



Universidade Federal de Pernambuco  
Centro de Tecnologia e Geociências  
Departamento de Oceanografia  
Programa de Pós-graduação em Oceanografia



Marcio Martins Valle

**Caracterização das feições sedimentares da plataforma de Alagoas, com base em levantamento aerobatimétrico LiDAR.**

Recife  
2018

Marcio Martins Valle

**Caracterização das feições sedimentares da plataforma de Alagoas, com base em levantamento aerobatimétrico LiDAR.**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco como parte dos requisitos exigidos para obtenção do grau de Mestre em Oceanografia.

**Área de concentração:** Oceanografia Abiótica

**Orientador:** Prof. Dr. Pedro de Souza Pereira

Recife  
2018

Catálogo na fonte  
Bibliotecária Valdicea Alves, CRB-4 / 1260

V181c Valle, Marcio Martins.  
Caracterização das feições sedimentares da plataforma de Alagoas, com base em levantamento aerobatimétrico LiDAR./ Marcio Martins Valle - 2018.  
95 folhas, Il.

Orientador: Prof. Dr. Pedro de Souza Pereira.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, 2018.  
Inclui Referências.

1. Oceanografia. 2. Plataforma continental. 3. Alagoas. 4. Feições sedimentares. 5. Dunas subaquosas. 6. Marcas de obstáculos. 7. Ravinas erosivas anastomosadas. I. Pereira, Pedro de Souza(Orientador). II.Título.

UFPE

551.46 CDD (22. ed.) BCTG/2018-436

Marcio Martins Valle

**Caracterização das feições sedimentares da plataforma de Alagoas, com base em levantamento aerobatimétrico LiDAR.**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco como parte dos requisitos exigidos para obtenção do grau de Mestre em Oceanografia.

Aprovada em: 24/08/2018.

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Pedro de Souza Pereira (orientador)  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Profa. Dra. Tereza Cristina Medeiros de Araújo (membro interno)  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Prof. Dr. José Maria Landim Dominguez (membro externo)  
Universidade Federal da Bahia

---

Prof. Dr. Antônio Vicente Ferreira Júnior (membro externo)  
Universidade Federal de Pernambuco

A João,  
dedico.

## **AGRADECIMENTOS**

O autor agradece a todos aqueles que estiveram envolvidos com este trabalho, em especial...

... à CPRM (Serviço Geológico do Brasil), na figura da Senhora Hortencia Maria Barboza de Assis e dos Senhores Ivo Bruno Machado Pessanha e Roberto Ventura dos Santos, pelo incentivo para a elaboração deste trabalho e pela autorização para uso dos dados do levantamento LiDAR da plataforma de Alagoas, bem como pela autorização para disponibilização de meu tempo e recursos laboratoriais e de informática aqui empregados;

... ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da UFPE, na figura de seus Docentes e funcionários que forneceram toda a estrutura para o cumprimento dos créditos;

... aos membros da banca pela disponibilidade em ler e avaliar o produto final;

... ao meu orientador, Pedro, que esteve disposto a me ajudar sempre que solicitado;

... aos colegas que conheci no PPGO;

... à minha família que, mesmo estando longe, sempre me apoiou, desde muito antes do início deste trabalho;

... aos amigos que fiz pela vida, em Campinas, em Salvador e em Recife;

... à Cleide, meu presente de natal, que diariamente acreditou na minha capacidade para concluir este trabalho;

... à Júlia, pelo bom humor contagiante; e

... ao João, pelo sorriso.

*The known is finite, the unknown infinite; intellectually we stand on an islet in the midst of an illimitable ocean of inexplicability. Our business in every generation is to reclaim a little more land, to add something to the extent and the solidity of our possessions.*

(HUXLEY, 1887, p. 204)

## RESUMO

A plataforma continental do estado de Alagoas apresenta uma configuração típica de plataformas tropicais de margens passivas, com declive suave, quebra aproximadamente paralela à linha de costa e coberta por águas claras, quentes e calmas. Em sua porção interna, em profundidades menores do que 20 m, é comum a presença de bancos recifais, biogênicos ou não, dispostos em franja, em barreira ou isoladamente, especialmente, no terço setentrional da plataforma. A região entre estes recifes da plataforma interna é coberta por sedimentos com granulometria predominante entre areia média e grossa e com alguma contribuição de material terrígeno, embora haja abundância de fragmentos bioclásticos autigênicos. Na porção média da plataforma, entre as profundidades de 20 m a 40 m, o leito é coberto por sedimentos inconsolidados prevalecendo nas frações de areia grossa a cascalho e franca predominância de material biogênico, em especial fragmentos de algas calcárias vermelhas (rodolitos). Assim como ocorre em grande parte da plataforma brasileira, toda a plataforma alagoana é uma região que carece de informações acerca das suas feições de fundo. Com a exceção de levantamentos ligados à segurança da navegação, estudos em escala regional voltados aos interesses da indústria petrolífera e de programas governamentais em escala nacional realizados entre as décadas de 1970 e 1980, dados superficiais do leito marinho em alta resolução são escassos. O levantamento pioneiro do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), utilizando escaneamento a laser aerotransportado (LiDAR), com resultados publicados a partir de 2014, revelou a existência de feições de fundo indicadoras do fluxo hidrodinâmico na área. Este trabalho tem por objetivo principal localizar e parametrizar as feições indicadoras de fluxo encontradas na plataforma norte-alagoana a partir dos dados levantados pela CPRM. Este recorte foi escolhido por ser a região que apresentou maior continuidade dos dados. Três tipos de feições foram encontrados em uma escala 1:5.000: dunas subaquosas de tamanhos médio a muito grande (cf. ASHLEY, 1990); marcas de obstáculos gigantes (cf. FLEMMING, 1984); e ravinas erosivas de padrão anastomosado. As duas primeiras são largamente reportadas na literatura sobre plataformas continentais e bem descritas por experimentos laboratoriais e observações em campo. Por outro lado, embora existam trabalhos que reportem a ocorrência de feições erosivas alongadas em ambiente plataformal, as feições do terceiro tipo aqui descritas apresentam padrão anastomosado incomum e parecem não encontrar paralelos na literatura científica do tema.

**Palavras-chave:** Plataforma continental. Alagoas. Feições sedimentares. Dunas subaquosas. Marcas de obstáculos. Ravinas erosivas anastomosadas.



## ABSTRACT

The Alagoas continental shelf, northeast Brazil, is a typical tropical passive margin shelf setting, with gentle slope, shelf break approximately parallel to the coast and covered by warm, calm and clear waters. The inner shelf, between the coast and -20 m isobath, is characterized by the presence of fringing reefs, barrier reefs and patch reefs, especially in the northern third of the shelf. The surrounding of these consolidated bottom structures is covered by medium to coarse sand sized sediments with some terrigenous contribution, although the predominance of bioclasts is clearly observed. In the mid shelf, from 20-40 m depth, the seabed is covered by coarse sand to gravel, mainly composed by bioclasts derived from calcareous red algae (rodoliths). As with most of the Brazilian shelf, studies on the seabed features of the Alagoas shelf are scarce. Apart from naval bathymetric surveys for navigation purposes and regional investigations related to the oil industry or related to Brazilian government national programs started in the 1970's and 1980's, high resolution seafloor data are almost absent. Recent high-resolution airborne LiDAR bathymetric surveys pioneered by the Geological Survey of Brazil (CPRM) unveiled the existence of bedforms with discrete orientations related to the prevailing hydrodynamic flows on the area. The main purpose of this work is to characterize the flow indicative bottom features on the northern Alagoas continental shelf, from the LiDAR and sedimentological data made available by CPRM. This cropping area was chosen due to the higher continuity of the data in the northern section than in the southern one. Three different kinds of features were found on a 1:5.000 scale: medium to large subaqueous dunes (cf. ASHLEY, 1990); giant comet marks (cf. FLEMMING, 1984); and braided erosional gullies. The first two are largely reported in the literature and are well described by flume experiments and field observations. Notwithstanding that there are some works on erosional gullies and furrows in shelf environment, the third kind of bedforms found here are somewhat unusual and there appears no other parallel in the literature on shelf-hosted bedforms at this scale and braided shape.

**Keywords:** Continental shelf. Alagoas. Seabed features. Subaqueous dunes. Comet marks. Braided erosional gullies.

## LISTA DE FIGURAS

### Dissertação

Figura 1 –	Compartimentação fisiográfica das margens continentais: plataforma, talude e elevação continentais. ....	14
Figura 2 –	Margem continental Brasileira e feições topográficas adjacentes....	16
Figura 3 –	Batimetria da plataforma alagoana levantada pela CPRM empregando metodologia aerotransportada LiDAR. ....	20
Figura 4 –	Princípio de cálculo do Índice de Posição Batimétrica ( <i>BPI</i> ): A linha vermelha representa um perfil do relevo submerso. No caso de uma feição positiva do relevo (A), a elevação do ponto central ( $Z_p$ ) é maior do que a elevação média dos pontos em seu entorno ( $Z_r$ ) e, portanto, o <i>BPI</i> é positivo; no caso de uma depressão no relevo (B), a posição do ponto central ( $Z_p$ ) é mais baixa do que a posição média dos pontos em seu entorno ( $Z_r$ ), logo o <i>BPI</i> é negativo; e no caso de pontos em região de declividade constante (C), a elevação do ponto central ( $Z_p$ ) é igual à elevação média dos pontos no entorno ( $Z_r$ ) e, sendo assim, o <i>BPI</i> é nulo. ....	24
Figura 5 –	Parâmetros dimensionais das dunas subaquosas. ....	26
Figura 6 –	Localização dos campos de dunas, marcas de obstáculos e ravinhas erosivas anastomosadas na plataforma continental norte de Alagoas. ....	27

### Artigo 1

Figura 1 –	Faciologia simplificada da plataforma interna e média de Alagoas..	31
Figura 2 –	Imagem de satélite da planície costeira ao norte da desembocadura do rio São Francisco. As diferentes linhas de arrebentação de ondas marcam a posição de diferentes bancos arenosos costeiros. ....	35
Figura 3 –	(A) Canal de Maceió como visto no levantamento batimétrico do Serviço Geológico do Brasil (adaptado de Assi et al. (2016b); e (B) inflexão das linhas isobatimétricas em carta batimétrica da DHN mostrando a posição do <i>canyon</i> do São Francisco. ....	37
Figura 4 –	(A) Banco de fanerógamas na plataforma continental interna de Alagoas, nas proximidades da localidade de São Miguel dos Milagres; (B) banco de rodolitos na plataforma média de Pernambuco, na latitude aproximada de Recife; e (C) algas verdes vivas do gênero <i>Halimeda</i> sobre estrutura recifal em franja, próximo a Maragogi (AL). ....	38

Figura 5 –	(A) Fotografia submarina de marcas onduladas na plataforma continental interna de Maragogi (AL); e (B) Imagem de reflectância LiDAR de dunas subaquosas na plataforma continental média de Alagoas, nas proximidades de Floriano Peixoto. ....	39
Figura 6 –	Diagrama que mostra a formação de formas de fundo transversais ao fluxo em função da granulometria dos sedimentos e da velocidade do fluxo. ....	40
Figura 7 –	Diagrama de dispersão dos dados de altura e comprimento de marcas onduladas (em verde) e dunas subaquosas (em laranja), compilados por Flemming (1988). A linha tracejada em azul marca o limite máximo encontrado para a relação altura X comprimento e a linha contínua vermelha marca a média dos dados, ajustada por uma função exponencial a partir de 1491 dados com coeficiente de correlação de 0,98. ....	41
Figura 8 –	Esquema simplificado para distinguir entre feições transversais de fundo geradas pela ação de ondas ou correntes. ....	42
Figura 9 –	(A) Marcas de obstáculo encontradas na plataforma continental sul-africana por Flemming (1984); e (B) marcas de obstáculo encontradas na plataforma média alagoana por Assis et al. (2016b). ....	43
Figura 10 –	(A) e (B) Rochas praias aflorantes na face de praia na região de Porto de Pedras (AL); (C) as setas vermelhas apontam para rochas praias submersas como mapeadas pelo Serviço Geológico do Brasil; e (D) em imagem de satélite ao largo da foz do rio Meirim, no município de Floriano Peixoto. ....	45
Figura 11 –	Recife biogênico raso na plataforma interna de Maragogi (AL). ....	46

## Artigo 2

Figure 1 –	The bathymetry of the northern Alagoas shelf (adapted from Assis et al. (2015). The shaded areas indicate the specific areas of focus as related to major bedform and seafloor flow indicators of this work. ....	52
Figure 2 –	SIMCOS (CPTEC-INPE) station 036 data for wind and waves forecasted for the July/2015-June/2016 period. ....	54
Figure 3 –	The geometric parameters of the subaqueous dunes, as described by Durán et al. (2018), and Reineck and Singh (1975): dune length ( $L$ ); dune height ( $H$ ); southwestern face projection length ( $L_1$ ); and northeastern face projection length ( $L_2$ ). ....	56
Figure 4 –	(A) Bathymetry of the study area (adapted from Assis et al. (2015))	

	overlain by the sedimentary facies as per the Shepard (1954), Schlee (1973) and Poppe et al. (2003) classification. On the right-hand side, the histograms B-G show the grain size distribution of six representative samples from the mid shelf, most of which occur within the sand range and with relatively poor sorting. ....	58
Figure 5 –	Northern Alagoas subaqueous dune fields. The insets show the general appearance of the first order dunes as seen in the LiDAR reflectance images: the darker pixels coincide with the first order dune crests. ....	59
Figure 6 –	(A) LiDAR reflectance image example in the dune field off Porto de Pedras; (B) $BPI < 70 m >$ image of the same example; (C) bathymetric profile indicated in A and B; (D) first order subaqueous dunes; and (E) second order subaqueous dunes. (The black line in (A) and (B) indicates the location of the bathymetric profile shown in (C)). ....	60
Figure 7 –	Histograms derived from the morphometric analysis of the first order very large subaqueous dunes: (A) height, $H$ (m); (B) length, $L$ (m); (C) ripple index, $RI$ ; and (D) asymmetry index, $AI$ . The red lines indicate each series' mean values, and the shadowed areas indicate the range between the first and third quartiles. ....	61
Figure 8 –	Histograms derived from the morphometric analysis of the second order large subaqueous dunes: (A) height, $H$ (m); (B) length, $L$ (m); (C) ripple index, $RI$ ; and (D) asymmetry index, $AI$ . The red lines indicate each series' average values, and the shadowed areas indicate the range between the first and third quartiles. ....	62
Figure 9 –	General appearance of the comet mark field, as seen in a 1:70.000 LiDAR reflectance image. Red line represents the approximate field limit, and yellow dots indicates the obstacle positions. ....	63
Figure 10 –	Histograms derived from the morphometric analysis of comet marks: (A) obstacles width (m); (B) obstacle height (m); (C) tail width (m); (D) tail longitudinal axis angle ( $^{\circ}$ ); and (E) comet mark total length (m). ....	64
Figure 11 –	(A) General appearance of the erosional ravines field, as viewed in a 1:100.000 reflectance image. The right-hand inset details the northern part of the field (B), and the southern portions (C). The yellowish star marks the position of sample shown on Fig. 16B and the blueish one marks the position of underwater pictures shown on Figs. 16A, 16C and 16D. ....	65

Figure 12 –	Histograms derived from the morphometric analysis of the erosional gullies: (A) channel width; (B) channel depth. The red lines indicate the mean value in each data series, and the shaded area indicates the first and third quartiles of the data. ....	66
Figure 13 –	Scatter plot diagram of dune height versus dune wavelength comparing this work subaqueous dunes (dots) to those compiled by Flemming (1988). The lines depict the global mean height (dashed line) and maximum height (continuous line). The shaded area shows Flemming’s dataset. Note the relatively flatter relationship between height and wavelength for this study, indicating a weaker relationship between the two. ....	70
Figure 14 –	Schematic representation of the flow in the vicinity of a hemisphere-shaped obstacle. (A) 3D schematic view (adapted from Dixen et al. (2013)); (B) plain view (adapted from Euler et al. (2017)). The negative (-) signal indicates a high erosive potential in the horseshoe region, while the positive (+) one indicates a high depositional potential in the wake region. The dotted line indicates the arch-shaped detached shear layer, as shown in A. ....	72
Figure 15 –	Examples of comet marks and their individual characteristic forms, as first described by Werner et al. (1980). On the left-hand column, LiDAR reflectance images. On the right side, $BPI < 70 m >$ images. ....	74
Figure 16 –	Pictures taken in the vicinity of the erosional gullies. (A) Wide angle view of a small gully sided by rodolith field; (B) sediment sample from the Alagoas’ mid to outer shelf, showing cobble sized rodoliths and associated biota; (C) underwater picture showing the transitional environment between the rodolith fields and the gullies (notice the presence of living red algae incrusting previously deposited fragments of other organisms, such as mollusks); (D) massive rodolith bed covered by green and brown macroalgae. (Photos courtesy of Geological Survey of Brazil/CPRM. The geographic position of the pictures can be seen on Fig. 11). ....	76

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>14</b>
<b>1.1</b>	<b>A plataforma continental brasileira .....</b>	<b>14</b>
1.1.1	Plataforma continental Nordeste do Brasil .....	17
<b>1.2</b>	<b>Motivação .....</b>	<b>19</b>
<b>1.3</b>	<b>Objetivos .....</b>	<b>21</b>
1.3.1	Objetivo geral .....	21
1.3.2	Objetivos específicos .....	21
<b>2</b>	<b>METODOLOGIA .....</b>	<b>22</b>
<b>2.1</b>	<b>Revisão bibliográfica .....</b>	<b>22</b>
<b>2.2</b>	<b>Aquisição e processamento dos dados .....</b>	<b>22</b>
<b>2.3</b>	<b>Análises morfométricas .....</b>	<b>23</b>
<b>3</b>	<b>RESULTADOS .....</b>	<b>28</b>
<b>3.1</b>	<b>Artigo1: Aspectos do estado da arte dos estudos sobre as feições sedimentares em plataformas continentais tropicais com ênfase na plataforma continental de Alagoas, nordeste do Brasil .....</b>	<b>28</b>
<b>3.2</b>	<b>Artigo 2: Subaqueous dunes and other flow indicative bedforms on a tropical continental shelf: a case study on the northern Alagoas shelf (northeast of Brazil) .....</b>	<b>49</b>
<b>4</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>79</b>
	<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>80</b>

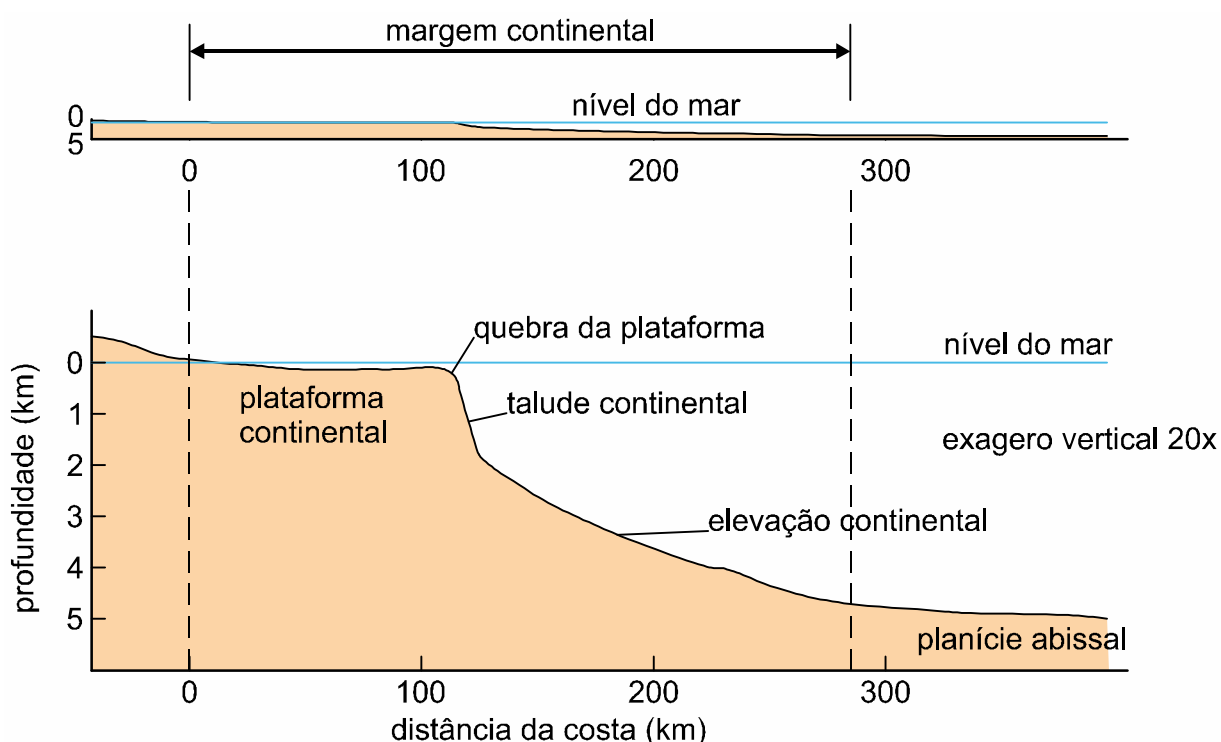
## 1 INTRODUÇÃO

Este capítulo introduz o tema ao leitor, ilustrando alguns conceitos previamente necessários e trazendo a motivação que levou ao desenvolvimento do trabalho, bem como os objetivos buscados.

### 1.1 A plataforma continental brasileira

No atual estágio interglacial por que passa o planeta, a maioria dos continentes da terra é cercada por massas de terra submersas, conhecidas como *margens continentais*. Estas feições vêm sendo amplamente estudadas e descritas em todo o mundo desde pelo menos a década de 1950, quando da aceitação plena da teoria deriva continental de Alfred Wegener (GEORGI, 1962; HEEZEN, 1962; RUNCORN, 1962). As margens continentais são o prolongamento dos continentes em direção ao oceano, uma zona de transição entre as terras emersas continentais e as planícies abissais do leito oceânico (HEEZEN; THARP; EWING, 1959). Partindo-se da terra em direção ao mar, as margens continentais são divididas em plataforma, talude e elevação (ou sopé) continentais (HEEZEN, 1962; NICHOLS, 2009), como visto na Figura 1.

Figura 1: Compartimentação fisiográfica das margens continentais: plataforma, talude e elevação continentais.

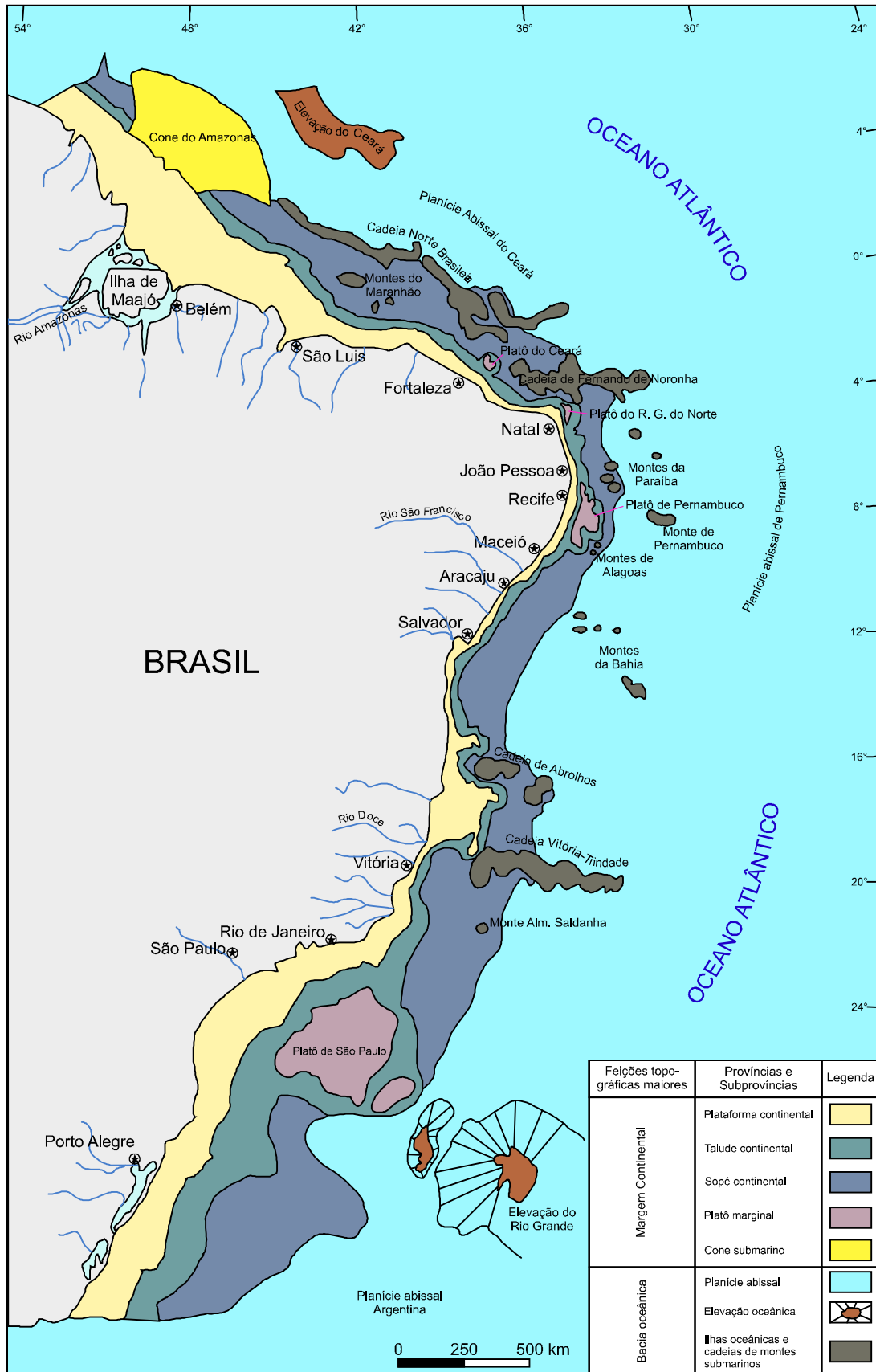


Fonte: Adaptado de The Open University (1998), p. 32.

Toda a costa atlântica da América do Sul é ladeada por uma margem continental do tipo passiva (ASLANIAN et al., 2009; COUTINHO, 2000; VITAL, 2014), em que as bordas do continente estão bastante afastadas dos limites da placa tectônica que o carrega. No Atlântico Sul, este limite se localiza aproximadamente a meio caminho entre América do Sul e África, na cordilheira mesoceânica do Atlântico Sul, onde a placa sulamericana diverge da placa africana (HEEZEN; THARP, 1961). Conseqüentemente, margens do tipo passiva como a brasileira são caracterizadas pela baixa influência de eventos tectônicos recentes, apenas eventualmente sendo afetadas por ajustes no interior da placa, longe de suas bordas (BOGGS JR., 2006). Entre os acidentes geográficos de grande escala e de origem tectônica presentes na margem continental brasileira, merecem destaque cadeias e montes submarinos na sua borda externa e ao largo (Figura 2). Estas feições se formaram por sucessivos eventos vulcânicos ocorridos entre o Cretáceo Superior (CAMPOS et al., 2009) e o Pleistoceno (CASTRO; ANTONELLO, 2006) nos diversos sistemas de falhas transformantes ao longo da dorsal mesoatlântica. Visíveis em escala mais detalhada e também de controle tectônico, alguns paleocanais aparentemente encaixados em falhas tectônicas há muito inativas podem ser identificados (e.g. ARAÚJO et al. (2006); FRANÇA, (1979); GOMES et al. (2015)).



Figura 2: Margem continental Brasileira e feições topográficas adjacentes.



Fonte: Coutinho (2000), p. 20.

Como mostrado na Figura 1, a plataforma é a porção mais rasa da margem continental, com configuração sub-horizontal de terraço ou tabuleiro, de largura variável e que se estende da linha de costa até a quebra da plataforma continental, marcada por um repentino aumento de declividade e onde se inicia o talude continental (BAPTISTA NETO; SILVA, 2004; COUTINHO, 2000; GUILCHER, 1958; HEEZEN, 1962).

Segundo Coutinho (2000), a plataforma brasileira é a porção mais estudada de nossa margem continental devido à sua importância econômica e estratégica para o país e apresenta gradiente em torno de 1:1000, com relevo praticamente plano, recortado por feições que raramente excedem 20 m de desnível. Sua quebra ocorre em média a cerca de 130 m de profundidade, sendo mais rasa nas costas Norte e Nordeste, onde ocorre aproximadamente entre 40 e 80 m. A topografia é plana devido aos processos deposicionais e erosivos relacionados aos sucessivos ciclos de transgressão e regressão marinha a que esteve sujeita especialmente durante o Quaternário. Ainda segundo o mesmo autor, dentre as feições negativas da plataforma destacam-se “*canyons*, canais e vales submarinos, bacias e depressões lineares”, e as principais feições positivas são “bancos e cristas, terraços e escarpas de falhas, recifes e bancos costeiros”. As feições de menor escala, tais como marcas onduladas e dunas subaquosas, por sua vez, são resultantes da interação das forçantes hidrodinâmicas (ondas, correntes e marés) com o leito marinho.

De acordo com Zemruscki et al. (1972), num dos pioneiros trabalhos sobre a margem continental brasileira, a região entre a Baía de São Marcos, no Maranhão, e o Cabo de São Tomé, no Rio de Janeiro, chamada “província Nordeste-Leste”, se caracteriza por apresentar macrorrelevo com influência predominantemente vulcânica e tectônica, enquanto as províncias Norte e Sul da nossa margem continental têm o relevo predominantemente modelado por processos sedimentares.

#### 1.1.1 Plataforma continental Nordeste do Brasil

Entre o Cabo Calcanhar (RN) e o município de Belmonte (BA), a plataforma continental é caracterizada pela expressiva ocorrência de feições bioconstruídas, especialmente próximo à costa (FERREIRA; MAIDA, 2006). Sua largura é máxima de 42 km nas proximidades de Maceió (AL) e mínima de 8 km, ao norte de Salvador (BA) (MARTINS; COUTINHO, 1981). Este é o trecho, em média, mais estreito da plataforma continental brasileira e isso se deve às baixas taxas de aporte de

sedimentos continentais (FIGUEIREDO JR. et al., 2011). A baixa profundidade média da plataforma, cuja quebra raramente ultrapassa os 60 m nesta porção, se deve à ineficiência dos processos erosivos ocorridos nos períodos de nível do mar baixo durante o Quaternário, quando a plataforma esteve exposta a processos erosivos de ambiente subaéreo (COUTINHO, 2000).

No sentido perpendicular à costa, Coutinho (1976) propõe uma subdivisão da plataforma continental do Nordeste do Brasil de acordo com critérios sedimentológicos e morfológicos. Desde então, esta classificação tem sido adotada nos trabalhos realizados na região e, de modo geral, a plataforma foi dividida da seguinte maneira:

- (i) *Plataforma Interna*: estende-se da face de praia até a profundidade aproximada de 20 m. Nesta faixa, predominam sedimentos arenosos de origem continental ricos em siliciclastos. O relevo da plataforma interna é em geral suave, com algumas irregularidades causadas pela presença de recifes, canais e ondulações do leito. Os sedimentos possuem teores de  $\text{CaCO}_3$  menores do que 25%, baixos teores de cascalho e lama e com os componentes biogênicos sendo representados por fragmentos bem retrabalhados de moluscos e foraminíferos bentônicos e, em menor quantidade, equinóides e algas coralíneas. Na profundidade limítrofe, observa-se uma transição do domínio de sedimentos quartzosos para o de depósitos de algas coralíneas, especialmente as do tipo *Lithothamnium* em formas livres e ramificadas.
- (ii) *Plataforma média*: limitada aproximadamente pelas profundidades de 20 e 40 m, esta faixa da plataforma foi caracterizada pela cobertura sedimentar rica em algas vermelhas do tipo *Lithothamnium*, apresentando teores de carbonato de Cálcio superiores a 90% em algumas porções. Também, são aqui encontrados grandes depósitos de rodolitos, algas calcárias vermelhas em forma maciça com granulometria cascalhosa, especialmente de grânulos a seixos. O relevo é mais irregular se comparado ao compartimento anterior e os sedimentos carbonáticos apresentam pouco ou nenhum sinal de retrabalhamento.
- (iii) *Plataforma Externa*: estende-se da profundidade de 40 m até a quebra da plataforma. Coberta por sedimentos biogênicos relíquias muito retrabalhados, ricos em fragmentos de algas calcárias do gênero *Halimeda*, esta faixa da plataforma apresenta teores de  $\text{CaCO}_3$  maiores

do que 75%, devido a larga distância até as fontes de siliciclastos, de origem continental. A granulometria dos sedimentos é cascalhosa com teores de lama crescentes em direção ao talude superior.

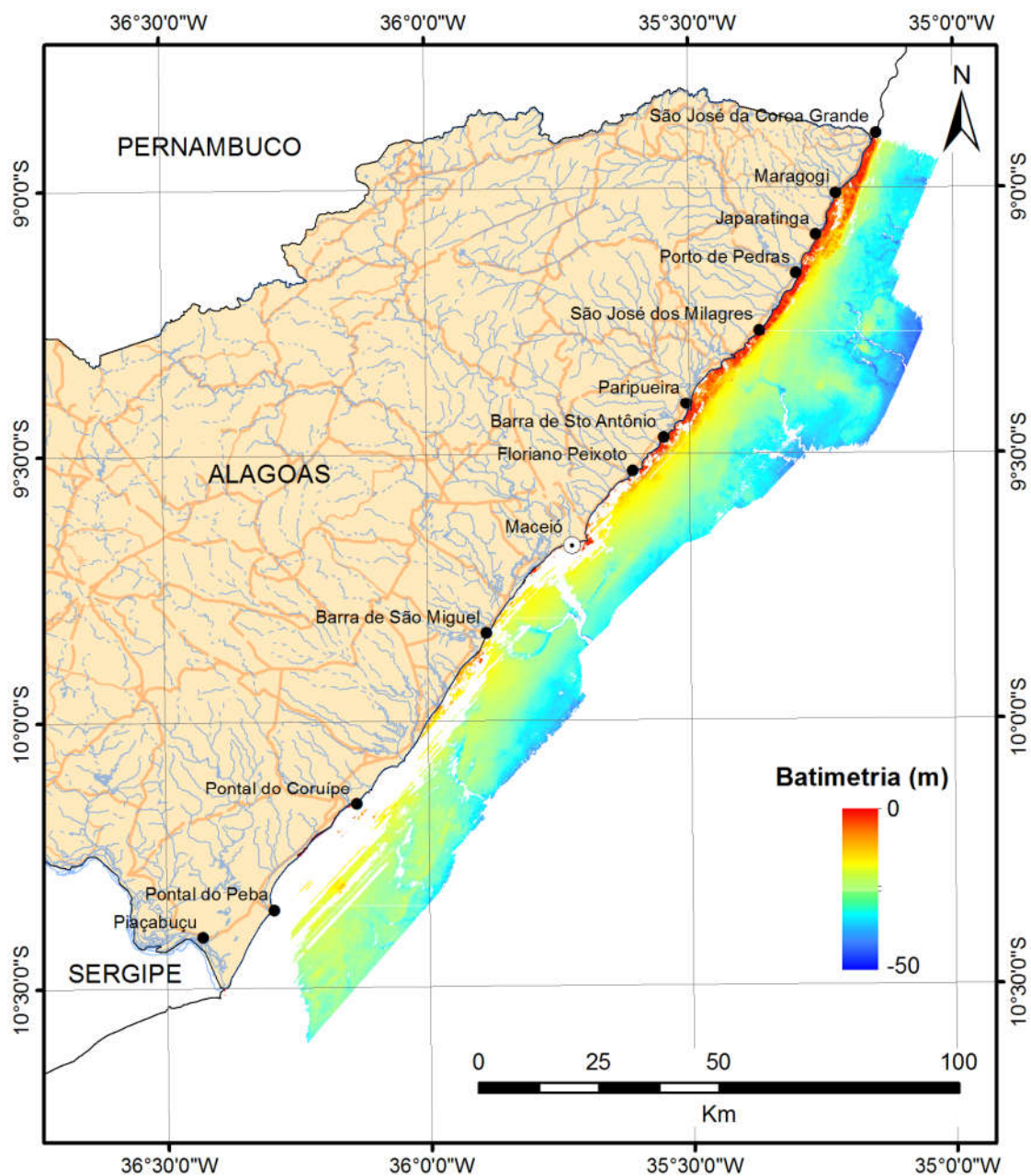
## **1.2 Motivação**

A plataforma alagoana é um dos trechos da plataforma brasileira mais carentes de informações. Suas águas quentes e claras atraem anualmente enorme contingente de turistas à região, pressionando o ambiente e levando à criação de unidades de conservação com o objetivo de proteger os frágeis ecossistemas ali presentes, dentre os quais destacam-se manguezais e recifes biogênicos. Por isso, a maior parte dos trabalhos disponíveis para a região, referem-se aos aspectos biológicos e ecológicos destes ambientes (e.g. CORREIA, 2011; SANTOS et al., 2016).

Recentemente, o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) publicou os resultados de levantamento aerobatimétrico com tecnologia LiDAR para esta região (ASSIS et al., 2015, 2016a, 2016b, 2016c, 2016d). Foram apresentados 5 mapas: um mapa batimétrico ao longo de toda a costa alagoana entre a costa e profundidades de até 40 m, na escala 1:250.000 (Figura 3) ; e 4 cartas geomorfológicas e texturais na escala 1:100.000 que, em conjunto também cobrem a mesma área. Embora tais produtos estejam publicados em escala regional, os dados levantados permitem a análise em maior detalhe.

A principal limitação da técnica consiste na eventual turbidez da água. A penetração máxima do sinal laser que mapeia o leito varia em torno de três vezes a profundidade Secchi (IRISH; MCCLUNG; LILLYCROP, 2000). Por isso, os dados levantados em áreas com grandes quantidades de sedimentos em suspensão ou nas áreas de arrebentação de ondas contem falhas. Na plataforma de Alagoas, a principal região afetada por esta limitação encontra-se na plataforma interna (0 a 20 m de profundidade) da região sul do Estado, adjacente à foz do Rio São Francisco. Os sedimentos carreados por este rio para a plataforma aumentam a turbidez da água e dificultam o registro da posição do leito. Nas demais regiões do estado, as falhas são localizadas em algumas zonas de arrebentação de ondas, onde a espuma causada pelo processo dificulta a penetração do sinal (Figura 3).

Figura 3: Batimetria da plataforma alagoana levantada pela CPRM empregando metodologia aerotransportada LiDAR.



Fonte: Adaptado de Assis et al. (2015).

No setor norte do estado, especialmente ao norte da capital Maceió, os dados LiDAR da CPRM apresentaram significativa continuidade entre a linha de costa e profundidades superiores a 40 m. Por isso, este trabalho concentrou-se nesta região. Assim, espera-se que os resultados aqui alcançados, bem como os dados da CPRM, possam contribuir para o preenchimento da lacuna conhecimento geológico nesta região, favorecendo as iniciativas de manejo dos seus recursos marinhos e costeiros.

### **1.3 Objetivos**

A seguir os objetivos que nortearam este trabalho.

#### **1.3.1 Objetivo Geral**

O objetivo geral deste trabalho é a localização, caracterização e parametrização das feições de fundo indicadoras de transporte sedimentar na plataforma norte do estado de Alagoas, visando à inferência das características dos agentes que as constroem.

#### **1.3.2 Objetivos específicos**

Para se alcançar este objetivo, serão buscados os seguintes objetivos específicos:

- (i) Descrição das feições sedimentares que tipicamente ocorrem em plataformas continentais tropicais;
- (ii) Descrição dos processos de sedimentação atuantes em áreas de plataforma continental; e
- (iii) Localização, caracterização e parametrização das feições indicadoras de fluxo hidrodinâmico que ocorrem na plataforma continental norte de Alagoas.

## **2 METODOLOGIA**

Este capítulo apresenta os métodos que foram aplicados no desenvolvimento da pesquisa, divididos em três grandes blocos: revisão bibliográfica, aquisição e processamento dos dados e análises morfométricas.

### **2.1 Revisão bibliográfica**

Inicialmente, procedeu-se a um levantamento bibliográfico em compêndios de referência, já bem estabelecidos pelas comunidades oceanográfica e geológica, acerca de dois temas principais: processos hidrodinâmicos atuantes em plataformas continentais e feições típicas de plataformas continentais tropicais. Em seguida, foi feita uma busca na plataforma de periódicos da CAPES dos trabalhos mais relevantes publicados em periódicos de importância nacional e internacional que tratam daqueles temas, com o objetivo de atestar a aplicabilidade e atualidade dos conceitos levantados.

### **2.2 Aquisição e processamento dos dados**

Amostras de sedimento superficial da plataforma continental foram coletadas pela CPRM entre a costa e a profundidade aproximada de 35 m usando um amostrador pontual do tipo Van Veen de aço inoxidável com capacidade de 8 litros ou, quando na zona intermareal, uma espátula do mesmo material. Ao todo, foram coletadas 180 amostras em uma malha não regular cujos pontos foram escolhidos de modo a se estabelecer a verdade de campo do levantamento LiDAR.

No laboratório de análises sedimentológicas da CPRM em Recife, estas amostras foram dessalinizadas e secas em estufa com circulação forçada a 60 °C. Depois de homogeneizadas, foram colhidas alíquotas de 50 g a 100 g de material para ser peneirado através de uma malha de 2 mm, por 20 minutos em agitador mecânico de peneiras. Desta forma, a fração grossa (cascalho, maior do que 2 mm) foi separada da fração mais fina (areia, silte e argila). Esta última foi analisada por difração a laser em um granulômetro Horiba® Partica LA-950 e os resultados convertidos em massa sob a consideração de composição uniforme das amostras. O teor de carbonato de cálcio das amostras no Laboratório de Análises Mineraias (LAMIN), da CPRM no Rio de Janeiro, foi medido através de método de dissolução em meio ácido de alíquota com aproximadamente 10 g, conforme descrito em Suguio (1973). Finalmente, o tratamento estatístico da distribuição granulométrica das amostras foi feito com a

planilha GRADISTAT v. 8, desenvolvida para *Microsoft Excel* por Blott e Pye (2001), e a classificação faciológica, com o aplicativo Sedplot (POPPE; ELIASON; HASTINGS, 2003), usando esquema de classificação de Shepard (1954), modificado por Schlee (1973) e Poppe, Eliason e Hastings (2003).

Os dados do levantamento LiDAR, disponibilizados pela CPRM, foram obtidos com o equipamento SHOALS 1000T, da Optech Inc., embarcado em uma aeronave King Air, entre novembro/2010 e fevereiro/2011. A posição da aeronave foi determinada em tempo real com um receptor GPS modelo 3100LM, da OmniSTAR® e solução DGPS da mesma companhia. A posição final dos pontos LiDAR foi estabelecida após a aplicação de solução KGPS no pós-processamento, com a suíte de aplicativos Applanix POSpac v 5.3. Estes pontos foram apresentados em uma malha de 5 m X 5 m. Para converter as alturas elipsoidais obtidas em alturas ortométricas, foi empregado o modelo geoidal brasileiro MAPGEO2010 do IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística).

Para este trabalho, a CPRM disponibilizou 42 pares de imagens georreferenciadas (*rasters*), com a batimetria ortométrica interpolada para uma resolução de 1 m por *pixel* e a reflectância interpolada para 4 m por *pixel*, todas referenciadas ao *datum* oficial brasileiro, SIRGAS2000. A reflectância LiDAR é um produto do levantamento que representa a razão entre a energia emitida pelo equipamento em direção à superfície do mar e aquela registrada após sua reflexão no leito submarino (CHUST et al., 2008). Deste modo, os dados de reflectância permitem a inferência de características composicionais do fundo marinho (e.g. CHUST et al., 2008; FINKL; BENEDET; ANDREWS, 2005; LONG et al., 2010).

### **2.3 Análises morfométricas**

As imagens de batimetria e reflectância LiDAR foram tratadas no *software* ArcGis® 10.2 e as feições indicativas de fluxo que podem ser observadas na escala de 1:5.000 foram mapeadas e dimensionadas. Os dados permitiram a identificação de três tipos principais de feições indicadoras de fluxo: dunas subaquosas, marcas de obstáculos e ravinas erosivas anastomosadas. Visando suavizar os efeitos da declividade natural da plataforma, foi calculado o Índice de Posição Batimétrica (BPI), conforme adaptação de Durán et al. (2018) após proposição de Weiss (2001). Este índice consiste na diferença entre a posição vertical de cada ponto do relevo e a batimetria média calculada em uma região anelar em seu entorno (Figura 4) e

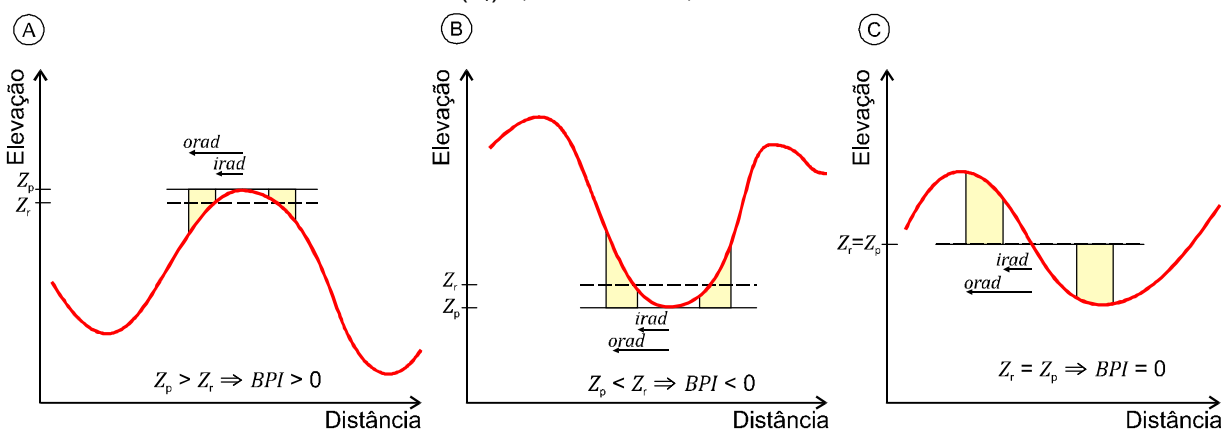


pode ser calculado pela função de estatísticas focais (*Focal Statistics*) da ferramenta de análises espaciais (*Spatial Analyst Tools*) do ArcGis, como indicado pela equação 1.1 a seguir.

$BPI < \text{fator de escala} > = MDE - \text{Média Focal}(MDE, \text{anulus}, \text{irad}, \text{orad})$  (Eq. 1.1), onde  $MDE$  representa a batimetria de cada *pixel* ( $Z_p$  na figura a seguir) do Modelo Digital de Elevação e a *Média Focal* é calculada pela profundidade média dos *pixels* ( $Z_r$  na figura a seguir) localizados na região anelar centrada em cada ponto do MDE e raios interno e externo iguais a *irad* e *orad*, respectivamente.

Desta forma, valores positivos de  $BPI$  indicam pontos do relevo mais altos do que a sua vizinhança, valores negativos indicam pontos mais baixos do relevo e valores nulos indicam regiões planas ou com declividade constante (WEISS, 2001). O fator de escala é definido pelos comprimentos típicos das feições a serem caracterizadas e tem implicação nos valores escolhidos para *irad* e *orad* (DURÁN et al., 2018).

Figura 4: Princípio de cálculo do Índice de Posição Batimétrica ( $BPI$ ): A linha vermelha representa um perfil do relevo submerso. No caso de uma feição positiva do relevo (A), a elevação do ponto central ( $Z_p$ ) é maior do que a elevação média dos pontos em seu entorno ( $Z_r$ ) e, portanto, o  $BPI$  é positivo; no caso de uma depressão no relevo (B), a posição do ponto central ( $Z_p$ ) é mais baixa do que a posição média dos pontos em seu entorno ( $Z_r$ ), logo o  $BPI$  é negativo; e no caso de pontos em região de declividade constante (C), a elevação do ponto central ( $Z_p$ ) é igual à elevação média dos pontos no entorno ( $Z_r$ ) e, sendo assim, o  $BPI$  é nulo.



Fonte: Adaptada de Weiss (2001).

Neste estudo, foram utilizados três fatores de escala iguais a 30 m, 70 m e 110 m, de modo a cobrir toda a gama de feições encontradas na escala de observação proposta (1:5.000). Em seguida, as ferramentas de análises tridimensionais (*3D Analyst Tools*) do ArcGis foram empregadas para extrair perfis

batimétricos e os dados foram exportados em formato ASCII para que as feições fossem medidas e os resultados estatisticamente tratados.

No caso da caracterização de dunas subaquosas, foram extraídos 321 perfis batimétricos, com comprimentos variando entre 110 m 780 m e distribuídos aleatoriamente pela região de ocorrência entre as profundidades aproximadas de -20 m e -30 m (Figura 6). Para excluir da estatística as menores feições, que podem ser resultantes de erros na aquisição e processamento dos dados batimétricos, estes perfis foram varridos por um filtro do tipo média móvel com janela de 6 m. Nos perfis suavizados obtidos, foram encontrados os pontos de máximo e mínimo locais, representando cristas e cavas das dunas, respectivamente. Para calcular o comprimento das dunas encontradas, foi medida a distância em linha reta entre duas cavas consecutivas e, no cálculo da altura, foi tomada a distância ortogonal entre a crista e a reta definida pelas duas cavas adjacentes (Figura 5), conforme procedimento descrito por Durán et al. (2018). Finalmente, foram calculados os índices de ondulação ( $RI$ ), segundo Reineck e Singh (1975), e de assimetria ( $AI$ ), segundo Durán et al. (2018):

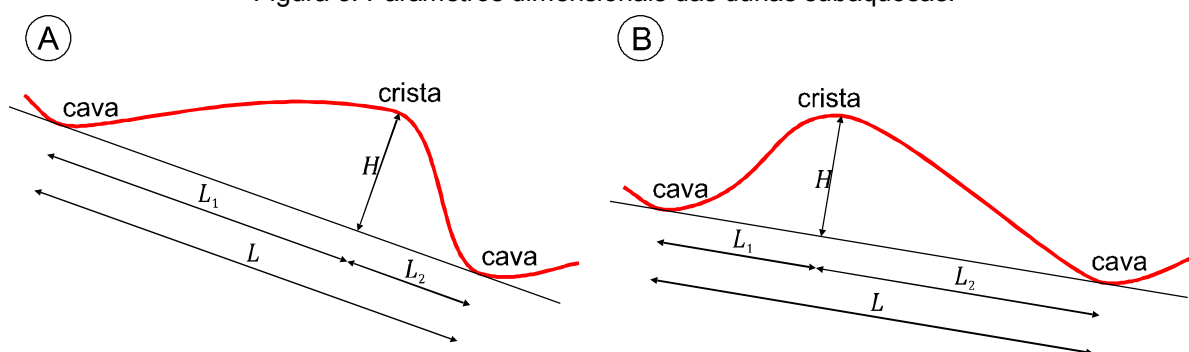
$$\text{Índice de Ondulação: } RI = \frac{L}{H} \quad (\text{REINECK; SINGH, 1975}) \quad (\text{Eq. 1.2})$$

$$\text{Índice de assimetria: } AI = \frac{L_1 - L_2}{L} \quad (\text{DURÁN et al., 2018}) \quad (\text{Eq. 1.3})$$

A partir destas equações, pode-se observar que o índice de ondulação é um número adimensional positivo dado pela razão entre o comprimento ( $L$ ) e a altura ( $H$ ) da duna; e o índice de assimetria também é um número adimensional, que pode ser positivo ou negativo calculado pela diferença entre os comprimentos das projeções ( $L_1$  e  $L_2$ ) das faces sobre o plano definido pelas cavas, normalizada pelo comprimento total da duna (Figura 5).

De acordo com Reineck e Singh (1975), marcas onduladas geradas por correntes apresentam valor de  $RI$  superiores a 15. Por outro lado, valores de  $RI$  menores do que 4 indicam que as marcas são geradas por ondas. O índice de assimetria, por sua vez, segundo (DURÁN et al., 2018), pode variar entre -1 e +1, sendo que os valores positivos indicam transporte no sentido da face 1 para a face 2 e os valores negativos, transporte da face 2 para a face 1 (Figura 5).

Figura 5: Parâmetros dimensionais das dunas subaquosas.

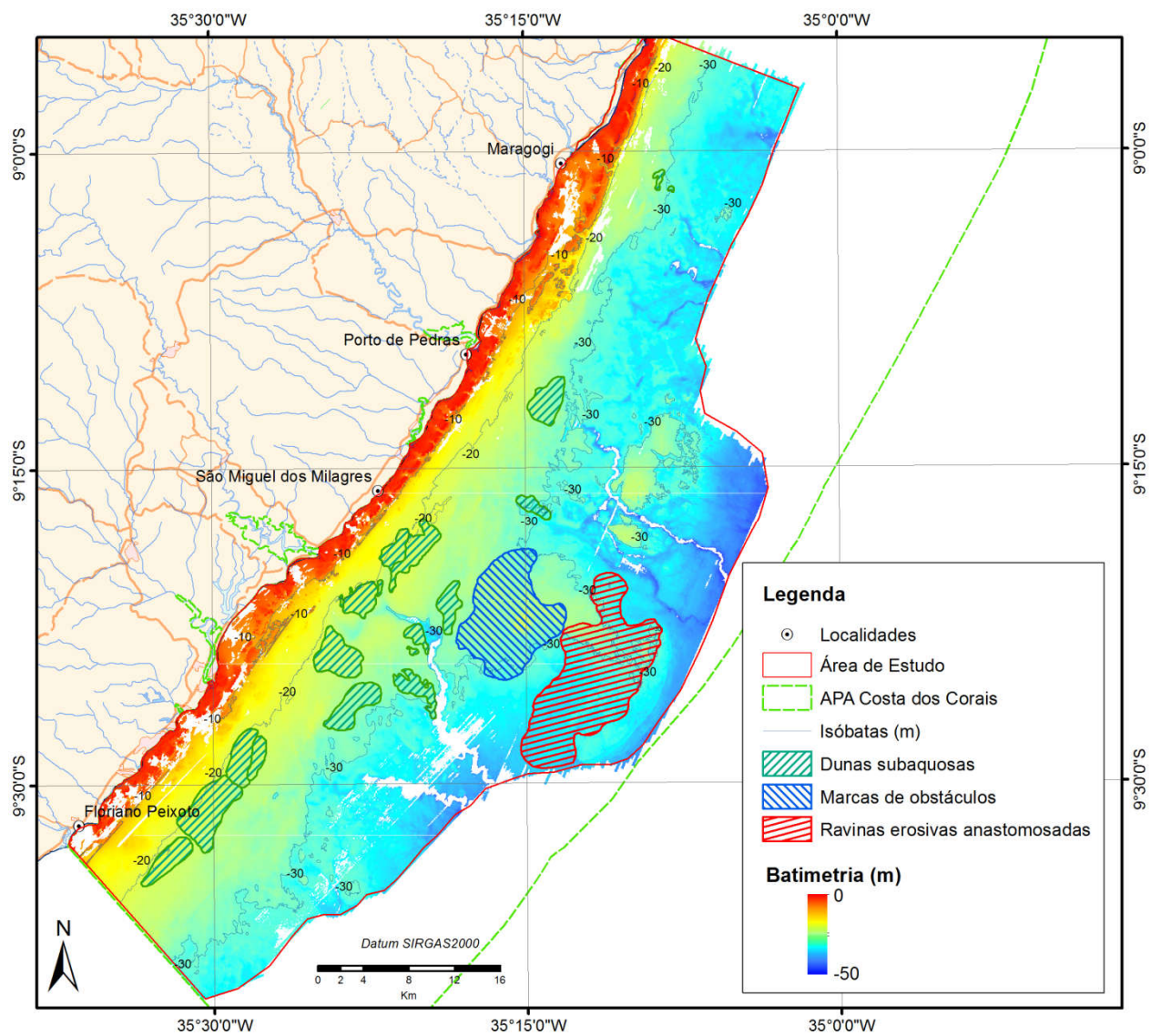


Fonte: O autor

No caso das marcas de obstáculo, foram identificadas 65 feições tipicamente caracterizadas como tal entorno de -25 m a -30 m de profundidade (Figura 6), de acordo com as definições apresentadas em Werner e Newton (1975) e Werner et al. (1980). A posição de cada obstáculo foi definida a partir das imagens de reflectância e do  $BPI < 110 >$ . Este fator de escala foi escolhido por ser um valor intermediário entre as dimensões horizontais destas feições. Para caracterizá-las e dimensioná-las, foram traçados um perfil longitudinal do limite a montante do obstáculo até o limite a jusante da cauda e dois perfis transversais: um ao obstáculo e outro à cauda, em seu ponto de máxima largura. Em seguida, as medidas da altura e largura do obstáculo, largura e comprimento da cauda e comprimento total da marca foram tomadas e a razão entre a largura máxima da cauda e o comprimento total foi calculada, conforme descrito por Werner et al. (1980). Sempre que possível, as imagens do  $BPI < 110 >$  foram usadas para identificar as formas individuais características destas marcas, como apresentadas em Werner et al. (1980): depressão crescente, sombra arenosa, depressão da cauda e bulbo frontal.

Finalmente, para descrever as ravinas erosivas anastomosadas, um conjunto de 491 perfis batimétricos foram extraídos das imagens do  $BPI < 70 >$ , de forma transversal aos canais que caracterizam estas feições, localizadas entre -25 m e -40 m de profundidade (Figura 6). Destes perfis, foram calculadas a largura e profundidade dos canais empregando procedimento análogo aos adotado com as demais feições.

Figura 6: Localização dos campos de dunas, marcas de obstáculos e ravinas erosivas anastomosadas na plataforma continental norte de Alagoas.



Fonte: O autor.

### 3 RESULTADOS

Este capítulo apresenta os resultados deste trabalho na forma de dois artigos científicos. O primeiro trata-se de um artigo de revisão que apresenta o estado da arte das feições sedimentares da plataforma alagoana e foi submetido à Revista Brasileira de Geomorfologia (ISSN 2236-5664). O segundo é um artigo em fase de finalização com colaboradores internacionais objetivando sua preparação para submissão à revista *Marine Geology* (ISSN 0025-3227).

#### **3.1 Aspectos do estado da arte dos estudos sobre as feições sedimentares em plataformas continentais tropicais com ênfase na plataforma continental de Alagoas, nordeste do Brasil. (Aspects on the state of the art in tropical continental shelves' sedimentary features studies, emphasizing the Alagoas shelf, northeast of Brazil)**

*Manuscrito submetido à REVISTA BRASILEIRA DE GEOMORFOLOGIA*

#### **Resumo**

Este trabalho apresenta uma revisão do estado da arte dos conhecimentos de feições sedimentares características de plataformas continentais tropicais. Para ilustrar a ocorrência destas feições foram escolhidas as feições encontradas na plataforma alagoana, uma das regiões mais carentes de informação na costa brasileira. Desta forma, o leitor poderá ser introduzido ao tema das feições sedimentares de plataformas continentais tropicais, bem como encontrar as feições características da plataforma alagoana. A base deste levantamento foram os dados de batimetria e reflectância LiDAR, disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil para as plataformas interna e média, com alta densidade espacial (1 m X 1 m) e acurácia vertical (~10 cm), bem como as referências encontradas em trabalhos anteriores que caracterizaram esta região e outras plataformas tropicais semelhantes. As feições tipicamente encontradas e descritas foram divididas em: bancos costeiros inconsolidados, paleocanais e *canyons* submarinos, prados de gramas marinhas e bancos algálicos, marcas onduladas e dunas subaquosas, estruturas do tipo *hummocks*, marcas de obstáculos, rochas praias e recifes biogênicos.

**Palavras-chave:** Plataforma continental; Feições sedimentares; Alagoas

## **Abstract**

This paper shows a state of the art review on the knowledge about tropical continental shelves' sedimentary features. In order to illustrate the concepts, it's been chosen the Alagoas continental shelf features (NE of Brazil), one of the most information deprived sectors of the Brazilian shelf. In this way, the reader will be introduced to the tropical shelves' sedimentary features concepts, as well as the Alagoas shelf characteristic bottom features. The basement for this review are the bathymetric and reflectance LiDAR data, provided by the Geological Survey of Brazil for the inner and mid shelf, with high spatial density (1 m X 1 m) and vertical accuracy (~10 cm), as well as past literature about the theme on the Alagoas shelf and other similar regions worldwide. The typical features described are divided as follows: coastal sedimentary banks, paleochannels and canyons, marine seagrasses and algal banks, ripple marks and subaqueous dunes, hummocks, comet marks, beachrocks and biogenic reefs.

**Keywords:** Continental shelf; Sedimentary features; Alagoas

## **1 Introdução**

Este artigo tem por objetivo o levantamento do estado atual do conhecimento das feições de fundo em plataformas continentais de regiões tropicais, com especial ênfase nas feições encontradas na plataforma continental de Alagoas, nordeste do Brasil. A escolha desta região como exemplo se deve ao recente levantamento batimétrico aerotransportado realizado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) (ASSIS et. al., 2015). Esta técnica permite o levantamento em uma malha altamente densa de dados com precisão vertical decimétrica (e.g. CHUST et al., 2008; COSTA; BATTISTA; PITTMAN, 2009; GUENTHER et al., 2000; LONG et al., 2010), possibilitando a caracterização das feições em escala de detalhe desde a zona emersa da praia até profundidades superiores a 40 m, a depender da turbidez da água.

Até então, a plataforma alagoana era um dos trechos do litoral brasileiro com menor quantidade levantamentos realizados e dados publicados. A maior parte dos levantamentos foi realizada por programas governamentais entre as décadas de 1970 e 2000, em escala regional (e.g. COUTINHO, 2000; FRANÇA, 1979), ou mais recentemente restritos à zona costeira (e.g. ARAÚJO et al., 2006; SANTOS, 2010).

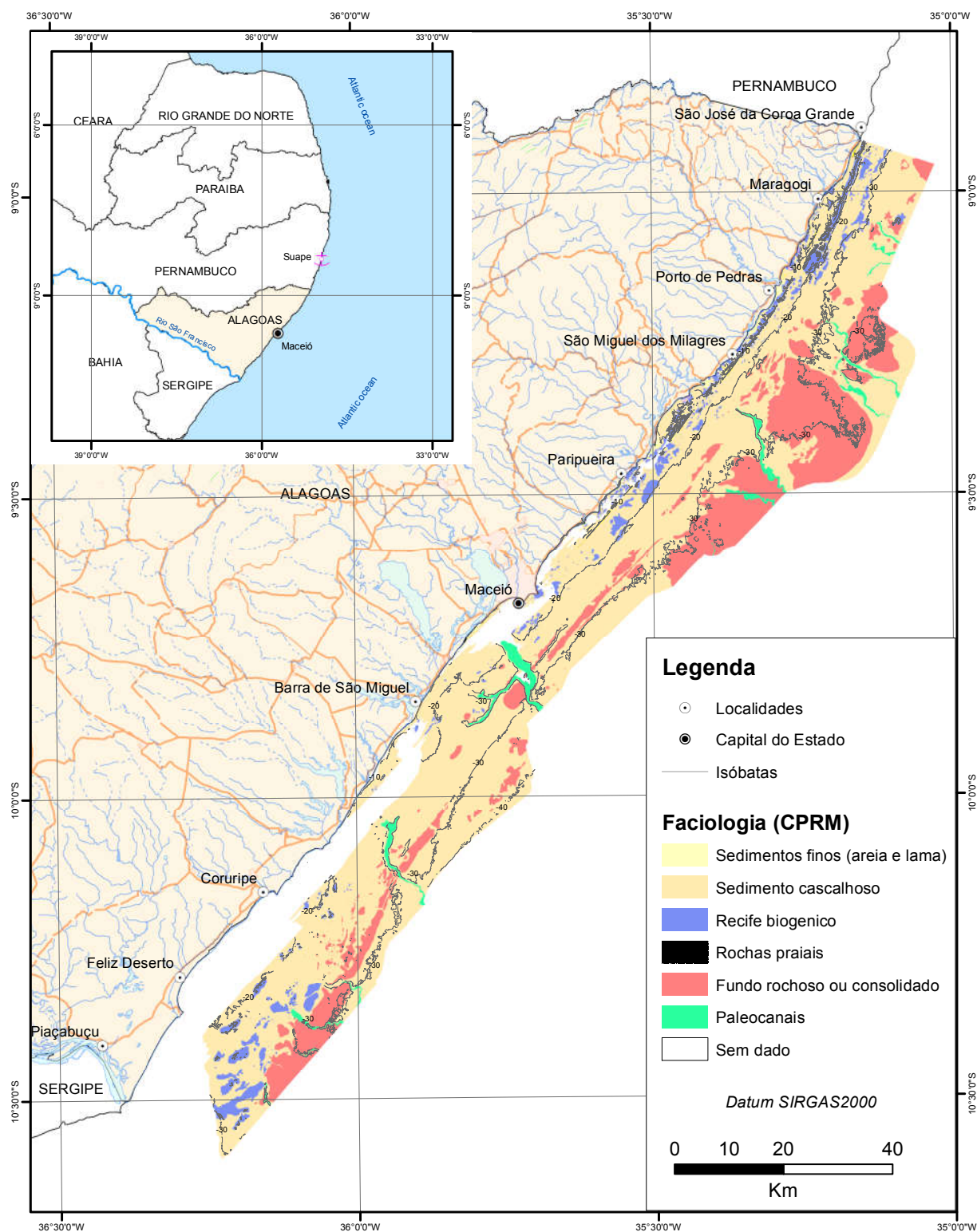
Desta forma, o leitor poderá ser introduzido ao tema das feições geomorfológicas de plataformas continentais tropicais bem como compreender o estado atual do conhecimento das feições de fundo na plataforma continental de Alagoas, tão carente de informações.

## **2 Plataforma Continental de Alagoas**

A plataforma continental adjacente ao estado de Alagoas apresenta relevo acidentado na porção interna, relativamente plano nas porções média e externa e sua quebra ocorre em profundidades que variam entre 60 e 80 m (SANTOS, 2010). A largura máxima de cerca de 40 km ocorre no setor entre Porto de Pedras e Maceió. A partir da capital em direção ao sul, a plataforma estreita-se abruptamente para uma média de 20 km até a foz do Rio São Francisco, na divisa com Sergipe (FRANÇA, 1979). Alguns paleocanais cortam as plataformas média e externa até o talude continental. Este é o caso do Canal de Maceió, cuja cabeceira é notável a cerca de 6 km ao sul da capital, aproximadamente na direção da desembocadura da Lagoa Mundaú, a partir da isóbata de 20 m influenciando até a isóbata de 2800 m já no talude (FRANÇA, 1979). O Canal de Maceió apresenta uma bifurcação em sua margem direita que indica que no passado, quando o nível do mar mais baixo expôs a plataforma, o Rio São Miguel, provavelmente, corria sobre a atual plataforma naquele trecho de SW para NE até se tornar um afluente do que foi o Rio Mundaú (ASSIS et al., 2015; FRANÇA, 1979). Mais ao norte, outros paleocanais foram destacados por Assis et al. (2015), provavelmente esculpidos pelos rios Manguaba e Camaragibe, na região entre Porto de Pedras e Barra de Santo Antônio. Ao sul de Maceió, o mesmo levantamento identificou pelo menos dois outros paleocanais em latitudes entre 10° S e 10°30' S (Figura 1).

Na plataforma interna, merecem destaque os recifes biogênicos e recifes de arenito mais comuns na porção ao norte de Maceió. Na plataforma média, o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) encontrou estruturas indicativas de transporte sedimentar de sudoeste para nordeste ao longo de praticamente todo o litoral alagoano, em profundidades entre 15 e 35 metros. São estruturas dos tipos dunas subaquosas e marcas de obstáculos que, por suas características de tamanho e geometria, devem ter sido geradas por correntes atuantes por longos períodos (ASSIS et al., 2016a, 2016b, 2016c, 2016d) (Figura 1).

Figura 1: Faciologia simplificada da plataforma interna e média de Alagoas.



Fonte: Adaptado de Assis et al. (2016a, 2016b, 2016c, 2016d)).

De acordo com Bittencourt et al. (2005), as ondas incidentes na costa nordestina variam entre NE e SSE, tendo as primeiras alturas médias de 1 m e períodos de 5 s e as segundas, 1,5 m e 6,5 s. As marés na costa Alagoana podem ser classificadas



como mesomarés semidiurnas (ARAÚJO et al., 2006), com variação chegando a aproximadamente 2,5 metros, segundo dados da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil. Além disso, análise das previsões de maré da DHN para os portos de Maceió/AL e de Suape/PE mostram que há um ligeiro atraso na chegada da onda de maré no segundo em relação ao primeiro, o que pode apontar para um sentido de SW para NE da corrente de maré neste trecho da costa. Por fim, a circulação atmosférica na região é dominada pelo sistema de ventos alísios do Atlântico Sul e variam sazonalmente, com a posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) entre NE e ESE (DOMINGUEZ; BITTENCOURT; MARTIN, 1992).

### **3 Aspectos gerais da sedimentação sobre plataformas continentais**

Os fatores controladores da sedimentação em ambientes marinhos incluem o clima, os movimentos tectônicos e as mudanças no nível relativo do mar e suas implicações sobre o fluxo energético do ambiente, o aporte sedimentar e o espaço de acomodação (CATUNEANU, 2006).

Bridge e Demicco (2008) destacam os seguintes fatores de controle da sedimentação sobre plataformas continentais e zonas costeiras:

- (i) *Hidrodinâmica*: Os processos hidrodinâmicos (ondas, correntes e marés) são responsáveis pelo transporte e distribuição dos sedimentos sobre as áreas de plataforma continental. Correntes geradas por ondas de gravidade e pelo cisalhamento do vento na superfície são particularmente importantes em zonas de plataforma ladeadas por mar aberto. Correntes de maré, por sua vez, são mais influentes em corpos d'água semifechados, como baías e estuários, mas também tem influência em regiões de plataforma aberta, especialmente, em regimes de meso e macromarés, onde podem se somar a outros mecanismos de transporte sedimentar e controlam o nível de base de ondas.
- (ii) *Suprimento de sedimentos terrígenos*: o suprimento de sedimentos de origem continental para a zona costeira e plataforma depende, em última análise, do aporte carregado por rios e este, por sua vez, depende do tipo de rochas, relevo, clima, vegetação, atividade tectônica e do tamanho das bacias de drenagem. A taxa de suprimento sedimentar pelos rios é diretamente proporcional ao volume de água carregada e à declividade do

rio e inversamente proporcional ao tamanho médio dos grãos, de forma que grandes quantidades de sedimentos lamosos são despejadas na costa por rios que correm sobre relevos suaves, a exemplo do rio Amazonas (norte do Brasil), e sedimentos ricos em areia grossa e cascalho são carregados para a zona costeira por rios que descem encostas mais íngremes, como é o caso do rio Cooper, na costa da Carolina do Sul (EUA). As regiões que se encontram afastadas de grandes rios são dominadas por sedimentação autóctone de origem química ou biológica e o clima é o principal fator controlador dos tipos de sedimentos depositados.

- (iii) *Clima*: o clima nas bacias de drenagens de grandes rios, afeta a descarga de água (e, portanto, o aporte sedimentar) na costa e plataforma continental. Mas, o clima também controla a produção de sedimentos autóctones de origem biogênica e química, na medida em que controla a temperatura e salinidade da água. A maior parte do carbonato de cálcio biogênico depositado nas plataformas continentais modernas é proveniente dos esqueletos de algas verdes e vermelhas e de corais hermatípicos, característicos de regiões tropicais, enquanto oólitos calcários e lamas carbonáticas são precipitados quimicamente da água em regiões de clima seco, onde o balanço positivo entre evaporação e precipitação leva a supersaturação da água. Indiretamente, o clima também controla a distribuição de sedimentos ao longo da plataforma, por afetar a movimentação da água, através de ventos geradores de ondas e correntes.
- (iv) *Atividade orgânica*: a abundância de organismos marinhos é controlada pela temperatura, salinidade, intensidade luminosa, turbidez, concentração de oxigênio dissolvido e disponibilidade de nutrientes na água. Os organismos bentônicos vivem sobre o leito ou nos primeiros centímetros da coluna sedimentar e seus hábitos de vida são adaptados às condições físicas, químicas e biológicas do ambiente. Existe um compromisso mútuo entre a biota bentônica e as condições hidrodinâmicas e de transporte sedimentar. Por exemplo, organismos filtradores e detritívoros comumente agregam partículas finas de argila, formando pelotas maiores que podem ser mais facilmente erodidas e transportadas como carga de fundo. No

processo, estes organismos podem destruir completamente as estruturas sedimentares primárias ao escavar os sedimentos em busca de alimento e de abrigo (e.g. MEYSMAN; MIDDELBURG; HEIP, 2006). Além disso, plantas e animais bentônicos podem contribuir para a estabilização do leito através da secreção de muco, ou da construção de armadilhas sedimentares (e.g. HEMMINGA; DUARTE, 2000; LEÃO; KIKUCHI; TESTA, 2003), ou ainda pela indução de precipitação de sedimentos químicos (e.g. VOUSDOKAS; VELEGRAKIS; PLOMARITIS, 2007).

- (v) *Química da água*: a salinidade e a proporção entre os elementos maiores nas águas superficiais marinhas não varia significativamente nas águas oceânicas em escala global (LIBES, 2009). Entretanto, variações locais na composição química da água podem levar a mudanças nas atividades biológicas e na formação de sedimentos de origem química nestes ambientes. Por exemplo, a baixa salinidade e alta turbidez da água próxima à desembocadura de rios podem ser responsáveis pela baixa diversidade específica nestes ambientes, ou ainda a alta concentração de sílica no mesmo ambiente pode levar a florações de diatomáceas. Outro exemplo vem da precipitação de fosforitas biogênicas que pode ocorrer nas zonas de ressurgência nas bordas de plataformas, decorrente do afloramento de águas profundas ricas em fósforo (e.g. ARNING et al., 2009).
- (vi) *Propriedades físicas da água do mar*: A densidade da água do mar depende da sua temperatura, salinidade e conteúdo de sedimentos em suspensão e a diferença de densidade entre diferentes massas de água leva a formação de correntes de densidade (NICHOLS, 2009). Por exemplo, as águas frias ou carregando muito sedimento de um rio podem afundar e fluir junto ao leito ao chegar à plataforma e eventualmente transformar-se em correntes de turbidez, que tem importante papel na modelagem de feições de borda de plataforma.

#### **4 Feições geomorfológicas do leito em plataformas continentais**

Esta seção reúne os principais tipos de feições sedimentares encontradas no leito de plataformas continentais tropicais, apresentando exemplos encontrados na

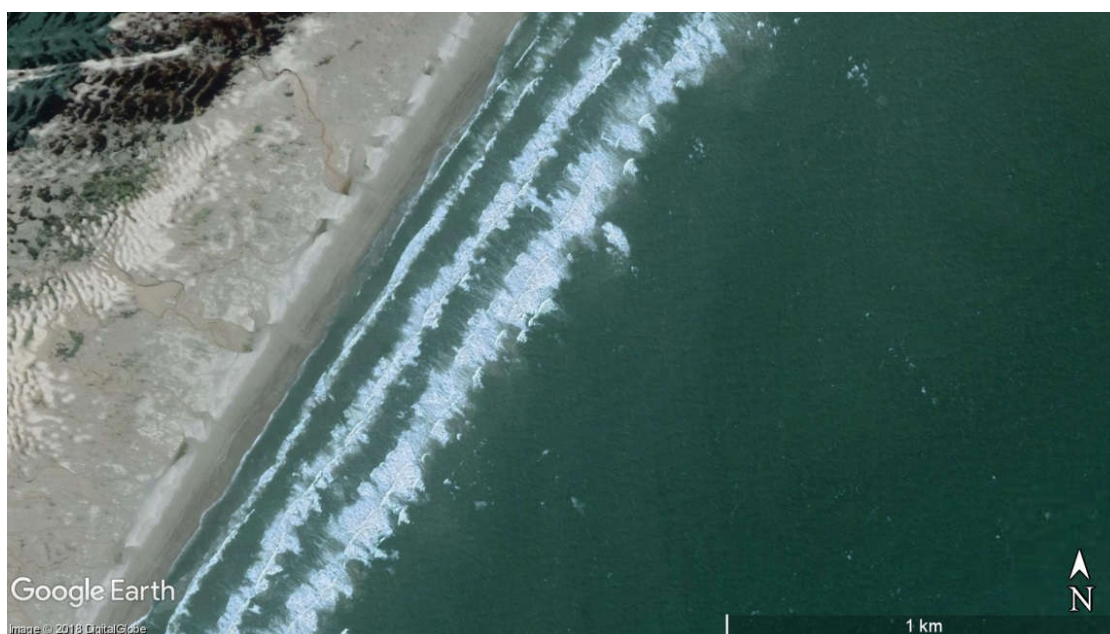
plataforma de Alagoas e, sempre que possível, comparando-as com outras regiões semelhantes do mundo.

#### 4.1 Bancos costeiros

Diversos tipos de bancos costeiros de sedimento inconsolidado podem ser encontrados na plataforma interna: por exemplo, bancos de arrebentação e barras de costa afora (SUGUIO, 1992). De modo geral, pode-se dizer que são predominantemente arenosos, de forma alongada, longitudinais à costa e com tamanhos atingindo poucos metros de altura e dezenas de metros de comprimento. São formados, sobretudo, pela ação de ondas na costa e das correntes por elas induzidas. (PONZI, 2004; SUGUIO, 1992) e protegem a costa da atuação erosiva destes agentes (e.g. HANLEY et al., 2014).

O setor mais ao norte da plataforma interna de Alagoas, especialmente ao norte da capital Maceió, a presença de recifes de origens diversas próximos à costa (ASSIS et al., 2015) inibe a formação destes bancos ao reduzirem o papel das ondas na linha de costa. Por outro lado, na região ao sul de Maceió até a desembocadura do São Francisco, a ausência de recifes costeiros faz com que a modelagem costeira seja dominada pela ação de ondas (SANTOS, 2010) sendo, portanto, propícia à formação de bancos arenosos costeiros longitudinais à praia (Figura 2).

Figura 2: Imagem de satélite da planície costeira ao norte da desembocadura do rio São Francisco. As diferentes linhas de arrebentação de ondas marcam a posição de diferentes bancos arenosos costeiros.



Fonte: Digital Globe, Google Earth, 2018.

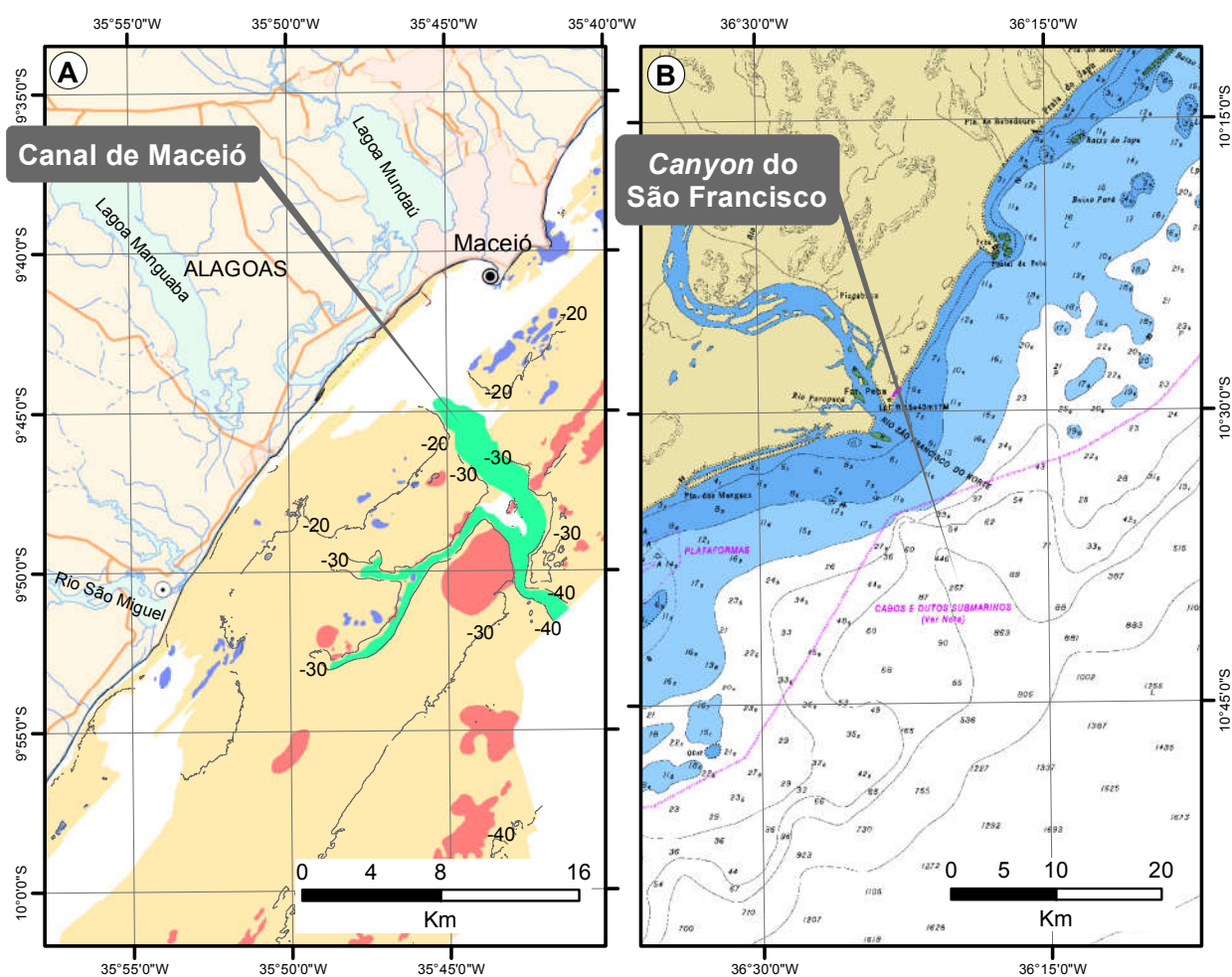
#### 4.2 Paleocanais e canyons submarinos

Em decorrência das flutuações do nível médio do mar ocorridas durante o Quaternário, grande parte das áreas atualmente ocupadas pelas plataformas continentais esteve exposta a ambiente erosivo subaéreo durante a maior parte do tempo neste período (SUGUIO, 2010). Como consequência, os rios que hoje deságuam na costa, não raro, corriam sobre as plataformas, esculpindo canais até a sua quebra (DEAN; DALRYMPLE, 2001; LEEDER, 2011). Atualmente, estes canais ou vales incisos estão submersos e são usualmente referidos como paleocanais, pois deixaram de ser ativos. Nos casos em que estes canais se aprofundaram e alcançaram o talude continental, eles deram origem a *canyons* submarinos (e.g. FRANÇA, 1979), que se expandem através de correntes de turbidez e fluxos de detritos que erodem a cabeceira fazendo-a recuar em direção ao continente (e.g. GAMBERI et al., 2015).

Na plataforma alagoana atual, diversos paleocanais são conhecidos pelo menos desde a década de 1970 (FRANÇA, 1979; FRANCISCONI et al., 1974; ZEMBRUSCKI et al., 1972) e foram mapeados em escala mais detalhada até a plataforma média pelo Serviço Geológico do Brasil (ASSIS et al., 2015). O mais proeminente paleocanal ali encontrado é o canal de Maceió (Figura 3A), que se estende na direção geral de Noroeste para Sudeste e cuja cabeceira é notável a partir da profundidade aproximada de 20 m, a 6 km a sudeste da capital do estado e alcança 2800 m de profundidade desaguando no talude (FRANÇA, 1979). Como parece indicar o levantamento do Serviço Geológico do Brasil, o canal de Maceió deve ter sido esculpido pelo rio Mundaú que corria sobre a plataforma tendo como afluentes os rios São Miguel e Manguaba, que atualmente apresentam fozes separadas na costa (ZEMBRUSCKI et al., 1972). O mesmo trabalho aponta para o possível controle tectônico no curso destes rios ao reconhecer ângulos retos nos seus cursos, indicando que eles correriam sobre falhas tectônicas, hipótese também levantada por Araújo et al. (2006).

Como se pode notar na carta batimétrica 1000 da DHN (Figura 3B), nas proximidades da divisa Sergipe-Alagoas, ligeiramente a sudeste da desembocadura atual do rio de mesmo nome, localiza-se o *canyon* do São Francisco, cuja cabeceira é observada a partir da profundidade de 15 m, alcançando 700 m já no talude com largura de 11 km na borda da plataforma (FIGUEIREDO JR. et al., 2011; KEMPF, 1970).

Figura 3: (A) Canal de Maceió como visto no levantamento batimétrico do Serviço Geológico do Brasil; e (B) inflexão das linhas isobatimétricas em carta batimétrica da DHN mostrando a posição do *canyon* do São Francisco.



Fonte: (A) Adaptado de Assis et al. (2016b); (B) Adaptado da carta 1000 da DHN.

#### 4.3 Prados de gramas marinhas e Bancos algálicos

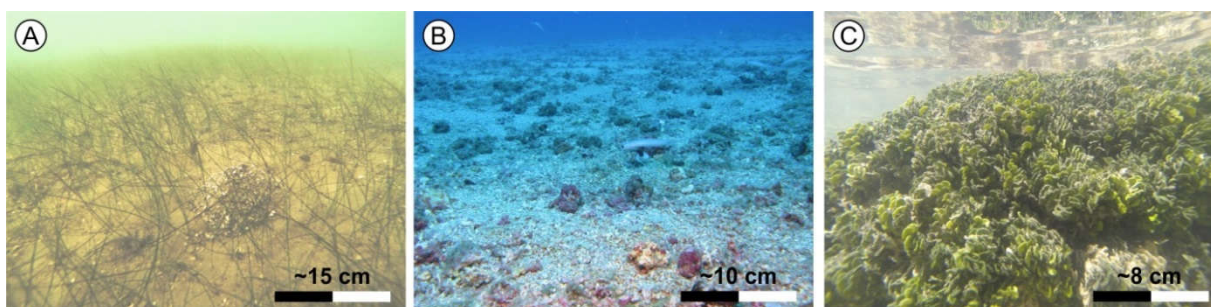
Nas plataformas interna e média de regiões tropicais, onde as águas são claras o bastante para a penetração de luz solar até o leito, manchas e bancos de sedimento arenoso são propícios à formação de prados de fanerógamas (TESTA; BOSENCE, 1998) (Figura 4A). Estas plantas possuem raízes que as permitem ancorar-se no fundo arenoso em áreas bem iluminadas pelo sol e formam extensos prados que podem ser importantes habitats de invertebrados marinhos, peixes e mamíferos marinhos (VAN DER HEIDE et al., 2012), tais como os peixes-boi (*Trichechus manatus*) ainda encontrados na costa alagoana (PAES, 2002).

Algas vermelhas da família *Corallinaceae*, que precipitam esqueleto carbonático não articulado, em forma maciça ou ramificada (BATHURST, 1975) também são comuns em plataformas tropicais, especialmente nas porções média e externa, onde as

águas tem menos sedimentos em suspensão e é menor o efeito de ondas e correntes sobre o leito (AMADO FILHO et al., 2012; DIAS; VILLAÇA, 2012). São comumente chamados de rodolitos ou *mäerl*, seus esqueletos são compostos de Calcita altamente magnésiana ou Aragonita e alcançam o tamanho de seixos. Estas algas formam depósitos por vezes referidos como bancos de rodolitos (Figura 4B), onde são comuns as interações com macroalgas foliosas, atuando os rodolitos como substrato para fixação destas últimas (FOSTER et al., 2013). Ocorrem em diversas partes do litoral brasileiro (COUTINHO, 2000) e, na plataforma alagoana, os bancos de rodolitos encontram-se na plataforma média especialmente no setor ao norte de Maceió (ASSIS et al., 2016a, 2016b).

Algas calcárias verdes do gênero *Halimeda* (família *Codiaceae*) também são bastante comuns na plataforma nordeste brasileira (COUTINHO, 2000). Elas ocorrem nas plataformas média e externa, mas aparecem associados a bancos recifais também na plataforma interna (LEÃO; KIKUCHI; TESTA, 2003) (Figura 4C). Na plataforma média alagoana, seus esqueletos carbonáticos são responsáveis por significativa parte da cobertura sedimentar.

Figura 4: (A) Banco de fanerógamas na plataforma continental interna de Alagoas, nas proximidades da localidade de São Miguel dos Milagres; (B) banco de rodolitos na plataforma média de Pernambuco, na latitude aproximada de Recife; e (C) algas verdes vivas do gênero *Halimeda* sobre estrutura recifal em franja, próximo a Maragogi (AL).



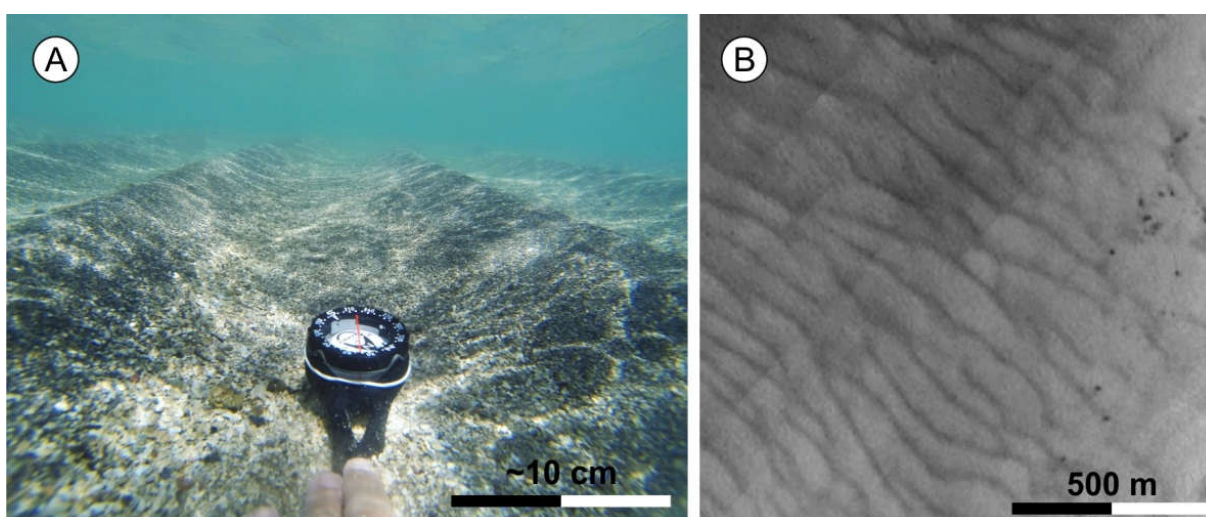
Fonte: O autor.

#### 4.4 Marcas onduladas e dunas subaquosas

Como dizem os próprios nomes, marcas onduladas e dunas subaquosas são ondulações verticais periódicas do leito, transversais à direção do fluxo dominante (REINECK; SINGH, 1975) que se diferenciam umas das outras pelo tamanho. Ashley (1990), em artigo que resumia as conclusões do simpósio intitulado “Classificação de formas de fundo transversais de grande escala”, organizado três anos antes pela *Society for Sedimentary Geology* (SEPM) com a participação de 27 pesquisadores da área, representando a *expertise* que se tinha até então, propôs

uma uniformização dos nomes dados a estas feições, a partir da conclusão de que podem ser separadas em apenas dois grupos, cada um com origem e características em comum. Segundo aquela autora, observações em campo mostram que tais feições podem ocorrer em uma vasta gama de ambientes entre fluxos canalizados em rios, baías costeiras de cobertura arenosa e sujeitas a fluxos canalizados bidirecionais causados por marés ou em plataformas continentais dominadas por correntes geostróficas, tempestades ou por correntes de maré ou geradas por ondas. Por isso, as feições teriam recebido tantas denominações diferentes, embora injustificadas. As marcas onduladas (*ripples*) apresentam comprimentos de onda geralmente menores do que 0,6 m (Figura 5A) e as dunas subaquosas, maiores do que 1 m (Figura 5B).

Figura 5: (A) Fotografia submarina de marcas onduladas na plataforma continental interna de Maragogi (AL); e (B) Imagem de reflectância LiDAR de dunas subaquosas na plataforma continental média de Alagoas, nas proximidades de Floriano Peixoto.

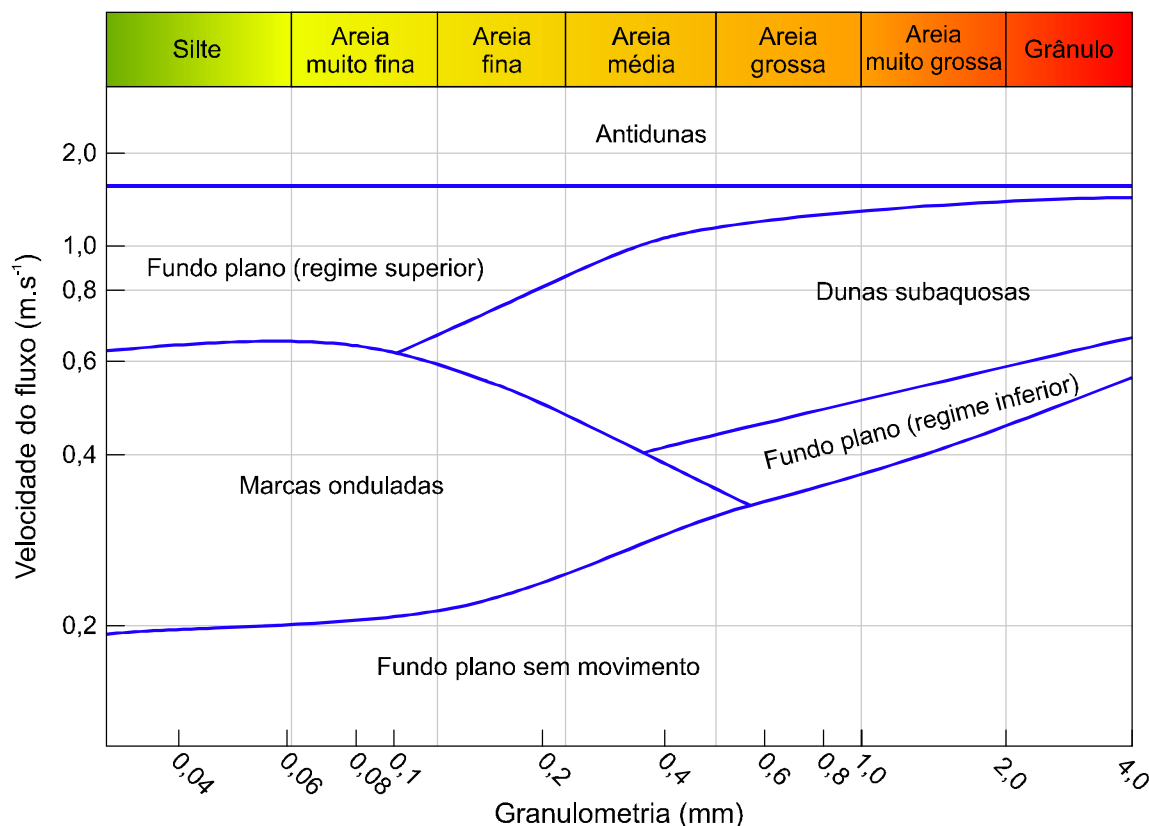


Fonte: (A) O autor; (B) Adaptado de Assis et al. (2016b).

A partir desta separação em dois grupos, as feições são diferenciadas através de qualificadores quanto a sua forma e escala de tamanho, tais como simétricas ou assimétricas, bi ou tridimensionais, de pequena, média, grande ou muito grande escala. O mesmo trabalho aponta o controle exercido pela velocidade do fluxo junto ao fundo e a granulometria sobre a formação das feições, como pode ser visto na Figura 6, a seguir.



Figura 6: Diagrama que mostra a formação de formas de fundo transversais ao fluxo em função da granulometria dos sedimentos e da velocidade do fluxo.

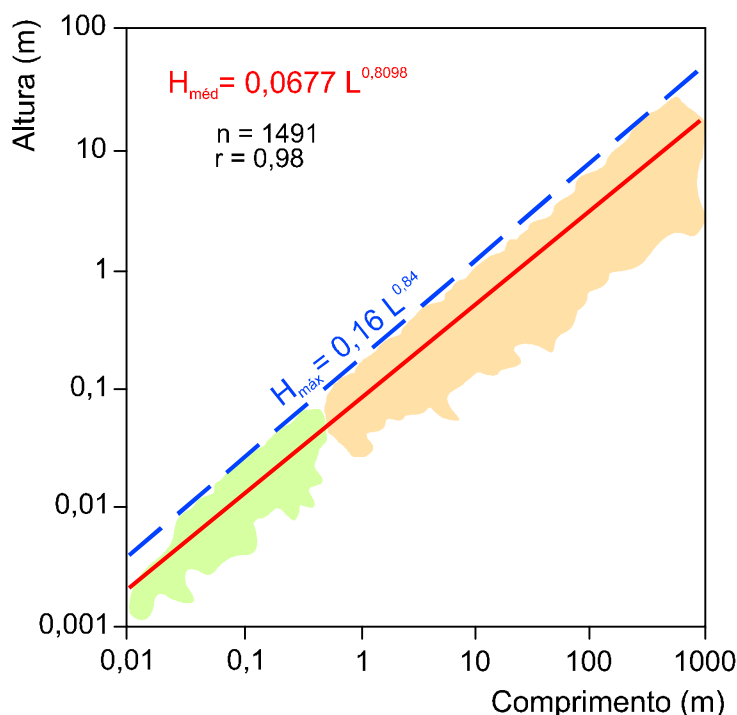


Fonte: Adaptado de Ashley (1990), p. 161, e Nichols (2009), p.58.

Flemming (2000) aponta que, ao contrário do que concluíram trabalhos anteriores, a espessura da lâmina d'água não é fator limitante primário para o desenvolvimento das feições, como o são a granulometria e a velocidade do fluxo. Segundo este autor, havendo sedimentos disponíveis em quantidade suficiente, as dunas crescem até que a aceleração do fluxo sobre suas cristas ultrapasse um valor crítico para a suspensão dos sedimentos que depende da granulometria dos sedimentos. Desta forma, o tamanho das dunas (comprimento e altura) e a profundidade do fluxo são fatores intrinsecamente ligados, mas a relação depende ainda da granulometria dos sedimentos. Em geral, pode-se dizer que leitos cobertos por sedimentos grossos formam dunas com maior razão comprimento/profundidade e menor razão altura/profundidade do que aqueles cobertos por areias finas.

O mesmo autor, em trabalho anterior (FLEMMING, 1988), apresentou uma compilação de dados de altura e comprimento de marcas onduladas e dunas subaquosas que aponta para a existência de um valor máximo para a razão altura/comprimento das feições, bem como para a existência de uma média global para este parâmetro. Os resultados podem ser resumidos na Figura 7 a seguir.

Figura 7: Diagrama de dispersão dos dados de altura e comprimento de marcas onduladas (em verde) e dunas subaquosas (em laranja), compilados por Flemming (1988). A linha tracejada em azul marca o limite máximo encontrado para a relação altura X comprimento e a linha contínua vermelha marca a média dos dados, ajustada por uma função exponencial a partir de 1491 dados com coeficiente de correlação de 0,98.



Fonte: Flemming (1988), p.46.

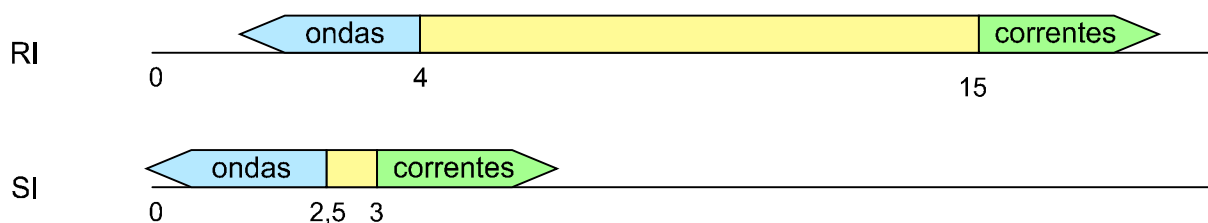
Reineck e Singh (1975) sugerem parâmetros geométricos destas feições que se correlacionam com seus agentes modeladores. São eles o índice de ondulação ( $RI$ ), que representa a razão entre o comprimento e a altura da feição, e o índice de simetria ( $SI$ ), que relaciona os comprimentos das projeções horizontais das faces de barlamar e de sotamar, conforme indicado pelas equações que se seguem.

$$RI = \frac{\text{comprimento}}{\text{altura}} \quad (\text{Eq. 3.1})$$

$$SI = \frac{\text{face de barlamar}}{\text{face de sotamar}} \quad (\text{Eq. 3.2})$$

O índice de ondulação é, portanto, um valor adimensional sempre maior do que 1, porque na prática a altura da feição é sempre menor do que o seu comprimento. O índice de simetria, por sua vez, também é um número adimensional que pode ser maior ou igual a 1, pois as duas faces podem ter o mesmo tamanho e a duna pode ser perfeitamente simétrica. Segundo Tanner (1967) e Boersma (1970), os valores obtidos para estes índices indicam se o agente de transporte responsável pela formação das feições é unidirecional (corrente) ou bidirecional (ondas) ou uma combinação de ambos, de acordo com o mostrado na Figura 8.

Figura 8: Esquema simplificado para distinguir entre feições transversais de fundo geradas pela ação de ondas ou correntes.



Fonte: Adaptada de Reineck e Singh (1975), p. 27.

O levantamento geomorfológico e textural realizado pelo Serviço Geológico do Brasil (Figura 1) encontrou dunas subaquosas de média e grande escala com formas variando entre bi e tridimensionais ao longo de toda a plataforma média do estado (ASSIS et al., 2016a, 2016b, 2016c, 2016d). Suas características dimensionais e os índices de ondulação e de simetria indicam que se tratam de feições de fundo geradas por correntes de longo termo.

#### 4.5 Hummocks

*Hummocks* são ondulações irregulares do leito marinho de forma circular a elíptica com, no máximo, poucos centímetros de altura e que tendem a ocorrer em campos extensos em plataformas cobertas por sedimentos arenosos de composição siliciclástica. São gerados por ondas de tempestade que removem e redepositam os sedimentos arenosos logo em seguida. A sucessão de eventos tempestuosos gera pacotes sedimentares com estratificação cruzada característica e que podem ter até alguns metros de espessura. (SURLYK; NOENYGAARD., 1986).

Martins e Coutinho (1981) e Coutinho (2000) relatam a ocorrência de campos de *Hummocks* na extremidade sul da plataforma alagoana, ao norte da foz do Rio São Francisco, que carrega significativa quantidade de sedimentos arenosos siliciclásticos e inibe os processos de deposição carbonática comuns na porção norte.

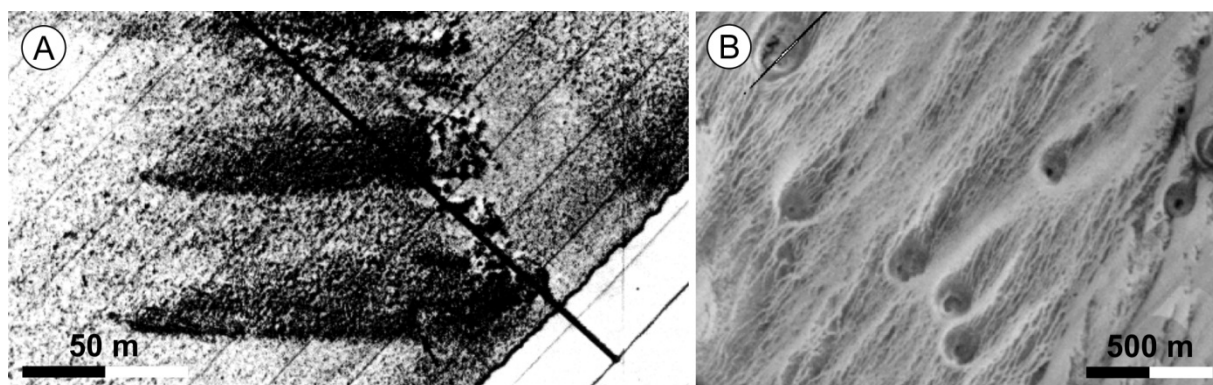
#### 4.6 Marcas de obstáculos (*comet marks*)

Marca de obstáculo é a tradução adotada pelo Serviço Geológico do Brasil para *comet mark*, do inglês (ASSIS et. al., 2016b). Como definido por Werner e Newton (1975), são feições longitudinais caracterizadas pela presença de um obstáculo que altera o fluxo hidrodinâmico em seu entorno e que foram nomeadas por apresentarem uma longa marca erosiva a jusante do obstáculo que lembra a forma de um cometa, com uma cabeça arredondada e uma longa cauda (Figura 9A). Segundo aqueles autores, estas marcas são esculpidas por fluxo unidirecional em águas rasas onde o leito é coberto por uma fina camada de sedimento arenoso

depositada sobre sedimentos mais grossos. Normalmente, o obstáculo é um afloramento rochoso, biogênico ou não. Podem ser observados em imagens de sonar de varredura lateral ou do sinal retroespalhado por ecobatímetros multifeixes (e.g. BONALDO et al., 2016; FLEMMING, 1984; GARLAN; MARCHÈS; BRENON, 2015;). Em ambos os casos, a feição é delimitada pelas diferenças entre o sinal retroespalhado pelo obstáculo, pela cauda e pelos sedimentos circunvizinhos.

Recentemente, Assis et al. (2016b) reportaram a ocorrência de marcas de obstáculos na plataforma média de Alagoas. São feições que foram observadas através de levantamento LiDAR aerotransportado (ALB) aproximadamente a 25 m de profundidade e que alcançam centenas de metros de comprimento e dezenas de metros de largura (Figura 9B).

Figura 9: (A) Marcas de obstáculo encontradas na plataforma continental sul-africana por Flemming (1984); e (B) marcas de obstáculo encontradas na plataforma média alagoana por Assis et al. (2016b).



Fonte: (A) Flemming (1984), p. 114; (B) Adaptada de Assis et al. (2016b).

#### 4.7 Rochas praias (*beachrocks*)

Rochas praias são arenitos ou conglomerados costeiros formados a partir da cimentação de sedimentos arenosos e/ou cascalhosos da praia. O principal cimento constituinte destas rochas é carbonático na forma de calcita altamente magnesiânica ou cragonita (VOUSDOUKAS; VELEGRAKIS; PLOMARITIS, 2007), mas também já foram reportadas rochas deste tipo com cimentos silicosos ou ferrosos (HOPLEY, 1986). O processo de litificação ocorre na face praias onde condições geoquímicas, hidrodinâmicas e microbiológicas na água intersticial favorecem a diagênese (STRASSER; DAVAUD; JEDOUI, 1989). Este processo pode ocorrer rapidamente em período de alguns anos permitindo, inclusive, a incorporação de artefatos antrópicos em sua estrutura (e.g. EMERY; TRACEY; LADD, 1954).

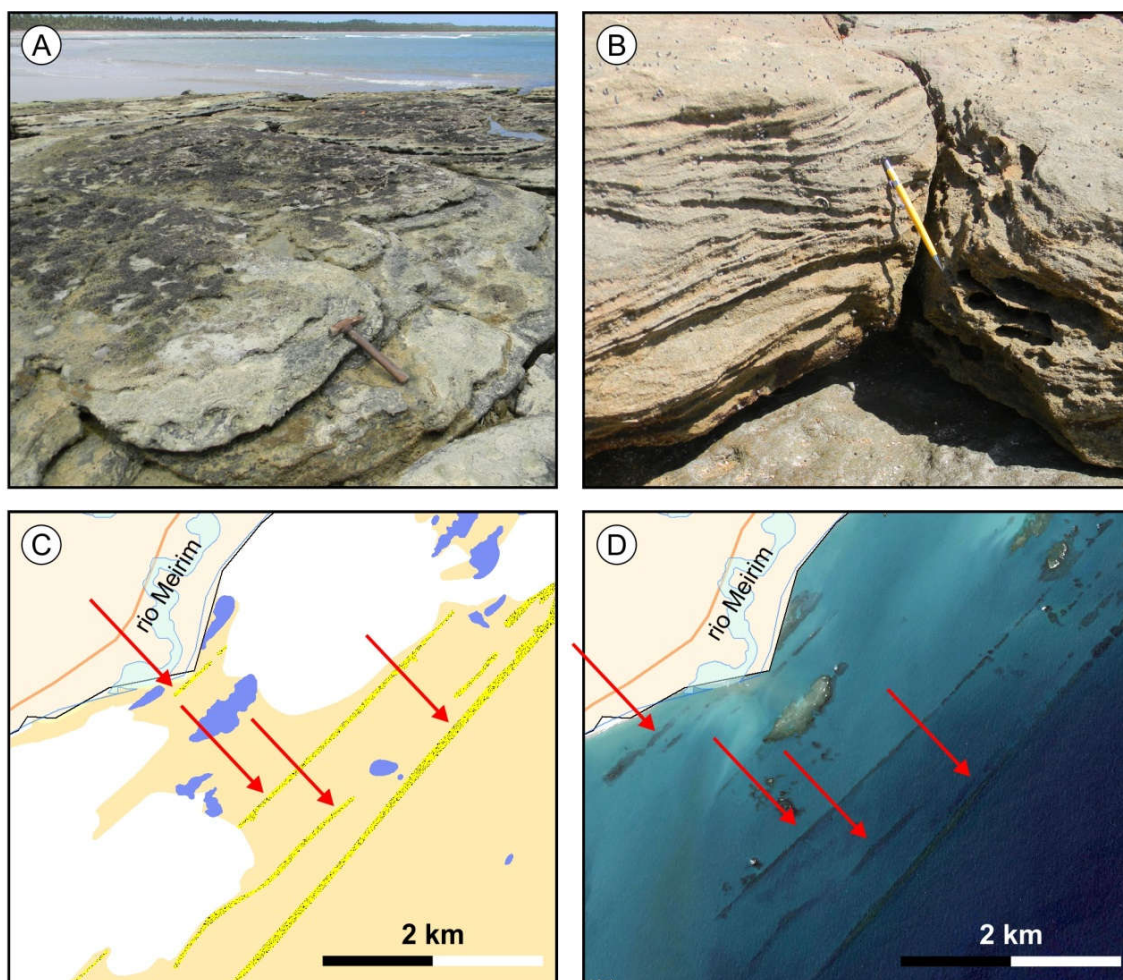
Uma vez que seu processo de formação ocorre na face de praia, quando são encontradas fora deste ambiente, estas rochas podem ser utilizadas como indicadores de níveis relativos pretéritos do mar, com algumas ressalvas. Os clastos que compõe a rocha não necessariamente foram formados quando da litificação da rocha. Por definição, estes grãos são mais antigos do que a rocha, podendo ser quase contemporâneos e, somente neste caso, os sedimentos cimentados se prestam para a datação da rocha e do nível relativo do mar associado à sua formação. Caso contrário, deve-se cuidar para que apenas o cimento seja datado ou que outros indicadores sejam usados para compor a interpretação final do nível relativo do mar que a rocha marca (HOPLEY, 1986).

Quanto à sua morfologia, rochas praias são alongadas paralelamente à costa e apresentam estratificação sub-horizontal, com ligeiro mergulho em direção ao mar e com camadas tipicamente entre 2 cm e 5 cm de espessura (STRASSER; DAVAUD; JEDOUÏ, 1989). Podem ser encontrados aflorando na zona de surfe ou soterrados por uma estreita camada de sedimentos na praia. Aqueles que se formaram no Quaternário, em momentos de nível de mar mais baixo do que o atual, são comumente encontrados submersos na plataforma continental em profundidades que variam de acordo com a época de formação (HOPLEY, 1986).

Segundo Voudoukas, Velegrakis e Plomaritis (2007), as rochas praias ocorrem principalmente em regiões tropicais ou subtropicais, mas podem ser formados também em regiões de clima temperado ameno. Além do clima, a variação de maré parece exercer um importante controle sobre as regiões de formação destas estruturas. Em regiões onde a maré é muito ampla, parece não haver tempo para que as condições ideais de cimentação se estabeleçam na água intersticial entre os ciclos de maré. Portanto, são rochas formadas principalmente em regiões de micromarés, embora possam ser encontradas nas costas atualmente sujeitas a mesomarés do nordeste brasileiro.

Na costa alagoana, assim como no vizinho estado de Pernambuco, as rochas praias são comuns tanto aflorando próximas à praia, como são observadas submersas, pelo menos, na plataforma interna (Figura 10). Em diversas formações da plataforma interna, estas rochas estão atualmente cobertas por recifes biogênicos, uma vez que estes últimos necessitam de um substrato rochoso para o seu estabelecimento, e já não apresentam sua morfologia característica na superfície (FIGUEIREDO JR. et al., 2011).

Figura 10: (A) e (B) Rochas praias aflorantes na costa alagoana na região de Porto de Pedras; (C) as setas vermelhas apontam para rochas praias submersas como mapeadas pelo Serviço Geológico do Brasil e (D) em imagem de satélite ao largo da foz do rio Meirim, no município de Floriano Peixoto.



Fonte: (A) e (B) Fotos gentilmente cedida pelo Serviço Geológico do Brasil; (C) Adaptado de Assis et al. 2016b; (D) CNES/Airbus, Google Earth.

#### 4.8 Recifes biogênicos

Os ecossistemas recifais são considerados entre os mais valiosos, complexos e ameaçados ambientes marinhos do mundo. Além de sua fragilidade, diversidade e beleza, seu valor reside nos diversos serviços ecossistêmicos que eles prestam, dentre os quais destacam-se aqueles prestados aos setores da pesca artesanal de subsistência, a indústria do turismo, a indústria e fármacos e a proteção costeira (FERREIRA; MAIDA, 2006; LEÃO et al., 2016). São chamados recifes biogênicos aqueles que são construídos pela precipitação orgânica de esqueletos carbonáticos (SUGUIO, 1992). Os organismos que mais comumente constroem estas estruturas são corais hermatípicos (ordem *Scleractinia*) e algas coralíneas incrustantes, mas também contribuem corais de fogo (família *Milleporidae*), moluscos, esponjas e briozoários, dentre outros (LEÃO; KIKUCHI; TESTA, 2003) (Figura 11).

Figura 11: Recife biogênico raso na plataforma interna de Maragogi (AL).



Fonte: O autor.

Na costa brasileira os recifes biogênicos estão presentes em uma faixa quase contínua de 3 mil km entre o Maranhão e o Sul da Bahia, além do entorno das ilhas oceânicas (FERREIRA; MAIDA, 2006). Os recifes brasileiros são marcados pela baixa diversidade de fauna coralínea, porém rica em espécies endêmicas, que são relíquias remanescentes dos corais do Terciário (LEÃO; KIKUCHI; TESTA, 2003). São registradas apenas 21 espécies de corais nos recifes brasileiros, das quais 6 são endêmicas de nossa costa (LEÃO et al., 2016).

Quanto a sua posição em relação à costa, Leão e Kikuchi (2011) classificam os recifes brasileiros em recifes costeiros e recifes de costa afora. Os recifes costeiros ocorrem na plataforma interna e podem ser (i) recifes em franja, que estão conectados à costa e comumente tem seus topos parcialmente soterrados pela areia da praia, em decorrência da regressão marinha do Holoceno tardio e da consequente progradação da linha de costa; ou (ii) bancos recifais rasos, que se encontram a menos de aproximadamente 5 km da costa e formam lagunas rasas (1 a 2 m de profundidade) onde podem ser encontrados pequenos recifes isolados e cabeços de coral. A profundidade encontrada imediatamente para além destes

recifes costeiros, geralmente, varia entre 5 e 10 m e canais meandantes ocasionalmente interrompem seus topos, conectando as lagoas ao mar aberto. Poças de maré são comuns entre estes recifes formando armadilhas para sedimentos e hábitat para diversas espécies de peixes demersais, especialmente em sua fase juvenil.

Os recifes de costa afora, por sua vez, constituem estruturas de tamanho variado entre alguns metros a até 20 km de extensão e encontram-se mais afastados da costa em diversas profundidades, mesmo nas plataformas média e externa. Eles podem formar (i) cabeços de coral, que possuem dimensões de poucos metros, tanto em altura quanto em diâmetro e, raramente ocorrem em profundidade maiores do que 5 m; (ii) recifes isolados, que podem alcançar dezenas de metros de comprimento e largura e cerca de 5 m de altura em relação ao fundo; ou (iii) extensos bancos recifais, que alcançam dezenas de quilômetros de extensão e até 20 metros de altura em relação ao leito circundante.

A porção norte da plataforma interna alagoana é marcada fortemente pela presença de bancos recifais biogênicos entre a costa até a isóbata de -20 m. Neste setor, puderam ser identificados na escala 1:5.000 mais de 4700 recifes, a maioria de origem orgânica, no levantamento LiDAR realizado pela CPRM. Estes recifes cobrem aproximadamente 73 km<sup>2</sup> da plataforma interna, o que corresponde a cerca de 17% da área deste compartimento e, em sua maioria, são recifes em franja, bancos recifais rasos e recifes isolados (Figura 1). Na região sul da plataforma de Alagoas, especialmente ao sul do Pontal de Coruripe, por outro lado, a produção de calcário biogênico é limitada pela baixa penetração luminosa decorrente da pluma sedimentar do Rio São Francisco e estes recifes são escassos, assim como os bancos de algas calcárias (LEÃO; KIKUCHI; TESTA, 2003; MARTINS; COUTINHO, 1981).

Não raramente, os recifes costeiros tem seus topos aflorando na maré baixa e ficam, portanto, sujeitos a processos de erosão pela ação das ondas como os descritos por Kim et al. (2013), que dão origem a bancadas e terraços de abrasão marinha. Estes recifes tiveram seu desenvolvimento máximo durante algum dos períodos em que nível do mar esteve acima do atual no Quaternário, mas, na costa de Alagoas, ainda carecem de datação para que se estabeleça em qual dos eventos isso ocorreu. Em outros trechos do litoral brasileiro, na plataforma média e externa, são encontrados recifes truncados, que devem ter sido esculpido por processos semelhantes



durante as transgressões quaternárias e hoje afloram no leito sendo lentamente soterrados por processos sedimentares (TESTA; BOSENCE, 1998). Na plataforma média alagoana, alguns substratos rochosos e recifes isolados como aqueles mapeados por Assis et al. (2016a, 2016b) podem indicar a ocorrência de estruturas semelhantes, mas necessitam de estudos mais detalhados de composição e datação para sua comprovação.

## **5 Considerações finais**

A plataforma alagoana apresenta características típicas de uma plataforma continental tropical de margem passiva. Nela são encontradas feições sedimentares, deposicionais e erosivas, que podem ser observadas em diferentes escalas de tamanho. Destacam-se os bancos recifais na plataforma interna do trecho mais ao norte do litoral, as feições indicadoras de fluxo na porção central da plataforma média e a cobertura francamente arenosa e de origem terrígena na porção sul. A ausência de grandes rios no setor norte da plataforma continental favorece a ocorrência de feições bioconstruídas ou feições sedimentares autóctones, ou seja, compostas por sedimentos pouco ou nada retrabalhados. Na porção sul, por outro lado, a proximidade com a foz do Rio São Francisco faz com que haja uma inibição à formação de recifes biogênicos na plataforma interna. Estes estão restritos às zonas mais afastadas da costa, onde a pluma sedimentar daquele rio não alcança. A plataforma interna deste setor é dominada por feições constituídas por sedimentos alóctones, retrabalhados por ondas e correntes costeiras.

### **3.2 Subaqueous dunes and other flow indicative bedforms on a tropical continental shelf: a case study on the northern Alagoas shelf (northeast Brazil).**

*Manuscrito a ser submetido à revista Marine Geology*

#### **Abstract**

The aim of this study is to locate and characterize the occurrence of bedforms that are formed by flows on a tropical, sediment starved continental shelf (Alagoas, NE of Brazil), through the analysis of bathymetric and reflectance LiDAR data. LiDAR images from the mid shelf (20-40 m deep) revealed the existence of (1) large to very large subaqueous dunes ranging from about ten to more than one hundred meters long and about ten centimeters to about one meter high; (2) giant comet marks with tails 110 m wide and 410 m long, trailing from obstacles on the seafloor averaging 59 m wide and 1.5 m high; and (3) large scale erosional braided gullies, up to 3 m deep and 150 m wide. The bedforms and erosional features observed indicate the prevalence of a SW-NE bottom current in the region. The coarse median grain size of the constituting sediment can explain the relatively poor vertical growth of the dunes in comparison to other subaqueous dune fields worldwide. In addition the quasi absence of fine sand essentially sets the systems erosional potential, armouring the seafloor and precluding the deepening of comet mark tails. In the gullies, pebble to cobble sized rhodolith beds and/or small rocky outcrops relatively close to one another are apparent. These channelize flows and increase turbulence, and as such enhances the erosive potential between them, giving rise to an amalgamated/braided system of overlapping channels.

#### **1 Introduction**

Large scale bedforms are sedimentary structures that can be found worldwide on modern siliciclastic or carbonatic sandy continental shelves, dominated by tide- or wave-generated flows, occasional storms or even by geostrophic flows (ASHLEY, 1990). Their description are related to the estimation of generating flow characteristics and depends on a complex set of variables including sediment grain sizes, shapes and composition, water depth and flow velocity (ASHLEY, 1990; FLEMMING, 2000; WERNER et al., 1980).

The northern Alagoas shelf of northeast Brazil, is a typical tropical passive margin shelf setting, with a gentle slope, a shelf break approximately parallel to the coast line (FRANÇA, 1979), and with clear and warm waters (SANTOS, 2010). As with most of the Brazilian shelf, studies on the bottom features of the Alagoas shelf are scarce. Apart from naval bathymetric surveys for navigation purposes and regional investigations related to the oil industry (e.g. ARIENTI, 2006; FEIJÓ, 1994), the evolution of the Brazilian continental margin (e.g. ASMUS; PONTE, 1973) or related to Brazilian government programs on the 1970's and 1980's (e.g. FRANÇA, 1979; FRANCISCONI et al., 1974), high resolution seafloor data are almost absent. Recent high-resolution airborne LiDAR bathymetric surveys pioneered by the Geological Survey of Brazil (CPRM) unveiled the existence of bedforms with discrete orientations related to the prevailing hydrodynamic flows of the area (ASSIS et al., 2016a, 2016b). Three different kinds of features were found on a 1:5.000 scale: medium to large subaqueous dunes (cf. ASHLEY, 1990); giant comet marks (cf. WERNER; NEWTON, 1975; Flemming, 1984); and braided erosional gullies or seafloor furrows. The first two are largely reported in the literature and are well described by flume experiments and field observations (e.g. ALBARRACÍN et al. (2014); ASHLEY (1990); BELDE et al. (2017); BOGUCHWAL; SOUTHARD (1990); DIXEN et al. (2013); FELDENS et al. (2014); FLEMMING (1984); KUBICKI (2008)). The third kind of bedforms found, are somewhat unusual and there appears no other parallels in the literature on shelf-hosted bedforms at this scale.

The increasing number of papers reporting and characterizing the occurrence of bedforms in the last decades helps the scientific community to understand the processes that shapes continental shelves worldwide and how they evolved in the Quaternary. But, most of them are restricted to siliciclastic dominated shelves. Hence, this paper describes the occurrence of large scale bedforms in the tropical eastern Atlantic Ocean and sets a valuable start point to the knowledge of geomorphological and sedimentological effects of the hydrodynamic processes acting on this carbonatic shelves.

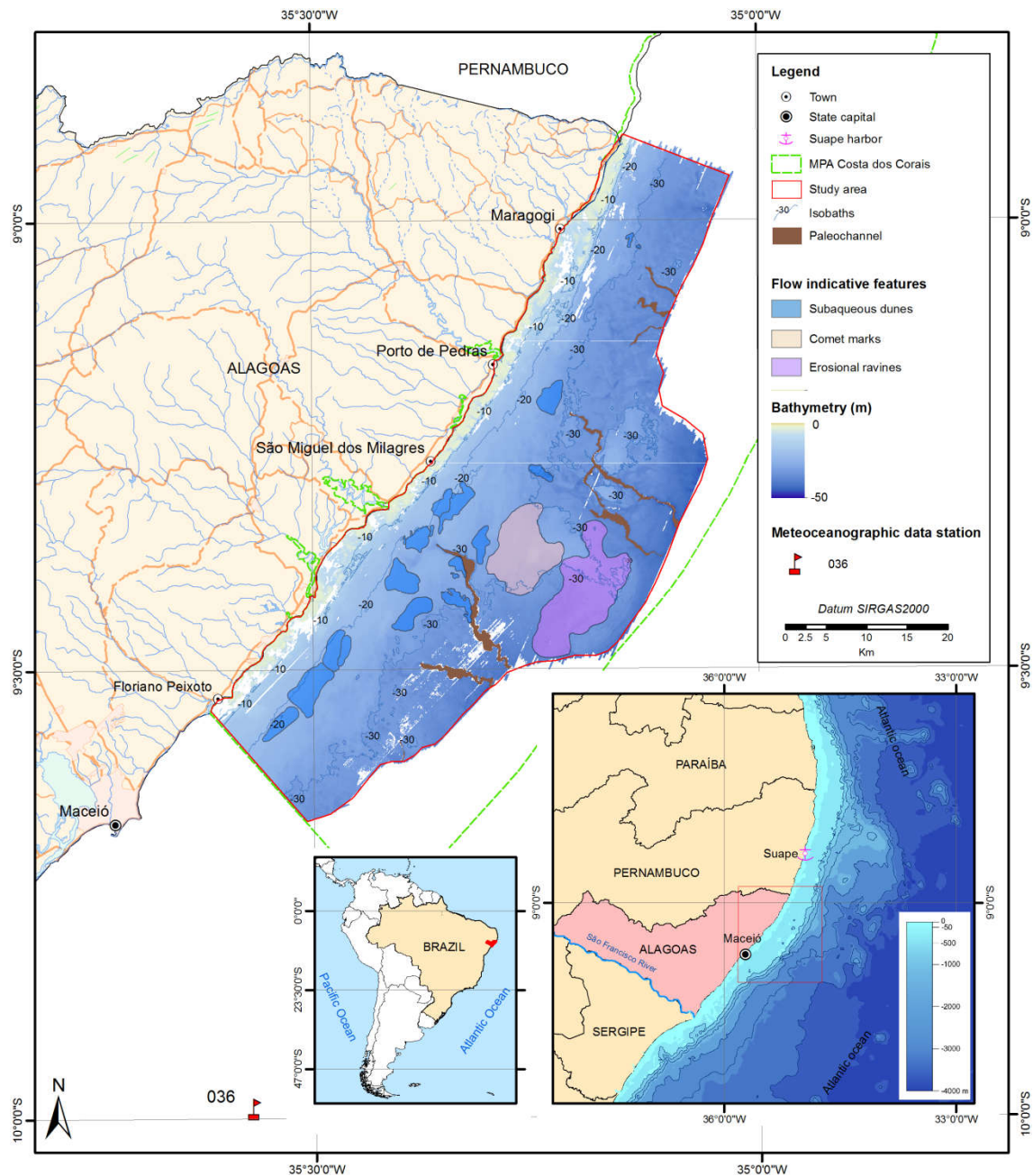
It is in this context that the aim of this paper is to map and describe sedimentary features present along this sector of the Brazilian Northeast shelf, as viewed on a 1:5.000 scale, as well as to determine the direction of sediment transport indicated by them. Furthermore, the evolution and controlling factors of the various bedforms will

be determined in the context of the sediment cover of the study area, and the quantitative analysis of the bedforms through their geometric indices described by others (DURÁN et al., 2018; FLEMMING, 1984; REINECK; SINGH, 1975; WERNER et al., 1980)

## **2 Regional setting**

The Alagoas continental shelf is relatively flat ( $\sim 0.1^\circ$ ), with an unusually shallow shelf break of around 50-60 m deep (SANTOS, 2010; VITAL, 2014). The shelf reaches a maximum width of 40 km between the town of Porto de Pedras and the state capital, Maceió. From the capital towards the south, the shelf abruptly narrows for an average 20 km up to the São Francisco River mouth, on the border with the state of Sergipe (SANTOS, 2010). This is significantly narrower than the global average of 50 km, as reported by Shepard (1967). As a consequence of Quaternary sea-level oscillations, a number of paleo-channels incise the mid-outer shelf, sculpted by rivers that presently debouch at the coast but at some point crossed the shelf when the sea level was lower (FRANÇA, 1979; ASSIS et al., 2015). The study area is located on the northern portion of the shelf (Fig. 1), where it forms part of the largest Brazilian marine protected area, Costa dos Corais.

Fig. 1: The bathymetry of the northern Alagoas shelf (adapted from Assis et al. (2015)). The shaded areas indicate the specific areas of focus as related to major bedform and seafloor flow indicators of this work.



Font: Adapted from Assis et al (2015).

In the study area, the shelf is about 35 km wide on average, with the break located at a depth of 60 m, approximately parallel to the coast (FRANÇA, 1979; SANTOS, 2010). The lowest shelf gradients (1:775) occur off São Miguel dos Milagres, with the maximum gradients (1:470) found off Maragogi (ASSIS et al., 2015). Although some terrigenous sediments are carried to the beaches by small rivers, most of the

sediment cover of the shelf comprises biogenic carbonate gravelly sediment<sup>1</sup> (ASSIS et al., 2016b; FRANCISCONI et al., 1974).

A number of positive relief features are present, comprising a set of inner shelf reefs between the coast and the 20 m isobath (FERREIRA; MAIDA, 2006). This is in accordance with the Brazilian shelf divisions as proposed by Coutinho (1981). These inner shelf reefs are usually composed of coralline algae, corals or beachrocks (ASSIS et al., 2016b, 2016a). These are all distributed as fringing reefs, barrier reefs or patch reefs, from the coastline to 30 m deep (ASSIS et al., 2016a; FERREIRA; MAIDA, 2006; SANTOS, 2010).

In the mid shelf, the CPRM survey revealed a number of bedforms, the orientations of which suggest an overall sediment transport regime from SW to NE. These features are well distributed along the entire area, especially between the 15-40 m isobaths.

According to the CPTEC-INPE<sup>2</sup> SIMCOS 036 data station, over the period July/2015 to June/2016, the wind blew from the SE to NE, and prevailing from the E-SE during the southern hemisphere autumn-winter seasons (April to September), and from the E to NE during the remainder of the time. The maximum speed modelled for both periods reached around 10 m/s, averaging 5-6 m/s (Fig. 2A).

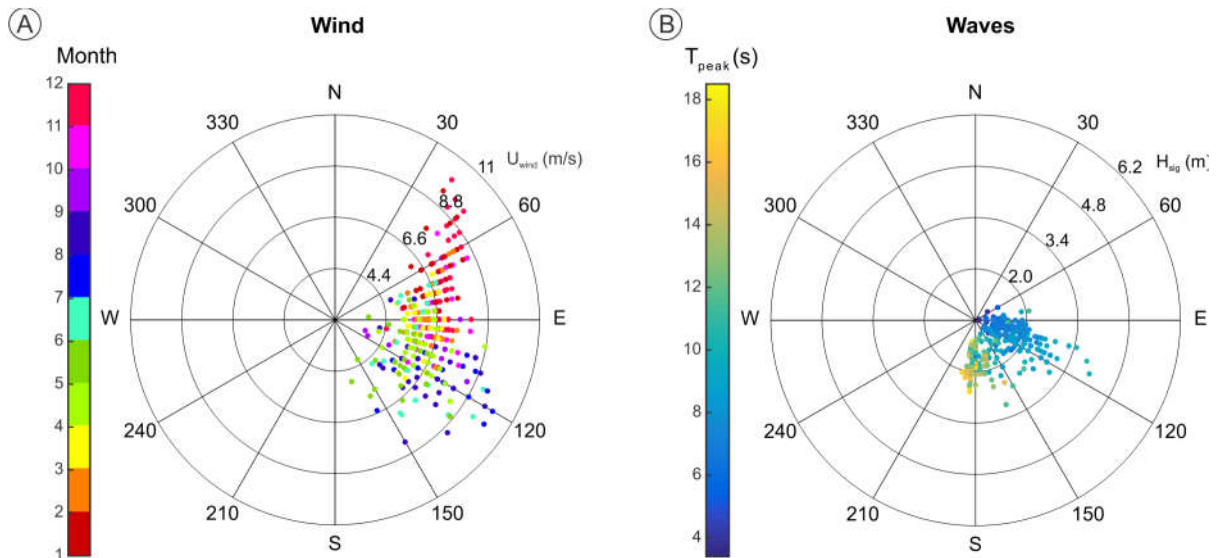
During the same period, waves were approached mostly from the southeast. The longest peak periods of 18 s occurred during the winter months for the waves from the south. The highest significant wave heights are recorded from waves approaching from the east-southeast during summer. These reached a maximum of 4 m (Fig. 2B).

---

<sup>1</sup> According to Shepard (1954) classification scheme (modified by Schlee (1973) and Poppe et al. (2003)), gravelly sediment is that with gravel content ranging from 10% to 50%.

<sup>2</sup> Climate and Weather Forecast Research Center from the Brazilian Spatial Research National Institute – [ondas.cptec.inpe.br](http://ondas.cptec.inpe.br)

Fig. 2: SIMCOS (CPTEC-INPE) station 036 data for wind and waves forecasted for the July/2015-June/2016 period. (See Fig. 1 to find the station location)



Font: The author.

The Brazilian Navy's Hydrograph and Navigation Directorate tide data (available on <https://www.marinha.mil.br/dhn/>) shows the region is subject to a semi-diurnal meso-tidal regime, with a maximum amplitude of 2.8 m. There is a time lag between the arrival of the tidal wave on the Suape harbor, about 60 km to the north of study area, when compared to the Maceió harbor, 20 km to the south. This lag indicates that the tide wave, and associated currents, travels from south to north along this portion of the Brazilian coast.

### 3 Methods

#### 3.1 Data acquisition and Processing

The shelf surface sediment samples were collected by CPRM using an 8 litre stainless steel Van Veen grab, when on the shelf, or a shovel when on the shoreface or in tidal pools. Altogether, 180 samples were collected, their sites previously chosen so as to ground truth the LiDAR survey. In the CPRM dependencies' lab, the samples were dried in a forced circulation oven at 60 °C. After the homogenization of each sample, a 50-100 g aliquot was taken to be sieved through a 2 mm mesh for 20 minutes in a RO-TAP sieve shaker. For the coarse fraction (gravel, larger than 2 mm), the sample was split from the fine one (sand, silt and clay, finer than 2 mm). The latter was analyzed by laser diffraction in a Horiba® Partica LA-950 particle size analyzer, and the results were converted to mass assuming a uniform sample composition. This was based on the fact that ~ 85% of the samples contains more

than 75% CaCO<sub>3</sub>. The amount of CaCO<sub>3</sub> was ascertained by the acid dissolution method, as described in Suguio (1973). Finally, the Gradistat v.8 MS Excel spreadsheet (BLOTT; PYE, 2001) was used for the statistical treatment of the samples and for the facies classification schemes Sedplot was used (POPPE; ELIASON; HASTINGS, 2003).

The airborne LiDAR bathymetry (ALB) survey data, from the backshore to more than 30 m water depth, was made available by the Geological Survey of Brazil (CPRM). A SHOALS 1000T, from Optech Inc., installed on board a King Air aircraft was used. The data were collected between November/2010 and February/2011. The aircraft real time position was acquired by an OmniSTAR 3100LM GPS receiver onboard, and an OmniSTAR DGPS solution. The final positioning of the LiDAR points was achieved after post processing of the kinematic GPS data with the Applanix POSPac v 5.3 software package. To change the ellipsoid surveyed data into an orthometric one, the MAPGEO2010 geoid model software from the Brazilian Geography and Statistics Institute (IBGE) was employed. This allowed the bathymetry to achieve the International Hydrographic Organization order 1b specification.

CPRM further made available a set of 20 pairs of georeferenced raster images containing the orthometric bathymetry and LiDAR reflectance, both referenced to the Brazilian official *datum*, SIRGAS2000, UTM zone 25S. The overall bathymetry and reflectance horizontal resolutions are 1 m and 4 m, respectively.

### 3.2 Morphometric analysis

The bathymetric and reflectance raster images were examined in ArcGis® 10.2, and bedforms which could be recognized at a scale of 1:5.000 were mapped and measured. In order to soften the effects of shelf slope, the Bathymetry Position Index (*BPI*) as adapted by Durán et al. (2018) after Weiss (2001) was employed. This index consists of the difference between the vertical position of each relief point and the mean bathymetry extracted inside an annular area around the same point.

$$BPI < scale \ factor > = DEM - Focalmean(DEM, anulus, irad, orad),$$

where *DEM* stands for Digital Elevation Model bathymetry of each 1 m<sup>2</sup> pixel and the *Focalmean* is calculated by the mean depth of the pixels located inside a ring shaped region centered in each *DEM* pixel, inner radius equals *irad* and outer radius equals *orad*.



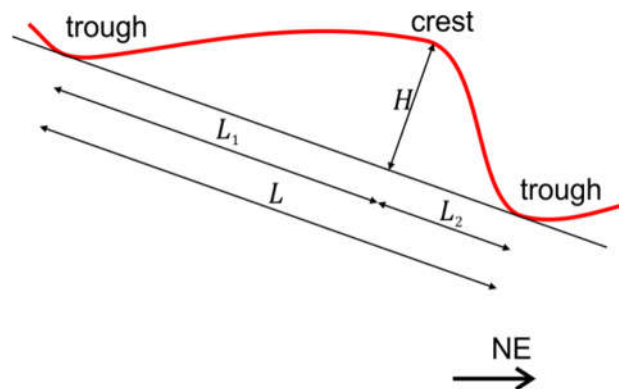
A positive *BPI* thus indicates relief points higher than its surroundings and negative values indicate lower points. A *BPI* equals zero if the relief is a plane or the slope is constant (Weiss, 2001). The scale factor is defined by the typical length of features to be characterized (DURÁN et al., 2018). Within this study the scale factors chosen were 30 m, 70 m, and 110 m, so that it was possible to cover the whole range of bedforms. Subsequently, the ArcGis® 3D Analyst tool was used to extract multiple bathymetric profiles, and the data were exported in ASCII file format to measure the features for statistical analysis.

For the characterization of the subaqueous dunes, 321 bathymetric profiles, randomly distributed over the area and ranging from 110 m to 780 m long, were extracted. In order to remove smaller features, a 6 m wide moving average filter was applied. On these smoothed profiles, the local maximums and minimums represent the dunes' crests and troughs respectively. Once again, to discard the effects of bottom slope over the height of features, the dunes' dimensions were calculated according to Durán et al. (2018) where the length is measured by the straight distance between 2 consecutive troughs, and height is the orthogonal distance from the crest to the base line defined by the 2 neighbor troughs (Fig. 3). Finally, the Ripple Index (*RI*) and the Asymmetry Index (*AI*) were calculated, as described by Reineck and Singh (1975) and Durán et al. (2018) and given below:

$$\text{Ripple Index: } RI = \frac{L}{H} \quad (\text{REINECK; SINGH, 1975})$$

$$\text{Assymetry Index: } AI = \frac{L_1 - L_2}{L} \quad (\text{DURÁN et al., 2018})$$

Fig. 3: The geometric parameters of the subaqueous dunes, as described by Durán et al. (2018), and Reineck and Singh (1975): dune length (*L*); dune height (*H*); southwestern face projection length (*L*<sub>1</sub>); and northeastern face projection length (*L*<sub>2</sub>).



Font: The author.

From the equations above, the ripple index ( $RI$ ) is the length ( $L$ ) to height ( $H$ ) ratio for each dune and the asymmetry index ( $AI$ ) is the difference between the southwestern face projection length ( $L_1$ ) and the northeastern face projection ( $L_2$ ), normalized by the length ( $L$ ) of each dune.

In the case of erosional features such as comet marks, 65 features were identified, according to the criteria of Werner and Newton (1975) and Werner et al. (1980). The positions of seafloor obstacles and tails were established on the reflectance and  $BPI < 110 >$  images. The 110 m scale factor was chosen because this is an intermediate magnitude order of the found features' length and width. In order to characterize them, two transverse bathymetric profiles were traced on the obstacle and the largest tail width, and a longitudinal profile from the upstream limit of the obstacle to the identified downstream limit of the tail was examined. Thereafter, the dimensions (height, tail width, obstacle width and total length) were measured, and the tail width to total length ratio was calculated (cf. WERNER et al., 1980). Whenever possible, the  $BPI < 110 >$  images were used to identify the comet marks' characteristic individual forms: crescent scour, sand shadow, tail depression and front bulge.

For other unusual erosional features, a set of 491 bathymetric profiles were extracted from the  $BPI < 70 >$ . The orientation of the profiles were established in order to be transverse to the individual erosion patterns on the seabed as observed in the reflectance images. From those profiles, the width and depth of the channels were measured using a procedure similar to the one adopted for the previous features.

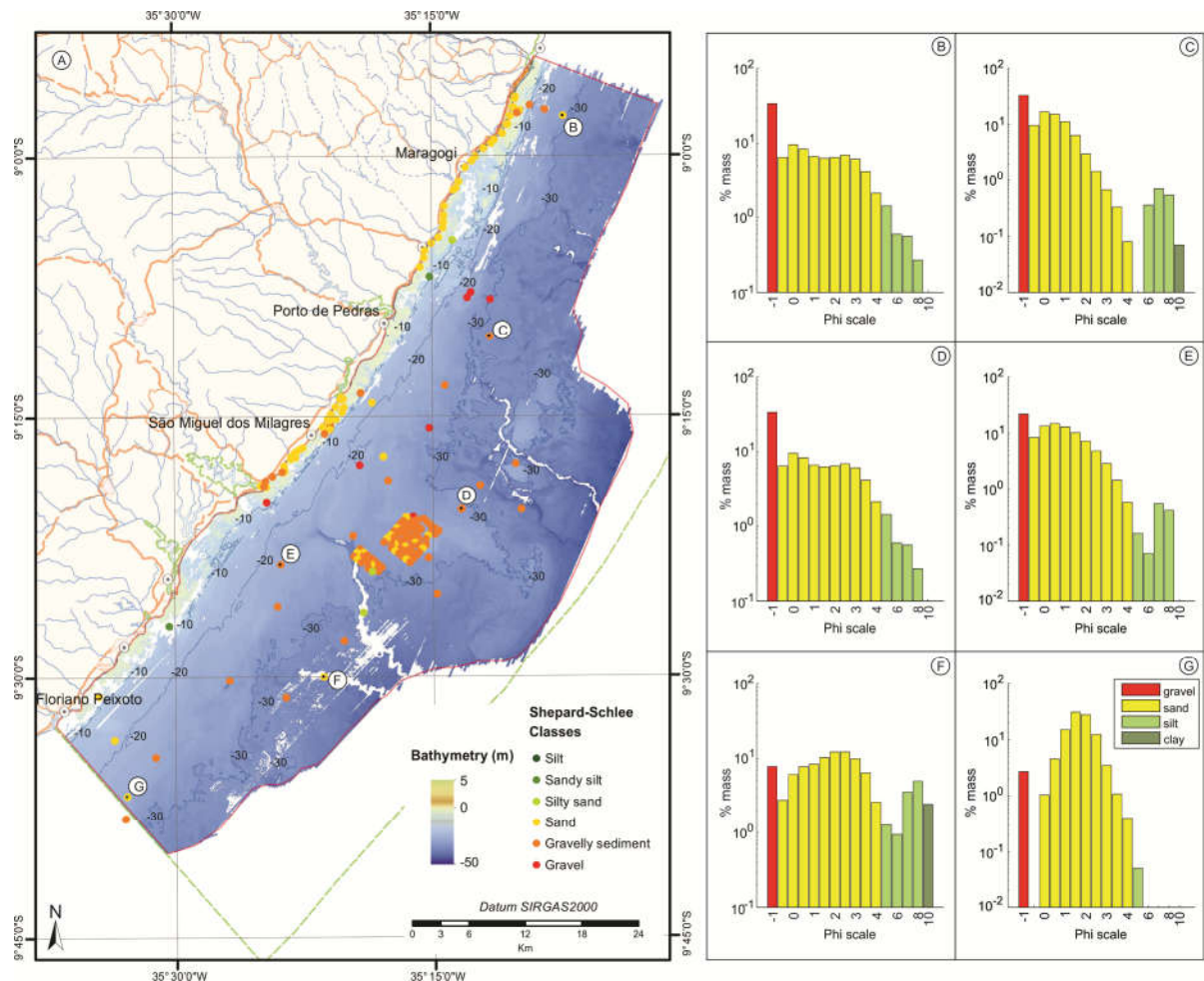
## **4 Results**

### **4.1 Sediment cover**

The samples' grain size distributions show the prevalence of sandy sediments over the whole study area. About 82% of the samples are poorly or moderately sorted, the former amongst the majority. According to Folk&Ward method (BLOTT; PYE, 2001), the inner shelf samples are mostly moderately sorted, while the mid shelf ones are predominantly poorly sorted. Population skewness of the grain size distributions varied from slightly positive to slightly negative (Figs. 4B-4G), and although there's not a clear tendency, the inner shelf seems to concentrate the negative skewed samples, while the positive ones are found mostly on mid shelf.

According to the grain size facies classification scheme proposed by Shepard (1954), and modified by Schlee (1973) and Poppe et al. (2003), the inner shelf samples predominantly consisted of sand, with more than 90% size content within the broad sand range. Although the mid shelf samples show a predominant sand content, they possessed greater amounts of gravel, when compared to the inner shelf. The mid shelf is thus classified as gravelly sediment, with a gravel content between 10% and 50% (Fig. 4).

Fig. 4: (A) Bathymetry of the study area (adapted from Assis et al. (2015)) overlain by the sedimentary facies as per the Shepard (1954), Schlee (1973) and Poppe et al. (2003) classification. On the right-hand side, the histograms B-G show the grain size distribution of six representative samples from the mid shelf, most of which occur within the sand range and with relatively poor sorting.



Font: The author.

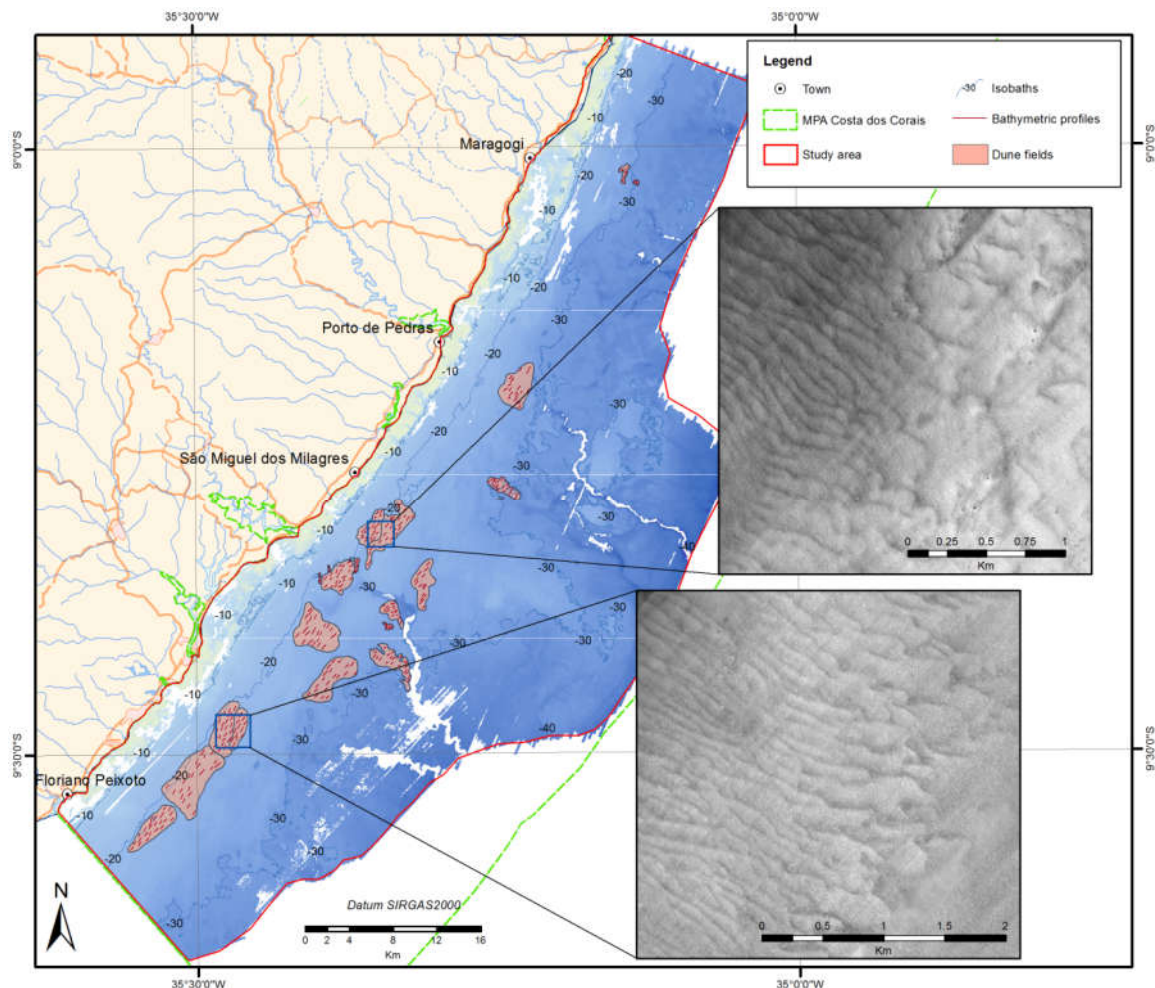
Concerning the sediment mineral composition, the mid shelf samples showed greater  $\text{CaCO}_3$  content when compared to those from the inner shelf, with more than 75%  $\text{CaCO}_3$  content in more than 90% samples of this region. This occurs in conjunction with the presence of rhodoliths of *Lithothamnium* algae (maërl). The intertidal and

inner shelf samples typically have less than 75%  $\text{CaCO}_3$  content, with a remarkable presence of *Halimeda* fragments.

#### 4.2 Subaqueous dunes

The reflectance images analysis showed the widespread occurrence of subaqueous dunes fields over the study area. These are most prominent across the mid shelf from depths of 20 m to 30 m, and south of Porto de Pedras, where they cover an area of  $\sim 110 \text{ km}^2$  (Fig. 5). Altogether, 321 coastal-strike bathymetric profiles were analyzed for morphometric analyses.

Fig. 5: Northern Alagoas subaqueous dune fields. The insets show the general appearance of the first order dunes as seen in the LiDAR reflectance images: the darker pixels coincide with the first order dune crests.



Font: The author.

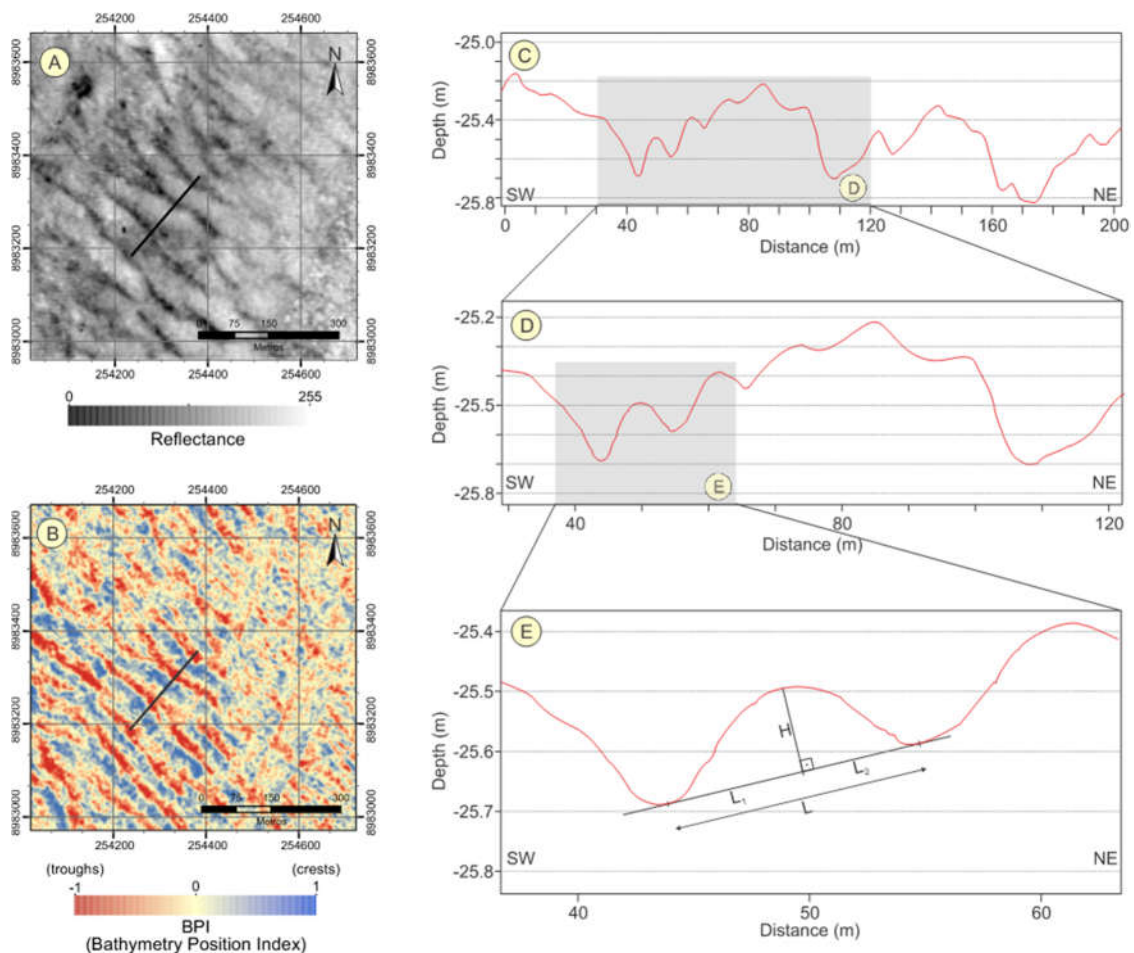
In general, the dune crests observed on the reflectance images are NW-SE oriented and, therefore, the bathymetric profiles were traced from SW to NE, so as to be approximately perpendicular to the dunes and parallel to their generating flow. The

fields were classified according to their visual aspect as seen on the 1:5,000 scale images. The dunes were continuous, with crest lengths ranging from 100 m to 1200 m and shapes varying between 2D and 3D dunes (Fig. 5).

The analysis of the traced profiles shows the existence of at least two orders of dunes: the longer first order subaqueous dunes, and the shorter second order ones (Fig. 6). The darker pixels in the reflectance images correspond to the first order very large dune crests, with lengths up to about 100 m, and heights up to 1 m (Fig. 7). Superimposed on them are second order large subaqueous dunes with lengths and heights reaching 40 m and 45 cm, respectively (Fig. 8).

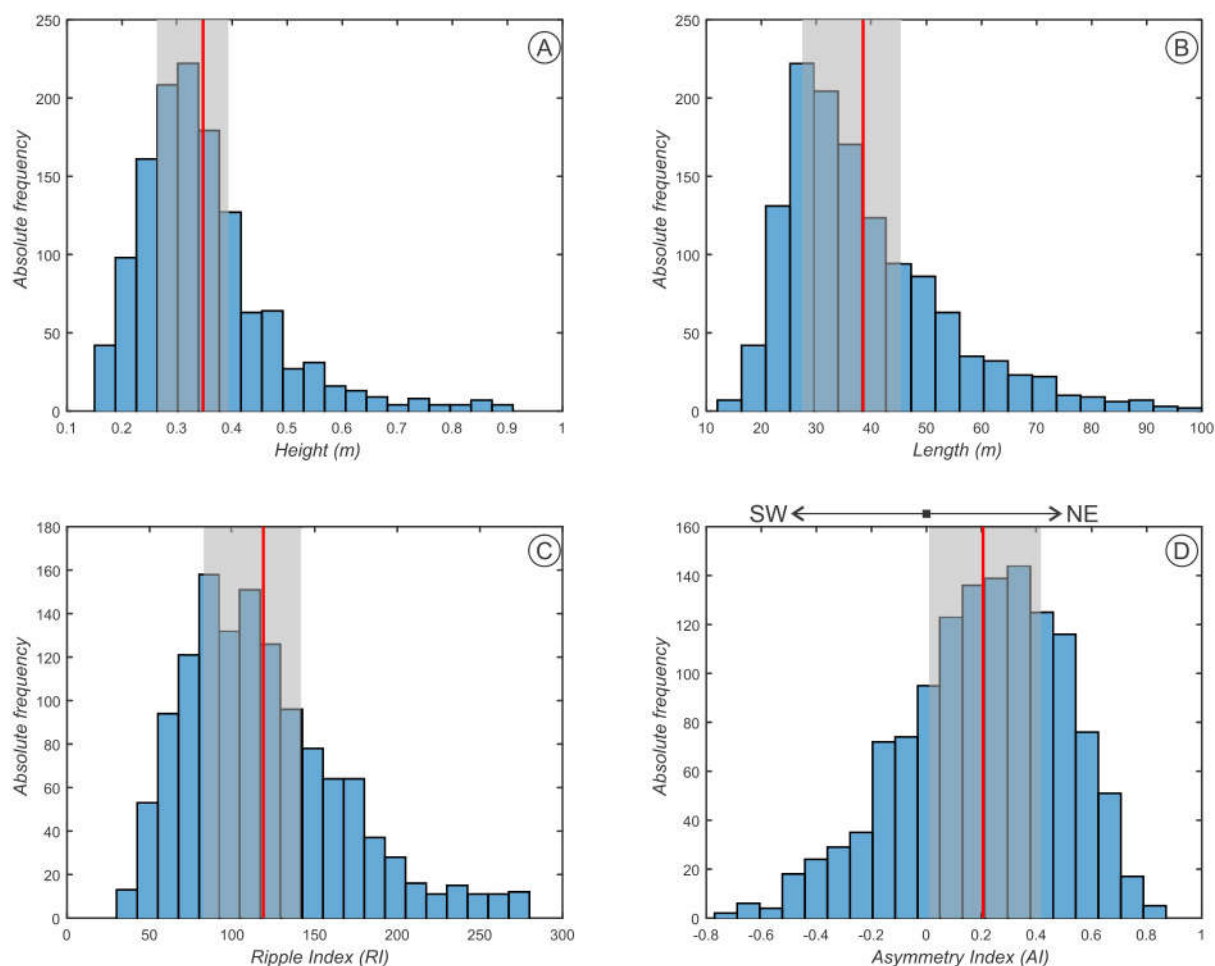
Within this work, it's been found two different magnitude orders for the subaqueous dunes:

Fig. 6: (A) LiDAR reflectance image example in the dune field off Porto de Pedras; (B)  $BPI < 70 \text{ m} >$  image of the same example; (C) bathymetric profile indicated in A and B; (D) first order subaqueous dunes; and (E) second order subaqueous dunes. (The black line in (A) and (B) indicates the location of the bathymetric profile shown in (C)).



Font: The author.

Fig. 7: Histograms derived from the morphometric analysis of the first order very large subaqueous dunes: (A) height,  $H$  (m); (B) length,  $L$  (m); (C) ripple index,  $RI$ ; and (D) asymmetry index,  $AI$ . The red lines indicate each series' mean values, and the shadowed areas indicate the range between the first and third quartiles.

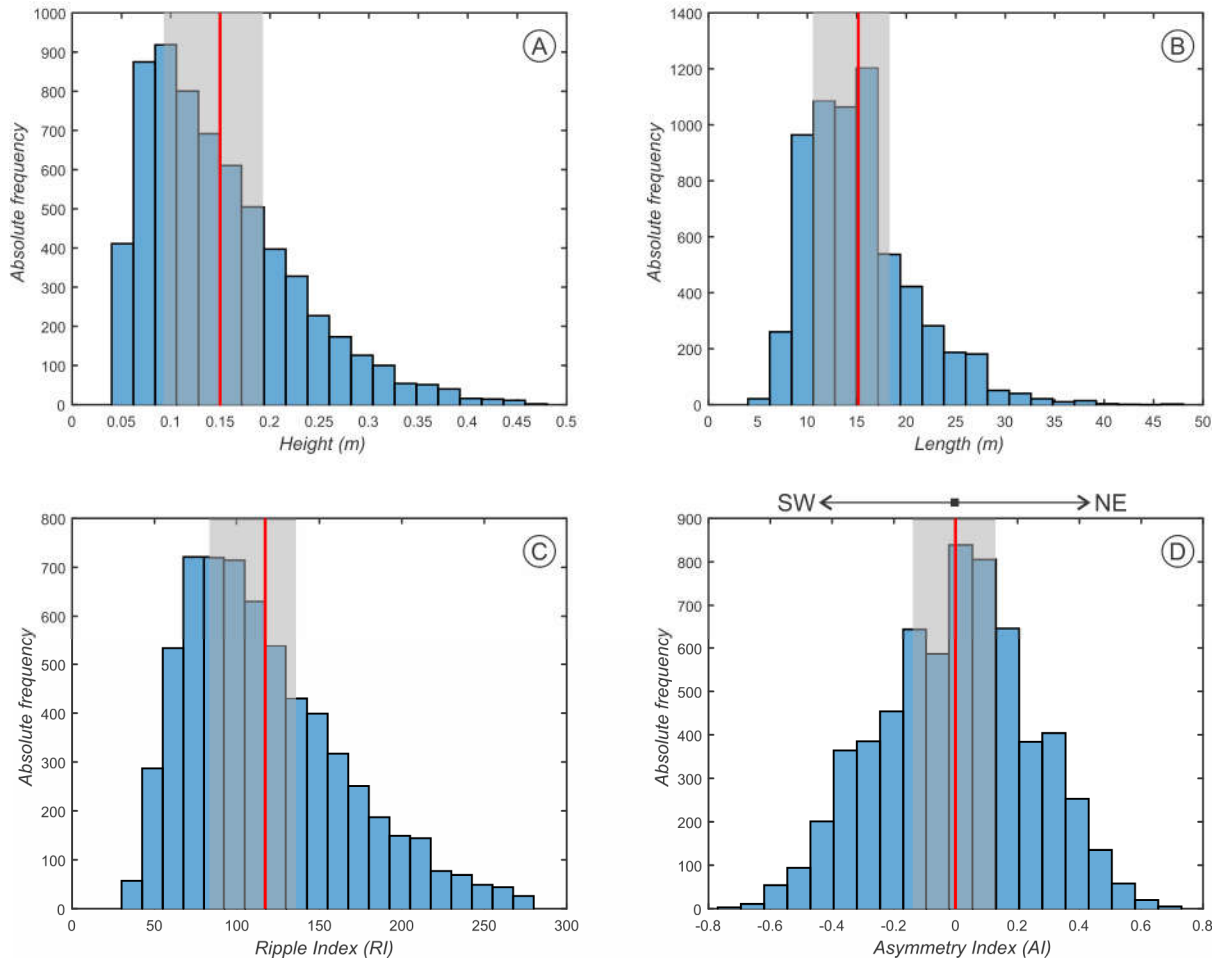


Font: The author.

The average height of the first order, very large subaqueous dunes is 35 cm, with 50% of the heights falling within the 27-40 cm range (Fig. 7A). The average length of these dunes is 38 cm, with the majority of length values occurring between 27 cm and 46 cm (Fig. 7B). The average ripple index is 112 (Fig. 7C), and the asymmetry index 0.2, with the majority of  $AI$  values being positive (Fig. 7D).

In comparison, the second order subaqueous dunes are smaller, measuring on average 15 cm in height and with 15 m lengths (Figs. 8A and 8B). The average ripple and asymmetry indexes, for these dunes, measures 117 and zero, respectively (Figs. 8C and 8D).

Fig. 8: Histograms derived from the morphometric analysis of the second order large subaqueous dunes: (A) height,  $H$  (m); (B) length,  $L$  (m); (C) ripple index,  $RI$ ; and (D) asymmetry index,  $AI$ . The red lines indicate each series' average values, and the shadowed areas indicate the range between the first and third quartiles.

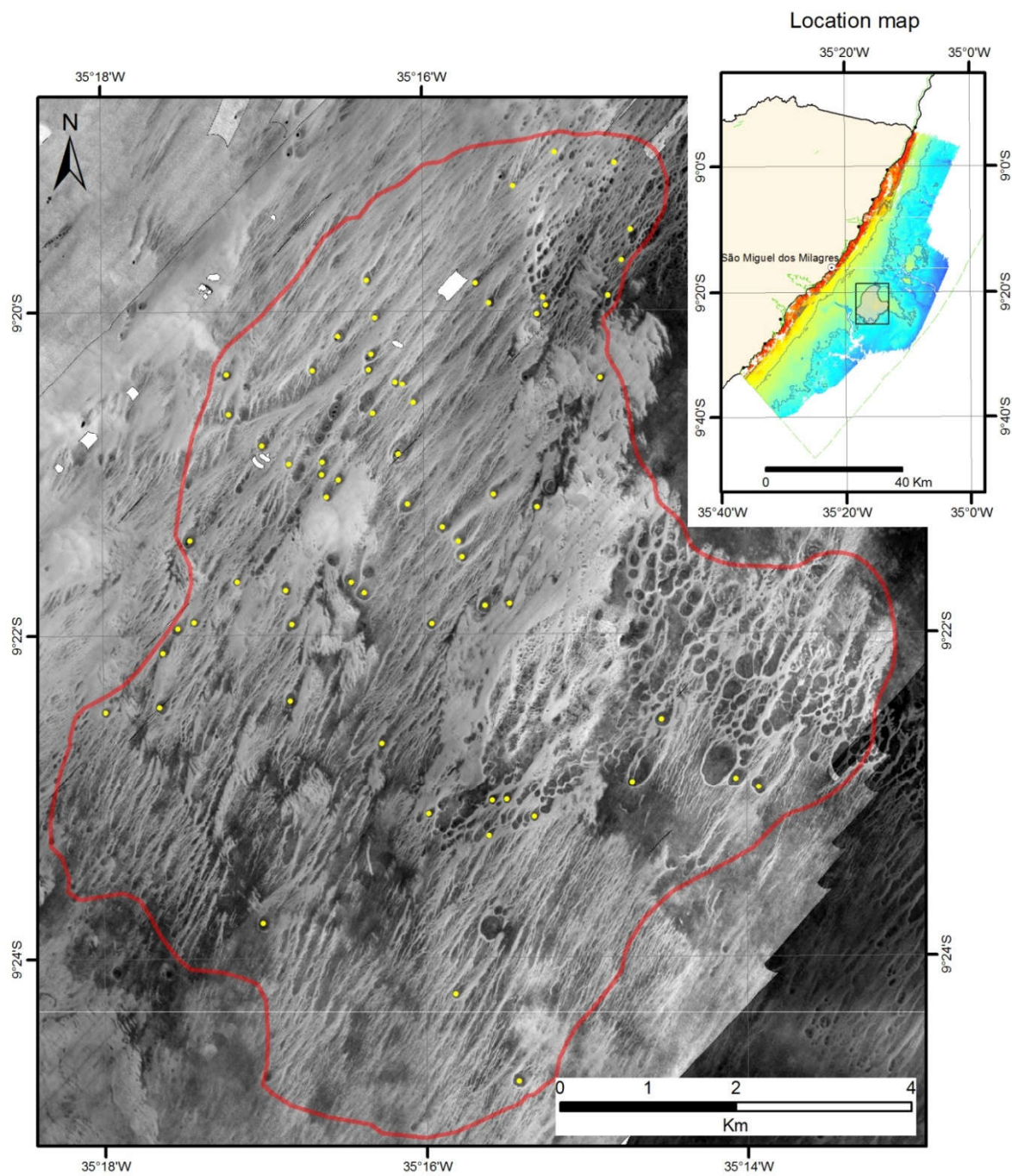


Font: The author.

### 4.3 Comet marks

The comet marks observed in this study are concentrated in a relatively restricted area off São Miguel dos Milagres (Fig. 9), between a paleochannel in the south and a positive relief feature to the north. This region covers an area of approximately 63 km<sup>2</sup>, and occurs in the 25-30 m depth range. Overall, 65 comet marks were mapped and numerous other similar obstacles can be seen, but the close distances between them make it hard to identify their tails. The obstacle's average width and height are 59 m and 1.5 m, respectively (Figs. 10A and 10B). In general, the tail width is larger than the obstacle (110 m on average) (Fig. 10C). The tails are oriented around 036°, and range from 010° to 056° (Fig. 10D). The total length of the comet marks vary from 130 m to 1200 m, with an average of 410 m (Fig. 10E).

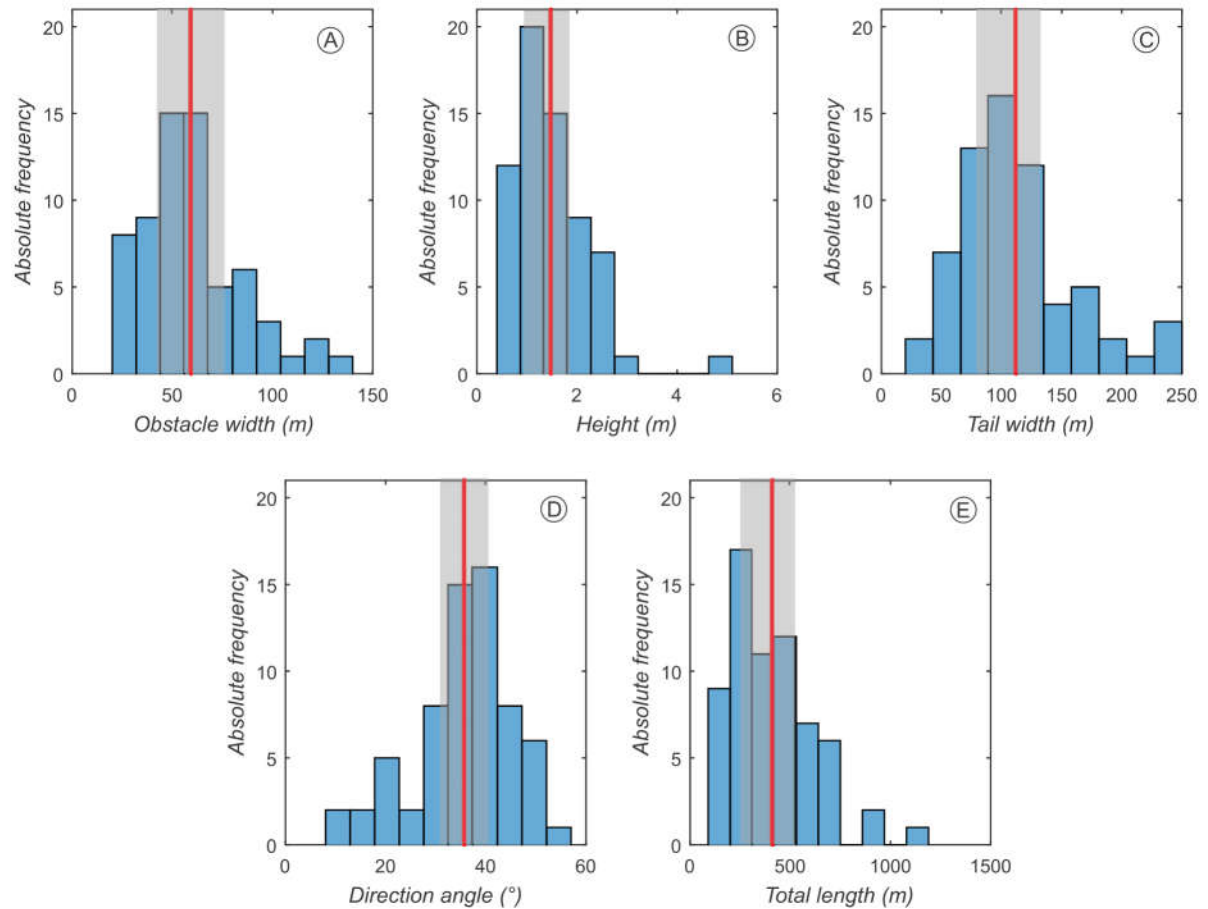
Fig. 9: General appearance of the comet mark field, as seen in a 1:70.000 LiDAR reflectance image. Red line represents the approximate field limit, and yellow dots indicates the obstacle positions.



Font: The author.



Fig. 10: Histograms derived from the morphometric analysis of comet marks: (A) obstacles width (m); (B) obstacle height (m); (C) tail width (m); (D) tail longitudinal axis angle ( $^{\circ}$ ); and (E) comet mark total length (m).



Font: The author.

The Pearson correlation index was used to correlate the variables total length (TL), obstacle height (H), obstacle width (OW), and tail width (TW), and the results are in table 1.

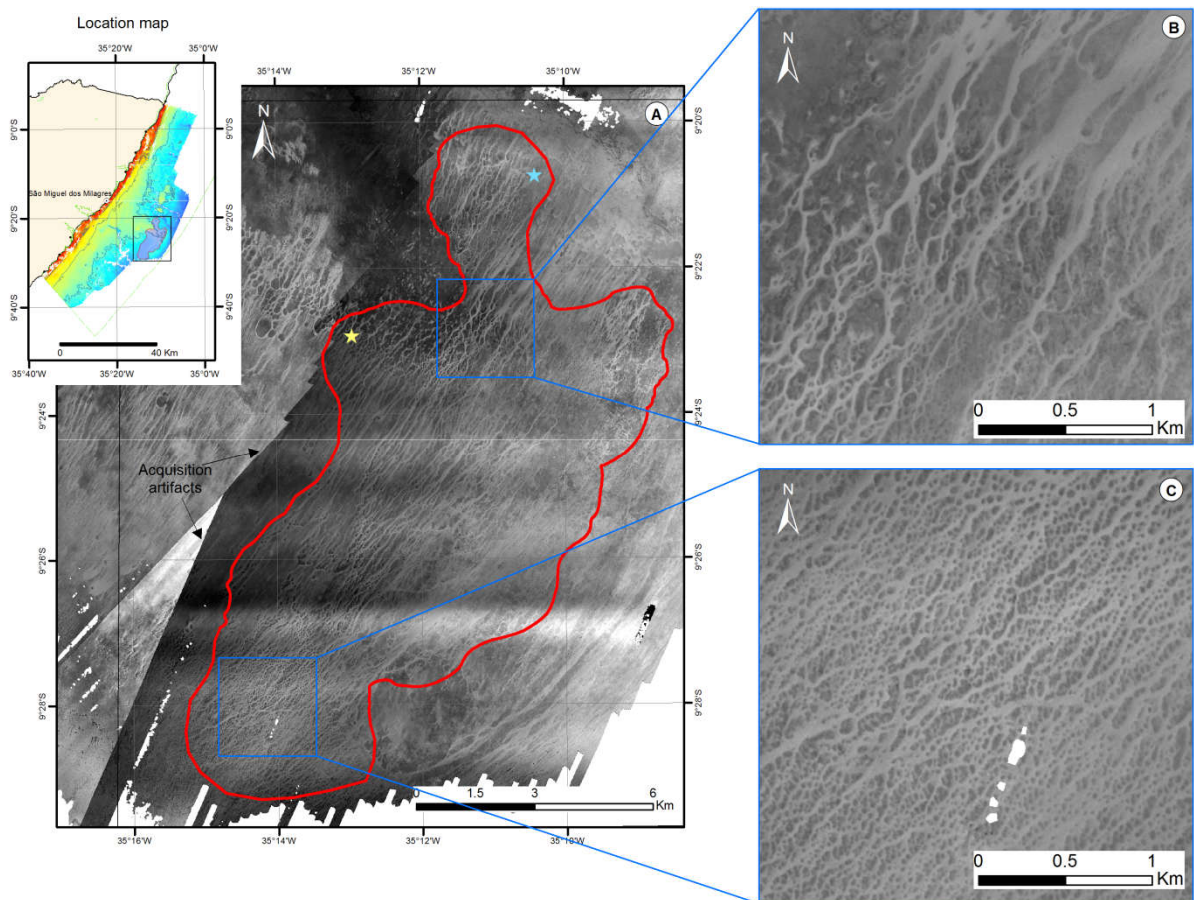
Table 1: Pearson correlation index between the comet marks' geometric parameters. TL: total length from the obstacle upstream limit to the tail downstream limit; H: obstacle height in comparison to the surroundings; HW: obstacle transversal width; and TW: maximum tail width.

	<b>TL</b>	<b>H</b>	<b>OW</b>	<b>TW</b>
<b>TL</b>	1	0.61	0.76	0.88
<b>H</b>	-	1	0.51	0.55
<b>OW</b>	-	-	1	0.72
<b>TW</b>	-	-	-	1

#### 4.4 Erosional gullies

In the central portion of the study area, a field of erosional gullies was observed, spanning an area of 98 km<sup>2</sup>. The field is located between 23 and 30 km offshore in water depths of between 25 and 40 m (Fig. 11A). These erosional features show an unusual braided morphology, with channels diverging around seafloor high points all oriented approximately SW to NE (Figs. 11B and 11C).

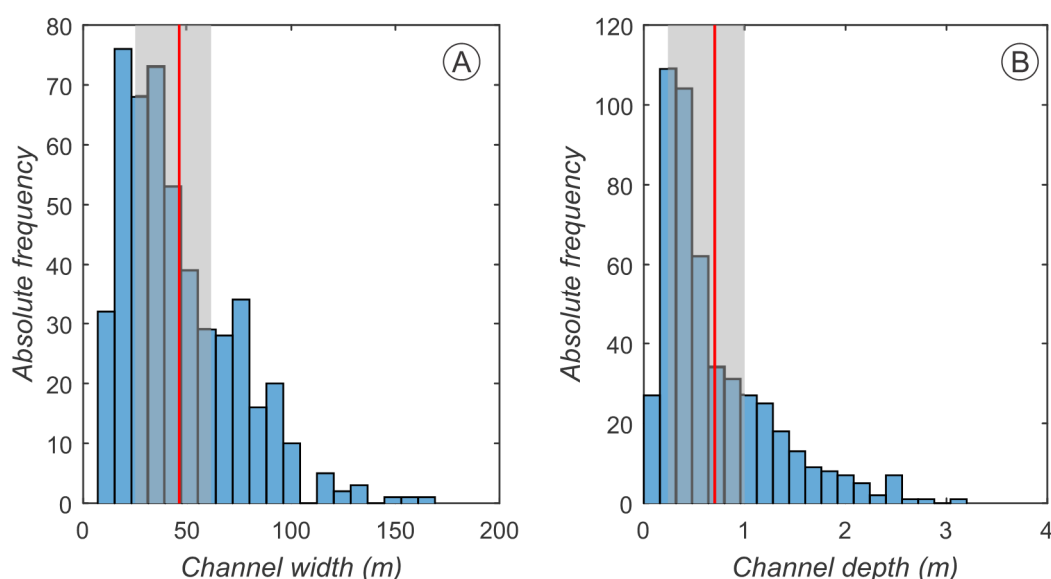
Fig. 11: (A) General appearance of the erosional ravines field, as viewed in a 1:100.000 reflectance image. The right-hand inset details the northern part of the field (B), and the southern portions (C). The yellowish star marks the position of sample shown on Fig. 16B and the blueish one marks the position of underwater pictures shown on Figs. 16A, 16C and 16D.



Font: The author.

The channel width varies between 8 m and 170 m, averaging 45 m (Fig. 12A). The channel depths range from 10 cm to 3 m, with an average of 75 cm (Fig. 12B).

Fig. 12: Histograms derived from the morphometric analysis of the erosional gullies: (A) channel width; (B) channel depth. The red lines indicate the mean value in each data series, and the shaded area indicates the first and third quartiles of the data.



Font: The author.

## 5 Discussion

### 5.1 Sediment cover

The prevalence of biogenic carbonate rich sandy sediments with more than 10% gravel content corroborates the results presented by Francisconi et al. (1974) and França (1979), within the scope of Brazilian government REMAC project (Mineral Reconnaissance of the Brazilian Continental Margin). Regarding the mineral composition of the mid shelf samples, our results agree with those presented by Coutinho (1981). On the inner shelf, however, Coutinho (1981) indicates sediments with a much lower  $\text{CaCO}_3$  content than this study. This discrepancy may arise from the fact that his dataset included samples from the entire inner shelf spanning the states of Alagoas and Sergipe, in the south, including the Sao Francisco River mouth, which is responsible for a significant contribution of terrigenous clasts to inner shelf. In this study, located about 140 km north of that river mouth, there are only a few small rivers reaching the coast (Araújo et al., 2006; Santos, 2010), thus mixing between terrestrial and biogenic sediment is limited.

The high  $\text{CaCO}_3$  levels of the sediment reflects the high levels of biological productivity in this region. The northeastern Brazilian coastal reefs extend for over 3,000 km between the states of Maranhão ( $\sim 1^\circ \text{ S}$ ) and Bahia ( $\sim 18^\circ \text{ S}$ ) and have been studied since the 19<sup>th</sup> century (LEÃO et al., 2015). The Brazilian reef builders are

mainly constituted by hermatypic and fire corals and encrusting coralline algae, with contributions of sponges and soft corals, and they stand out by their relatively low species richness when compared to the Caribbean reefs, with some endemic genera and the remarkable absence of others which are typical from that region (FERREIRA; MAIDA, 2006). According to the same authors, the coastal reefs of Alagoas are surrounded by a dense cover of green calcareous algae clasts (*Halimeda sp.*). This is the same genera that appears in most of the CPRM collected samples on the inner shelf and intertidal zone.

## 5.2 Subaqueous dunes

According to Reineck and Singh (1975), bottom current generated ripples have  $RI$  higher than 15, otherwise  $RI$  lower than 4 implies that the main agent in dune formation are waves. Hence, the high ripple indices of the first order, very large dunes (Fig. 7C) indicate that they are mainly built by bottom currents, and not by waves. Most of them have their lee faces oriented northeastward (Figs. 3 and 7D) and point to a prolonged sediment transport regime from SW to NE. For equivalent median grain sizes as to those found in the study site ( $300 \mu m < d_{50} < 1200 \mu m$ ), Ashley (1990) considered the associated formation of subaqueous dunes to start when the bottom currents are between 0.4 m/s and 0.6 m/s. Considering the higher water temperatures in Alagoas as compared to those of Ashley's (1990) data (a consequently lower fluid viscosity), the expected flow velocity in Alagoas should be slightly higher.

The depth ranges of these dune fields (20-30 m deep) differs from those typically found from other non-tidal, open shelf settings (e.g. ALBARRACÍN et al., 2014; DURÁN et al., 2018; FLEMMING, 1980; RAMSAY, 1994). Many authors relate and describe the occurrence of subaqueous dunes usually deeper than 50 m, situated near the respective shelf breaks, where the influences of the shelf-edge geostrophic flows are more intense. These are also located on subtropical or temperate weather regions, where waves and winds are also stronger and consequently the bottom current forcing agents are more energetic.

Kubicki (2008) however, examined a range of subaqueous dunes from the South Vietnamese mid shelf. In four out of the five regions examined in that work, the depths ranged between 18 m and 43 m. Nevertheless, although this study shares similar features in terms of its tropical location and similar depth range, the South

Vietnamese shelf is located near the mouth of Mekong River, which contributes substantial amounts of fine grained sediments to the shelf. This difference leads to a relative discrepancy in the South Vietnamese dune dimensions (2.1-5.4 m average heights, and 118-340 m average lengths) when compared to the lower and smaller Alagoas shelf dunes.

The prevailing sediment starved conditions, as well as the grain size and composition of the sediments and the tide range, may be the reason for the stunted development of the dunes found on the Alagoas shelf. Although coarse sediment covered sea beds can produce potentially higher and larger dunes, a constant sediment supply is needed for dunes to be continuously fed to develop such potential (FLEMMING, 2000, 2013). Where sediment starvation is occurring, large dunes may also be built due to localized current reversals, often the result of changes in coastline physiography effectively trapping the sediment into large, quasi-static bedform fields (e.g. FLEMMING; MARTIN, 2018; GREEN, 2009). Neither of these options are found to occur in this study and consequently, the bedforms do not have the ability to grow beyond the threshold as controlled by the lack of suitable sediment.

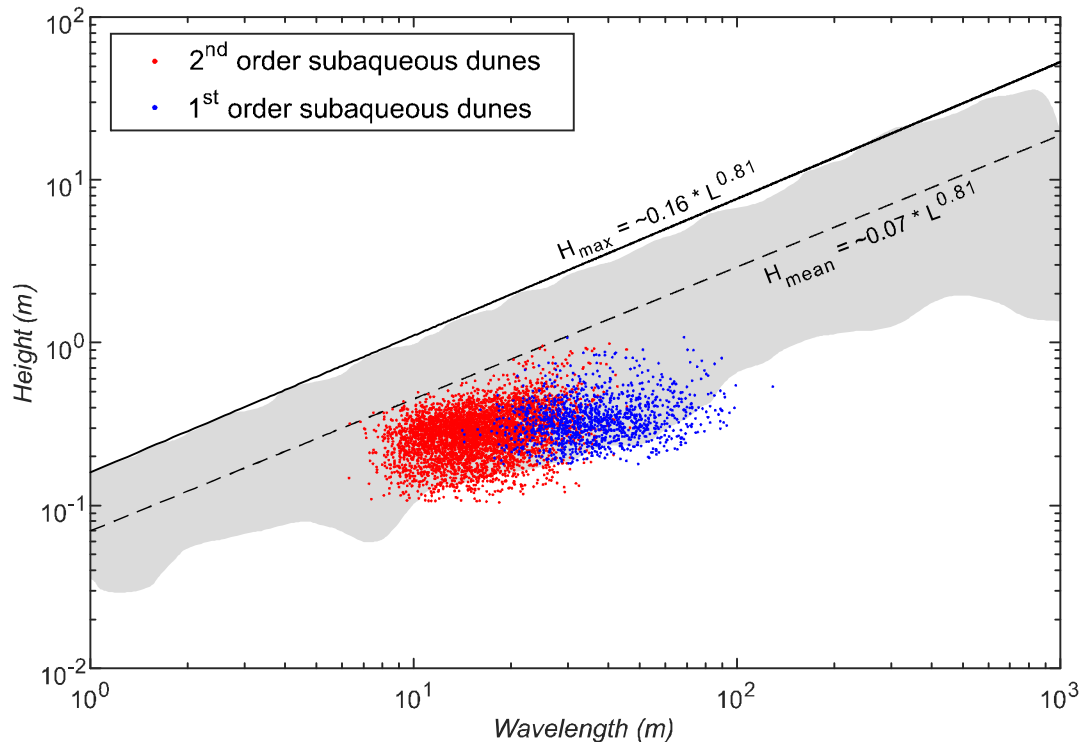
Another important control on the development of subaqueous dunes, which can explain the high *RI* values in comparison to those found by Kubicki (2008), is the stream competence to erode and transport the sediments (FLEMMING, 2000). On coarse sandy and gravelly beds the erosion and transport of sediments requires more intense currents than on fine sandy ones (ALLEN, 1985; HJULSTRÖM, 1935). The Northern Alagoas shelf is typically covered by medium to coarse sand ( $300 \mu m < d_{50} < 1200 \mu m$ ), in contrast to the South Vietnamese shelf, covered by very fine to fine sands ( $120 \mu m < d_{50} < 250 \mu m$ ) (KUBICKI, 2008). The Southeast African mid to outer shelf has a similar grain size composition to this study (FLEMMING, 1980; GREEN, 2009; RAMSAY, 1994), however, the generally narrower shelf and stronger geostrophic currents of that region have resulted in large bedforms being formed and sustained when compared to this study.

The first order dunes appear to have been generated by an approximately constant direction current from SW to NE, as indicated by the positive asymmetry index (Durán et al., 2018). This is probably due to the action of the wind or by influence of the north Brazil undercurrent, a geostrophic current flowing off the continental shelf (SILVEIRA; MIRANDA; BROWN, 1994; STRAMMA; FISCHER; REPPIN, 1995) or by

mesoscale seasonal processes, such as those observed by Schettini et al. (2017), on the coast of Pernambuco, to the north of Alagoas. The high ripple index (*RI*) obtained for the second order large dunes (~120), similarly indicates the role of currents in their construction (REINECK; SINGH, 1975). In contrast to the first order dunes however, the near zero asymmetry index (*AI*) indicates that these features are approximately symmetric and with no significant residual transport in one particular direction. The second order dunes thus appear to have been constructed by the action of a variable-direction current, for example by the action of tidal currents. The fact that the superimposed symmetrical dunes have not reworked and modified the larger first order dunes over which they form is significant. This points to a near steady state oceanographic regime forming the very large dunes, with minor perturbations incapable of completely redistributing the sediment and flattening the dune forms. The preservation potential of these shelf subaqueous dunes is consequently very high.

Figure 13 shows how the height to length ratio for both the first and second order dunes is slightly lower than the global average as stated by Flemming (1988).

Fig.13: Scatter plot diagram of dune height versus dune wavelength comparing this work subaqueous dunes (dots) to those compiled by Flemming (1988). The lines depict the global mean height (dashed line) and maximum height (continuous line). The shaded area shows Flemming's dataset. Note the relatively flatter relationship between height and wavelength for this study, indicating a weaker relationship between the two.



Font: The author.

Although the results obtained here for the  $H/L$  ratio are lower than the global mean predicted by Flemming (2000, 1988), they are practically within the same range of data used and should reflect local flow and sediment cover characteristics that provide more localized controls and thus require further investigation. In accordance with Flemming (2000), the same is true for some of the previous works on which this plot was based (e.g. ALLEN, 1968; JORDAN, 1962; OFF, 1963), however it should not diminish the global mean for comparison purposes with regional particularities. More recently, Lo Iacono et al. (2010), on the Spanish east margin outer shelf, and Feldens et al. (2014), in the south-west Baltic Sea, between Germany and Denmark, also obtained results that lay below the expected global average. Lo Iacono et al. (2010) argue that the dunes they described are a previously unrecognized form of low amplitude bedform that are constructed by high energy current processes that rejuvenated a previously moribund dune field. This was strongly critiqued by Flemming (2013) who considered these more so a product of long term-dune degradation as the shelf was flooded during the post glacial transgression. Feldens

et al. (2014) believed that the limited quantities of sediments dictated the weak development of their dunes, which is the most likely case for the Alagoas shelf.

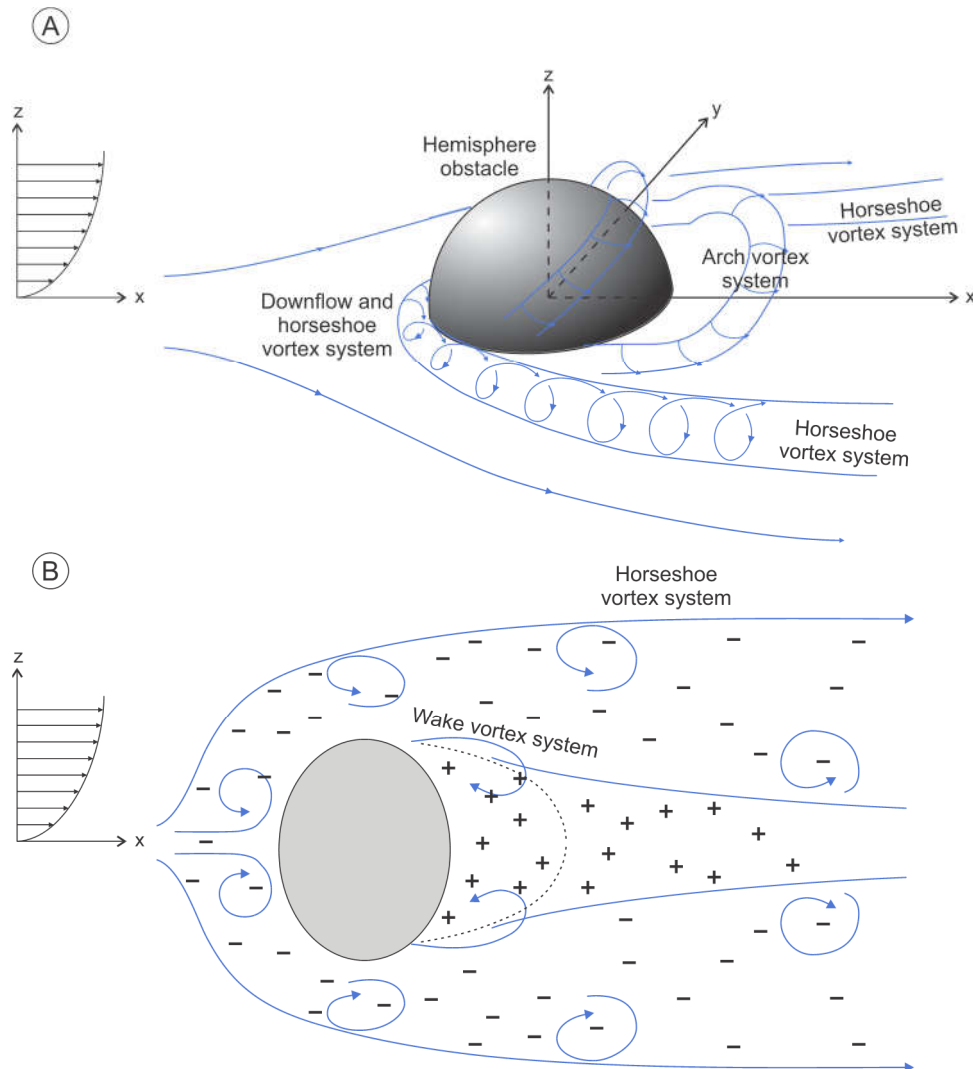
### 5.3 Comet marks

As stated by Werner and Newton (1975), comet marks are longitudinal flow bed forms characterized by the presence of an obstacle that alters the hydrodynamic flow pattern around it. They're named after an elongated erosive mark formed downstream of the obstacle, which makes their appearance, especially when viewed in Side Scan Sonar imagery, resemble the silhouette of a comet, with a rounded head and a long tail. According to the same authors, comet marks occurs on shallow sea beds affected by unidirectional flows, and covered by a veneer of sand deposited over relict coarser sediments. Commonly the obstacle is a biogenic or rock outcrop surrounded by unconsolidated sediments. The earlier works on comet marks (e.g. FLEMMING, 1984; WERNER et al., 1980; WERNER; NEWTON, 1975) relate their occurrence through the observation of Side Scan Sonar images. More recent works applied high resolution multibeam echosounders to describe similar features (e.g. BONALDO et al., 2016; GARLAN et al., 2015). In both cases the differences between the backscattered signal by the tail and its surroundings allow to the comet marks to be observed.

Flume experiments and field observations have shown that the arrangement of different kinds of comet marks correspond to different current speeds and directions, as well as different characteristics of sediment cover (EULER et al., 2017; WERNER et al., 1980). Several works based on numerical modelling have characterized the flow around similar hemisphere shaped features (e.g. DIXEN et al., 2013; HAJIMIRZAIE et al., 2014; SAVORY; TOY, 1986; SHAMLOO et al., 2001), or with special emphasis around cylindrical piles for construction industry applications (e.g. OKAMOTO; SUNABASHIRI, 1992; PATTENDEN et al., 2005; ROULUND et al., 2005). Those flow characteristics are summarized in Fig. 14.



Fig. 14: Schematic representation of the flow in the vicinity of a hemisphere-shaped obstacle. (A) 3D schematic view; (B) plain view. The negative (-) signal indicates a high erosive potential in the horseshoe region, while the positive (+) one indicates a high depositional potential in the wake region. The dotted line indicates the arch-shaped detached shear layer, as shown in A.



Font: (A) Adapted from Dixen et al. (2013); (B) adapted from Euler et al. (2017)

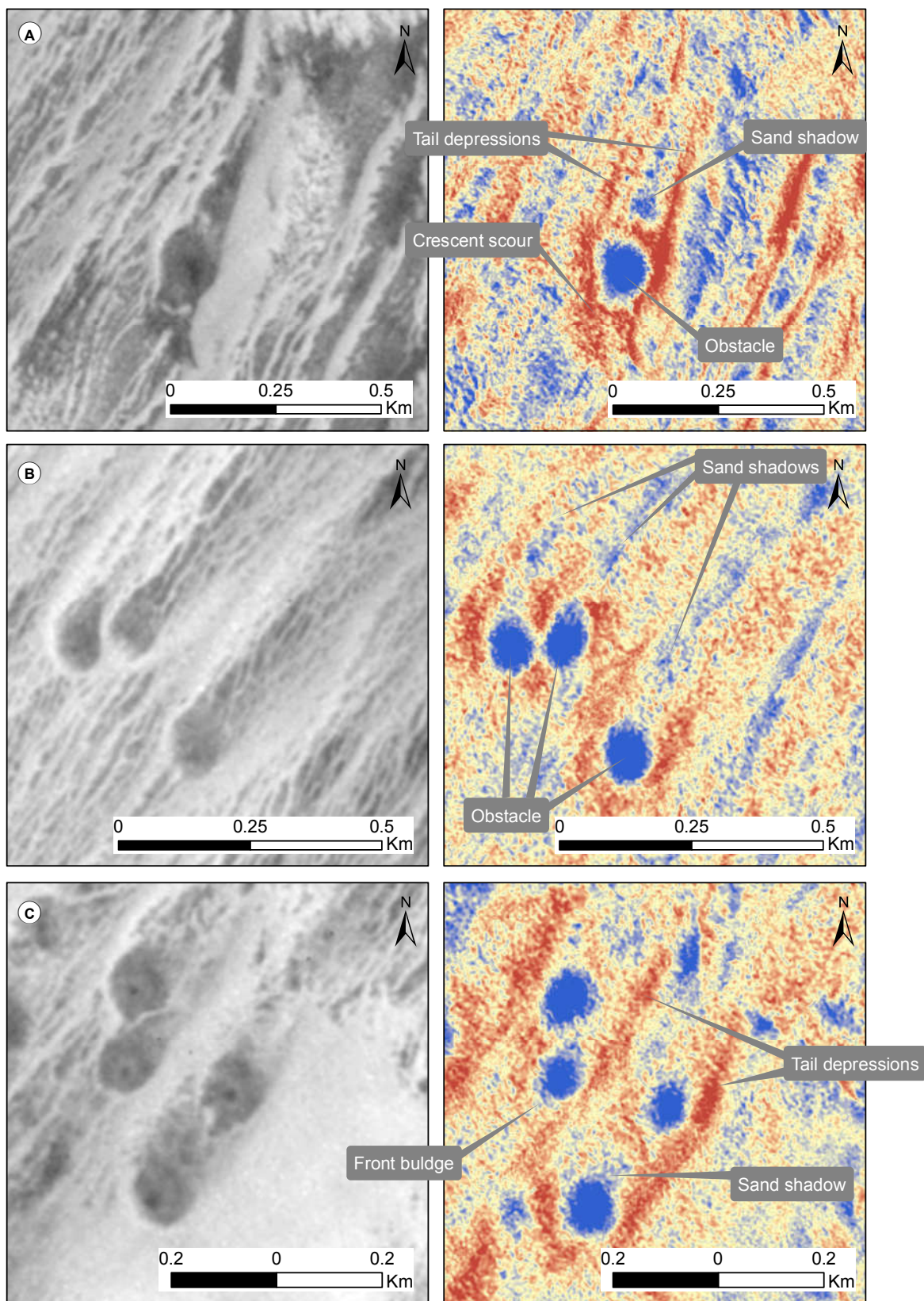
Figure 14 provides the explanation to the genesis of individual characteristic forms of comet marks, as stated by Werner et al. (1980) from flume experiments and field observations. These forms can be identified isolated or jointly on comet marks:

- (a) Crescent scour: formed upstream of the obstacle, its width and depth are dependent on the obstacle's size, as well as sediment grain size and the flow velocity.
- (b) Sand shadow: located immediately downstream of the obstacle, comprising a cone-shaped positive feature, the length and width of which depends on the obstacle dimensions.

- (c) Tail depression: this is most the characteristic feature of a comet mark. Its appearance resembles a horseshoe or a comet tail and it is especially well-excavated on beds covered by fine sandy sediments overlying coarser relict ones. If the sediment cover is coarser, as it happens on Alagoas shelf, it becomes harder to identify this form on the bathymetry data, as the higher flow competence required to erode the bed matches that of the underlying material too.
- (d) Sand streaks and front bulge: flume experiments have shown that on the outer borders of the tail depression it is quite common to observe the deposition of two thin streaks of fine sand. Sometimes these two streaks join together in front of the obstacle, outlining the crescent scour and forming a front bulge.

Although the amount of obstacles in this study, and the close distances between them, will uniquely affect the flows and thus cause the comet marks to further deviate from the idealized models, it is still possible to identify many of the individual forms as described above (Fig. 15).

Fig. 15: Examples of comet marks and their individual characteristic forms, as first described by Werner et al. (1980). On the left-hand column, LiDAR reflectance images. On the right side,  $BPI < 70 m >$  images.



Font: The author.

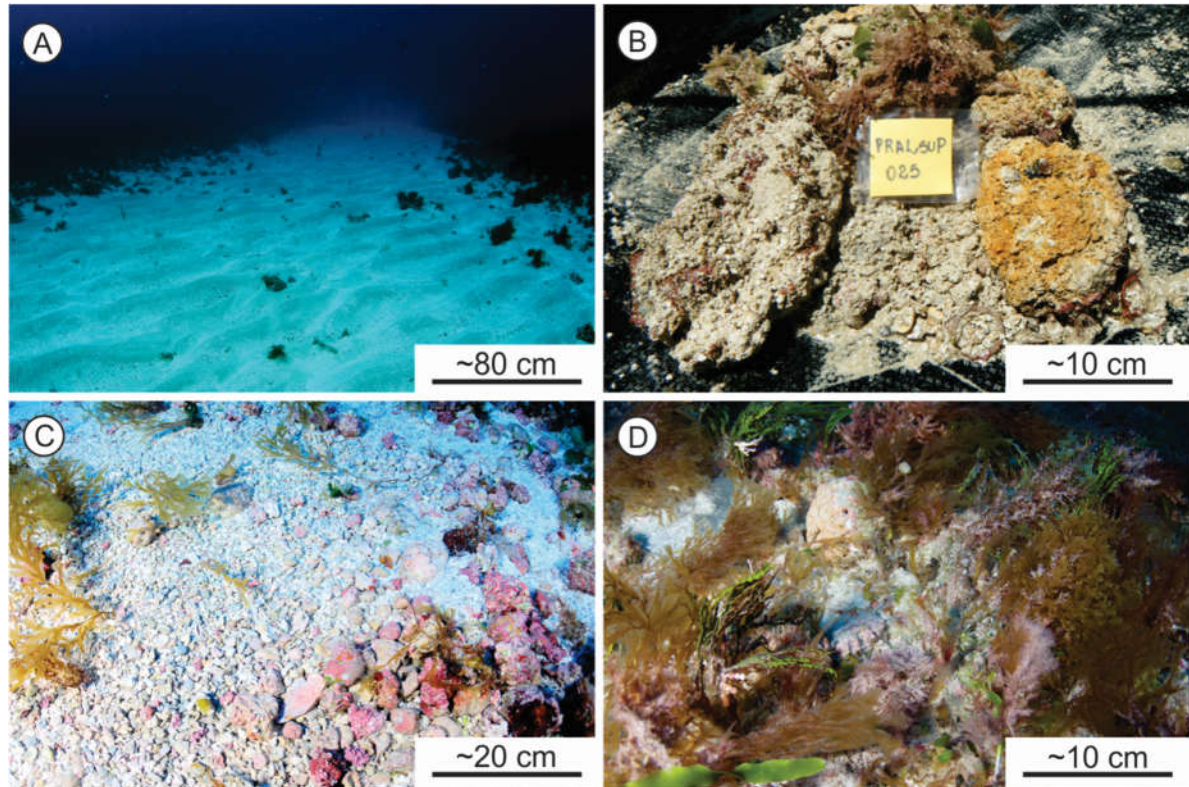
In Figure 15A, an isolated obstacle forms a clear crescentic scour, sand shadow, and tail depression. In other cases (Figs. 15B and 15C), the close proximity of several obstacles changes the sediment transport pattern making it harder to distinguish individual forms. This has been modeled by Papanicolaou et al. (2012).

The comet marks found on Alagoas shelf had an average width to length ratio of 1:6, similar to those found by Flemming (1984), for the giant comet marks of the southeastern African shelf, and much higher than those found and modeled previously (WERNER et al., 1980). According to Werner and Newton (1975), the larger the features, the higher the width to length ratios. This is observed in the correlation matrix of the morphometric parameters as shown in table 1. It's notable that the obstacle width (HW) moderately to strongly correlates to the total length (TL) and tail width (TW) of the mark, and the obstacle height appears to have no significant influence on the comet development.

#### 5.4 Erosional gullies

These features seem to be generated by similar processes to those that led to comet marks: the presence of physical obstacles affects the hydrodynamic flow causing differential erosional and depositional processes in the surrounding areas. Eventually, coarser sediment patches, more difficult to erode (ALLEN, 1985; HJULSTRÖM, 1935), can play the role of obstacle. Hence, differences in the erosive potential of sediment coverage led to the erosive excavation of these erosional gullies. These average 0.75 m deep, and 45 m wide in the study area (Fig. 11). This certainly seems to be the case in the northern part of the erosional gully field (Fig. 10A), where CPRM underwater pictures and samples show the existence of pebble to cobble sized massive rhodolith fields similar to those described all over the Brazilian shelf (e.g. AMADO-FILHO et al., 2012; BAHIA et al., 2010; FOSTER, 2001; KEMPF, 1970; MILLIMAN, 1977; TESTA; BOSENCE, 1999). In reflectance images the rhodolith fields appear darker, and the gullies covered by bioclasts are clearer.

Fig. 16: Pictures taken in the vicinity of the erosional gullies. (A) Wide angle view of a small gully sided by rodolith field; (B) sediment sample from the Alagoas' mid to outer shelf, showing cobble sized rodoliths and associated biota; (C) underwater picture showing the transitional environment between the rodolith fields and the gullies (notice the presence of living red algae incrusting previously deposited fragments of other organisms, such as mollusks); (D) massive rodolith bed covered by green and brown macroalgae.



Font: Photos courtesy of Geological Survey of Brazil/CPRM. (The geographic position of the pictures can be seen on Fig. 11)

In the southernmost portion of the erosional gullies field, obstacles are evident and resemble those that give rise to comet marks i.e. positive relief features, formed by rocky outcrops, and shaped approximately as spherical caps (Fig. 13A). However, in this case the obstacle diameters (approximately 20 m on average) are significantly smaller than those related to the comet marks mapped here (Fig. 9A), together with smaller inter-obstacle spacing. This increased bottom roughness thus seems to increase the hydrodynamic flow complexity, and hence, the braided erosional pattern which is likely self-sustaining due to positive feedback between the surface roughness and turbulence. A similar process is considered for sorted bedform generation on storm dominated inner shelves (e.g. MURRAY; THIELER, 2004), the main departure here being the quasi-permanent influence of the north Brazil undercurrent.

## 6 Conclusions

The northern Alagoas shelf of northeastern Brazil is a typical tropical shelf with atypical bedforms relative to its grain sizes and hydrodynamics. The sediment coverage is predominantly sandy, with a remarkably high abundance of calcareous algae fragments forming sediments ranging from coarse sand to fine gravel. The overall shelf is sediment starved.

In the mid shelf, bedforms formed by bottom currents are common and suggest a net sediment transport from SW to NE. Three kinds of bedforms were mapped and characterized: subaqueous dunes, comet marks, and erosional gullies. In shallower waters between 20 m and 30 m deep, very large dunes with superimposed large symmetrical dunes are found. The stunted vertical development of the very large dunes is related to the sediment starved and relatively coarse character of the shelf. This is in keeping with most other studies of similar-sized bedforms from around the world. The smaller symmetrical large dunes do not appear to rework the underlying very large dunes and suggests a high preservation potential for these shelf dune features.

The comet marks are located within narrow range of depths from 25 m to 30 m. Their atypically large size (*e.g.* Flemming, 1984), could be considered a product of the sediment starved and coarse character of the shelf, but more detailed studies are required to explain it completely. Their width to length ratios are consistent with those predicted by flume experiments and modeling, however it is clear from this study that obstacle height does not dictate the size of the bedform but more so the obstacle width is a controlling factor.

For the first time, this study shows the development of unusual braided erosional features on the shallow shelf. The presence of these erosional gullies in the midshelf is related to self-regulating turbulent flows over coarser bed materials in this area. These features are generated by similar processes to those responsible for comet marks, but due to the close spacing of the objects, this produces an overlapping erosional effect. Where no obstacles are evident, these flows are formed by interaction with very coarse materials creating a sustained turbulence and reinforcing the coarse bottom nature.

The survey tool (ALB), employed for the first time in South America, proved to be adequate not only for regional scale bathymetric surveying, but also for the

description of bedforms spanning a large range of sizes (meters to kilometers in length, and centimeters to tens of meters in height). The vertical precision of the bathymetric data allows the measurement and description of features usually seen only in backscatter data from side scan sonars and multibeam echosounders, with the advantage of covering comparatively vaster areas in relatively shorter times. This tool is thus ideal for further mapping of tropical shelves worldwide.

Lastly, to undertake a complete characterization of the processes involved in the generation of these bedforms, it is recommended that an *in situ* hydrodynamic data survey be undertaken in order to better describe the bottom flow conditions.

#### **4 CONSIDERAÇÕES FINAIS**

Este trabalho objetivou preencher parte da lacuna de conhecimento acerca das características geomorfológicas da plataforma de Alagoas. Empregando uma técnica pioneira no Brasil, foram encontradas e caracterizadas feições de fundo com detalhe praticamente irreconhecíveis nas escalas empregadas em trabalhos anteriores realizados na mesma região.

Algumas destas feições são muito abundantes e dificilmente outra técnica, que não o levantamento LiDAR aerotransportado, permitiria individualizá-las com tamanha precisão, como é o caso dos cerca de 4800 recifes de origem biogênica ou inorgânica que podem ser mapeados, apenas na plataforma interna da porção norte do estado. Outras não encontram paralelo na literatura mesmo em regiões semelhantes em outras partes do Mundo, como é o caso da ravinas erosivas. Estas últimas, em conjunto com as dunas subaquosas e marcas de obstáculo mapeadas e caracterizadas, ambas de grande escala, permitem concluir a existência de um processo atual ou pretérito de transporte sedimentar residual orientado de sudoeste para nordeste, pelo menos, sobre toda a plataforma média do setor ao norte da localidade de Floriano Peixoto, no terço mais a norte do litoral alagoano.

Pela característica geométrica destas feições é possível afirmar que esse processo deve ter capacidade suficiente para retrabalhar sedimentos ricos em areias grossas e cascalhos, uma vez que este é o tipo de sedimento predominante. Contudo, a completa caracterização destes processos exigirá trabalhos futuros voltados à obtenção de informações relacionadas às características do fluxo hidrodinâmico atual (velocidades, direções, sazonalidade) e também ao adensamento de dados sobre a cobertura sedimentar, com coletas de amostras e de imagens subaquáticas, em regiões específicas nos campos de dunas subaquosas, marcas de obstáculos e ravinas erosivas.



## REFERÊNCIAS

- AIRY, G. B. Tides and waves. In: GRIFFIN, J. J. (Ed.). **Encyclopaedia Metropolitana**, vol. 5. Londres, Reino Unido: Mixed Sciences, pp. 241-396, 1845.
- ALBARRACÍN, S. et al. Relict sand waves in the continental shelf of the Gulf of Valencia (Western Mediterranean). **Journal of Sea Research**, v. 93, pp. 33–46, 2014. DOI: 10.1016/j.seares.2013.12.014
- ALLEN, J. R. L. The nature and origin of bed-form hierarchies. **Sedimentology**, v. 10, pp. 161–168, 1968. DOI: 10.1111/j.1365-3091.1968.tb01110.x
- ALLEN, J. R. L. **Principles of Physical Sedimentology**. 1. ed. Londres, Reino Unido: Chapman & Hall, 1985. 272 p. DOI: 10.1007/978-94-010-9683-6
- AMADO FILHO, G. M. et al. Rhodolith beds are major CaCO<sub>3</sub> bio-factories in the tropical southwest Atlantic. **PLoS ONE**, v. 7, n. 4, pp. 5–10, 2012. DOI: 10.1371/journal.pone.0035171
- ARAÚJO, T. C. M. DE et al. Alagoas. In: MUEHE, D. (Ed.). **Erosão e progradação do litoral brasileiro**. Brasília, DF: MMA, 2006. pp. 197–211. ISBN: 8577380289
- ARIENTI, L. M. Gravity flow deposits of the Maceió Formation - Alagoas Baisn, NE of Brazil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 14, n. 2, pp. 357–385, 2006.
- ARNING, E. T. et al. Genesis of phosphorite crusts off Peru. **Marine Geology**, v. 262, n. 1–4, pp. 68–81, 2009. DOI: 10.1016/j.margeo.2009.03.006
- ASHLEY, G. M. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. **Journal of Sedimentary Research**, v. 60, n. 1, pp. 160–172, 1990. DOI: 10.2110/jsr.60.160
- ASLANIAN, D. et al. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints. **Tectonophysics**, v. 468, n. 1–4, pp. 98–112, 2009. DOI: 10.1016/j.tecto.2008.12.016
- ASMUS, H. E.; PONTE, F. C. The Brazilian Marginal Basins. In: **The South Atlantic**. Boston, MA: Springer US, 1973. pp. 87–133. DOI: 10.1007/978-1-4684-3030-1\_3
- ASSIS, H. M. B. et al. **Carta batimétrica da Plataforma Continental Rasa do estado de Alagoas**. Recife, PE: CPRM, 1 mapa, color., 2015.
- ASSIS, H. M. B. et al. **Carta textural e geomorfológica da plataforma rasa de**

- Alagoas - setor Porto Calvo.** Recife, PE: CPRM, 1 mapa, color., 2016a.
- ASSIS, H. M. B. et al. **Carta textural e geomorfológica da Plataforma Rasa de Alagoas, setor Maceió Leste.** Recife, PE: CPRM, 1 mapa, color., 2016b.
- ASSIS, H. M. B. et al. **Carta textural e geomorfológica da Plataforma Rasa de Alagoas, setor Maceió Oeste.** Recife, PE: CPRM, 1 mapa, color., 2016c.
- ASSIS, H. M. B. et al. **Carta textural e geomorfológica da Plataforma Rasa de Alagoas, setor Piaçabuçu.** Recife, PE: CPRM, 1 mapa, color., 2016d.
- BAGNOLD, R. A. An Approach to the Sediment Transport Problem from General Physics. **USGS Professional Paper**, v. 422-I, 42 p., 1966.
- BAHIA, R. G. et al. Rhodolith bed structure along a depth gradient on the northern coast of Bahia state, Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, n. 4, pp. 323–337, 2010. DOI: 10.1590/S1679-87592010000400007
- BAPTISTA NETO, J. A.; SILVA, C. G. Morfologia do fundo oceânico. In: BAPTISTA NETO, J. A.; PONZI, V. R. A.; SICHEL, S. E. (Eds.). **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro, RJ: Interciência, 2004. pp. 31–51. ISBN: 8571930988
- BATHURST, R. G. C. **Carbonate Sediments and their Diagenesis**. Série Developments in Sedimentology, vol. 12. 2. ed. Amsterdam, Holanda: Elsevier B.V., 1975. 657 p. ISBN: 9780080869230
- BELDE, J.; REUNING, L.; BACK, S. Bottom currents and sediment waves on a shallow carbonate shelf, Northern Carnarvon Basin, Australia. **Continental Shelf Research**, v. 138, n. February, pp. 142–153, 2017. DOI: 10.1016/j.csr.2017.03.007
- BIRD, E. **Coastal Geomorphology: an introduction**. 2. ed. Chichester: John Wiley & Sons Ltd., 2008. 436 p. ISBN: 9780470517291
- BITTENCOURT, A. C. S. P. et al. Longshore transport on the northeastern Brazilian coast and implications to the location of large scale accumulative and erosive zones: An overview. **Marine Geology**, v. 219, n. 4, pp. 219–234, 2005. DOI: 10.1016/j.margeo.2005.06.006
- BLOTT, S. J.; PYE, K. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 26, pp. 1237–1248, 2001. DOI: 10.1002/esp.261

- BOERSMA, J. R. **Distinguishing features of wave-ripple cross-stratification and morphology**. Tese (Doutorado). Utrecht, NL: University of Utrecht, 1970. 65 p.
- BOGGS JR., S. **Principles of Sedimentology and Stratigraphy**. 4. ed. Upper Saddle River, NJ: Pearson Prentice Hall, 2006. 600 p. ISBN: 9780321643186
- BOGUCHWAL, L.; SOUTHARD, J. B. Bed Configurations in Steady Unidirectional Water Flows. Part 1. Scale Model Study Using Fine Sands. **SEPM Journal of Sedimentary Research**, v. Vol. 60, n. 5, pp. 649–657, 1990. DOI: 10.1306/212F923C-2B24-11D7-8648000102C1865D
- BONALDO, D. et al. Interactions among Adriatic continental margin morphology , deep circulation and bedform patterns. **Marine Geology**, v. 375, pp. 82–98, 2016. DOI: 10.1016/j.margeo.2015.09.012
- BRIDGE, J.; DEMICCO, R. **Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits**. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2008. 815 p. DOI: 10.1002/jqs.1323
- BRUUN, P. Sea level rise as a cause of shore erosion. **Proceedings, American Society of Civil Engineers**, v. 88, pp. 117–130, 1962.
- CAMPOS, T. F. DA C. et al. Estado da arte da geologia do Arquipélago de São Pedro e São Paulo (Atlântico norte equatorial brasileiro). In: MOHR, L. V. et al. (Eds.). **Ilhas Oceânicas Brasileiras: da pesquisa ao manejo**. Volume II. Brasília, DF: MMA/Secretaria de Biodiversidade e Florestas, 2009. pp. 55–80. ISBN: 9788577380763
- CASTRO, J. W. DE A.; ANTONELLO, L. L. Geologia das ilhas oceânicas brasileiras. In: ALVES, R. J. V.; CASTRO, J. W. DE A. (Eds.). **Ilhas oceânicas brasileira: da pesquisa ao manejo**. Volume I. Brasília, DF: MMA/Secretaria de Biodiversidade e Florestas, 2006. pp. 27–57. ISBN: 9788587166913
- CATUNEANU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy**. Amsterdam, Holanda: Elsevier, 2006. 386 p. ISBN: 9780080473987
- CHUST, G. et al. Coastal and estuarine habitat mapping, using LIDAR height and intensity and multi-spectral imagery. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 78, n. 4, pp. 633–643, 2008. DOI: 10.1016/j.ecss.2008.02.003
- CORREIA, M. D. Scleractinian corals (Cnidaria: Anthozoa) from reef ecosystems on

the Alagoas coast, Brazil. **Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom**, v. 91, n. 3, pp. 659–668, 2011. DOI: 10.1017/S0025315410000858

COSTA, B. M.; BATTISTA, T. A.; PITTMAN, S. J. Comparative evaluation of airborne LiDAR and ship-based multibeam SoNAR bathymetry and intensity for mapping coral reef ecosystems. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, n. 5, pp. 1082–1100, 2009. DOI: 10.1016/j.rse.2009.01.015

COUTINHO, P. N. **Geologia marinha da plataforma continental Alagoas-Sergipe**. Tese (Doutorado em Geociências). Recife, PE: Universidade Federal de Pernambuco, 1976. 112 p.

COUTINHO, P. N. **Levantamento do estado da arte da pesquisa dos recursos vivos marinhos do Brasil**. Relatório do Programa REVIZEE (1995-2000) - Oceanografia Geológica. Brasília, DF: FEMAR/SECIRM/MMA, 2000.

DEAN, R. G.; DALRYMPLE, R. A. **Coastal Processes with Engineering Applications**. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2001. 488 p. ISBN: 9780521602754

DEPARIS, V.; LEGROS, H.; SOUCHAY, J. Investigations of Tides from the Antiquity to Laplace. In: SOUCHAY, J.; MATHIS, S.; TOKIEDA, T. (Eds.). **Tides in Astronomy and Astrophysics**. Lectures Notes in Physics. Berlin, Alemanha: Springer-Verlag, 2013. pp. 31–82. DOI: 10.1007/978-3-642-32961-6

DIAS, G. T. DE M.; VILLAÇA, R. C. Coralline Algae Depositional Environments on the Brazilian Central – South- Eastern Shelf Coralline Algae Depositional Environments on the Brazilian Central – South-Eastern Shelf. **Journal of Coastal Research**, v. 28, n. 1, pp. 270–279, 2012. DOI: 10.2112/11T-00003.1

DIXEN, M.; SUMER, B. M.; FREDSE, J. Numerical and experimental investigation of flow and scour around a half-buried sphere. **Coastal Engineering**, v. 73, pp. 84–105, 2013. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2012.10.006

DOMINGUEZ, J. M. L. **Evolução Quaternária da planície costeira do rio Jequitinhonha (BA): influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea de sedimentos**. Dissertação (Mestrado em Geociências). Salvador, BA: Universidade Federal da Bahia, 1982. 79 p.

- DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. **Sedimentary Geology**, v. 80, n. 3–4, pp. 213–232, 1992. DOI: 10.1016/0037-0738(92)90042-P
- DUBOIS, R. N. Predicting beach erosion as a function of rising water level. **Journal of Geology**, v. 85, n.4, pp. 470– 476, 1977. DOI: 10.1086/628320
- DURÁN, R. et al. Formation, evolution and present-day activity of offshore sand ridges on a narrow, tideless continental shelf with limited sediment supply. **Marine Geology**, v. 397, pp. 93–107, 2018. DOI: 10.1016/j.margeo.2017.11.001
- EKMAN, V. W. On the influence of the Earth's rotation on ocean-currents. **Arkiv För Matematik, Astronomi Och Fysik**, v. 2, n. 11, 52 p., 1905.
- EMERY, K. O.; TRACEY, J. I. J.; LADD, H. S. A. Geology of Bikini and nearby atolls. Bikini and Nearby Atolls: Part 1, Geology. **USGS Professional Paper**, vol. 260-A, 264 p., 1954.
- EULER, T. et al. Hydromorphological processes at submerged solitary boulder obstacles in streams. **Catena**, v. 157, n. May, pp. 250–267, 2017. DOI: 10.1016/j.catena.2017.05.028
- FARINA, L. **Ondas Oceânicas de Superfície**. Série Notas em Matemática Aplicada, vol. 25. São Carlos, SP: SBMAC, 2006. 114 p.
- FEIJÓ, F. J. Bacias de Sergipe e Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 8, n. 1, pp. 149–161, 1994.
- FELDENS, P. et al. Occurrence of flow parallel and flow transverse bedforms in Fehmarn Belt (SW Baltic Sea) related to the local palaeomorphology. **Geomorphology**, v. 231, n. December, pp. 53–62, 2014. DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.11.021
- FERREIRA, B. P.; MAIDA, M. **Monitoramento dos Recifes de Coral do Brasil: situação e perspectivas**. Série Biodiversidade, vol. 18. Brasília, DF: MMA - Ministério do Meio Ambiente, 2006. 250 p.
- FIGUEIREDO JR., A. G. et al. **Geomorfologia da plataforma continental da bacia Sergipe-Alagoas**. XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA. **Anais...Armação de Búzios**, RJ: ABEQUA, 2011.

FINKL, C. W.; BENEDET, L.; ANDREWS, J. L. Submarine Geomorphology of the Continental Shelf off Southeast Florida Based on Interpretation of Airborne Laser Bathymetry. **Journal of Coastal Research**, v. 216, pp. 1178–1190, 2005. DOI: 10.2112/05A-0021.1

FLEMMING, B. W. Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elizabeth (southeast African continental margin). **Sedimentary Geology**, v. 26, n. 1–3, pp. 179–205, 1980. DOI: 10.1016/0037-0738(80)90011-1

FLEMMING, B. W. Giant comet marks. **Geo-Marine Letters**, v. 4, n. 2, pp. 113–115, jun. 1984. DOI: 10.1007/BF02277081

FLEMMING, B. W. Zur klassifikation subaquatischer, strömungs transversaler transport körper. **Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeit**, v. 29, pp. 44–47, 1988.

FLEMMING, B. W. **The role of grain size, water depth and flow velocity as scaling factors controlling the size of subaqueous dunes.** Marine Sandwave Dynamic, International Workshop. **Anais...Lille: University of Lille 1**, 2000.

FLEMMING, B. W. Comment on “Large-scale bedforms along a tideless outer shelf setting in the western Mediterranean” by Lo Iacono et al. (2010) in Continental Shelf Research vol 30, pp. 1802-1813. **Continental Shelf Research**, v. 52, n. January 2013, pp. 203–207, 2013. DOI: 10.1016/j.csr.2012.11.012

FLEMMING, B. W.; KEITH MARTIN, A. The Tsitsikamma coastal shelf, Agulhas Bank, South Africa: example of an isolated Holocene sediment trap. **Geo-Marine Letters**, v. 38, n. 1, p. 107–117, 2018. DOI: 10.1007/s00367-017-0507-5

FOREMAN, M. G. G.; NEUFELD, E. T. Harmonic tidal analysis of long time series. **International Hydrographic Review**, pp. 85–108, 1991.

FOSTER, M. S. Rhodoliths: Between rocks and soft places. **Journal of Phycology**, v. 37, n. 5, pp. 659–667, 2001. DOI: 10.1046/j.1529-8817.2001.00195.x

FOSTER, M. S. et al. Rhodoliths and rhodolith beds. **Smithsonian contributions to the Marine Sciences**, v. 39, n. February, pp. 143–155, 2013. DOI: 10.5479/si.1943667X.39

FRANÇA, A. M. C. Geomorfologia da margem continental leste brasileira e da bacia

oceânica adjacente. In: H. A. F. Chaves (Ed.). **Projeto REMAC: Geomorfologia da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas Adjacentes**. Relatório final, n. 7. Rio de Janeiro, RJ: PETROBRÁS, DNPM, CPRM, DHN, pp. 89-127, 1979.

FRANCISCONI, Ó. et al. **Geologia costeira e sedimentos da plataforma continental brasileira**. XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Porto Alegre, RS: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974.

GARLAN, T.; MARCHÈS, E.; BRENON, E. **A classification of scouring marks in microtidal environments from analysis of long term wreck marks**. The Proceedings of the Coastal Sediments 2015. **Anais...**WORLD SCIENTIFIC, jul. 2015.

GARRISON, T. S. **Fundamentos de Oceanografia**. Tradução de Cintia Miyaji et al. 1. ed. São Paulo, SP: Cengage Learning, 2010. 426 p.

GEORGI, J. Memories of Alfred Wegener. In: RUNCORN, S. K. (Ed.). **Continental Drift**. Londres, UK: Academic Press, Inc., 1962. pp. 308–324.

GODIN, G. **The Analysis of Tides**. Toronto: University of Toronto Press, 1972. 264 p. ISBN: 9780802017475

GOMES, M. P. et al. Bedrock control on the Assu Incised Valley morphology and sedimentation in the Brazilian Equatorial Shelf. **International Journal of Sediment Research**, v. 31, n. 2, pp. 181–193, 2016. DOI: 10.1016/j.ijsrc.2015.04.002

GREEN, A. Sediment dynamics on the narrow, canyon-incised and current-swept shelf of the northern KwaZulu-Natal continental shelf, South Africa. **Geo-Marine Letters**, v. 29, n. 4, p. 201–219, 2009. DOI: 10.1007/s00367-009-0135-9

GUENTHER, G. C. et al. Meeting the Accuracy Challenge in Airborne Lidar Bathymetry. **EARSel eProceedings**, v. 1, n. 1, pp. 1–27, 2000.

GUILCHER, A. **Coastal and Submarine Morphology**. Londres, UK: Methuen&Co. Ltd., 1958. 298 p.

HAJIMIRZAI, S. M. et al. Flow characteristics around a wall-mounted spherical obstacle in a thin boundary layer. **Experiments in Fluids**, v. 55, n. 6, p. 1762, 2014. DOI: 10.1007/s00348-014-1762-0

HANEBUTH, T. J. J. et al. Formation and fate of sedimentary depocentres on

southeast Asia's Sunda Shelf over the past sea-level cycle and biogeographic implications. **Earth Science Reviews**, v. 104, n. 1–3, pp. 92–110, 2011. DOI: 10.1016/j.earscirev.2010.09.006

HANLEY, M. E. et al. Shifting sands? Coastal protection by sand banks, beaches and dunes. **Coastal Engineering**, v. 87, pp. 136–146, 2014. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2013.10.020

HEEZEN, B. C. Deep sea-floor. In: RUNCORN, S. K. (Ed.). **Continental Drift**. Nova Iorque, EUA: Academic Press, Inc., 1962. pp. 235–288.

HEEZEN, B. C.; THARP, M. **Physiographic diagram of the South Atlantic Ocean, the Caribbean Sea, the Scotia Sea, and the Eastern Margin of the South Pacific Ocean**. Nova Iorque, EUA: Geological Society of America, 1961.

HEEZEN, B. C.; THARP, M.; EWING, M. The floors of the oceans: I. The North Atlantic: Text to accompany the physiographic diagram of the North Atlantic. **The Geological Society of America Special Paper Series**. Palisades, NY: Geological Society of America, 1959. 122 p.

HEMMINGA, M. A.; DUARTE, C. M. **Seagrass Ecology**. 1. ed. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2000. ISBN: 9780521661843. 312 p.

HICKS, S. D. et al. **Tide and current glossary**. Silver Spring, MD: US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Ocean Service, 1999. 28 p.

HICKS, S. D.; SZABADOS, M. W. **Understanding tides**. Rockville, MD: US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Ocean Service, 2006. 84 p. ISBN: 9781125406656

HJULSTRÖM, F. **Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris**. Tese (Doutorado). Uppsala, Suécia. Uppsala University, 1935.

HOPLEY, D. Beachrock as a sea-level indicator. In: VAN DE PLASSCHE, O. (Ed.). **Sea-Level research: a manual for the collection and evaluation of data**. Norwich, UK: Geo Books, 1986. pp. 157–173. ISBN: 9789400942158

HUXLEY, T. H. On the reception of the 'Origin of Species'. In: DARWIN, F. (ed.). **The life and letters of Charles Darwin, including an autobiographical chapter**. Volume 2. Londres, Reino Unido: John Murray, 1887, pp. 179-204.



INGLE JR., J. C. . **The Movement of Sand Beach: an analysis using fluorescent grains**. Série Developments in Sedimentology, vol. 5. Amsterdam, Holanda: Elsevier B.V., 1966. 220 p. ISBN: 9780080869155

IRISH, J. L.; MCCLUNG, J. K.; LILLYCROP, W. J. Airborne Lidar Bathymetry: The Shoals System. **Bulletin-International Navigation Association**, pp. 43–54, 2000.

JORDAN, G. F. Large submarine sand waves. **Science**, v. 136, n. 3519, pp. 839–848, 1962. DOI: 10.1126/science.136.3519.839

KEMPF, M. Notes on the benthic bionomy of the N-NE Brazilian shelf. **Marine Biology**, v. 5, n. 3, pp. 213–224, 1970. DOI: 10.1007/BF00346909

KIM, G. B. et al. Wave-planation surfaces in the mid-western East Sea ( Sea of Japan ): Indicators of subsidence history and paleogeographic evolution of back-arc basin. **Marine Geology**, v. 344, pp. 65–81, 2013. DOI: 10.1016/j.margeo.2013.07.008

KNAUSS, J. R. **Introduction to Physycal Oceanography**. 2. ed. Long Grove, IL: Waveland Press, Inc, 2005. 320 p. ISBN: 978-1577664291

KOMAR, P. D. **Beach Processes and Sedimentation**. 1. ed. Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall, Inc., 1976.

KOMAR, P. D.; GAUGHAN, M. K. **Airy wave theory and breaker height prediction**. 13th Coastal Engineering Conference. **Anais...Vancouver, Canadá**: ASCE/American Society of Civil Engineers, 1972. DOI: 10.9753/icce.v13.25p

KUBICKI, A. Large and very large subaqueous dunes on the continental shelf off southern Vietnam, South China Sea. **Geo-Marine Letters**, v. 28, n. 4, pp. 229–238, 2008. DOI: 10.1007/s00367-008-0103-9

LE PROVOST, C. Ocean Tides. In: FU, L.-L.; CAZENAVE, A. (Eds.). **Satellite Altimetry and Earth Sciences: a handbook of techniques and applications**. Série International Geophysics, vol. 69. San Diego, EUA: Academic Press, Inc., 2001. pp. 267–303. ISBN: 9780080516585

LEÃO, Z. M. A. N. et al. Brazilian coral reefs in a period of global change: a synthesis. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 64, n. sp2, pp. 97–116, 2016. DOI: 10.1590/S1679-875920160916064sp2

LEÃO, Z. M. A. N.; KIKUCHI, R. K. P. **Brazil, Coral Reefs**. Dordrecht, Holanda: Springer Netherlands, 2011. (Nota técnica).

LEÃO, Z. M. A. N.; KIKUCHI, R. K. P.; TESTA, V. Corals and coral reefs of Brazil. In: CORTÉS, J. (Ed.). **Latin American Coral Reefs**. Amsterdam, Holanda: Elsevier B.V., 2003. pp. 9–52. DOI: 10.1016/B978-044451388-5/50003-5

LEEDER, M. **Sedimentology and Sedimentary Basins: from turbulence to tectonics**. 2. ed. Chichester, UK: Wiley-Blackwell, 2011. 784 p. ISBN: 9781405177832

LIBES, S. M. **Introduction to Marine Biogeochemistry**. Amsterdam, Holanda: Academic Press, Inc., 2009. 928 p. ISBN: 9780120885305

LO IACONO, C. et al. Large-scale bedforms along a tideless outer shelf setting in the western Mediterranean. **Continental Shelf Research**, v. 30, n. 17, pp. 1802–1813, 2010. DOI: 10.1016/j.csr.2010.08.005

LONG, B. F. et al. Airborne LiDAR bathymetry applied to coastal hydrodynamic processes. **Coastal Engineering**, pp. 1–12, 2010. DOI: 10.9753/icce.v32.sediment.26

MARTIN, L. et al. **Schéma de la sédimentation quaternaire sur la partie du littoral brésilien**. Série Géologique. v. 13, n. 1, pp. 59–81, 1983. ISSN: 00297232

MARTINS, L. R.; COUTINHO, P. N. The Brazilian continental margin. **Earth Science Reviews**, v. 17, n. 1–2, pp. 87–107, 1981. DOI: 10.1016/0012-8252(81)90007-6

MASSELINK, G.; HUGHES, M.; KNIGHT, J. **Introduction to Coastal Processes and Geomorphology**. 2. ed. Londres, UK: Hodder Education, 2011. 432 p. ISBN: 9781444122404

MEYSMAN, F. J. R.; MIDDELBURG, J. J.; HEIP, C. H. R. Bioturbation: a fresh look at Darwin's last idea. **Trends in Ecology and Evolution**, v. 21, n. 12, pp. 688–695, 2006. DOI: 10.1016/j.tree.2006.08.002

MILLER, K. G. et al. The Phanerozoic record of global sea-level change. **Science**, v. 310, n. 5752, pp. 1293–1298, 2005. DOI: 10.1126/science.1116412

MILLIMAN, J. D. Role of calcareous algae in Atlantic continental margin sedimentation. In: FLÜGEL, E. (Ed.). **Fossil Algae. Recent results and**

**developments.** Berlin, Alemanha: Springer-Verlag, 1977. pp. 232–247. DOI: 10.1007/978-3-642-66516-5

MUNK, W. H. Origin and Generation of Waves. **Coastal Engineering Proceedings**, v. 1, pp. 1–4, 1950. DOI: 10.9753/icce.v1.1

MUNK, W. H. On the wind-driven ocean circulation. **Journal of Meteorology**, v. 7, n. 2, pp. 79–93, 1951.

MURRAY, A. B.; THIELER, E. R. A new hypothesis and exploratory model for the formation of large-scale inner-shelf sediment sorting and “rippled scour depressions”. **Continental Shelf Research**, v. 24, n. 3, p. 295–315, 2004. DOI: 10.1016/j.csr.2003.11.001

MUTO, T.; STEEL, R. J. The accommodation concept in sequence stratigraphy: some dimensional problems and possible redefinition. **Sedimentary Geology**, v. 130, pp. 1–10, 2000. DOI: 10.1016/S0037-0738(99)00107-4

NICHOLS, G. **Sedimentology and Stratigraphy**. 2. ed. Chichester, UK: Willey-Blackwell, 2009. 432 p. ISBN: 9781405135924

OFF, T. Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents. **Bulletin of American Association of Petroleum Geologists**, v. 47, n. 2, pp. 324–347, 1963.

OKAMOTO, S.; SUNABASHIRI, Y. Vortex Shedding From a Circular Cylinder of Finite Length Placed on a Ground Plane. **Journal of Fluids Engineering**, v. 114, n. 4, pp. 512–521, 1992. DOI: 10.1115/1.2910062

PAES, E. T. Necton Marinho. In: PEREIRA, R. C.; SOARES-GOMES, A. (Eds.). **Biologia Marinha**. Rio de Janeiro, RJ: Interciência, 2002. pp. 159–194. ISBN: 9788571932135

PAPANICOLAOU, A. N. et al. Effects of a fully submerged boulder within a boulder array on the mean and turbulent flow fields: Implications to bedload transport. **Acta Geophysica**, v. 60, n. 6, pp. 1502–1546, 2012. DOI: 10.2478/s11600-012-0044-6

PATTENDEN, R. J.; TURNOCK, S. R.; ZHANG, X. Measurements of the flow over a low-aspect-ratio cylinder mounted on a ground plane. **Experiments in Fluids**, v. 39, n. 1, pp. 10–21, 2005. DOI: 10.1007/s00348-005-0949-9

PAWLOWICZ, R.; BEARDSLEY, B.; LENTZ, S. Classical tidal harmonic analysis

including error estimates in MATLAB using TDE. **Computers and Geosciences**, v. 28, n. 8, pp. 929–937, 2002. DOI: 10.1016/S0098-3004(02)00013-4

PINET, P. **Fundamentos de Oceanografia**. Tradução de Otoniel Domingos De Sant’Ana; Francisco Alves Dos Santos. Rio de Janeiro, RJ: LTC, 2017. 448 p. ISBN: 9788521633976

POND, S.; PICKARD, G. L. **Introductory Dynamical Oceanography**. 2. ed. Oxford: Pergamon Press Ltd., 1983. 349 p. ISBN: 9780750624961

PONZI, V. R. A. Sedimentação Marinha. In: BAPTISTA NETO, J. A.; PONZI, V. R. A.; SICHEL, S. E. (Eds.). **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro, RJ: Interciência, 2004. pp. 219–241. ISBN: 8571930988

POPPE, L. J.; ELIASON, A. H.; HASTINGS, M. E. A Visual Basic program to classify sediments based on gravel-sand-silt-clay ratios. **Computers and Geosciences**, v. 29, n. 6, pp. 805–809, 2003. DOI: 10.1016/S0098-3004(03)00048-7

RAMSAY, P. J. Marine geology of the Sodwana Bay shelf, southeast Africa. **Marine Geology**, v. 120, n. 3–4, pp. 225–247, 1994. DOI: 10.1016/0025-3227(94)90060-4

REINECK, H.-E.; SINGH, I. B. Current and wave ripples. In: \_\_\_\_\_. **Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics**. Berlin, Alemanha: Springer-Verlag, 1975. pp. 22–55. ISBN: 9783642962912

ROULUND, A. et al. Numerical and experimental investigation of flow and scour around a circular pile. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 534, pp. 351–401, 2005. DOI: 10.1017/S0022112005004507

RUNCORN, S. K. Towards a Theory of Continental Drift. **Nature**, v. 193, n. 4813, pp. 311–314, 27 jan. 1962. DOI: 10.1038/193311a0

SANTOS, A. N. **A dinâmica costeira e seus efeitos sobre a ocupação urbana na orla marítima do estado de Alagoas**. Tese (Doutorado em Geociências). Salvador, BA: Universidade Federal da Bahia, 2010. 203 p.

SANTOS, M. C. F. et al. Caracterização topográfica do habitat do *Cardisoma guanhumi* Latreille, 1828 (*Decapoda, Gecarcinidae*) na APA Costa dos Corais (Pernambuco e Alagoas, Brasil). **Biota Amazônia**, v. 6, n. 3, pp. 102–107, 2016. DOI: 10.18561/2179-5746/biotaamazonia.v6n3p102-107

SAVORY, E.; TOY, N. The flow regime in the turbulent near wake of a hemisphere. **Experiments in fluids**, v. 4, n. 4, pp. 181–188, 1986. DOI: 10.1007/BF00717812

SCHETTINI, C. A. F. et al. Seasonal variability of water masses and currents at the eastern Brazilian continental shelf (7.5-9° S). **Regional Studies in Marine Science**, v. 16, pp. 131–144, 2017. DOI: 10.1016/j.rsma.2017.08.012

SCHLEE, J. S. Atlantic continental shelf and slope of the United States - sediment texture of the northeastern part. **USGS Professional Paper**, v. 529-L, 63 p.

SCHWARTZ, M. L. The Bruun theory of sea-level rise as a cause of shore erosion. **The Journal of Geology**, v. 75, n. 1, pp. 76–92, 1967.

SHAMLOO, H.; RAJARATNAM, N.; KATOPODIS, C. Hydraulics of simple habitat structures. **Journal of Hydraulic Research**, v. 39, n. 4, pp. 351–366, 2001. DOI: 10.1080/00221680109499840

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. **SEPM Journal of Sedimentary Research**, v. Vol. 24, n. 3, pp. 151–158, 1954. DOI: 10.1306/D4269774-2B26-11D7-8648000102C1865D

SHORT, A. D.; JACKSON, D. W. T. Beach morphodynamics. **Treatise on Geomorphology**, v. 10, n. October, pp. 106–129, 2013. ISBN: 9780123747396

SILVA, C. G. et al. Ambientes de Sedimentação Costeira e Processos morfodinâmicos Atuantes na Linha de Costa. In: BAPTISTA NETO, J. A.; PONZI, V. R. A.; SICHEL, S. E. (Eds.). **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro, RJ: Interciência, 2004. pp. 177–218. ISBN: 8571930988

SILVEIRA, I. C. A.; MIRANDA, L. B. DE; BROWN, W. S. On the origins of the North Brazil Current. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, pp. 22501–22511, 1994. DOI: 10.1029/94JC01776

SIMON, B.; LEMAITRE, A.; SOUCHAY, J. Oceanic tides. In: SOUCHAY, J.; MATHIS, S.; TOKIEDA, T. (Eds.). **Tides in Astronomy and Astrophysics**. Lectures Notes in Physics. Berlin, Alemanha: Springer-Verlag, 2013. pp. 83–114. DOI: 10.1007/978-3-642-32961-6

SOULSBY, R. **Dynamics of Marine Sands**: a manual for practical applications. Nova Iorque, EUA: ThomasTelford, 1997. 249 p. ISBN: 9780727725844

STEWART, R. H. **Introduction to Physical Oceanography**. [s.l.]: Prentice Hall, 2008.

STOMMEL, H. The westward intensification of wind-driven ocean currents. **Transactions, American Geophysical Union.**, v. 29, n. 2, pp. 202–206, 1948. DOI: 10.1029/TR029i002p00202

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, pp. 20863–20883, 1999. DOI: 10.1029/1999JC900139

STRAMMA, L.; FISCHER, J.; REPPIN, J. The north Brazil undercurrent. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 43, n. 5, pp. 773–795, 1995. DOI: 10.1016/0967-0637(95)00014-W

STRASSER, A.; DAVAUD, E.; JEDOUI, Y. Carbonate cements in Holocene beachrock : example from Bahiret el Biban, southeastern Tunisia. **Sedimentary Geology**, v. 62, pp. 89–100, 1989. DOI: 10.1016/0037-0738(89)90103-6

STRYKOWSKI, G. et al. BLAST vertical datums: Overview, conventions and recommendations. pp. 1–23, 2011.

SUGUIO, K. **Introdução à Sedimentologia**. São Paulo, SP: Edgard Blücher, 1973. 317 p.

SUGUIO, K. **Dicionário de Geologia Marinha** (com termos correspondentes em inglês, francês e espanhol). São Paulo, SP: T. A. Queiroz, Ltda., 1992. 171 p. ISBN: 9788571820012

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo, SP: Oficina de Textos, 2010. 408 p. ISBN: 9788579750007

SURLYK, F.; NOENYGAARD., N. Hummocky cross-stratification from the Lower Jurassic Hasle Formation of Bornholm, Denmark. **Sedimentary Geology**, v. 43, n. 3–4, pp. 259–73, 1986. DOI: 10.1016/0037-0738(86)90062-X

SVERDRUP, H. U. Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the Eastern Pacific. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 33, n. 11, pp. 318–326, 1947. DOI: 10.1073/pnas.33.11.318

TALLEY, L. D. et al. **Descriptive Physical Oceanography - an introduction**. 6. ed.

Londres, UK: Academic Press, Inc., 2011. 560 p. ISBN: 9780080939117

TANNER, W. F. Ripple mark indices and their uses. **Sedimentology**, v. 9, pp. 89–104, 1967. DOI: 10.1111/j.1365-3091.1967.tb01332.x

TESTA, V.; BOSENCE, D. W. J. Carbonate-siliciclastic sedimentation on a high-energy, ocean-facing, tropical ramp, NE Brazil. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 149, n. 1, pp. 55–71, 1998.

TESTA, V.; BOSENCE, D. W. J. Physical and biological controls on the formation of carbonate and siliciclastic bedforms on the northeast Brazilian shelf. **Sedimentology**, v. 46, pp. 279–301, 1999. DOI: 10.1046/j.1365-3091.1999.00213.x

THE OPEN UNIVERSITY. **The Ocean Basins: their structure and evolution**. 2. ed. Oxford, Reino Unido: Butterworth-Heinemann, 1998. 192 p. ISBN: 9780750639835

TRENHAILE, A. S. Modeling the development of wave-cut shore platforms. **Marine Geology**, v. 166, n. 1–4, pp. 163–178, 2000. DOI: 10.1016/S0025-3227(00)00013-X

TRUJILLO, A. P.; THURMAN, H. V. **Essentials of Oceanography**. 10. ed. [s.l.]: Prentice Hall, Inc., 2011. 577 p. ISBN: 9780321814050

VAN DER HEIDE, T. et al. A three-stage symbiosis forms the foundation of seagrass ecosystems. **Science**, v. 336, n. 6087, pp. 1432–1434, 2012. DOI: 10.1126/science.1219973

VITAL, H. The north and northeast Brazilian tropical shelves. In: CHIOCCI, F.L.; CHIVAS, A. R. (Ed.). **Continental Shelves of the World: Their Evolution During the Last Glacio-Eustatic Cycle**. Londres, Reino Unido: Geological Society of London, 2014. pp. 25–46. DOI: 10.1144/M41.4

VOUSDOUKAS, M. I.; VELEGRAKIS, A. F.; PLOMARITIS, T. A. Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. **Earth-Science Reviews**, v. 85, n. 1–2, pp. 23–46, 2007. DOI: 10.1016/j.earscirev.2007.07.002

WEISS, A. D. **Topographic position and landforms analysis (poster)**. ESRI International User Conference. **Anais...**San Diego, EUA: ESRI, 2001

WERNER, F. et al. Field observations and flume experiments on the nature of comet marks. **Sedimentary Geology**, v. 26, n. 1–3, pp. 233–262, 1980. DOI:

10.1016/0037-0738(80)90013-5

WERNER, F.; NEWTON, R. S. The pattern of large-scale bed forms in the Langeland Belt (Baltic Sea). **Marine Geology**, v. 19, n. 1, pp. 29–59, jun. 1975. DOI:

10.1016/0025-3227(75)90004-3

ZEMBRUSCKI, S. G. et al. **Estudo preliminar das províncias geomorfológicas da margem continental brasileira**. XXVII Congresso Brasileiro de Geologia.

**Anais**...Belém, PA: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972.