é controlada pela profundidade, pela morfologia dos altos batimétricos e pela declividade da plataforma interna.
- As acumulações bioclásticas de bivalves são o produto da atuação de processos sedimentares associados ao fluxo de energia das ondas incidentes, principalmente aquelas de tempestades, que retrabalharam e depositaram as conchas sobre as cristas dos bancos arenosos (altos batimétricos) em mar aberto e na face da praia-antepraia da plataforma do Albardão.
- Somente as fácies deposicionais de alta energia apresentam acentuado grau de fragmentação, uma condição favorável a gênese de um reservatório com atributo de boa permo-porosidade.
- As fácies carbonáticas evidenciaram alto teor de CaCO<sub>3</sub> (>50%) à medida que as fácies híbridas e siliciclásticas apresentaram teores menos que 50%.

- A qualidade permoporosa do reservatório está, em princípio, diretamente ligada à fácies deposicional. As maiores porosidades são encontradas em intervalos formados por fácies deposicionais de maior energia, com menor quantidade ou ausência de areia ou lama.

## 8. REFERÊNCIAS DA DISSERTAÇÃO

- Abrahão, D. and Warme, J.E., 1990. Lacustrine and Associated Deposits in a Rifted Continental Margin-Lower Cretaceous Lagoa Feia Formation, Campos Basin, Offshore Brazil: Chapter 18 *In*: Katz, B.J. (Ed.), Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs. *AAPG Memoir 50*, pp. 287–305.
- Abreu, J.G.N.D. and Calliari, L.J., 2005. Paleocanais na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul: evidências de uma drenagem fluvial pretérita. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23, pp.123-132.
- Ager, D.V., 1963. Principles of paleoecology: An introduction to the study of how and where animals and plants lived in the past (No. QH 542. A33 1963), New York, McGraw–Hill, 371p.
- Aigner, T. and Reineck, H.E., 1983. Seasonal variation of wave-base on the shoreface of the barrier island Norderney, North Sea. *Sencken Mar*, 15, pp.87-92.
- Aigner, T. 1985. Storm depositional systems: dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. *In*: Friedman, G.M., Neugebauer, H.J.; Seilacher, A. (eds.). *Lecture notes in Earth Sciences*, Berlin, Springer, 174p.
- Akbar, M., Steckhan, J., Tamimi, M., Zhang, T. & Saner, S. 2008. Estimating Cementation Factor (m) for Carbonates Using Borehole Images and Logs. *In*: Society of Petroleum Engineers, Abu Dhabi International Petroleum Exhibition and Conference, Abu Dhabi, United Arab Emirates, p. 1-10.
- Almeida, L. E. S. B., Rosauero, N. M. L. & Toldo Jr., E. E. 1997. Análise Preliminar das Marés na Barra do Rio Tramandaí, RS. *In*: XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 1997, Vitória, ES. *Anais do XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. Vitória, ES: ABRH, 1997. 1: 559-566.
- Allen, J.R.L. 1982. Sedimentary structures: their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, 30 A and B. Amsterdam, Elsevier, A: 593p.; B: 663p.
- Allison, P.A. & Briggs D.E.G. (eds.). 1991. Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record. *Topics in Geobiology*, v. 9, Plenum, 591p.
- Allison, P.A. and Bottjer, D.J. eds., 2010. Taphonomy: process and bias through time (Vol. 32). Springer, 599 p.



- Altenhofen, S.D. 2013. Caracterização petrográfica de depósitos carbonáticos lacustres do Grupo Lagoa Feia, Bacia de Campos, Brasil. Porto Alegre: 68p. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Andrade, M.M., Toldo Jr., E.E. & Nunes, J.C. 2016. Variabilidade das correntes na plataforma interna ao largo de Tramandaí, RS durante o verão de 2014. *Pesquisas em Geociências*, 43 (3): 289-298.
- Andrade, M.M., Toldo Jr., E.E. & Nunes, J.C.R. 2018. Tidal and subtidal oscillations in a shallow water system in southern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 66 (3): 245-254. ISSN 1982-436X. <https://doi.org/10.1590/s1679-87592018017406603>.
- ANP. 2012. Boletim da produção de petróleo e gás natural superintendência de desenvolvimento e produção – SDP. Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis S.A., Março 2012.
- Asmus, H.E. & Porto, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 26 Belém, 1972. *Anais...*, Belém: SBG, 2: 67-90.
- Asmus, H.E. 1983. A Bacia de Pelotas no esquema evolutivo da margem continental brasileira. *In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 1, Porto Alegre, 1983. *Anais...*, Porto Alegre: SBG, p. 245-252.
- Asmus, H.E. & Guazelli, W. 1981. Descrição Sumária das Estruturas da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas e Continentais Adjacentes – Hipótese sobre o Tectonismo Causador e Implicações para Prognósticos do Potencial de Recursos Minerais. *Projeto REMAC*, CENPES, 9: 269p.
- Asp, N.E. 1996. Avaliação da potencialidade de depósitos de calcário biodetrítico da plataforma interna e linha de costa do Rio Grande do Sul. Rio Grande, 71p. Trabalho de Conclusão de Curso, Curso de graduação em Oceanologia, (inédito), Instituto de Oceanografia, FURG.
- Asp, N.E. 1999. Evidências de estabilizações no nível do mar no Quaternário da plataforma continental entre Rio Grande e Chuí – Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 118p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Azambuja Filho, N.C., Arienti, L.M. & Cruz, F. E.G. 1998. Guidebook to the Rift-Drift Sergipe Alagoas, Passive Margin Basin, Brazil. THE 1998 American Association of Petroleum Geologists International Conference and Exhibition, Roteiro de Excursão, p.113.
- Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C. & Ayup-Zouain, R.N. 2008. Cronoestratigrafia da Bacia de Pelotas: uma revisão das sequências deposicionais. *Gravel* - ISSN 1678-5975, Junho – 2008, 6 (1):125-138. Porto Alegre.
- Baumgarten, C. S. 1983. Evolução estrutural da Formação Lagoa Feia em Pampobadejo-Linguado. Petrobras/Depex/Dirsul, Relatório interno: 10p.
- Bertani, R.T. & Carozzi, A.V. 1985<sup>a</sup>. Lagoa Feia Formation (lower cretaceous), Campos basin, offshore Brazil: rift valley stage lacustrine carbonate reservoirs — I. *Journal of Petroleum Geology* 8 (1): 37–58.
- Best, M.M.R. & Kidwell, S.M. 2000<sup>a</sup>. Bivalve taphonomy in tropical mixed siliciclastic–carbonate settings. I. Environmental variation in shell condition. *Paleobiology*, 26: 80–102.
- Best, M.M.R. 2008. Contrast in preservation of bivalve death assemblages in siliciclastic and carbonate tropical shelf settings. *Palaios*, 23:796-809.
- Blatt, H. 1982. *Sedimentary Petrology*. New York, W.H Freeman and Company, 564p.
- Boggs, S. 1992. *Petrology of Sedimentary Rocks*. New Jersey, The Blackburn Press, 707p.
- Borzzone, C.A. & Griep, G.H. 1991. Características do Sedimento Superficial Infralitoral da Região Costeira Adjacente à De-semboadura da Lagoa dos Patos, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 18 (1): 71-78.
- Bruhn, C.H.L., Gomes, J.A.T., Lucchese, C.D. & Johann, P.R.S. 2003. Campos basin: reservoir characterization and management – historical overview and future challenges. In: OTC 15220. OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE, Houston, Texas, pp. 14pp.
- Buchmann, F.S. 2002. Bioclastos de organismos terrestres e marinhos na praia e plataforma interna do Rio Grande do Sul: natureza, distribuição, origem e significado geológico, Porto Alegre, 122p. Tese de Doutorado em Geociências,

Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Calliari, L.J. & Abreu, J.G. 1984. Litologia da plataforma continental interna adjacente a cidade do Rio Grande (RS), através da interpretação de registros de sonar de varredura lateral e amostragem superficial. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Anais..., 1984. Rio de Janeiro.

Calliari, L.J. & Klein, A.H. 1993. Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas Entre Rio Grande e Chuí, RS. Pesquisas, 20 (1): 48-50. ISSN 0100-5375.

Calliari, L.J. & Fachin, S. 1993. Laguna dos Patos – Influência nos Depósitos Lamínicos Costeiros. Pesquisas em Geociências, 20 (1): 57-69.

Calliari, L.J., Tozzi, H.A. & Klein, A.H. 1998. Beach Morphology and Coastline Erosion Associated with Storm Surges in the Southern Brazil - Rio Grande to Chuí, RS. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 70 (2): 231-247.

Campos, P.C., Weigert, S.C. & Madureira, L.S.P. 2009. Ecobatimetria e características acústicas do leito oceânico na região do Canal do Albardão – Rio Grande do Sul – Brasil. Revista Atlântica, Rio Grande, 31 (1): 5-23.

Carvalho, M.D., Praca, U.M. & Telles, A.C.S. 2000. Bioclastic carbonate lacustrine facies molds in the Campos basin (lower cretaceous), Brazil.

Carvalho, M.D., Praça, U.M., Silva-Telles, A.C., Jahnert, R.J., Dias, J.L., Gierlowski-Kordesch, E.H. and Kelts, K.R., 2000. Bioclastic carbonate lacustrine facies models in the Campos Basin (Lower Cretaceous), Brazil. *In*: Gierlowskikordesch, E.H., Kelts, K.R. (Eds.), Lake Basins through Space and Time. Tulsa: AAPG Studies in Geology, 46, pp.245-256.

Carlotto, M.A., Da Silva, R.C.B. & Yamato, A.A. 2017. Libra: a newborn giant in the Brazilian pre-salt province. *In*: Merrill, R.K., Sternbach, C.A. (Eds.), Giant Fields of the Decade 2000–2010. vol. 113. AAPG Memoir, pp. 165–176.

Caron, F. 2014. Estratigrafia e Evolução da Barreira Holocênica na Região Costeira de Santa Vitória do Palmar, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 172p. Tese de Doutorado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Doutor em Ciências.

- Cohen, A.S. 1989b. The taphonomy of gastropod shell accumulations in large lakes: an example from Lake Tanganyika. *Paleobiology* 15: 26–45.
- Collinson, J.D. 1969. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 194-221.
- Corbett, P., Câmara R., Monteiro R., Tavares A.C.G., Teixeira B. & Borghi, L. 2013. Framework for modeling of wireline log response from carbonate outcrops. *In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 13, 2013, Anais...*, Rio de Janeiro Sociedade Brasileira de Geofísica.
- Corrêa, I.C.S. & Ponzi, V.R.A. 1978. Depósitos de Calcário Biodetrítico das Regiões de Albardão e Mostardas Na Plataforma Interna do Rio Grande do Sul. *In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife-PE. Anais...*, Recife-PE, 2:851-866.
- Corrêa, I.C.S. 1979. Paleolinhas de Costa na Plataforma Continental entre São Paulo e Santa Catarina. *In: Simpósio Regional de Geologia, 2. Rio Claro-SP. Atas...*, Rio Claro-SP. 1: 269-278.
- Corrêa, I.C.S., Ponzi, V.R. & Trindade, L.A.F. 1980. Níveis Marinheiros Quaternários da Plataforma Continental do Rio de Janeiro. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31. Balneário Camboriu - SC. Anais...*, Balneário Camboriu-SC. 1: 578-587.
- Corrêa, I.C.S. 1982. Estudo da sedimentação quaternária da plataforma continental média e externa do Rio Grande do Sul. *In: XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Anais 4: Salvador, BA. SBG, 1504-1513.*
- Corrêa, I.C.S. 1983. Terraços Marinheiros da Plataforma Continental Brasileira entre Rio de Janeiro e Santa Catarina. *In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1. Porto Alegre. Atas...*, Porto Alegre-RS. p.412.
- Corrêa, I.C.S. 1984. Ocorrência de Terraços Marinheiros na Plataforma Continental Sul-Brasileira. *In: International Symposium on "Late Quaternary Sea-Level Changes and Coastal Evolution". Mar del Plata-Argentina. Special Publication. Mar del Plata-Argentina. p.3-6.*
- Corrêa, I.C.S. 1986. Evidence de la Fluctuation du Niveau de la mer dans la Plateforme Continentale du Rio Grande do Sul, Brésil. *In: International Symposium on Sea*

Level Changes and Quaternary Shorelines. São Paulo-SP. Special Publication. São Paulo-SP. 3:27-28.

Corrêa, I.C.S. 1987. Sedimentos superficiais da Plataforma Continental do RS. Pesquisas (Mar del Plata) 19: 95–104.

Corrêa, I.C.S., Baitelli, R., Santos, H.N. & Ade, M.V.B. 1989. Sea Level Change in South-Brazilian Continental Shelf. *In: International Symposium on Global Changes in South America during the Quaternary. São Paulo-SP. Special Publication...*, São Paulo-SP. 1:245-249.

Corrêa, I.C.S. & Baitelli, R. 1991. Translação do Litoral Sul-Brasileiro de 17.500 anos BP a 6.500 anos BP: O Exemplo do Rio Grande do Sul. *In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 3. Belo Horizonte-MG. Publicação Especial nº1. RESUMOS...*, Belo Horizonte-MG. p.112-115.

Corrêa, I.C.S. 1996. Les Variations du Niveau de la Mer durant les 17.500 ans BP: L'Exemple de la Plate-Forme Continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. *Marine Geology. Elsevier, Amsterdam-Holanda. 130 (1/2): 163-178.*

Corrêa, I.C.S. & Villwock, J.A. 1996. Continental Shelf and Coastal Plain Sediments of the Southeast and South Coast of Brazil. *In: Martins, L.R. & Corrêa, I.C.S. (eds.). 1996. Explanatory Text of the Atlas Morphology and Sedimentology of the Southwest Atlantic Coastal Zone and Continental Shelf from Cabo Frio (Brazil) to Península Valdés (Argentina). Porto Alegre-RS: UFRGS/IG/CECO. p. 41-54.*

Corrêa, I.C.S. & Toldo Jr. E.E. 1998. The Sea Level Stabilization in the Rio Grande do Sul Continental Shelf, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 70: 213 - 219.*

Corrêa, I.C.S. 2010. Mapeamento e Recursos Minerais na Plataforma Continental e área Oceânica Internacional. *In. Reunião Anual da SBPC, 62, 2010, Natal. Anais...*, Natal, SBPC, pp. 1-5.

Corrêa, I.C.S., Medeanic, S., Weschenfelder, J., Toldo Júnior, E.E., Nunes, J.C.R. & Baitelli, R. 2014. The palaeo-drainage of the La Plata River in Southern Brazil continental shelf. *Revista Brasileira de Geofísica 32(2): 259-271. ISSN 0102-261X. www.scielo.br/rbg.*

- Coutinho, P. N. 1995. Relatório Técnico da área de Oceanografia Geológica do Programa REVIZEE - Score Central. Levantamento do Estado da Arte da Pesquisa dos Recursos Vivos Marinhos do Brasil, REVIZEE. 68p.
- Dalrymple, R.W. 2010. Interpreting Sedimentary Successions: Facies, Facies Analysis and Facies Models. In: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Ed.). Facies Models 4. Newfoundland, Canadian Sedimentology, p. 3-19.
- Dias, J.L., Oliveira, J.Q. & Vieira, J.C. 1988. Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, rift phase of Campos basin, offshore Brazil. Rev. Bras. Geociências 18 (3): 252–260.
- Dominguez, J.M.L., Ramos, J. M. F., Rebouças, R.C., Nunes, A.S. & Melo, L.C.F.de. 2011. A plataforma continental do município de Salvador: geologia, usos múltiplos e recursos minerais. CBPM, Série Arquivos Abertos, 37, p. 73. <http://www.lecture.ufba.org/publicacoes/platssa2011.pdf>
- Dunham, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (ed.), Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir, p. 108-121.
- Embry, A.F. & Klovan, J.E. 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT: Canadian Petroleum Geology Bulletin, 19: 730-781.
- Erthal, F. 2012. Assinaturas tafonômicas em bivalves marinhos recentes na costa do Brasil e seu significado paleoambiental, Porto Alegre, 212p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Erthal, F., Ritter M.N. & Kotzian, C.B. 2016. Assinaturas tafonômicas em moluscos recentes e seu significado paleoambiental. Terræ Didática, 13(1):4-29. <<http://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/>>.
- Feijó, F.J. 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, 8 (1):149-161.
- Feng, J.L., Hu, K. & Cao, J. 2011. A review on mixed rocks of terrigenous clastics and carbonates and their petroleum-gas geological significance. Geol. J. China Univ. 17 (2), 297–307. <https://doi.org/10.1007/s12182-011-0118-0>.

- Fick, C., Toldo Jr., E.E. & Puhl, E. 2018. Shell concentration dynamics driven by wave motion in flume experiments: insights for coquina facies from lake-margin settings. *Sedimentary Geology* 374: 98–114.
- Figueiredo Jr., A.G. 1975. Geologia dos depósitos calcários biodetríticos da plataforma continental do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 72p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Figueiredo Jr., A.G. & Kowsmann, R.O. 1976. Interpretação dos registros de sonar de varredura lateral obtidos na plataforma sul-riograndense durante a Operação GEOMAR VII. Rio de Janeiro, Petrobrás, CPRM, DNPM, DHN, CNPQ.
- Figueiredo Jr., A.G. 1980. Response of water column to strong wind forcing Southern Brazilian inner shelf: implications for sand ridge formation. *Marine Geology*, Amsterdam, 35: 367-376.
- Figueiredo Jr., A.G., Sanders, J. & Swift, D.J.P. 1981. Storm-graded layers on inner continental shelves: Examples from Southern Brazil and the Atlantic Coast of the Central United States. *Sedimentary Geology*, 31: 171-190.
- Folk, R.L. 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Journal Geology*, 62: 344–356. doi: 10.1086/626171.
- Folk, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestone types. *In*: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks. A Symposium. vol. 1. AAPG Memoir*, pp. 62–84.
- Folk R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Hemphill Publishing Company, 182p.
- Fontana, R.L. 1990b. Desenvolvimento termomecânico da Bacia de Pelotas e parte sul da Plataforma de Florianópolis. *In*: Gabaglia, G.P.R. & Milani, E.J. (eds.). *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobras, p. 377-400.
- Fontana, R.L. 1996. *Geotectônica e Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis*, Porto Alegre, 214p. Tese de Doutorado em



Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Force, L.M. 1969. Calcium carbonate size distribution on the west Florida shelf and experimental studies on microarchitectural control of skeletal breakdown. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 902–934.
- Galvin, C.J. 1968. Breaker type classification on three laboratory beaches. *Journal of Geophysical Research*, 73: 3651-3659.
- Garcia, G.G., Garcia, A.J.V., Henriques, M.H.P. & Dantas, M.V.S. 2021. Petrofacies and taphofacies analyses of coquinas as a tool for the establishment of a stratigraphic evolution model of the Morro do Chaves Formation (Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil). © Springer-Verlag GmbH Germany, *Facies* (2021) 67:4. <https://doi.org/10.1007/s10347-020-00614-9>
- Ghignone, J.I. 1960. Reconhecimento Gravi-magnético na Bacia de Pelotas. *Boletim Técnico da PETROBRAS*. Rio de Janeiro: Petrobras, 3 (2): 73-79.
- Ginsburg, R.N. 1957. Early diagenesis and lithification of shallow-water carbonate sediments in South Florida. *In: Leblanc, R.J. & Breeding, J.G. (eds) Regional Aspects of Carbonate Deposition*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, 5: 80–98.
- Guardado, L. R., Spadini, A. R., Brandão, J. S. L, & Mello, M. R. 2000. Petroleum System of the Campos Basin. *In: M. R. Mello and B. J. Katz, eds., Petroleum Systems of South Atlantic margins*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 73: 317-324.
- Herlinger Jr, R., Zambonato, E.E. and De Ros, L.F., 2017. Influence of diagenesis on the quality of Lower Cretaceous pre-salt lacustrine carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, 87(12), pp.1285-1313.
- Ingersoll, R.V. & Suczek, C.A. 1979. Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 217. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49 (4): 1217–1288.

- Jahnert, R., De Paula, O., Collins, L., Strobach, E. & Pevsner, R. 2012. Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging: architecture of a Holocene reservoir analog. *Sediment. Geol.* 281: 59–74.
- Jung, G. & Toldo Jr., E. E. 2011. Longshore Current Vertical Profile on a Dissipative Beach. *Revista Brasileira de Geofísica (Impresso)*, 29: 691 - 702.
- Klemme, H.D. 1980. Types of petroliferous basins. *In: Foster, N. H. & Beaumont, E.A. 1987 – Geologic Basins, In: Classification, modelling and predictive stratigraphy. Treatise of Petroleum Geology, Reprint Series, 1. Tulsa, Ok, AAPG, p. 87-101.*
- Klein, A.H.F. 1996. Concheiros do Albardão: Variações espaço-temporais dos sedimentos e da morfologia praias. Porto Alegre, 119 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UFRGS.
- Kidwell, S.M. 1986. Models for fossil concentrations: paleobiological implications. *Paleobiology* 12: 6–24.
- Kidwell, S.M., Fürsich, F.T. & Aigner, T. 1986, Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations: *Palaios*, 1: 228–238.
- Kidwell, S.M. & Holland S.M. 1991, Field description of Coarse Bioclastic Fabrics: *Palaios*, 6: 426–434.
- Kidwell S.M. & Bosence, D.W.J. 1991. Taphonomy and time-averaging of marine shelly faunas. *In: Allison, P.A. & Briggs D.E.G. (eds.) Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record, Plenum, p. 115-209.*
- Kinoshita, E.M. 2010, Modelagem sísmica-geométrica de fácies dos carbonatos lacustres da Formação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe–Alagoas: *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18: 249–269.
- Komar, P.D. 1976. Beach process and sedimentation. Prentice Hall, 429p
- Kowsmann, R.O. & Costa, M.P.A. 1974b. Interpretação de testemunhos coletados na margem continental brasileira durante a operação GEOMAR VI. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28°. Anais...* Porto Alegre: SBG, p. 297-304.
- Kowsmann, R.O., Costa M.P.A., Vicalvi, M.A., Coutinho, M.G.M. & Gamboa, L.A.P. 1977. Modelo da sedimentação holocênica na plataforma continental sul brasileira. *In: Projeto REMAC – Evolução sedimentar holocênica da plataforma*

- continental e do talude do Sul do Brasil. Série Projeto REMAC: 2: 7–26. Rio de Janeiro, PETROBRAS, CENPES, DINTEP.
- Kowsmann, R.O & Costa M.P.A. 1979. Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes (Final report). Série Projeto REMAC 8. Petrobras. Rio de Janeiro, 55 pp.
- Link, A.G. 1967. Delineating the major depositional environments in northern Port Phillip Bay, Victoria. *Journal of Sedimentary Research*, 37: 931–951.
- Martins, L. R., Urien, C. M., Eichler, B. B. 1967. Distribuição dos Sedimentos da Plataforma Continental Sul Brasileira e Uruguia. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 21º, Anais...*, 20-43, Curitiba, Brasil.
- Martins, L. R., Melo, U., França, A. M., Santana, I. & Martins, I. R. 1972. Distribuição Faciológica da Margem Continental Sul Rio-grandense. *In: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Anais...*, 115-131.
- Martins da Silva, M.A. 1976. Mineralogia das areias de praia entre Rio Grande e Chuí, RGS, Porto Alegre, 98 p. Dissertação de Mestrado em Geociências Curso de Pós-Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Martins, L.R. 1984. Modelo Sedimentar do Cone do Rio Grande, Porto Alegre, 222p. Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Martins, L.R.S. & Martins, I.da.R. 1985. Contribuição a Sedimentologia da Plataforma Externa e Talude Superior de Santa Catarina. *Pesquisas em Geociências*, 17 (17): 91-111.
- McGlue, M.M., Soreghan, M.J., Michel, E., Todd, J.A., Cohen, A.S., Mischler, J., O'Connell, C.S., Castañeda, O.S., Hartwell, R.J., Lezzar, K.E. & Nkotagu, H.H. 2010. Environmental controls on shell-rich facies in a tropical lacustrine rift: a review from Lake Tanganyika's litoral. *Palaios* 25 (7): 426-438.
- Milani, E. J., Lana, M. C. & Szatmari, P. 1988. Mesozoic rift basins around the Northeast Brazilian microplate (Reconcavo-Tucano-Jatoba, Sergipe-Alagoas). Triassic-Jurassic Rifting: Continental Breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins, *Developments in Geotectonics*, 22, Elsevier, Amsterdam, 833-858.

- Mizuno, T.A., Mizusaki, A.M.P. and Lykawka, R., 2018. Facies and paleoenvironments of the Coqueiros Formation (Lower Cretaceous, Campos Basin): A high frequency stratigraphic model to support pre-salt "coquinas" reservoir development in the Brazilian continental margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, pp.107-117.
- Mount, J.F. 1984. Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. *Geology* 12 (7), 432–435.
- Muniz, M.C. 2013. Tectono-Stratigraphic Evolution of the Barremian-Aptian Continental Rift Carbonates in Southern Campos Basin, Brazil, Londres, pp. 324. PhD Thesis. Royal Holloway University of London.
- Muniz, M.C. & Bosence, D.W.J. 2015. Pre-salt microbialites from the Campos Basin (offshore Brazil): image log facies, facies model and cyclicity in lacustrine carbonates. In: Bosence, D.W.J., Gibbons, K.A. (Eds.), *Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production*. Geological Society, London, Special Publications, p. 418. <https://doi.org/10.1144/SP418.10>.
- Muniz, M. C. & Bosence, D. W. J. 2018. Lacustrine carbonate platforms: Facies, cycles, and tectonosedimentary models for the presalt Lagoa Feia Group (Lower Cretaceous), Campos Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, 102 (12): 2569-2597. DOI:10.1306/0511181620617087
- Murphy, D.H. & Wilkinson, B.H. 1980. Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake. *Sedimentology*, 27: 123-135.
- Nielsen, J.K. 2004. Taphonomy in the light of intrinsic shell properties and life habits: marine bivalves from the Eemian of northern Russia. *Paläontol. Z.*, 78: 53-72.
- Okoe, P.M.N.A. 2020. Modelo faciológico das coquinas do albardão na plataforma interna do RS. Porto Alegre, 83p. Trabalho de Conclusão de Curso (TCC), Instituto de Geociências, UFRGS. <http://hdl.handle.net/10183/216247>
- Ojeda y Ojeda, H.A.O. & Césero, P. 1973. Bacias de Santos e Pelotas. *Geologia e perspectivas petrolíferas*. PETROBRAS/DEPEX/RJ, Relatório Interno, 50p.
- Ojeda y Ojeda, H.A.O. & Silva, A.B. 1975. Bacias de Santos e Pelotas: Relatório de progresso, Relatório Interno, PETROBRAS/DEPEX. Rio de Janeiro.

- Ojeda y Ojeda, H.A.O. 1982. Structural Framework, Stratigraphy and Evolution of the Brazilian Marginal Basins. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26: 205-212.
- Oliveira, V.C.B.d., Silva, C.M.A.d., Borghi, L.F., Carvalho, I.S.d. 2019. Lacustrine coquinas and hybrid deposits from rift phase: Pre-Salt, lower Cretaceous, Campos Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 95 (2019): 102-254.
- Ornelas, L.P. 1981. Os ostracodes e seu significado na interpretação dos eventos Cenozóicos na Bacia de Pelotas, RS. Transgressões, Regressões, Paleoecologia e Bioestratigrafia. Porto Alegre, 218p. Tese de Doutorado. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Parsons, K.M. & Brett, C.E. 1991. Taphonomic processes and biases in modern marine environments: an actualistic perspective on fossil assemblage preservation. *In*: Donovan, S.K. (ed.), *The Processes of Fossilization*. London, Belhaven Press, 22–65.
- Parsons-Hubbard, K.M. 2005. Molluscan taphofacies in Recent carbonate reef/lagoon systems and their application to sub-fossil samples from reef cores. *Palaios*, 20:175-191.
- Parsons-Hubbard, K.M., Brett C.E. & Walker, S.E. 2011. Taphonomic field experiments and the role of the Shelf and Slope Experimental Taphonomy Initiative. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 312:195-208.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siever, R. 1973. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, Berlin, 617 p.
- Pettijohn, F.J. 1975. *Sedimentary Rocks* (3rd. ed). New York, Harper & Row, 628p.
- Platt, F.J. 1989. Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of lacustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, West Cameros Basin, North Spain. *Sedimentology*, 36: 665-684.
- Platt, N. H. & Wright, V. P. 1991. Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. *In*: Anadón, P., Cabrera L., and Kelts, K. eds., *Lacustrine Facies Analysis*. Special Publication International Association of Sedimentologists, 13: 57-74.

- Pomerancblum, M. & Costa, M. P. A. 1972. Integração de informações sobre os minerais pesados na Plataforma Continental Brasileira. Anais..., 26° Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, SBG, 3: 179-186.
- Ramakrishnan, T.S., Ramamoorthy, R., Fordham, E., Schwartz, L., Herron, M., Saito, N. & Rabaute, A. 2001. A model-based interpretation methodology for evaluating carbonate reservoirs. The Society of Petroleum Engineers Annual Technical Conference and Exhibition, 2001, Annals..., New Orleans, p. 01-15.
- Rangel, H. D., Martins, F. A. L., Esteves, F. R. & Feijó, F. J. 1994. Carta estratigráfica da Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, 8(1): 203-217.
- Reading, H.G. 1986. Facies. In: READING, H.G. (Ed.). Sedimentary environments and facies. 2.ed. Oxford: Blackwell Scientific Publications. p. 4-19.
- Riguetti, A.L., Dal' B'ó, P. F., Borghi, L. & Mendes, M. 2020. Bioclastic accumulation in a lake rift basin: the early cretaceous coquinas of the Sergipe–Alagoas basin, Brazil. Journal of Sedimentary Research, 90: 228–249. DOI: <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2020.11>
- Rittenhouse, G. 1943. A visual method of estimating two-dimensional sphericity. Journal of Sedimentary Petrology, 13 (2): 79-81. <https://doi.org/10.1130/GSAB-54-1725>
- Rodrigues S.C. & Simões M.G. 2010. Taphonomy of *Bouchardia rosea* (Rhynchonelliformea, Brachiopoda) shells from the Ubatuba Bay, Brazil: implications for the use of taphonomic signatures in (paleo)environmental analysis. *Ameghiniana*, 47:373-386.
- Sanguinetti, Y.T. 1979. Miocene Ostracodes of the Pelotas Basin, State of the Rio Grande do Sul, Brasil. Pesquisas. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 12: 119-187, p.1-13.
- Sanguinetti, Y.T. 1980. Bioestratigrafia (Ostracodes do Mioceno da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul). Pesquisas. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 13: 7-34.
- Schafer, W. 1972. Ecology and Paleocology of Marine Environments. The University of Chicago Press, Chicago, pp. 568p.


- Schaller, H. 1969. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe/Alagoas. In: Carneiro, F., Guimarães, J.M. (Eds.), Boletim Técnico da Petrobras, Petrobras, Rio de Janeiro 12(1), pp. 21-86.
- Schlumberger, 2014. <https://www.slb.com/technical-challenges/carbonates>, accessed 13/05/2020.
- Short, A. 1999. Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. John Wiley, Chichester 379 p.
- Shepard, F.P. 1967. Submarine geology. Nova York: Harper & Row (2<sup>a</sup> ed.).
- Shepard, F.P. 1973. Scotian shelf and Grand Banks. *In: The future petroleum provinces of Canada their Geology and potential*. Canadian Society of Petroleum Geology Memoir 1:519-559.
- Selley, R.C. 1970. Ancient sedimentary environments. London: Chapman & Hall. 237p.
- Spencer, D. W. 1963. The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments. *Journal Sedimentary Petrology* 33 (1): 180-90.
- Sprovieri, F. & Toldo Jr., E.E. 2019. Reconstruction and Analysis of Wave Climate in Southern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography* submetido.
- Soreghan, M.J. & Cohen, A.S. 1996. Textural and compositional variability across littoral segments of Lake Tanganyika: the effect of asymmetric basin structure on sedimentation in large rift lakes. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*. 80: 382–409.
- Souza-Lima, W., Andrade, E.J., Bengtson, P. & Galm, P.C. 2002. A Bacia de Sergipe-Alagoas: Evolução geológica, estratigráfica e conteúdo fóssil. Aracaju, Fundação Paleontológica Phoenix, 34p.
- Staff, G.M., Callender, W.R., Powell, K.M., Parsons-Hubbard, K.M., Brett, C.E., Walker, S.E., Carlson, D.D., White, S., Raymond, A. & Heise, E.A. 2002. Taphonomic trends along a forereef slope: Lee Stocking Island, Bahamas. II. *Time. Palaios*, 17:66-83.
- Suguo, K. 2003. Ambientes de Sedimentação Marinhos. *In: Geologia Sedimentar*. São Paulo. Ed. Edgard Blücher Ltda. 280-287.

- Swift, D.J.P. 1975. Barrier-island genesis: evidence from the central Atlantic shelf, eastern U.S.A. *Sedimentary Geology*, 14: 1–43.
- Swift, D.J.P., Niedoroda, A.W., Vincent, C.E. & Hopkins, T.S. 1985. Barrier island evolution, middle Atlantic shelf, U.S.A. Part 1: Shoreface dynamics. In: G.F. Oertel and S.P. Leatherman (Editors), *Barrier Islands. Marine Geology*, 63:307-330.
- Swirydczuk, K. Wilkinson, B.H. & Smith, G.R. 1980. The Pliocene Gkenns Ferry Oolite – II – sedimentology of oolitic lacustrine terrace deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 1237-1247.
- Tavares, A.C., Borghi, L., Corbett, P., Nobre-Lopes, J. & Camara, R. 2015. Facies and depositional environments for the coquinas of the Morro do Chaves Formation, Sergipe-Alagoas Basin, defined by taphonomic and compositional criteria. *Brazilian Journal of Geology* 45 (3): 415–429.
- Tessler M. G. & de Mahiques M. 2009. Processos oceânicos e produtos sedimentares. Pp 376-399. *Decifrando a Terra 2ª edição*. São Paulo, Companhia Editora Nacional, 623p.
- Tomašových, A. & Rothfuss, T.A. 2005. Differential taphonomy of modern brachiopods (San Juan Islands, Washington State): effect of intrinsic factors on damage and community-level abundance. *Lethaia*, 38:271-292.
- Thompson, D.L., Stilwell, J.D. & Hall, M. 2015. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-Salt coquinas of Brazil and West Africa. *Gondwana Research* 28: 26-51.
- Tiercelin, J.J., Cohen, A.S., Soreghan, M.J. & Lezzar, K.E. 1994. Pleistocene-Modern Deposits of the Lake Tanganyika Rift Basin, East Africa: a Modern Analog for Lacustrine Source Rocks and Reservoirs. *SEPM Special Publications, AAPG, Denver Meeting*, pp. 37–59
- Toldo Jr., E. E., Almeida, L. E., Nicolodi, J. L., Absalonsen, L. & Gruber, N. L. 2006. O Controle da Deriva Litorânea no Desenvolvimento do Campo de Dunas e da Antepraia no Litoral Médio do Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, 33 (2): 35 - 42.
- Tomazelli, L.J. 1978. Minerais pesados da Plataforma Continental do Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, 2 (3): 103-159.



- Tomazelli, L.J.; Villwock, J.A.; Loss, E.L. & Dehnhardt, E.A. 1982. Caracterizacao de um deposito praial pleistonico na provincia costeira do Rio Grande do Sul. 32 Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Bahia, V4 Anais... p.1514-1523.
- Trewin, N.H. & Welsh, W. 1976. Formation and composition of a graded estuarine shell bed. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 19: 219–230.
- Tucker, M. E. 2001. *Sedimentary Petrology 3ed*. Oxford, Blackwell Publishing, 262p.
- Udden, J. A. 1914: Mechanical composition of clastic sediments. *Bull. Geol. Soc. Am.* 25: 655-744.
- Urien, C. M. & Martins, L. R. 1974. Sedimentos da Plataforma Continental Sul Americana entre Cabo Santa Marta (Brasil) e Terra do Fogo (Argentina). Parte 1. Texturas e origem. Congresso Brasileiro de Geologia, 28, *Anais* 3: 213-223, Porto Alegre, Brasil.
- Urien, C.M. & Martins, L.R. 1978. Structural and physiographic map of eastern South America and western South Atlantic. Série Mapas 3. CECO/UFRGS.
- Vermeij, G.J. 1987. *Evolution and Escalation: An Ecological History of Life*. Princeton, Princeton University Press, NJ, 527p.
- Villwock, J.A. 1984. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A synthesis. Pesquisa, Porto Alegre, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 16: 5-49.
- Villwock, A. 1987. Processos costeiros e a formação das praias arenosas e campos de dunas ao longo da costa Sul e Sudeste Brasileira. Simpósio sobre ecossistemas da costa sul e sudeste Brasileira, Anais..., Porto Alegre, ACIESP, 54: 1/1.
- Walker, G.W. 1984. *Facies Models* (2nd ed.). St. John's – Canada, Geological Association of Canada, 317p.
- Walker, R.G. & James, N.P. (eds.), 1992. *Facies models - response to sea level change*. Stittsville: Geological Association of Canada. 409p.
- Walker, R.G. 2006. Facies models revisited: Introduction. *In*: Posamentier, H. W. & Walker, R.G. (Ed.). 2006. *Facies Models Revisited*. Oklahoma, SEPM, p. 1-19.

- Wentworth, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30: 377-392.
- Williamson, C.R. & Picard, M.D. 1974. Petrology of carbonate rocks of the Green River Formation (Eocene). *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 738-759.
- Winter, W.R., Jahnert, R.J. & França, A.B. 2007. Bacia de Campos. *Bol. Geociencias Petrobras* 15: 511–529.
- Zembruski, S.G. 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. *In* (Chaves, H.A.F. Ed). *Geomorfologia da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas Adjacentes*. Série Projeto REMAC, 7: 129–177. PETROBRAS, DNPM, CPRM, DHN, CNPq.
- Zhang, N., Ren, X. & Wei, J. 2006. Rock types of mixed-sedimentite reservoirs and oil-gas distribution in Nanyishan of Qaidam Basin. *Acta Pet. Sin.* 27 (1), 42–46.
- Zuffa, G.G. 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. *J. Sediment. Petrol.* 50: 21–29.
- Zuschin, M., Stachowitsch, M. & Stanton, R.J. 2003. Patterns and processes of shell fragmentation in modern and ancient marine environments. *Earth- Science Reviews*, 63: 33–82.

<b>ANEXO I</b>	
Título da Dissertação:	
<b>“MODELO DEPOSICIONAL DOS MODERNOS DEPÓSITOS CARBONÁTICOS MARINHOS”</b>	
Área de Concentração: Geologia Marinha	
Autor: <b>Paul Michael Nii Anang Okoe</b>	
Orientador: Prof. Dr. Elirio Ernestino Toldo Jr.	
Examinador: Prof. Dr. Ricardo Jorge Jahnert	
Data: 29/03/2023	
Conceito: BOM	
<b>PARECER:</b>	
Estou a favor da homologação da tese de mestrado de Paul Michael Nii Anang Okoe como aprovado. Modificações e comentários estão em anexo enviado com o nome de Ricardo Jahnert	
Assinatura:	Data:
	
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	

<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação:
<b>“MODELO DEPOSICIONAL DOS MODERNOS DEPÓSITOS CARBONÁTICOS MARINHOS”</b>
Área de Concentração: Geologia Marinha
Autor: <b>Paul Michael Nii Anang Okoe</b>
Orientador: Prof. Dr. Elirio Ernestino Toldo Jr.
Examinador: Prof. Dr. Antonio Henrique da Fontoura Klein
Data: 24/03/2023
Conceito: A
<b>PARECER:</b>
<p>A dissertação apresenta uma extensa revisão sobre depósitos carbonáticos, bem como um trabalho extenso e detalhados sobre a sedimentologia e a tafonomia de 133 amostras superficiais de sedimentos da plataforma continental do sul do Rio Grande do Sul, propondo ao final um modelo deposicional carbonático. Faz também uma analogia com depósitos de bacias sedimentares. Ao final propõe um modelo genético para os depósitos carbonáticos com base nas amostras analisadas, morfologia e energia das ondas na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul (Albardão).</p> <p>Há três pontos de fragilidade no trabalho, o primeiro é a falta de uma tabela ou figura com o posicionamento (<i>lat, long, datum</i> horizontal, e profundidade) das amostras analisadas. Há uma figura que mostra os pontos (pagina 112, Figura 6), mas não é possível saber exatamente qual seria a amostra relacionada.</p> <p>O segundo ponto e o fato do trabalho basear-se apenas em amostras superficiais para propor o modelo deposicional, com inferências sobre a dinâmica do ambiente. Entendo com isso que a dissertação propõe um modelo que precisa ser melhor detalhado, como geofísica e análise dos processos hidrodinâmicos em plataforma continental.</p> <p>E por último, é o uso, emprego, do termo “ fácies”. Para que uma fácies seja definida, é necessário que ela possua algumas características específicas que permitam identificá-la como pertencente a um determinado ambiente sedimentar. Essas características incluem: 1) Tipo de sedimentação: a fácies deve apresentar um tipo específico de sedimentação, como sedimentação fluvial, marinha, lacustre ou de depósitos glaciais. 2) Composição do sedimento: a fácies deve ser composta por um determinado tipo de sedimento, como areia, argila, calcário, arenito ou rochas vulcânicas. 3) Estrutura sedimentar: a fácies deve apresentar uma estrutura sedimentar característica, como estratificação cruzada, camadas finas e uniformes, laminados, entre outros. E ter continuidade lateral e no tempo. 4) Fósseis: a fácies pode apresentar fósseis específicos que indicam o tipo de</p>

vida que habitava o ambiente em que a rocha sedimentar se formou. 5)  
Características diagenéticas: as fácies também podem apresentar características diagenéticas, como a presença de minerais secundários, fraturas, veios de minerais ou cimentação, que são formados durante a diagênese da rocha sedimentar. Levando em consideração os itens citados. O emprego do termo teria de ser revisto, reavaliado. Entretanto pode-se aceitar, apesar de haver uma ampla discussão, a forma como o termo “facies” foi utilizado ou seja como indicadores das condições ambientais em que as rochas sedimentares se formaram, como o tipo de energia do ambiente, a profundidade da água, a presença de vida e a natureza da fonte de sedimentos.

Sendo assim considero que o trabalho cumpriu plenamente os objetivos de uma dissertação de mestrado. A figura 7 (pagina 125) resume muito bem o produto final da dissertação.

Assinatura:



Data: 24/03/2023

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação:
<b>“MODELO DEPOSICIONAL DOS MODERNOS DEPÓSITOS CARBONÁTICOS MARINHOS”</b>
Área de Concentração: Geologia Marinha
Autor: <b>Paul Michael Nii Anang Okoe</b>
Orientador: Prof. Dr. Elirio Ernestino Toldo Jr.
Examinador: Dr. Guilherme Furlan Chinelatto
Data: 20/03/2023
Conceito: B
<b>PARECER:</b>
<p>Gostaria de iniciar esse parecer dando os parabéns para o aluno Paul e seus orientadores. O trabalho em questão é muito interessante e percebe-se que o aluno se dedicou ao tema, no levantamento bibliográfico, na realização dos trabalhos laboratoriais e no desenvolvimento da escrita. Segue abaixo uma sequência de observações que espero que ajude o aluno nos próximos passos. Além disso, envio um PDF com alguns comentários, correções e observações.</p> <p><b>INTRODUÇÃO DA TESE:</b></p> <p>A dissertação tem como objetivo comparar os depósitos carbonáticos marinhos recentes do Albardão com as coquinas de idades Barremianas/Aptianas das Bacias de Sergipe-Alagoas e Campos. O autor cita que o trabalho tem a finalidade de modificar o atual estado da arte sobre os modelos conceituais das coquinas mas seu artigo apresenta um estado da arte muito semelhante do que foi apresentado pelos autores de referência. Não creio que o trabalho tenha sido um modificador de conceito, mas sim um complemento no entendimento de onde as diferentes acumulações bioclasticas ocorrem. Além disso no trabalho o autor afirma estudos de forças hidrodinâmicas. Aqui esperava encontrar algo uma discussão mais forte, principalmente no artigo, trazendo essas relações de morfologia do fundo, corrente, profundidade, etc, no controle das fácies.</p> <p><b>ESTADO DA ARTE:</b></p> <p>Essa parte está bem escrita e com diversas referências, mas creio que a organização dos tópicos pode ser melhorada. Na parte que entra a discussão de coquinas por exemplo, antes de falar sobre os depósitos da FM. Coqueiros (Bacia de Campos) o autor cita a formação da Bacia e dos depósitos. O mesmo não é feito para as Bacias de SE-AL e também de SharkBay. Acho que nesse sentido o aluno pode remover essa introdução da Bacia de Campos e focar diretamente nas formações análogas ao trabalho apresentado. Além disso, o aluno deve ficar atento com a tradução dos artigos para PT-BR, fiz alguns comentários em partes que a tradução ficou estranha (Ver PDF).</p>

## REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A parte de revisão também está com boas referências, mas novamente sinto que os tópicos acabaram ficando desorganizados. Talvez um texto inicial explicando quais os tópicos serão apresentados na sequência já seria de grande ajuda. Ao ler essa parte eu achei muito confuso a estruturação, principalmente na hora que sai de sistema praial e origem dos sedimentos/transporte/ação das ondas etc... Ao ler novamente eu consegui pegar o geral, mas em uma primeira confesso que foi difícil. O que senti falta foi justamente esse link/continuidade entre os tópicos.

## METODOLOGIA

A metodologia está bem apresentada e fica bem claro o passo a passo que foi feito para a obtenção dos resultados. O que pode ser melhorado é o tópico "4.3.3 *Análise tafonômica*". Aqui vejo que o aluno ficou confuso com essa relação entre tafonomia, tafofácies e características tafonômicas. Em resumo bem simples: *A tafonomia é um ramo da ciência responsável pelo estudo dos processos que envolvem os esqueletos no pós morte, sendo eles o transporte, deposição, soterramento, diagênese... Se usa alguns parâmetros tafonômicos (taphonomic features) tais como abrasão, fragmentação, arredondamento, etc como descrição tafonômica de alguma concentração esquelética (no seu caso as conchas). Por último são as tafofácies que seria um agrupamento de rochas que apresentam característica tafonômica similares.*

Fora isso, deixo também uns comentários mais gerais que estão no PDF e não precisam estar aqui no parecer.

## ARTIGO

### INTRODUÇÃO

A introdução está bem escrita, mas existem alguns pontos que precisam ser melhorados. Deixo sugestão de frases e correções no PDF que podem ajudar. Além disso o autor propõe aqui na introdução a modificação dos modelos geológicos conceituais os quais não os vejo de fato. Isso deve ser melhor reestruturado na introdução, que esse trabalho visa o melhor entendimento da distribuição de fácies de coquinas mas não uma modificação do modelo conceitual em sí.

### MATERIALS AND METHODS

Aqui novamente o autor diz que faz uma análise de tafofácies para determinar a tafonomia. Esse conceito tem que ser revisto no seu texto, pois como disse anteriormente ele não está correto.

Outras dúvidas também deixei apontada no PDF para que sejam revistas com maior cuidado.

### RESULTADOS

No geral o aluno deve tomar cuidado para não misturar a parte do seu resultado com interpretação e discussão. Isso foi feito em algumas partes e deve ser evitado. Muitas revistas preferem que a parte de resultado tenha apenas o essencial dos resultados e toda parte de interpretação e discussão vai pro tópico de Discussão. Reestruture essa parte do seu artigo.

Tentei apontar os principais parágrafos com linha riscada em vermelho para te auxiliar no entendimento do que é um tópico mais relacionado a uma discussão e

interpretação.

Fora esse comentário mais geral, deixo também algumas pequenas observações no PDF.

#### DISCUSSION

Como disse anteriormente, acho que boa parte do que foi dito nas suas fácies deveria ser retomado aqui como discussão e interpretação de como foram formadas. Aí sim, após isso, você traz a discussão do seu modelo e como os modelos que existem hoje se comunicam ou não.

Além disso, foi criado um tópico chamado de considerações finais, mas ele não é o final do artigo e as considerações são muito superficiais. Creio que esse tópico poderia ser removido ou reescrito. Uma coisa que você pode aproveitar é o tópico de "*reservoir characterization*" e inseri-lo aqui nas considerações finais para deixá-lo mais robusto e também falar como seu modelo se aplica nas condições de reservatório.

Deixo também observações no PDF para que sejam melhoradas.

#### CONCLUSÕES DA DISSERTAÇÃO

O autor cita "*Também, foi possível propor o modelo deposicional de coquinas e deduzir os fatores controladores da qualidade permo-porosa do reservatório*", seria interessante reforçar no artigo que os controles se tratam dos deposicionais na porosidade primária de carbonatos. A digênese também modifica a porosidade. Então eu colocaria uma certa atenção aqui no texto em explicar de maneira clara os fatores que são controladores no seu caso e também que não está levando fatores pós-deposicionais como a cimentação, soterramento, dissolução, fraturamento, etc...

Finalizo aqui meus comentários. Fica a critério de vocês achar o que é válido ou não nesse processo de correção. Peço atenção nos casos de conceitos apresentados de forma confusa/errada que sugiro que tenham um certo carinho em corrigir.

Parabéns a todos e muito sucesso!

Abraços!

Guilherme.

Assinatura: 

Data:20/03/2023

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: