

ANA PATRÍCIA VALENTE DO NASCIMENTO

**PROCESSOS HIDRO-SEDIMENTARES
MORFOLOGICAMENTE CONTROLADOS NO
LITORAL ROCHOSO DA GALÉ (ALGARVE)**



UNIVERSIDADE DO ALGARVE

Faculdade de Ciências e Tecnologia

2016

ANA PATRÍCIA VALENTE DO NASCIMENTO

**PROCESSOS HIDRO-SEDIMENTARES
MORFOLOGICAMENTE CONTROLADOS NO
LITORAL ROCHOSO DA GALÉ (ALGARVE)**

Mestrado em Sistemas Marinhos e Costeiros

**Trabalho efetuado sob a orientação de:
Professora Doutora Delminda Moura**

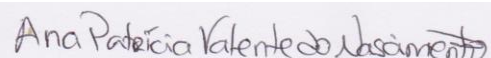


UNIVERSIDADE DO ALGARVE
Faculdade de Ciências e Tecnologia
2016

PROCESSOS HIDRO-SEDIMENTARES MORFOLOGICAMENTE CONTROLADOS
NO LITORAL ROCHOSO DA GALÉ (ALGARVE)

Declaração de autoria de trabalho

Declaro ser a autora deste trabalho, que é original e inédito. Autores e trabalhos consultados estão devidamente citados no texto e constam da listagem de referências incluída.



Ana Patrícia Valente do Nascimento
(Setembro de 2016)

© Ana Patrícia Nascimento

A Universidade do Algarve reserva para si o direito, em conformidade com o disposto no Código do Direito de Autor e dos Direitos Conexos, de arquivar, reproduzir e publicar a obra, independentemente do meio utilizado, bem como de a divulgar através de repositórios científicos e de admitir a sua cópia e distribuição para fins meramente educacionais ou de investigação e não comerciais, conquanto seja dado o devido crédito ao autor e editor respetivos.

*Aos meus pais, avós
e bisavó Maria Teresa*

“We know only too well that what we are doing is nothing more than a drop in the ocean.
But if the drop were not there, the ocean would be missing something.”

Madre Teresa de Calcutá

Agradecimentos

A realização desta dissertação não seria possível sem a imprescindível ajuda e apoio de determinadas pessoas, às quais quero expressar os meus sinceros agradecimentos.

Aos professores e diretores do mestrado, Óscar Ferreira, José Jacob e Alexandra Cravo por todas as palavras de motivação ao longo do mestrado e por todo o conhecimento transmitido.

À professora Delminda Moura, pela disponibilidade em ser minha orientadora, por todo o conhecimento que me transmitiu durante as campanhas, as reuniões de trabalho e tudo mais. Por toda a motivação que me passou através do seu conhecimento e da sua boa disposição.

À Sónia Oliveira, por inicialmente me ter motivado a seguir esta área, por toda a ajuda que me deu e por tudo o que me ensinou durante todo este percurso. Por todos os momentos bem passados e pela amizade.

Ao João Horta, por toda a ajuda dada na construção dos mapas, na descodificação dos dados dos PT e pela sua companhia e boa disposição.

À Ana Gomes, pelas palavras motivadoras, pelos conselhos, pela companhia durante o trabalho laboratorial (e não só) e pelo seu conhecimento transmitido.

Aos meus colegas, Cátia, João, Luana e Margarida, pela indispensável ajuda durante a campanha de Novembro.

Aos meus familiares e amigos por todas as palavras de apoio expressadas durante este percurso, por todos os desabafos e por todos os bons momentos. Um agradecimento especial às minhas amigas Cristiana Nóbrega e Soraia Ferreira, que mesmo longe, foram e são uma fonte de inspiração.

Ao meu namorado Fábio Madeira por todo o apoio dado, por todas as palavras certas no momento certo e por todos os momentos passados. Pela sua amizade e companheirismo.

À minha irmã Marta, porque sem as brincadeiras com ela o meu percurso não seria igual.

À minha bisavó Maria Teresa pelas cantigas e alegria contagiante, pelo bem e pelo sucesso sempre desejados e por toda a realidade que, involuntariamente, me fez conhecer, mas sem a qual, hoje, não seria a mesma. Pela mulher lutadora que foi durante toda a sua vida.

Aos meus avós Natalina e Dionísio, que me apoiaram sempre e foram essenciais em todo o meu percurso académico. Pelas palavras sábias, pela sabedoria da vida que me transmitem todos os dias e pela força.

Por último e mais importante, agradeço aos meus pais, Amália e Miguel, por tudo! Pois sem eles, nada disto seria possível. Agradeço, por aceitarem e apoiarem as minhas decisões e me tentarem compreender, por todo o apoio e ajuda que me deram ao longo de todo o meu percurso académico e por todas as palavras e ações que nos momentos certos foram ditas e feitas.

Resumo

Atualmente, as arribas litorais da costa meridional do Algarve sofrem um forte recuo e as fontes sedimentares externas ao sistema costeiro (rios e ribeiras) estão em muitos dos casos comprometidas. Deste modo, o transporte sedimentar longilitoral poderá ser a fonte com maior contributo sedimentar para as praias encastradas inseridas em sistemas litorais rochosos. No entanto, as pontas rochosas e as plataformas de abrasão de sopé das arribas poderão funcionar como barreiras a este transporte, comprometendo o equilíbrio daquelas praias. Foi então sob esta premissa que o presente estudo foi realizado no litoral rochoso da zona costeira da Galé, no Algarve.

Este trabalho tem como principal objetivo avaliar a eficácia da transferência lateral de sedimento entre células litorais em dois estados morfológicos distintos: (i) com plataforma de abrasão topograficamente elevada em relação à superfície da praia; (ii) com continuidade topográfica entre as superfícies da praia e da plataforma de abrasão.

Para a concretização deste estudo, realizaram-se duas campanhas (Março e Novembro de 2014) onde se utilizou areia colorida como traçador sedimentar. Este foi colocado numa determinada zona da face da praia durante a maré baixa e nas marés baixas seguintes foram recolhidas amostras de sedimento de acordo com uma malha georreferenciada previamente definida. Nas amostras recolhidas foram contados os grãos coloridos de modo a produzir mapas de transporte sedimentar e para serem criados esses mapas foi utilizado o *software* ArcGis 10.1. Com o objetivo de correlacionar o clima de ondas com o transporte sedimentar, utilizou-se transdutores de pressão para medir a altura e o período das ondas. A agitação marítima foi mais energética durante a campanha de Março do que na de Novembro embora a direcção das ondas tenha sido a mesma. No entanto, quer as alterações morfológicas, quer o transporte dos grãos marcados, foram maiores na campanha de Novembro do que na de Março.

Estes resultados evidenciam a importância do estado geomórfico das praias e da sua relação com as plataformas de abrasão na eficácia da transferência sedimentar entre células litorais. Espera-se com este trabalho, contribuir para aumentar o conhecimento do controle morfológico dos processos hidro-sedimentares neste tipo de costas e assim contribuir para a gestão sustentável dos litorais rochosos que inclua soluções de engenharia. O presente trabalho foi realizado no âmbito do projeto de investigação PTDC/GEO-GEO/3981/2012-MOSES.

Palavras-chave: Litoral rochoso; Transporte sedimentar; Traçadores sedimentares; Alterações morfosedimentares;

Abstract

Currently, the coastal cliffs of the Southern coast of the Algarve suffer a strong retreat and the sedimentary sources external to the coastal system (river and streams), are in many cases compromised, either by natural or man-made constraints. Thus, the alongshore sediment transport may be the source with the highest sedimentary contribution for the embayed beaches on rocky coastlines systems. However, the headlands and the rocky platforms may work as barriers to this transport, compromising the balance of these beaches. It was under this premise that this study was carried out on the rocky coast of the coastal area of Galé in the Algarve.

This study aims to evaluate the effectiveness of alongshore sediment transport from coastal cells in two distinct morphological states: (i) with a rocky platform topographically highest relative to the beach's surface; (ii) topographically continuity between the surfaces of the beach and the rocky platforms.

In order to fulfill this study, two campaigns were made (March and November, 2014) which was used colored sand with fluorescent ink as sedimentary tracer. This was placed in a given area of the beach surface during low tide and besides, in the following low tides, sediment samples were collected according to a georeferenced previously defined. Using the collect samples, a count of colored grain was made in order to produce sedimentary transport maps observed over the tidal cycle. To create these maps it was used the ArcGIS 10.1 software. In order to correlate the wave climate with the sedimentary transport, a pressure transducer was used to measure the height and waves period. The sea waves were more energetic during the March campaign than in November although the direction of the waves was the same. However, either morphological changes or transport of the marked grain were higher in the November Campaign than in March.

These results show the importance of geomorphic status of beaches and its relationship with rocky platforms in the effectiveness of sedimentary transport between coastal cells. It's expected with this study, a contribution to increase the knowledge of morphological control of hydro-sedimentary processes in this type of crenulated coasts, also contributing to the sustainable management of rocky coastlines that includes engineering solutions. This study was carried out within the research project: PTDC/GEO-GEO/3981/2012-MOSES.

Key-words: Rocky coast; Sedimentary transport; Sediment tracers; Morfosedimentary changes

ÍNDICE

Dedicatória	ii
Agradecimentos.....	iii
Resumo.....	iv
Abstract	v
ÍNDICE	vi
ÍNDICE DE FIGURAS	viii
ÍNDICE DE TABELAS	x
Lista de Abreviaturas, Siglas e Símbolos	xi
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Enquadramento e motivação	1
1.2. Objetivos.....	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
2.1. Morfologia costeira.....	3
2.1.1. Litorais rochosos	3
2.1.2. Litorais arenosos	5
2.2. Processos hidro-sedimentares.....	6
2.2.1. Tipos de onda e rebentação	6
2.2.2. Estado morfodinâmico das praias	8
2.3. Processos morfo-sedimentares	10
2.3.1. Transporte sedimentar	10
2.3.1.1. Métodos de determinação do transporte sedimentar.....	11
2.3.2. Profundidade de mistura.....	16
3. ÁREA DE ESTUDO.....	19
4. METODOLOGIA	21
4.1. Trabalho de campo	21
4.1.1. Programação e realização das campanhas.....	21
4.1.1.1. Recolha de amostras e perfis topográficos.....	22
4.1.1.2. Agitação marítima.....	23
4.2. Trabalho laboratorial	23
4.2.1. Contagem de grãos marcados.....	23
4.2.2. Análise granulométrica	24
4.3. Processamento estatístico	24
4.4. Pós-processamento dos dados	25

4.5.	Produção de mapas	27
	<i>Grãos marcados</i>	27
	<i>Granulometria</i>	28
	<i>Morfologia</i>	28
4.6.	Representação dos dados da agitação marítima	29
	<i>Cálculo de parâmetros não medidos diretamente</i>	29
5.	ANÁLISE DOS RESULTADOS	31
5.1.	Agitação marítima	31
	5.1.1. Campanha de Março.....	31
	5.1.2. Campanha de Novembro	33
5.2.	Distribuição dos grãos marcados	35
	5.2.1. Campanha de Março.....	35
	5.2.2. Campanha de Novembro	37
5.3.	Distribuição do tamanho dos grãos	38
	5.3.1. Campanha de Março.....	38
	5.3.2. Campanha de Novembro	39
5.4.	Morfologia	40
	5.4.1. Campanha de Março.....	40
	5.4.2. Campanha de Novembro	43
5.5.	Estado morfodinâmico da praia e tipo de rebentação de onda	48
	5.5.1. Campanha de Março.....	48
	5.5.2. Campanha de Novembro	49
5.6.	Taxa de transporte sedimentar longilitoral	51
	5.6.1. Campanha de Março.....	51
	5.6.2. Campanha de Novembro	52
5.7.	Profundidade de mistura	54
	5.7.1. Campanha de Março.....	54
	5.7.2. Campanha de Novembro	55
6.	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	56
7.	CONCLUSÕES	62
8.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	64

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1– Principais morfologias de litorais rochosos: plataforma de abrasão inclinada (Tipo A), plataforma de abrasão horizontal ou sub-horizontal (Tipo B) e arriba mergulhante (adaptado de: Sunamura, 1994; Sunamura, 2015).	4
Figura 2.2– Terminologia das subzonas de um perfil de praia tal como determinadas pela atuação das ondas e marés (Dias, 2007 retirado de http://www.aprh.pt/rgci/glossario/praias.html , consultado a 9/01/2016).	5
Figura 2.3– Diferentes tipos de rebentação de onda. (Adaptado de Mead, 2003).	7
Figura 4.1 - Projeção da malha de amostragem utilizada nas campanhas de Março e Novembro, incluindo os perfis e as amostras de cada praia. Em Março amostrou-se os perfis coloridos a azul, laranja e amarelo e em Novembro os perfis coloridos a verde, azul, laranja e amarelo. As áreas coloridas por cor-de-rosa, azul e salmão representam delimitam as praias Baía Grande, Pedras Amarelas e Vila Joia, respetivamente, e a pequena área a cor-de-laranja na praia Baía Grande é a localização da caixa de injeção. Estão ainda representadas a azul as linhas batimétricas.	21
Figura 4.2 – Representação da área de estudo com as respetivas amostras a amarelo e com os dados topográficos a verde (pontos amostrados).	26
Figura 4.3 – Representação gráfica das caixas de bigodes referentes aos grãos marcados encontrados em cada ciclo de maré para definição das classes utilizadas nos mapas de dispersão dos grãos marcados. À esquerda, as caixas de bigodes completas e os valores utilizados nas classes representados no eixo da direita. À direita, as diferentes aproximações da caixa de bigodes com todos os valores dos quartis, mediana, limites superiores e inferiores e máximos.	28
Figura 5.1 – À esquerda: representação da altura significativa (H_s) medida pelos PTs na praia e na plataforma durante o 1º ciclo de maré de Março; à direita - representação do período médio (T_m) medido pelos PTs na praia e na plataforma durante o 1º ciclo de maré de Março.	31
Figura 5.2 – À esquerda: representação da altura significativa medida pela bóia ondógrafo (H_{M0}); à direita: representação do período médio pela boia ondógrafo durante o 1º ciclo de maré de Março.	32
Figura 5.3 - À esquerda: representação da altura significativa (H_s) medida pelos PTs na praia e na plataforma durante o 1º ciclo de maré de Março; à direita - representação do período médio (T_m) medido pelos PTs na praia e na plataforma durante o 2º ciclo de maré de Março.	32
Figura 5.4 - À esquerda: representação da altura significativa medida pela bóia ondógrafo (H_{M0}); à direita: representação do período médio pela boia ondógrafo durante o 2º ciclo de maré de Março.	33
Figura 5.5 – À esquerda: representação da altura significativa (H_s) medida pelos PTs na praia e na plataforma durante o 1º ciclo de maré de Março; à direita - representação do período médio (T_m) medido pelos PTs na praia e na plataforma durante o 1º ciclo de maré de Novembro.	33
Figura 5.6 – À esquerda: representação da altura significativa medida pela bóia ondógrafo (H_{M0}); à direita: representação do período médio pela boia ondógrafo durante o 1º ciclo de maré de Novembro.	34

Figura 5.7 - Representação da altura significativa medida pelos PTs na praia e na plataforma durante o 2º ciclo de maré de Novembro. Representação do período médio medido pelos PTs na praia e na plataforma durante o 2º ciclo de maré de Novembro.....	34
Figura 5.8 - À esquerda: representação da altura significativa medida pela bóia ondógrafo (HM0); à direita: representação do período médio pela boia ondógrafo durante o 2º ciclo de maré de Novembro.	35
Figura 5.9 – Mapa de distribuição dos grãos marcados para o 1º ciclo de maré de Março.	36
Figura 5.10 - Mapa de distribuição dos grãos marcados para o 2º ciclo de maré de Março. ...	36
Figura 5.11 – Mapa de distribuição dos grãos marcados para o 1º ciclo de maré de Novembro.	37
Figura 5.12 - Mapa de distribuição dos grãos marcados para o 2º ciclo de maré de Novembro.	37
Figura 5.13 - Mapa de distribuição do tamanho dos grãos para o 1º ciclo de maré de Março.	38
Figura 5.14 - Mapa de distribuição do tamanho dos grãos para o 2º ciclo de maré de Março.	38
Figura 5.15 – Mapa de distribuição do tamanho dos grãos para o 1º ciclo de maré de Novembro. A mancha castanha escura junto ao restaurante (indicado por a seta amarela) corresponde à areia grosseira proveniente da descarga da ribeira ai existente.	39
Figura 5.16 - Mapa de distribuição do tamanho dos grãos para o 2º ciclo de maré de Novembro. A mancha castanha escura junto ao restaurante (indicado por a seta amarela) corresponde à areia grosseira proveniente da descarga da ribeira ai existente.	39
Figura 5.17 - Morfologia da área de estudo no 1º e no 2º ciclo de maré de Março.	40
Figura 5.18 - Perfis topográficos do primeiro e do segundo ciclo de maré da campanha de Março, para a praia Baía Grande (BG).	41
Figura 5.19 – Perfis topográficos do primeiro e do segundo ciclo de maré da campanha de Março, para a praia Baía Grande (BG) (Perfis BG-P7, BG-P8, BG-P9 e BG-P10), Pedras Amarelas (PA) e Vila Jónia (VJ).....	42
Figura 5.20 - Morfologia da área de estudo no ciclo de maré anterior ao primeiro, aquando da colocação dos grãos marcados, em Novembro.	43
Figura 5.21 - Morfologia da área de estudo no 1º e 2º ciclo de maré da campanha de Novembro.....	45
Figura 5.22 - Perfis topográficos do 1º e do 2º ciclo de maré de Novembro, para os perfis de BG-PA a BG-P4 da praia Baía Grande (BG).....	46
Figura 5.23 - Perfis topográficos do 1º e do 2º ciclo de maré de Novembro, para os perfis de BG-P5 a BG-P10 da praia Baía Grande (BG) e para a praia Pedras Amarelas (PA).....	47
Figura 5.24 - Perfis topográficos do 1º e do 2º ciclo de maré de Novembro a praia Vila Jónia.....	48
Figura 5.25 - Fotografias da praia Baía Grande, no primeiro (A) e no segundo (B) ciclo de maré. Estas fotografias foram tiradas durante a campanha de Novembro e mostram que a praia não foi dissipativa.....	51

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1 – Diferentes intervalos de frequência (Hz) atribuídos aos tipos de ondas gravíticas e infragravíticas por diferentes autores.	7
Tabela 2.2 – Valores e expressões dos parâmetros utilizados nas fórmulas para determinação da taxa de transporte sedimentar longilitoral (Fernández-Fernández et al., 2015).	16
Tabela 5.1 – Parâmetros e respectivos valores utilizados nas diversas fórmulas que foram comparadas para a classificação do estado morfodinâmico da praia e do tipo de rebentação da onda para a campanha de Março.	49
Tabela 5.2 - Parâmetros para classificação do estado morfodinâmico da praia e do tipo de rebentação da onda para a campanha de Novembro.	50
Tabela 5.3 – Taxas de transporte sedimentar calculadas com as fórmulas de CERC (1984), CERC modificado por Mil-Homens et al. (2013), Kamphius (1991), Kamphius modificado por Mil-Homens et al. (2013), Bayram et al. (2007) e Bayram modificado por Mil-Homens et al. (2013), para a campanha do mês de Março.	52
Tabela 5.4 - Taxas de transporte sedimentar calculadas com as fórmulas de CERC (1984), CERC modificado por Mil-Homens et al. (2013), Kamphius (1991), Kamphius modificado por Mil-Homens et al. (2013), Bayram et al. (2007) e Bayram modificado por Mil-Homens et al. (2013), para a campanha do mês de Novembro.	53
Tabela 5.5 – Profundidades de mistura determinadas para a campanha de Março.	54
Tabela 5.6 - Profundidades de mistura determinadas para a campanha de Novembro.	55

Lista de Abreviaturas, Siglas e Símbolos

- C_b - velocidade de onda em águas pouco profundas
- C_{gb} - Velocidade de grupo de ondas
- C_{go} - velocidade de grupo em águas profundas
- D_* - Tamanho adimensional do grão
- D_{50} - Diâmetro médio dos grãos
- E_b - Energia de onda
- H_b - Altura de onda na rebentação
- H_o - Altura de onda ao largo (ou em águas profundas)
- H_{sb} - Altura de onda significativa na rebentação
- L_o - Comprimento de onda ao largo (ou águas profundas)
- T_p - Período de pico da onda
- \bar{V} - Velocidade da corrente longilitoral média na zona de surf
- W_s - Velocidade de queda do sedimento
- Z_m - Profundidade média de mistura
- c_f - Coeficiente de fricção
- d_b - profundidade na rebentação
- m_b - Declive da praia desde a linha de rebentação até a linha de água
- α_o - ângulo da onda em água profundas
- γ_b - Índice de rebentação
- θ_b - Ângulo de rebentação da onda
- ξ_b - *Iribarren Number*
- ρ_s - Densidade da areia
- $H_{b_{nl}}$ - altura de onda na rebentação calculada pela teoria linear
- $H_{b_{tos}}$ - altura de onda na rebentação calculada pela teoria da onda solitária
- I.H. - Instituto Hidrográfico
- n.m.m. - nível médio do mar
- T - Período da onda
- F - Fluxo de energia de onda
- MSR - Alcance médio do nível do mar nas marés vivas
- Q - Taxa de transporte longilitoral total submerso
- RTR - Relative Tidal Range
- a - Porosidade do sedimento

g – Aceleração gravítica

Ω – Dean Number

β – Declive da praia

ε - Surf Scaling Parameter

ε - Coeficiente de transporte que representa a eficiência das ondas em manter os grãos de areia em suspensão

ρ - Densidade da água

1. INTRODUÇÃO

1.1. Enquadramento e motivação

As arribas rochosas e as praias encastradas encontram-se em fase de rápida erosão e por isso é importante compreender os mecanismos e processos que contribuem para assegurar um equilíbrio dinâmico destes sistemas litorais compostos por pequenas praias encastradas separadas por pontas rochosas. Esta fisiografia traduz-se na sucessão de células litorais cuja longevidade depende fortemente do transporte longilitoral. No entanto, as linhas de costa fortemente recortadas, como são habitualmente as costas rochosas, oferecem problemas acrescidos à deriva longilitoral (transporte sedimentar paralelo à linha de costa) quando comparadas com as costas arenosas, podendo comprometer o equilíbrio e a longevidade desses sistemas litorais.

A investigação dos processos morfodinâmicos e hidro-sedimentares tem interesse não só científico mas também para a gestão costeira da região em estudo (Praia da Galé, Algarve) e dos litorais rochosos em geral. Toda a zona costeira do Algarve no qual o litoral de arribas rochosas representa aproximadamente 62%, é um destino turístico atrativo e um importante contributo para a economia local. No entanto, a conciliação entre a forte ocupação turística e a gestão sustentável nem sempre é possível, evidenciando desta forma a importância de investigações desta natureza.

A minha primeira abordagem a esta problemática foi no âmbito do projeto de investigação PTDC/GEO-GEO/3981/2012-MOSES, que consistiu, de um modo geral, na determinação do transporte sedimentar utilizando traçadores sedimentares.

Sendo a minha formação base em Ciências do Mar e a presente dissertação no mestrado em Sistemas Marinhos e Costeiros (SIMCO), este tema está perfeitamente enquadrado no âmbito das temáticas abrangidas e lecionadas quer na licenciatura quer no mestrado.

1.2. Objetivos

Os objetivos desta dissertação são: 1- avaliar a eficácia da transferência lateral de sedimento, relacionar o estado morfodinâmico da praia e o tipo de rebentação de onda com a transferência lateral, em dois estados morfológicos distintos: (i) continuidade topográfica entre as superfícies da praia e da plataforma de abrasão, (ii) plataforma de abrasão topograficamente elevada em relação à superfície da praia; 2- aplicar e comparar diferentes expressões para o cálculo da profundidade de mistura.

1.3. Recursos

No âmbito do projeto de investigação PTDC/GEO-GEO/3981/2012-MOSES foram realizadas duas campanhas de campo (de 29 a 30 de Março de 2014 e de 3 a 6 de Novembro de 2014) nas quais foram utilizados traçadores sedimentares para caracterizar o transporte longilitoral no sector costeiro da Praia da Galé. Integrei a equipa na campanha de Novembro e os dados que utilizaremos nesta dissertação são os dados dos dois primeiros ciclos de maré das campanhas de Março e de Novembro.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Morfologia costeira

2.1.1. Litorais rochosos

Os litorais rochosos perfazem cerca de 80% dos litorais mundiais (Finkl, 2004) e distinguem-se dos litorais arenosos porque o aspeto morfológico dominante é a ocorrência de arribas que expõem formações geológicas muito diversas. As arribas são abruptos morfológicos, normalmente com mais de 40° de declive e a relação geométrica entre a face da arriba e as estruturas geológicas é determinante na sua estabilidade (Bird, 2008). Para além das referidas relações geométricas, também a litologia, as estruturas e as fraturas das formações rochosas são propriedades importantes na estabilidade das arribas (Bird, 2008; Moura et al., 2011).

As costas rochosas são normalmente categorizadas em dois tipos: arribas com estruturas de sopé (plataforma de abrasão ou praia arenosa) e arribas mergulhantes (Sunamura, 1994; Stephenson e Thornton, 2005; Sunamura, 2015) (Figura 2.1). A plataforma de abrasão activa é uma estrutura de sopé da arriba e estende-se desde a base desta até ao limite inferior de atuação da maré. São estruturas aplanadas pela abrasão marinha e a sua dimensão normal à linha de costa depende da variação do nível do mar (maré, alterações climáticas e alterações sazonais), da resistência mecânica e estruturas das rochas (Sunamura, 1994; Sunamura, 2015). É muito comum que a plataforma de abrasão se prolongue para profundidades abaixo da zona inter-marés, como acontece na área de estudo em análise, onde se estende até 7 m abaixo do nível médio do mar. Estas porções permanentemente imersas estiveram em equilíbrio com níveis do mar mais baixos que o presente. A superfície das plataformas de abrasão é geralmente rugosa devido à dissolução e erosão promovida por organismos e processos químicos inorgânicos (bio e químico-carso respectivamente). As estruturas de sopé, plataforma ou praia são muito importantes para a estabilidade das arribas pois dissipam a energia das ondas antes que estas atinjam a sua base (Sunamura, 2015). As plataformas de abrasão são divididas em dois tipos (Figura 2.1): inclinadas (Tipo A) e horizontais (Tipo B). As plataformas inclinadas têm uma superfície erosiva descendente que se estendem desde a base da arriba em direção ao mar sem interrupções topográficas importantes. As plataformas horizontais têm uma superfície de erosão horizontal ou sub-horizontal que termina ao largo numa escarpa bem marcada (Sunamura, 2015; Stephenson e Thornton, 2005; Sunamura, 1994).

Por vezes ocorrem acumulações de areia ou seixo na base das arribas entre dois cabos, dando origem às praias encastradas (*pocket beaches*). Contudo, na maioria dessas praias

predomina atualmente a erosão sobre a acreção (Vousdoukas et al, 2009), pelo que, a sua evolução equilibrada está comprometida. Frequentemente, as obras de engenharia mais ou menos invasivas são a resposta encontrada para prolongar a sua existência.

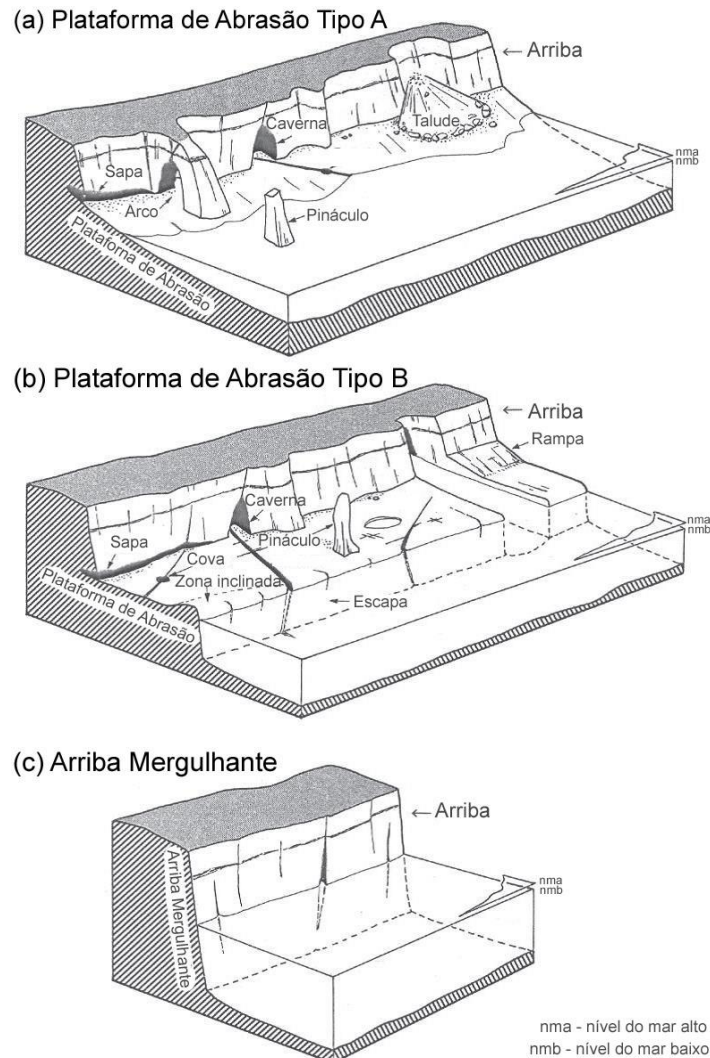


Figura 2.1– Principais morfologias de litorais rochosos: plataforma de abrasão inclinada (Tipo A), plataforma de abrasão horizontal ou sub-horizontal (Tipo B) e arriba mergulhante (adaptado de: Sunamura, 1994; Sunamura, 2015).

As arribas podem classificar-se como ativas, inativas e fósseis de acordo com os processos erosivos. A arriba ativa é uma arriba onde a atuação dos processos marinhos é dominante, ainda que os processos subaéreos (incluindo os biológicos) possam ter também um papel muito importante. Quando a ação dos processos marinhos predomina sobre a dos processos subaéreos, o perfil da arriba apresenta tendência para a verticalidade e os ângulos correspondentes à crista

e à base da arriba tendem a ser retos. A arriba inativa ocorre quando os processos marinhos deixam de atuar na sua base. O perfil desta modifica-se e os materiais provenientes da erosão induzida pelos processos subaéreos, deixam de ser retirados da base da arriba pela agitação marítima e acumulam-se constituindo um talude (ou leque de dejeção). Se esta dinâmica se prolongar, o perfil da arriba adquire forma sigmoideal, atingindo o estado de arriba fóssil (Dias, 2007, acessível em <http://www.aprh.pt/rgci/glossario/arriba.html>, consultado a 17/01/2016). No entanto o perfil das arribas também depende muito da variação vertical das fácies litológicas, uma vez que umas são mais resistentes aos processos erosivos do que outras e nestes casos a verticalidade das arribas poderá não ocorrer.

2.1.2. Litorais arenosos

Embora presente nos litorais rochosos, a praia é o elemento morfológico dominante dos litorais arenosos e define-se como uma acumulação de sedimento (areia, seixo ou bloco), que se estende da linha da baixa-mar média até à base das arribas, dunas ou vegetação estabilizada, isto é, até a uma alteração morfológica de primeira grandeza (Komar, 1998; Bird, 2008). No entanto, esta definição não inclui a praia submersa onde ocorrem processos importantes para a formação da praia emersa. O conceito de litoral é mais abrangente, uma vez que engloba as praias emersa e submersa até à profundidade de fecho (entre 10 a 20 metros de profundidade), isto é, a profundidade partir da qual (no sentido do oceano) o sedimento deixa de ser transportado tão ativamente pelas ondas (Komar, 1998). O litoral, em função dos diversos agentes morfogenéticos (principalmente correntes, ondas e marés), é formado por variações morfológicas de segunda grandeza (Figura 2.2).

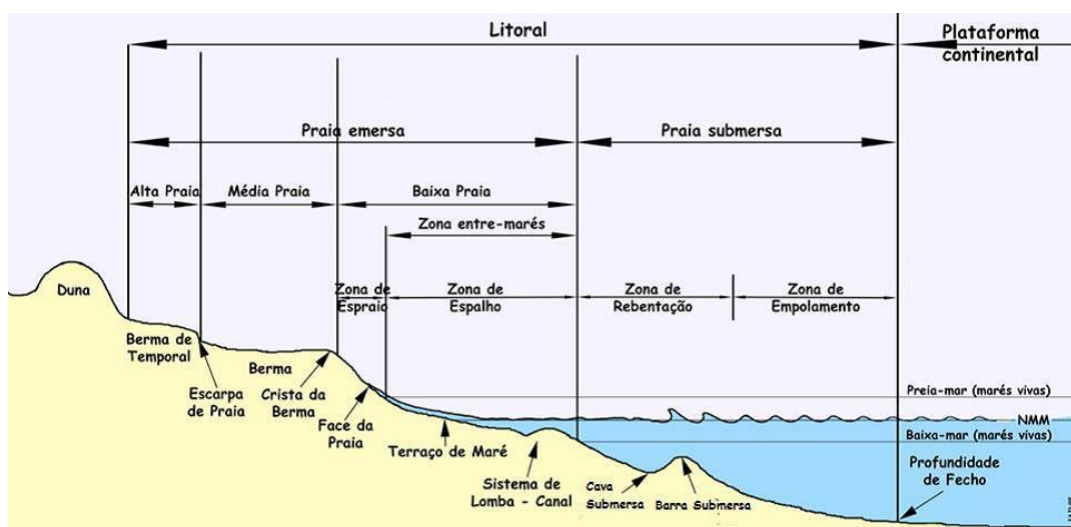


Figura 2.2– Terminologia das subzonas de um perfil de praia tal como determinadas pela atuação das ondas e marés (Dias, 2007 retirado de <http://www.aprh.pt/rgci/glossario/praias.html>, consultado a 9/01/2016).

Essas variações morfológicas dividem a praia em diferentes zonas, nomeadamente: (i) alta e média praia (*backshore*); (ii) face de praia (*shoreface*) que é a zona inclinada do perfil de praia entre a crista da berma (na ausência desta é o limite superior do espraio na praia-mar) e a marca da baixa-mar, que está normalmente exposta à rebentação das ondas; (iii) linha de costa (*shoreline*) que é móvel de acordo com as marés e com a variação do nível médio do mar; (iv) berma (*berm*), caracterizada como a zona quase horizontal da praia e que é formada pelas ondas através da deposição de sedimento; (v) escarpa de erosão, que é quase vertical e causada pela erosão das ondas; (vi) terraço de maré (*low tide terrace*) que é a zona pouco inclinada do perfil de praia, abaixo da face de praia. Pode estar permanentemente submerso, ou parcialmente emerso na maré baixa; (vii) lobos de praia (*beach cusps*) que são formas ondulantes, compostas por cristas e cavas com espaçamento regular (as cristas possuem geralmente sedimentos mais grosseiros e mais permeáveis do que as cavas); (viii) barras submersas (*longshore bar*) que são cristas de areia submersa com orientação paralela à linha de costa; (ix) cava (*longshore trough*) que é uma depressão alongada paralela à linha de costa (Komar, 1998; Dias, 2007; Oliveira, 2012).

2.2. Processos hidro-sedimentares

2.2.1. Tipos de onda e rebentação

Muito importante para o estudo dos processos sedimentares é conhecer o tipo de ondas que interagem na zona *nearshore*, uma vez que estas podem ter diferentes períodos influenciando o tipo de rebentação e o estado morfodinâmico da praia. Existem diferentes tipos de ondas em relação ao período de onda: capilares ($T < 0,1$ s), ultragravíticas ($0,1 > T > 1$ s), gravíticas ($1 > T > 30$ s), infragravíticas ($30 \text{ s} > T > 5$ minutos), de longo período ($5 \text{ minutos} > T > 12$ horas), marés ($12 > T > 24$ horas) e maiores que as marés ($T > 24$ horas). Os três primeiros tipos de onda são gerados pelo vento, as infragravíticas pelas interações entre as ondas geradas pelo vento e pela gravidade, as de longo período por tempestades e sismos, a maré pelas interações entre o sol e a lua e as maiores que a maré por tempestades e pelas interações entre o sol e a lua (Munk, 1950), isto é componentes mareais para além da lunar.

As ondas infragravíticas bem como as ondas gravíticas são ondas muito importantes em alguns processos que ocorrem na zona *nearshore*, como por exemplo o transporte sedimentar (Herbers et al., 1995; Fernández-Fernández et al., 2015). As infragravíticas podem ainda ser importantes na zona surf, onde conseguem ser mais energéticas que as ondas gravíticas. No

entanto, não existe uma banda de valores uniforme, variando estes com os diversos autores, o que dificulta a tarefa de as definir e comparar com outros trabalhos (Tabela 2.1).

Tabela 2.1 – Diferentes intervalos de frequência (Hz) atribuídos aos tipos de ondas gravíticas e infragravíticas por diferentes autores.

<i>Ondas gravíticas</i>	<i>Ondas infragravíticas</i>	<i>Autores</i>
0.033 – 1 Hz	0.0033 – 0.033 Hz	Munk, 1950; Beach e Sternberg, 1988
0.04 – 0.30 Hz	0.004 – 0.04 Hz	Elgar et al., 1992
0.067 – 0.5 Hz	0.005 – 0.067 Hz	Aagaard et al., 1994; Aagaard et al., 1995
0.06 – 0.25 Hz	0.001 – 0.06 Hz	Herbers et al., 1995
0.05 – 0.5 Hz	0.005 – 0.05 Hz	Henderson e Bowen, 2002
0.05 – 0.1 Hz	0.006 – 0.05 Hz	Young et al., 2011

Relativamente ao tipo de rebentação das ondas, existem quatro tipos principais de rebentação: deslizantes (*spilling*), mergulhantes (*plunging*), colapsantes (*collapsing*) e empoladas (*surging*) (Figura 2.3).

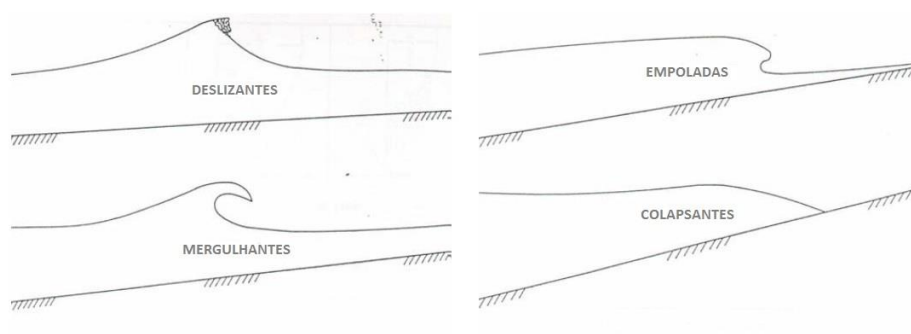


Figura 2.3– Diferentes tipos de rebentação de onda. (Adaptado de Mead, 2003).

Nas ondas com rebentação do tipo deslizante a onda rebenta de forma contínua a partir do momento em que se torna instável e ocorre normalmente em praias com declive muito baixo (praias dissipativas) e com ondas com elevado declive. Estas ondas depois de rebentarem perdem energia continuamente ao longo da larga zona de surf. Em ondas com rebentação do tipo mergulhante, a face frontal da onda torna-se vertical repentinamente e encurva caindo para a frente. Estas ocorrem em praias com declive intermédio e com ondas com declive intermédio. Nas ondas com rebentação do tipo empolada a crista não chega a rebentar e a face frontal da onda avança até à praia, uma vez que estas ocorrem em praias com declive muito elevado (praias refletivas) e as ondas possuem baixo declive. Estas ondas perdem pouca energia por rebentarem

junto à face de praia. Nas ondas cujo tipo de rebentação é colapsado, a altura destas diminui à medida que avançam para a costa, produzindo uma turbulência irregular na superfície da água e são um estado intermédio entre as mergulhantes e as empoladas (Komar, 1998; Smith, 2006; Bird, 2008).

2.2.2. Estado morfodinâmico das praias

As diferentes sub-zonas de uma praia estão intrinsecamente ligadas ao clima de agitação marítima, em particular às ondas e são três as principais (ver Figura 2.2): (i) zona de rebentação, onde as ondas provenientes do largo (*offshore*) se tornam instáveis e rebentam (Komar, 1998; Bird, 2008); (ii) zona de surf, a zona em que as ondas ocorrem depois de rebentarem e estende-se da zona de rebentação até à zona de espraio (Komar, 1998; Bird, 2008; Davidson-Arnott, 2010). Esta zona tem o papel mais importante no transporte sedimentar (Smith e Mocke, 2002); (iii) zona de espraio, onde a face de praia é coberta alternadamente pelo espraio e o refluxo da onda (Komar, 1998; Davidson-Arnott, 2010).

A largura da zona de surf depende da inclinação da praia, mas esta também depende da maré. Praias que têm baixa inclinação, normalmente compostas por sedimento fino, são caracterizadas por terem uma larga zona de surf. Contrariamente, as praias com elevada inclinação e normalmente compostas por sedimento grosseiro, na maior parte dos casos não têm zona de surf e as ondas rebentam muito próximo da linha de costa e espraiam logo em seguida na face de praia. Um estado intermédio ocorre em praias com inclinação moderada que normalmente não formam zona de surf durante a preia-mar, apresentando um comportamento idêntico às praias com elevada inclinação, e durante a baixa-mar desenvolvem uma zona de surf com características semelhantes às praias com baixa inclinação. Estas características servem de base à classificação do estado morfodinâmico de Wright e Short (1983) como praias dissipativas, refletivas, e intermédias (Wright e Short (1983) in: Komar, 1998). As dissipativas são as praias com um baixo declive (entre 0.57° e 1.15°), em que as ondas que são principalmente do tipo deslizante. As praias refletivas são as praias que têm um elevado declive (entre 5.7° e 8.5°) e as ondas são geralmente empoladas. Nestas praias é característica a existência de lobos de praia na zona de espraio ou de uma berma. As praias intermédias são caracterizadas por sistemas barra-cava e padrões complexos de circulação da água.

O estado morfodinâmico de uma praia pode ser determinado através do cálculo de vários parâmetros, como o *Surf Scaling Parameter* (ϵ) (Equação 1, Guza e Inman, 1975), o *Iribarren*

Number (ξ_b) (Equação 2, Iribarren e Nogales, 1949) e o *Dean Number* (Ω) (Equação 3, Dean, 1973):

$$\varepsilon = \frac{2\pi^2 H_b}{gT^2 \tan^2 \beta} \quad \text{Equação 1}$$

$$\xi_b = \tan \beta \left(\frac{H_b}{L_o} \right)^{-0.5} \quad \text{Equação 2}$$

$$\Omega = H_b / W_s T_p \quad \text{Equação 3}$$

onde H_b é a altura da onda na rebentação (m), g a aceleração da gravidade (m/s^2), β o pendor médio da zona entre marés (radianos), T o período de onda (s), L_o o comprimento de onda ao largo (m) e T_p o período de pico (s). A velocidade de queda do sedimento W_s (Soulsby, 1997) (Equação 4) é dada por:

$$W_s = \frac{\nu}{D_{50}} \left[(10.36^2 + 1.049 D_*^3)^{1/2} - 10.36 \right] \quad \text{Equação 4}$$

onde ν é a viscosidade cinética da água (m^2/s), D_{50} é o diâmetro médio dos grãos (m) e D_* é o tamanho adimensional do grão (*dimensionless grain size*) (Equação 5). O tamanho adimensional do grão é dado por:

$$D_* = D_{50} \left[\frac{(s-1)g}{\nu^2} \right]^{1/3} \quad \text{Equação 5}$$

onde s é a razão entre a densidade do sedimento (kg/m^3) e a densidade da água (kg/m^3).

O *Surf Scaling Parameter* e o *Iribarren Number* têm em conta as características das ondas (altura da onda na rebentação, período e comprimento de onda) e o declive da praia. O *Dean Number* (Ω) diferencia-se dos parâmetros referidos em cima por não incluir o declive da praia e considerar a velocidade de queda do sedimento. A utilização dos parâmetros *Surf Scaling Parameter* e *Iribarren Number* pode ser vantajosa em relação à utilização do *Dean Number* quando existem dados morfológicos que permitem obter o declive de praia. No entanto, quando esses dados morfológicos não existem, o parâmetro *Dean Number* é uma alternativa, pois integra as características do sedimento que também estão relacionadas com o declive da praia.

Utilizando o *Surf Scaling Parameter* (ε) e o *Iribarren Number* (ξ_b) a praia é refletiva quando $\varepsilon < 1$ e $\xi_b > 2$ e dissipativa quando $\varepsilon > 30$ e $\xi_b < 0.23$ (Wright e Short, 1984). Aplicando o *Dean Number*, o estado morfodinâmico da praia é definido como refletivo quando $\Omega < 2$ e como dissipativo quando $\Omega > 5$ (Wright et al., 1985; Masselink, 1994). No entanto, estes limites apenas caracterizam os estados mais extremos e não os estados intermédios. Para tal, vários autores associaram os diferentes parâmetros acima descritos com os tipos de rebentação de ondas. Utilizando o *Surf Scaling Parameter*, o estado morfodinâmico da praia é dissipativo com ondas deslizantes se $\varepsilon > 20$, intermédio com ondas mergulhantes se $\varepsilon = [2.5, 20]$ e refletivo com ondas empoladas se $\varepsilon < 2.5$ (Guza e Inman, 1975; Guza e Bowen, 1977). Utilizando o *Iribarren Number*, o estado morfodinâmico é dissipativo com ondas deslizantes quando $\xi_b < 0.64$, intermédio com ondas mergulhantes quando $\xi_b = [0.64, 5]$ e refletivo com ondas empoladas quando $\xi_b > 5$ (Battjes, 1974).

De modo a detalhar o estado morfodinâmico da praia, Masselink e Short, 1993 definiram um modelo conceptual que integra o *Dean Number* com os efeitos das marés na hidrodinâmica da praia usando o parâmetro *Relative Tidal Range* (*RTR*) que é dado pela Equação 6:

$$RTR = MSR/H_b \quad \text{Equação 6}$$

onde H_b é altura de rebentação da onda (m) e MSR é o alcance médio do nível do mar nas marés vivas (*mean spring tidal range*) (m).

Desta forma, o estado morfodinâmico da praia é refletivo quando $RTR < 3$ e $\Omega < 2$ podendo este ser caracterizado por terraços de maré com correntes de fuga se $RTR = [3, 7]$ e $\Omega < 2$ ou por terraços de maré sem correntes de fuga se $RTR > 7$ e $\Omega < 2$. O estado é intermédio se $RTR < 7$ e $\Omega = [2, 5]$, sendo este caracterizado por barras de maré e correntes de fuga se $RTR > 7$ e $\Omega = [2, 5]$. O estado morfodinâmico da praia é dissipativo com barras se $RTR < 3$ e $\Omega > 5$ e dissipativo sem barras se $RTR > 7$ e $\Omega > 5$. Por último, o estado é considerado ultradissipativo se $RTR > 7$ e $\Omega > 2$ (Masselink e Short, 1993).

2.3. Processos morfo-sedimentares

2.3.1. Transporte sedimentar

Um dos processos que interliga as células litorais, do ponto de vista de transferência de matéria, é o transporte sedimentar. As principais direções de transporte são: (i) longilitoral (*alongshore*), transporte paralelo à linha de costa ou deriva longilitoral efetuado pelas correntes

que resultam da rebentação das ondas oblíquas à linha de costa. O sentido deste tipo de transporte depende da direção de aproximação das ondas à costa, sendo que, o maior volume de sedimento transportado corresponde ao da direção predominante das ondas; (ii) transporte normal à linha de costa (*cross-shore*) efetuado pelas correntes geradas pela maré e pelas ondas que rebentam perpendiculares à linha de costa (Komar, 1998). Também neste caso o transporte é feito em dois sentidos: para a praia ou desta para o mar. Estes mecanismos de transporte sedimentar são dependentes do tipo de onda, do estado morfodinâmico da praia e do tipo de sedimento (Benavente et al., 2002).

2.3.1.1. Métodos de determinação do transporte sedimentar

O volume do transporte sedimentar pode ser determinado por modelos ou por medições diretas no campo (Pilkey e Cooper, 2002). As medições diretas podem ser efetuadas através da utilização de traçadores (sedimentos coloridos com tinta fluorescente ou radioativa), armadilhas, alterações morfológicas ao longo do tempo (Pilkey e Cooper, 2002) e instrumentos acústicos. Os traçadores são utilizados para estimar o transporte longilitoral em curtas escalas temporais (Ciavola et al., 1997; Smith, 2006) e são considerados como um dos melhores métodos com esta finalidade porque permitem contabilizar o sedimento transportado quer em suspensão quer como carga de fundo (Fernandez-Fernandez, 2015). No entanto, os traçadores radioativos são proibidos por causarem impactos ambientais negativos e risco para a saúde pública (U. S. Army, 1995; Kinsman e Xu, 2012). As armadilhas são utilizadas de modo a capturar os sedimentos em suspensão transportados pela corrente longilitoral (Cartier et al., 2013) não contabilizando o sedimento transportado junto ao fundo (Pilkey e Cooper, 2002; Smith, 2006). As alterações morfológicas registam os ganhos e as perdas de areia junto à costa num determinado intervalo de tempo (Pilkey e Cooper, 2002) e os instrumentos acústicos medem a concentração das partículas com base na dispersão do sinal acústico dando uma estimativa da taxa de transporte, mas apenas no ponto em que foram instalados (Smith, 2006). Os instrumentos acústicos utilizam métodos indiretos para estimar o volume de sedimento em suspensão e exigem calibração para obter resultados fiáveis.

O modelo numérico mais utilizado para estimar a taxa de transporte longilitoral é baseado na fórmula de *Coastal Engineering Research Center* (CERC) (Smith et al., 2003; Smith, 2006; Bayram et al., 2007) dada pela Equação 7:

$$Q = \frac{K}{16\sqrt{\gamma_b}} \rho g^{3/2} H_{sb}^{5/2} \sin 2\theta_b \quad \text{Equação 7}$$

onde Q é a taxa de transporte longilitoral total submerso (kg/s), K o coeficiente empírico, ρ a densidade da água (kg/m³), g aceleração da gravidade (m/s²), H_{sb} a altura significativa da onda na rebentação (m), γ_b o índice de rebentação e θ_b o ângulo de rebentação da onda (°).

Este método baseia-se no pressuposto de que a taxa de transporte sedimentar longilitoral total é proporcional ao fluxo de energia longilitoral (Smith et al., 2003, Bayram et al., 2007) e relaciona a carga sedimentar total, quer suspensa quer junto ao fundo com o fluxo de energia longilitoral das ondas já rebentadas na zona de surf (Pilkey e Cooper, 2002). No entanto, este modelo requer a calibração de um coeficiente empírico (K) com dados locais, mas estes não estão disponíveis para todos os locais, pelo que foi recomendada a utilização do valor 0.39. Este valor foi obtido com recurso aos dados adquiridos em campo por Komar e Inman (1970) utilizando traçadores sedimentares (Komar e Inman (1970) in: Smith et al., 2003; Smith et al., 2009). No entanto, estudos posteriores verificaram que o cálculo da taxa de transporte sedimentar longilitoral utilizando a fórmula de CERC com o valor K recomendado (0.39) obtinha resultados por vezes subestimados e outras vezes sobrestimados, principalmente durante as tempestades, indicando que o valor de K foi em alguns casos superior a 0.39 (Miller, 1998 in: Smith et al., 2003; Smith et al., 2009). Kamphuis (1991) desenvolveu uma equação (Equação 8) para estimar a taxa de transporte sedimentar longilitoral total baseado em modelos experimentais físicos (Kamphuis, 1991 in: Smith et al., 2003; Smith et al., 2009):

$$Q = 2.27 H_{sb}^2 T_p^{1.5} m_b^{0.75} D_{50}^{-0.25} \sin^{0.6}(2\theta_b) \quad \text{Equação 8}$$

onde Q é a taxa de transporte longilitoral total submerso (kg/s), H_{sb} a altura significativa da onda na rebentação (m), θ_b o ângulo de rebentação da onda (°), T_p o período de pico da onda (s), m_b o declive da praia desde a linha de rebentação até a linha de água (°) e o D_{50} o diâmetro médio dos grãos (m).

As equações de CERC e de Kamphuis utilizam, em comum, a altura significativa na rebentação da onda e o ângulo de rebentação da onda por serem variáveis fundamentais no processo de transporte sedimentar nas praias. A equação de Kamphuis torna-se mais completa uma vez que inclui o período de pico da onda que influencia o tipo de rebentação da onda e o tamanho médio dos grãos que é um fator relevante no início do movimento sedimentar (Smith et al., 2003, Bayram et al., 2007). Contudo, estas duas equações consideram apenas as correntes

geradas pelas ondas menosprezando outros mecanismos como as correntes geradas pelo vento e pelas marés (Bayram et al., 2007). Para tentar ultrapassar esta falta de informação, Bayram et al. (2007) propuseram uma nova fórmula que inclui não só as correntes geradas pelas ondas mas também as geradas pelo vento e pela maré. Essa fórmula assume que o sedimento é suspenso por ação da rebentação das ondas e é posteriormente transportado por qualquer tipo de corrente longilitoral (marés, rebentação das ondas e vento) (Bayram et al., 2007; Mil-Homens et al., 2013). A fórmula de Bayram et al (2007) para determinar a taxa de transporte longilitoral (Q_{lst}) é expressa pela Equação 9:

$$Q_{lst} = \frac{\varepsilon}{(\rho_s - \rho)(1 - a)gW_s} F\bar{V} \quad \text{Equação 9}$$

onde ρ é a densidade da água (kg/m^3), ρ_s a densidade da areia (kg/m^3), g a aceleração gravítica (m/s^2), a a porosidade do sedimento, W_s a velocidade de queda do sedimento (Equação 4), \bar{V} a velocidade da corrente longilitoral média na zona de surf (m/s , Equação 10), ε o coeficiente de transporte que representa a eficiência das ondas em manter os grãos de areia em suspensão (Equação 12) e F o fluxo de energia de onda (Equação 13). A velocidade da corrente longilitoral média na zona de surf (\bar{V}) é dada pela seguinte equação:

$$\bar{V} = \frac{5}{32} \frac{\pi \gamma_b \sqrt{g}}{c_f} A^{3/2} \sin \theta_b \quad \text{Equação 10}$$

onde c_f é o coeficiente de fricção, γ_b o índice de rebentação, g a aceleração gravítica (m/s^2), θ_b o ângulo de rebentação da onda ($^\circ$) e A o parâmetro de forma dado pela Equação 11:

$$A = \frac{9}{4} \left(\frac{W_s^2}{g} \right)^{1/3} \quad \text{Equação 11}$$

onde g é a aceleração gravítica (m/s^2) e W_s a velocidade de queda do sedimento (Equação 4). O coeficiente de transporte ε é dado pela Equação 12:

$$\varepsilon = \left(9 + 4 \frac{H_{sb}}{W_s T_p} \right) \times 10^{-5} \quad \text{Equação 12}$$

onde H_{sb} é a altura significativa da onda na rebentação, W_s a velocidade de queda do sedimento (Equação 4) e T_p o período de pico. O fluxo de energia de onda (F) é dado pela Equação 13:

$$F = F_b = E_b C_{gb} \cos \theta_b \quad \text{Equação 13}$$

onde θ_b é o ângulo de onda na rebentação, E_b a energia de onda (J, Equação 14) e C_{gb} a velocidade de grupo de ondas (Equação 15). A energia de onda E_b é dada pela seguinte equação:

$$E_b = \frac{1}{8} \rho g H_b^2 \quad \text{Equação 14}$$

onde H_b é altura de onda na rebentação (m), g a aceleração gravítica (m/s^2) e ρ a densidade da água (kg/m^3). A velocidade de grupo de ondas (C_{gb}) é dada pela Equação 15:

$$C_{gb} = \sqrt{g \frac{H_b}{\gamma_b}} \quad \text{Equação 15}$$

onde γ_b é o índice de rebentação (cujo valor atribuído por Bayram et al., 2007 é 0.78), H_b a altura de onda na rebentação e g a aceleração gravítica.

Mil-Homens et al. (2013) investigaram a possibilidade de as fórmulas de CERC, Kamphuis e Bayram serem melhoradas, bem como a dependência dos parâmetros K e ε aos vários parâmetros adimensionais (*Iribarren Number*, *Dean Number*, velocidade de queda do sedimento, índice de rebentação ou diâmetro médio dos grãos), encontrando expressões com melhor ajuste matemático (Fernández-Fernández et al., 2015). As novas expressões propostas para os parâmetros K e ε dependem da razão entre a altura significativa de onda na rebentação (H_{sb}) e do comprimento de onda em águas profundas (L_0 , Equação 18) e são expressas pelas Equação 16 e Equação 17, respetivamente:

$$K = \left[2232.7 \left(\frac{H_{sb}}{L_0} \right)^{1.45} + 4.505 \right]^{-1} \quad \text{Equação 16}$$

$$\varepsilon = \left[7.862 \times 10^5 \left(\frac{H_{sb}}{L_0} \right)^{1.283} + 1672.2 \right]^{-1} \quad \text{Equação 17}$$

onde H_{sb} é a altura de onda na rebentação e L_0 é o comprimento de onda em águas profundas, dado pela Equação 18:

$$L_0 = gT^2 / 2\pi \quad \text{Equação 18}$$

Para a nova fórmula de Kamphius (Equação 19) foi proposto alterar-se o valor das constantes comparativamente aos valores existentes na fórmula original.

$$Q = 17.5H_{sb}^{2.75}T_p^{0.89}m_b^{0.86}d_{50}^{-0.69} \sin^{0.5}(2\theta_b) \quad \text{Equação 19}$$

Desta forma, as fórmulas de CERC e Bayram ficam dependentes do período de onda (através do L_0) tal com a fórmula de Kamphius. Um período de onda grande promove o aumento da taxa de transporte sedimentar, uma vez que a rebentação das ondas tende a ser do tipo mergulhante e a dissipação da onda ocorre numa área mais concentrada. As ondas com elevado período tendem a ter grande comprimento de onda e estas promovem as oscilações infragravíticas, conhecidas por serem importantes no transporte sedimentar (Fernández-Fernández et al., 2015).

Baseados na similaridade entre os parâmetros utilizados nas fórmulas de CERC, Kamphius (original e modificada) e Bayram, Fernández-Fernández et al. (2015) propõem uma fórmula única que permite escrever as fórmulas mencionadas:

$$Q_s = C \frac{H_{sb}^{\alpha_1} T_p^{\alpha_2} m_b^{\alpha_3} d_{50}^{\alpha_4} \sin^{\alpha_5} 2\theta_b}{(\rho_s - \rho)(1 - a)} \quad \text{Equação 20}$$

Sendo que Q_s é a taxa de transporte sedimentar em volume por unidade de tempo ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), θ_b é o ângulo de onda na rebentação, m_b é o declive da praia entre a linha de rebentação e a linha de água, H_{sb} é a altura de onda significativa na rebentação, ρ_s é a densidade do sedimento, ρ a densidade da água e a é o índice de porosidade. O valor C e os expoentes $\alpha_{1,2,3,4,5}$ são definidos na Tabela 2.2 para as diferentes equações, onde, K é o coeficiente empírico para a fórmula de CERC ($K = 0.39$ se a altura significativa de onda na rebentação for considerada), g é a aceleração gravítica, γ_b é o índice de rebentação (H_b/h_b), onde h_b é a profundidade de rebentação, c_f é o coeficiente de fricção e ε é o coeficiente de transporte (Equação 12).

Tabela 2.2 – Valores e expressões dos parâmetros utilizados nas fórmulas para determinação da taxa de transporte sedimentar longilitoral (Fernández-Fernández et al., 2015).

Fórmula	C	α_1	α_2	α_3	α_4	α_5
<i>CERC</i>	$K/16\rho_s(g/\gamma_b)^{1/2}$	2.5	0	0	0	1
<i>Kamphius</i>	2.27	2	1.5	0.75	0.75	0.6
<i>Bayram</i>	$\varepsilon(321.09\pi/4.096c_f)\rho_s(g/\gamma_b)^{1/2}$	2.5	0	0	0	1
<i>Kamphius</i> (Mil-Homens et al., 2013)	$0.15\rho_s$	2.75	0.89	0.86	0.86	0.5

2.3.2. Profundidade de mistura

A interação complexa entre o sedimento e a ação das ondas na zona de surf são alguns dos processos que podem ser descritos e compreendidos através da determinação da profundidade de mistura (Ferreira et al., 2000; Jackson e Malvarez, 2002). Este parâmetro representa a espessura vertical de uma camada onde existem trocas ativas de sedimento e abaixo da qual está uma camada imóvel (Ferreira et al., 2000). Esta profundidade pode ser determinada através de medições diretas e indiretas. As medições diretas podem ser efetuadas através de três métodos diferentes: uso de traçadores para marcar o sedimento, medição da profundidade de perturbação de uma vara ao longo de um ciclo de maré e o uso de furos preenchidos com sedimento marcado (Ciavola et al., 1997; Jackson e Malvarez, 2002). Através dos resultados alcançados em diversos estudos, obtiveram-se várias equações que permitem determinar a profundidade de mistura. Kraus (1985) propôs uma expressão linear (Equação 21) que correlaciona a profundidade média de mistura (m, Z_m) com a altura de onda na rebentação (H_b), utilizando dados adquiridos em praias dissipativas (β entre 0.57 e 5.71) com um regime de maré micromareal. Nessas praias, o tamanho médio dos grãos situou-se entre 0.18 e 0.59 mm, o H_s variou entre 0.8 e 1.61 m e o T_p entre 4.9 e 10.2 s.

$$Z_m = 0.027H_b \quad \text{Equação 21}$$

Mais tarde, Ciavola et al., 1997, a partir de dados obtidos de praias refletivas (β entre 5.71 e 14.57°) com um regime de maré mesomareal (as praias estudadas foram a Ilha da Culatra, a Praia de Faro e Praia do Garrão), obteve uma regressão linear (Equação 22) cujo declive é dez vezes maior que o declive da equação obtida por Kraus (1985). Neste estudo o tamanho médio dos grãos variou de 0.26 e 0.38 mm, o H_s entre 0.34 e 0.8 m e o T_p entre 0.7 e 5.8 s.

$$Z_m = 0.27H_b$$

Equação 22

Contudo, várias outras equações empíricas foram sugeridas por diversos outros autores com resultados muito distintos, chegando a obter-se diferenças que atingiram os 1500%. Estas diferenças devem-se ao facto de algumas equações serem construídas com dados obtidos em praias com um elevado declive ($\beta > 4.57^\circ$) e outras em praias com um baixo declive ($\beta < 4.57^\circ$) (Ferreira et al., 2000). Desta forma, Ferreira et al. 2000 propuseram uma equação geral que pode ser usada para praias tanto com baixo declive como com elevado declive (β entre 4.00° e 9.65°) (Equação 23). Esta equação integra a altura de onda na rebentação (H_{bs}) e o declive da praia ($\tan \beta$) na zona entre marés.

$$Z_m = 1.86H_{bs} \tan \beta$$

Equação 23

A base de dados utilizada para criar esta equação teve como área de estudo praias caracterizadas por grãos com tamanho médio entre 2.6 e 0.60 mm, H_s médio de 0.92 m e T_p médio de 8 s.

Um estudo mais recente realizado por Bertin et al. (2008) demonstrou a influência do ângulo de rebentação da onda (α_o) na profundidade de mistura (Z_m) e do qual resulta uma nova equação empírica (Equação 24). Esta equação integra, o declive da praia ($\tan \beta$), o ângulo de rebentação da onda (α), a altura de onda em *offshore* (H_s) e a constante C_6 , cujo valor é 1.6, que foi ajustada empiricamente usando o dados do estudo de Bertin et al. (2008) e os dados citados por Bertin etl al. (2008).

$$Z_m = C_6 \tan \beta H_s^{0.5} \sqrt{1 + \sin 2\alpha}$$

Equação 24

Para esse estudo de Bertin et al. (2008) o tamanho médio do grão nas praias estudadas variou entre 0.18 e 0.6 mm, o H_s entre 1 e 2 m, o T_p entre 8 e 12 s e o declive ($\tan \beta$) entre 0.015 e 0.06. As praias utilizadas para o estudo foram a Oléron Island e a Arçay Sandspit, na costa atlântica francesa.

A Equação 23 e a Equação 24 são as que integram mais variáveis que influenciam a profundidade de mistura, como por exemplo o declive da praia e o ângulo de rebentação da onda, enquanto a Equação 22 e a Equação 21 integram apenas a altura de onda na rebentação. Como já foi mencionado, utilizando apenas este parâmetro, os resultados obtidos para

diferentes praias divergem muito. Além destas diferenças, a Equação 23 e a Equação 24 integraram dados de vários estudos que incluíram diversas praias com diferentes características (diferentes estados morfodinâmicos, diferentes amplitudes de maré e diferentes climas de agitação marítima), contrariamente à Equação 21 e Equação 22 que integraram dados de praias com características muito semelhantes (apenas praias dissipativas e apenas praias refletivas, respectivamente).

3. ÁREA DE ESTUDO

A zona escolhida para o presente estudo localiza-se na costa sul do Algarve, no sector costeiro da Galé (Figura 3.1). Este sector engloba as praias Baía Grande (BG), Pedras Amarelas (PA) e Vila Jóia (VJ).

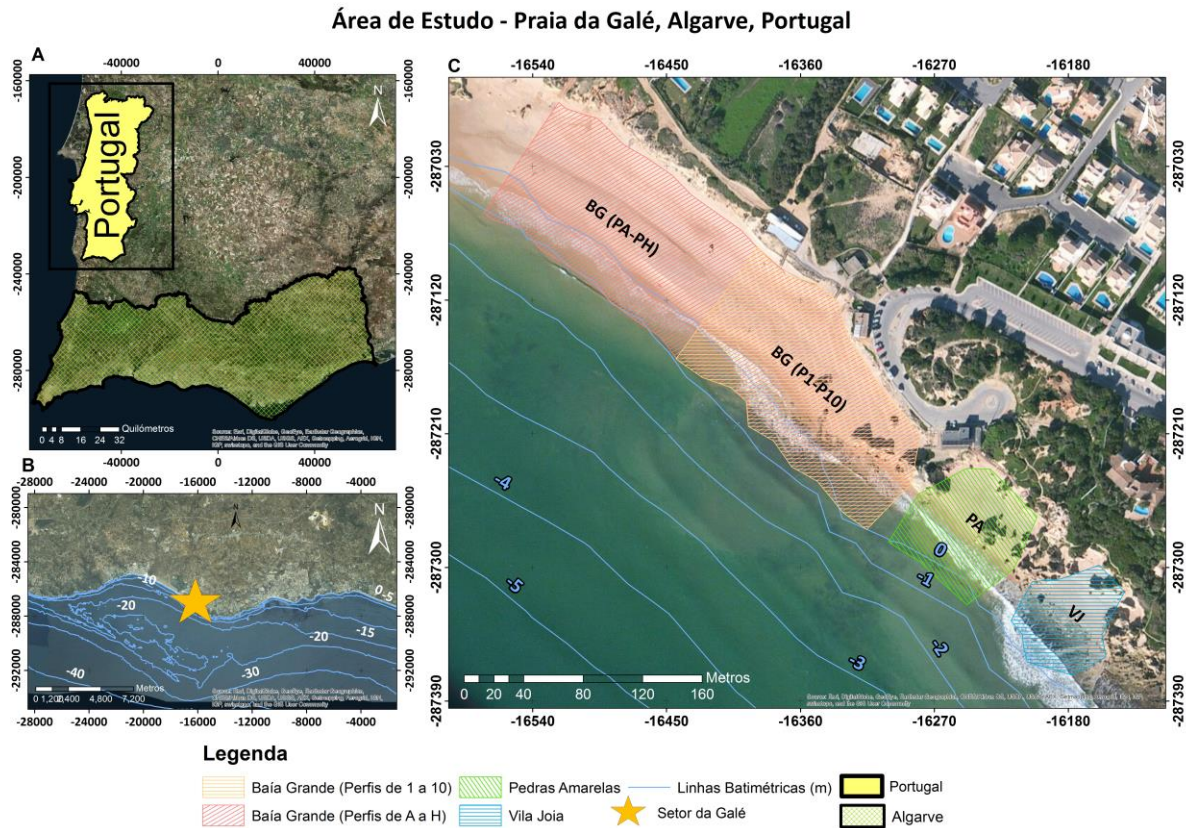


Figura 3.1 - Localização da área estudo (A), batimetria do local (B) e divisão e localização dos sectores na Praia da Galé (BG – Baía Grande, PA – Pedras Amarelas, VJ – Vila Jóia) (C).

O sector costeiro da Galé é caracterizado pela presença de arribas rochosas que pertencem à Formação Carbonatada de Lagos-Portimão, atribuída ao Miocénico. Sobre estas arribas rochosas está impressa uma morfologia cársica muito bem desenvolvida e a costa rochosa é fortemente recortada devido à carsificação e consequente erosão diferencial (Moura et al, 2011). As praias estão ancoradas no sopé das arribas e separadas por promontórios, que estão conectados na base a plataformas de abrasão. A morfologia cársica das arribas promove a infiltração das águas pluviais reduzindo a escorrência superficial destas. Também as linhas de água, organizadas em bacias hidrográficas muito pequenas drenam principalmente as rochas carbonatadas, o que não contribui significativamente para a quantidade de sedimento que

alimenta as praias. Este é quase sempre proveniente da deriva longilitoral e é redistribuído por transporte normal à linha de costa.

O Algarve é caracterizado por ter um regime de maré mesomareal semidiurno, cuja amplitude de maré está compreendida entre 1.36 e 2.70 m durante as marés mortas e entre 0.64 e 3.82 m durante as marés vivas (Instituto Hidrográfico, IH, 1990).

Relativamente ao clima de agitação marítima nesta costa, a altura significativa das ondas é em média 1 m e o período médio é 4.7 s, sendo que os valores mais frequentes variam entre 3 e 5 s (Costa et al., 2001). Quanto ao período de pico, 78% das observações são inferiores a 11 s, sendo a média das observações de 8.2 s (Costa et al., 2001). A direcção média das ondas associada ao período de pico tem dois sectores dominantes: o WSW em 71% das observações e o SE em 23% das observações (Costa et al., 2001).

4. METODOLOGIA

4.1. Trabalho de campo

De forma a determinar a eficácia do transporte sedimentar longilitoral na zona surf, efetuaram-se duas campanhas: a primeira, entre 29 e 30 de Março de 2014 e a segunda entre 3 e 6 de Novembro de 2014. Durante as campanhas foram adquiridos dados para a caracterização do transporte sedimentar, das alterações morfológicas da área de estudo e da agitação marítima.

4.1.1. Programação e realização das campanhas

Para adquirir os dados necessários para caracterizar o transporte sedimentar foi utilizado o método dos traçadores sedimentares. Foi recolhida areia na área de estudo que foi posteriormente pintada com uma cor que a permitisse distinguir da areia restante da área de estudo. Essa areia pintada foi colocada numa zona georreferenciada na área de estudo (caixa de injeção, Figura 4.).

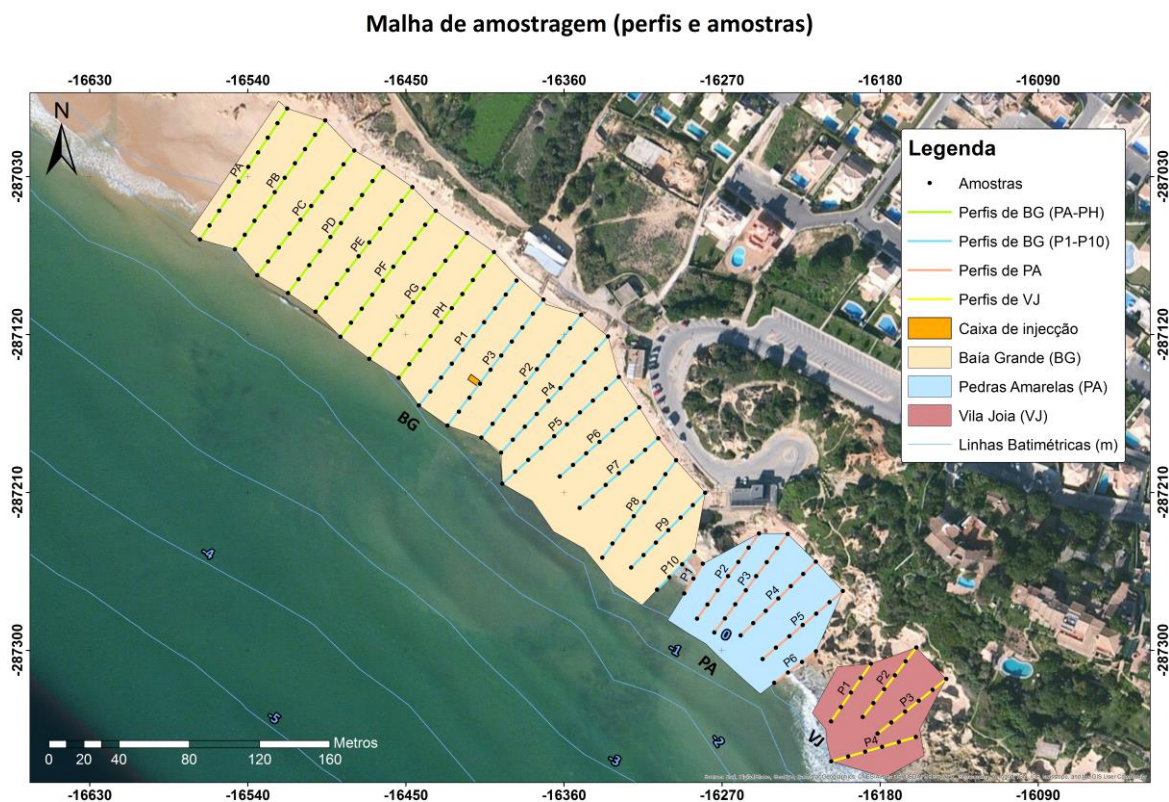


Figura 4.1 - Projeção da malha de amostragem utilizada nas campanhas de Março e Novembro, incluindo os perfis e as amostras de cada praia. Em Março amostrou-se os perfis coloridos a azul, laranja e amarelo e em Novembro os perfis coloridos a verde, azul, laranja e amarelo. As áreas coloridas por cor-de-rosa, azul e salmão representam delimitam as praias Baía Grande, Pedras Amarelas e Vila Joia, respetivamente, e a pequena área a cor-de-laranja na praia Baía Grande é a localização da caixa de injeção. Estão ainda representadas a azul as linhas batimétricas.

Para colorir a areia e assim obter um traçador sedimentar, utilizou-se a tinta Atomolac laranja que tem a característica de ser fluorescente na presença de luz UV. Esta tinta foi misturada com diluente celuloso nas proporções de 40% de tinta para 60% de diluente e foi utilizada 1 parte desta mistura para 25 partes de areia.

Foi criada uma malha de amostragem com um espaçamento 10 x 20 m: perfis perpendiculares à linha de costa espaçados 20 m entre si e paralelos à linha de costa espaçados 10 metros entre si. Esta malha quadrangular foi georreferenciada no local e foi representada com recurso a cordas marcadas de 10 em 10 metros com etiquetas que marcavam os nós da malha (que eram os locais a amostrar) e essas etiquetas estavam referenciadas com as iniciais da praia (BG, PA e VJ), o nome do perfil e o número da amostra (Figura 4.1).

Na campanha de Março, foi colocado 100 Kg de traçador numa área georreferenciada com dimensões de 5,3 x 3,2 metros (caixa de injeção, Figura 4.1) na zona entre marés. Esta campanha teve a duração de 2 ciclos de maré em que se amostrou um total de 22 perfis ao longo de toda a área de estudo. Na campanha de Novembro, foi colocado 200 Kg de traçador numa área com dimensões de 10 x 5 metros (caixa de injeção, Figura 4.1). A campanha durou 6 ciclos de maré nos quais se amostrou 28 perfis ao longo de toda a área de estudo. A metodologia da colocação dos traçadores sedimentares e da amostragem utilizada foi igual em ambas as campanhas.

No presente trabalho, são apresentados os resultados dos dois primeiros ciclos de maré de cada campanha de modo a realizar uma comparação entre os dados resultantes de cada uma delas.

4.1.1.1. Recolha de amostras e perfis topográficos

A amostragem consistiu na recolha da camada superficial de sedimento (máximo 2 cm) numa pequena área rectangular marcada com uma caixa com dimensões de 20 x 15 cm.

Todas as amostras recolhidas foram devidamente referenciadas com as iniciais da praia (BG, PA e VJ), o nome do perfil e o número da amostra (Figura 4.1) que era o que estava escrito nas etiquetas dos perfis. As amostras foram todas recolhidas com o auxílio de um amostrador em forma de pá.

Os levantamentos topográficos permitiram caracterizar morfologicamente a praia e determinar as alterações ocorridas ao longo das campanhas. Para tal foram realizados vários levantamentos topográficos com um GPS em modo RTK, posteriormente às campanhas e durante as campanhas.

4.1.1.2. Agitação marítima

A aquisição dos dados da agitação marítima em cada ciclo de maré foi necessária para correlacionar estes com as variações da morfologia da praia e com o transporte sedimentar. Assim, utilizaram-se dois transdutores de pressão (PT) para medir a altura (H) e o período (T) das ondas. Um dos PT ficou posicionado próximo do local de injeção do traçador e o outro fixado na plataforma de abrasão adjacente à praia Vila Jóia. Ambos foram programados para adquirir dados de 10 em 10 minutos a uma frequência de 2 Hz (0.5 segundos), começando o registo uma hora após o pico da maré baixa. A fim de complementar os dados de agitação marítima recolhidos pelos PT junto à linha de costa, utilizou-se também os dados da agitação marítima ao largo, adquiridos pela boia ondógrafo Faro Costeira (36° 54' 17" N, 7° 53' 54" W) operada pelo Instituto Hidrográfico (IH), a uma profundidade de 93 m e deste modo obter a direção das ondas e caracterizar a sua transformação até atingir a costa.

4.2. Trabalho laboratorial

Após o trabalho de campo, todas as amostras foram transportadas para o laboratório onde foram secas numa estufa à temperatura de 40°C. Posteriormente procedeu-se à contagem dos grãos marcados numa sala escura utilizando uma luz ultravioleta (UV) e às análises granulométricas.

4.2.1. Contagem de grãos marcados

A contagem dos grãos marcados permitiu quantificar e caracterizar o movimento da areia durante as campanhas. Inicialmente, procedeu-se à pesagem das amostras, utilizando uma balança digital de precisão 0.1 g, seguindo-se a contagem dos grãos. A contagem dos grãos foi realizada numa sala escura (com pouca ou nenhuma luz natural) e envolveu a colocação de toda a amostra numa caixa de cor negra com uma lâmpada ultravioleta (UV) integrada. A contagem, propriamente dita foi feita com um contador manual e retiraram-se, com um pincel, todos os grãos encontrados para uma saqueta identificada. Todos os valores foram introduzidos em folhas de Excel para posterior processamento estatístico.

4.2.2. Análise granulométrica

Foram estudadas as características relacionadas com a distribuição do tamanho do grão dos sedimentos amostrados. Para tal, as amostras foram divididas em quatro partes semelhantes, e cada parte noutras quatro até se atingir um peso aproximado de 100 g (quarteamento para se conseguir a maior homogeneidade das amostras). Após se obter aproximadamente 100 gramas de cada amostra, estas foram colocadas numa coluna de crivos, com malhas de 4.00 mm (-2 ϕ), 2.80 mm, 2.40 mm, 1.40 mm, 1.00 mm (0 ϕ), 0.710 mm, 0.50 mm (1 ϕ), 0.350 mm, 0.250 mm (2 ϕ), 0.180 mm, 0.125 mm (3 ϕ), 0.090 mm e 0.063 mm (4 ϕ). No entanto, devido ao tamanho da coluna de crivos e à impossibilidade de a colocar num só agitador, a coluna foi dividida em duas: de 4.00 a 0.710 mm numa primeira etapa de agitação e de 0.500 a 0.063 mm na segunda etapa. Cada etapa de agitação demorou cerca de 10 minutos. Ao fim deste tempo, pesou-se cada uma das classes granulométricas (amostra retida em cada peneiro representando um intervalo de diâmetros) com uma balança digital de precisão 0.01 g e colocou-se cada uma em envelopes individuais devidamente identificados. Após cerca de quinze amostras peneiradas na coluna de crivos, estes foram limpos num aparelho de ultra-sons para que a contaminação entre as amostras fosse minimizada.

4.3. Processamento estatístico

Os dados em bruto necessitam de processamento estatístico para que possam ser utilizados de forma cientificamente adequada e válida e permita ainda a comparação entre amostras.

Relativamente à contagem dos grãos marcados, devido à variedade significativa dos pesos das amostras e por conseguinte o número de grãos marcados presentes nas mesmas, foi necessário proceder-se a uma normalização destas. Para tal, optou-se por normalizar o peso das amostras para 500 g e deste modo poder-se correlacionar a quantidade de grãos marcados por ciclo de maré.

O processamento estatístico da granulometria foi realizado através da folha de cálculo Gradistat, que é uma macro desenvolvida no *software* Microsoft Excel (Blott e Pie, 2001). Este calcula vários parâmetros texturais, pelo Método de Folk e Ward (logaritmicamente e geometricamente) e pelo Método dos Momentos (aritmeticamente, logicamente e geometricamente), como por exemplo: a média, a moda, a calibragem (desvio padrão), a assimetria, a curtose e a gama de valores percentuais cumulativos (Blott e Pie, 2001). Neste trabalho foram utilizadas os valores resultantes do método de Folk e Ward.

4.4. Pós-processamento dos dados

A projeção dos dados obtidos foi efetuada utilizando mapas que foram desenvolvidos através de ferramentas integradas em programas de Sistema de Informação Geográfica (Arcgis 10.1). O sistema de projeção utilizado para projetar os dados adquiridos foi o ETRS 1989 Portugal TM06.

Para ser possível o desenvolvimento da projeção dos dados obtidos, o primeiro passo foi a delimitação da área de estudo a projetar, tendo sido feitas ligeiras alterações entre os diferentes ciclos de maré, criaram-se diferentes *shapefiles*. Os critérios utilizados para as definir foram sempre os mesmos em todos os ciclos de maré. Para definir o limite superior teve-se em conta os dados topográficos e a linha de costa (definida a partir do ortofotomapa do Arcgis 10.1). Para o limite inferior teve-se em conta os dados topográficos (Figura 4.2) e as plataformas de abrasão. Os limites laterais foram definidos ligeiramente afastados dos perfis adjacentes aos limites da área de estudo, para que as amostras contidas nesses perfis não perdessem a sua significância em processos de interpolação posteriores. Seguindo estes critérios, criaram-se cinco *shapefiles* diferentes, duas para Março (1º e 2º ciclo de maré) e três para Novembro (ciclo de maré anterior ao 1º, 1º e 2º ciclo de maré).

As plataformas de abrasão, também diferentes nos diferentes ciclos de maré (devido a estarem mais ou menos cobertas por areia), foram delimitadas criando-se diferentes *shapefiles*. Para delimitar as *shapefiles* que definem as plataformas, teve-se em conta, em todos os ciclos de maré, os dados topográficos e as amostras recolhidas mais inferiores. Portanto, foram criadas duas *shapefiles* diferentes para Março (1º e 2º ciclo de maré) e três para Novembro (ciclo de maré anterior ao 1º, 1º e 2º ciclo de maré).

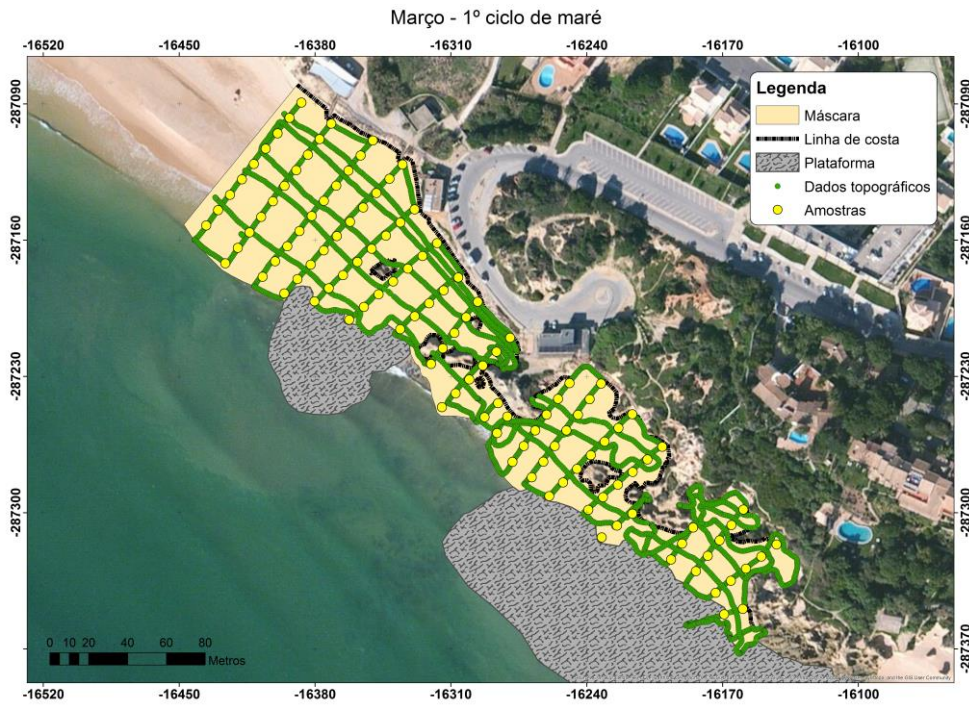


Figura 4.2 – Representação da área de estudo com as respectivas amostras a amarelo e com os dados topográficos a verde (pontos amostrados).

A projeção dos dados, foi efetuada com recurso a uma ferramenta de interpolação estatística do Arcgis 10.1, a *Empirical Bayesian Kriging*. Este método de interpolação geoestatística (Childs, 2004) consiste na atribuição de mais ou de menos peso aos locais sem valores conhecidos conforme a distância e de forma circundante aos valores conhecidos (amostras). Ou seja, os valores à volta e mais próximos dos valores conhecidos têm mais peso que os mais afastados. No entanto, a forma como este método calcula os valores desconhecidos não é simplesmente baseada na distância entre os valores mas sim a partir de um semivariograma desenvolvido com base na estrutura da malha de amostragem utilizada. A interface do utilizador desta ferramenta dispõe de diversos parâmetros para dirigir a interpolação, como por exemplo: o tipo de procura na vizinhança, o raio de procura, o número de vizinhos máximos e mínimos, o ângulo e o tipo de sector (geometria da vizinhança). Todos estes parâmetros são parâmetros de procura na vizinhança e foram atribuídos valores diferentes para os diferentes dados de entrada. Os resultados desta ferramenta são em formato de dados matriciais (*raster*).

4.5. Produção de mapas

Grãos marcados

Para obter a projeção da distribuição dos grãos marcados, os valores dos parâmetros de procura na vizinhança foram escolhidos tendo em conta a malha de amostragem (10 x 20 m), isto é, o espaçamento entre as amostras, quer no mesmo perfil, quer entre perfis. Desta forma, como tipo de procura na vizinhança escolheu-se o modo “Standard Circular”. O raio utilizado foi de 25 metros uma vez que a distância máxima entre amostras é de 22.36 m (na diagonal). O número de vizinhos mínimo e máximo foi 2 e 5, respetivamente, ou seja, a interpolação de determinado ponto pode apoiar-se em 2 amostras no mínimo e 5 no máximo. Por fim, o ângulo foi 0° para permitir que a projeção representasse os principais tipos de transporte (longilitoral e normal à linha de costa) e o tipo de sector foi “setor 4” que divide a elipse de pesquisa em 4 partes.

Depois da projeção efetuada, foi necessário escolher uma única escala de valores que permitisse comparar os diferentes ciclos de maré entre Março e Novembro. Apesar de os dados já terem sido normalizados e desta forma a comparação entre ciclos de marés já ser possível, a transformação destes para percentagem de grãos marcados por ciclo de maré permite uma comparação mais direta. Esta acção justifica-se porque nos diferentes ciclos de maré foram recolhidas diferentes quantidades de grãos marcados e porque a quantidade de grãos marcados colocada na praia não foi igual em Março e em Novembro. Para calcular a percentagem de grãos marcados em cada ciclo de maré, foi contabilizado o total de grãos encontrados em cada ciclo e calculada a percentagem em cada amostra recolhida relativamente àquele total. A escala de valores foi feita a partir das caixas de bigodes referentes a cada ciclo de maré (Figura 4.3) e a partir desta etapa foram selecionados alguns valores, nomeadamente o limite inferior do 1º ciclo de maré de Março (0.029949 %), os 1ºs quartis do 1º ciclo de maré de Novembro (0.122 %) e do 2º ciclo de maré de Março (0.51035 %), a mediana do 2º ciclo de maré de Março (1.5171 %), o limite superior do 2º ciclo de maré de Novembro (3.1342 %) e o máximo do 2º ciclo de maré de Março (14.6527 %), 1º ciclo de maré de Novembro (18.9896 %) e 2º ciclo de maré de Novembro (12.5482 %). Por fim, a escala contendo os valores mencionados, foi aplicada a todos os mapas obtidos.

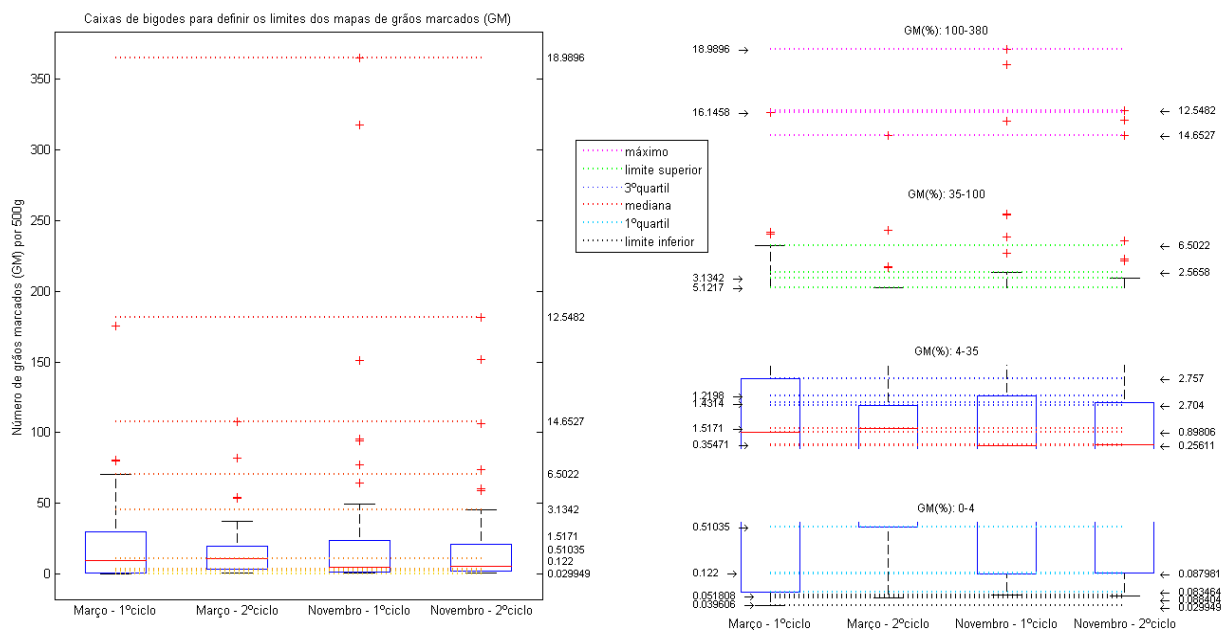


Figura 4.3 – Representação gráfica das caixas de bigodes referentes aos grãos marcados encontrados em cada ciclo de maré para definição das classes utilizadas nos mapas de dispersão dos grãos marcados. À esquerda, as caixas de bigodes completas e os valores utilizados nas classes representados no eixo da direita. À direita, as diferentes aproximações da caixa de bigodes com todos os valores dos quartis, mediana, limites superiores e inferiores e máximos.

Granulometria

O parâmetro utilizado para a elaboração dos mapas de projeção da distribuição do tamanho dos grãos foi a média granulométrica. Para esta projeção, os valores escolhidos para os parâmetros de procura na vizinhança da ferramenta Empirical Bayesian Kriging são os mesmos que foram utilizados para a projeção da distribuição dos grãos marcados, uma vez que a malha de amostragem é a mesma.

Morfologia

Para a projeção dos dados topográficos, os valores utilizados nos parâmetros de procura na vizinhança da ferramenta de interpolação Empirical Bayesian Kriging foram diferentes dos valores utilizados para os mapas de distribuição dos grãos marcados e do tamanho do grão uma vez que as malhas são diferentes. Para este caso, o tipo de procura na vizinhança foi também o modo “Standard Circular”, mas o raio de procura foi 5 m uma vez que o espaçamento da malha é muito pequeno e apenas desta forma se evita a suavização de importantes características morfológicas (por exemplo as escarpas formadas no primeiro ciclo de maré de Novembro). O número de vizinhos mínimo e máximo foi 10 e 15, respetivamente, pela razão de os pontos da malha estarem muito juntos em algumas zonas, o ângulo foi 127° que é o azimute da linha de

costa e o tipo de sector foi o “setor 4”. Nestes mapas, a escala de cores (isolinhas de cor) encontra-se em todos eles, de 0.5 em 0.5 metros.

4.6. Representação dos dados da agitação marítima

A fim de se obter os parâmetros das ondas, os dados adquiridos por os transdutores de pressão (PT) foram processados numa rotina no *software* MATLAB 2013. Esta rotina calcula os parâmetros não direcionais de onda pelo método *Zero-Crossing* baseado em Tucker e Pitt (2001) e retorna os seguintes parâmetros de onda: altura significativa (H_s), altura média (H_m), altura de 10% das ondas mais altas (H_{10}), altura máxima (H_{max}), período médio (T_m) e período significativo (T_s). Estas séries de dados obtidos estão intervaladas de 10 em 10 minutos.

Após a obtenção dos parâmetros não direcionais das ondas, estes foram projetados em gráficos XY em função do tempo, no entanto os valores mais baixos foram removidos por serem resultantes da reflexão das ondas durante a baixa-mar.

Cálculo de parâmetros não medidos diretamente

Alguns dos parâmetros como a altura das ondas na rebentação e o ângulo destas com a linha de costa não foram medidos *in situ* mas foram calculados indiretamente através de fórmulas. Esses parâmetros são necessários para a determinação do estado morfodinâmico da praia, do transporte sedimentar e da profundidade de mistura.

Os parâmetros de agitação marítima não medidos *in situ* foram a altura de onda na rebentação (H_b) e o ângulo da onda na rebentação (α_b) que no entanto podem ser calculados com recurso à teoria linear (Equação 25) e à teoria da onda solitária (Equação 28):

$$\frac{H_b}{H_o} = \left(\frac{C_{go}}{C_b}\right)^{0.5} \left(\frac{\cos \alpha_o}{\cos \alpha_b}\right)^{0.5} \quad \text{Equação 25}$$

onde H_o é altura de onda em água profundas (ao largo), α_o é o ângulo da onda em água profundas, C_{go} é a velocidade de grupo em águas profundas e C_b é a velocidade de onda em águas pouco profundas dada pela Equação 26:

$$C_b = (gd_b)^{0.5} \quad \text{Equação 26}$$

onde d_b é a profundidade na rebentação dada pela Equação 27:

$$d_b = 1.28H_b \quad \text{Equação 27}$$

onde H_b é a altura de onda na rebentação. A teoria da onda solitária é dada pela Equação 28:

$$\frac{H_b}{H_o} = 0.3 \left(\frac{L_o}{H_o} \right)^{1/3} \quad \text{Equação 28}$$

onde L_o é o comprimento de onda em águas profundas dado pela Equação 29:

$$L_o = 1.56T^2 \quad \text{Equação 29}$$

A altura de onda significava e o período médio da onda utilizados para calcular estes parâmetros foram os dados obtidos pela bóia do Instituto Hidrográfico.

A transformação da onda devido a mecanismos de refração e reflexão à medida que se aproxima da costa envolve as alterações de altura, período e direção desde a sua formação até rebentar. A forma de determinar a energia da onda é possível, teoricamente, através da teoria linear (Equação 30):

$$E_b = \frac{\rho g H^2}{8} \quad \text{Equação 30}$$

onde E_b é a energia por unidade de área (J), ρ a densidade da água do mar e g a aceleração gravítica.

A energia foi determinada junto à praia com os dados dos PTs e ao largo com os dados da bóia ondógrafo. A percentagem de dissipação é dada pela divisão entre a energia ao largo e a diferença de energia entre o largo e junto à praia.

5. ANÁLISE DOS RESULTADOS

5.1. Agitação marítima

5.1.1. Campanha de Março

Entre o primeiro e o segundo ciclo de maré de Março, a altura significativa da onda (H_s) na área de estudo foi maior no primeiro ciclo, enquanto a H_s ao largo atingiu valores maiores no segundo ciclo. O período médio (T_m) em ambos os ciclos rondou os mesmos valores, tal como a direção de onda, que foi sempre proveniente de WSW.

Durante o primeiro ciclo de maré, monitorizado durante um período de 6 horas e 30 minutos (desde as 21h25 até às 03h45), a H_s variou entre 0.4 e 1.6 m na praia e entre 1.1 e 1.8 m na plataforma de abrasão (Figura 5.1). Durante o mesmo período, a boia ondógrafo monitorizada pelo I.H. registou valores de H_s que variaram entre 1.16 e 1.13 m (Figura 5.2), ou seja, são menores que os valores registados pelos PT na área de estudo. Desta forma, a H_s aumentou, em média, 0.16 m do largo para a costa, correspondendo a um aumento de energia de 35%. O período médio (T_m , Figura 5.1), durante o mesmo intervalo monitorizado, variou entre 7.4 e 10.7 s na praia, entre 7.5 e 9.5 s na plataforma e entre 5.1 e 6.2 s ao largo (Figura 5.2). As ondas que chegam à costa provêm do quadrante WSW de acordo com as direções determinadas por a bóia ondógrafo.

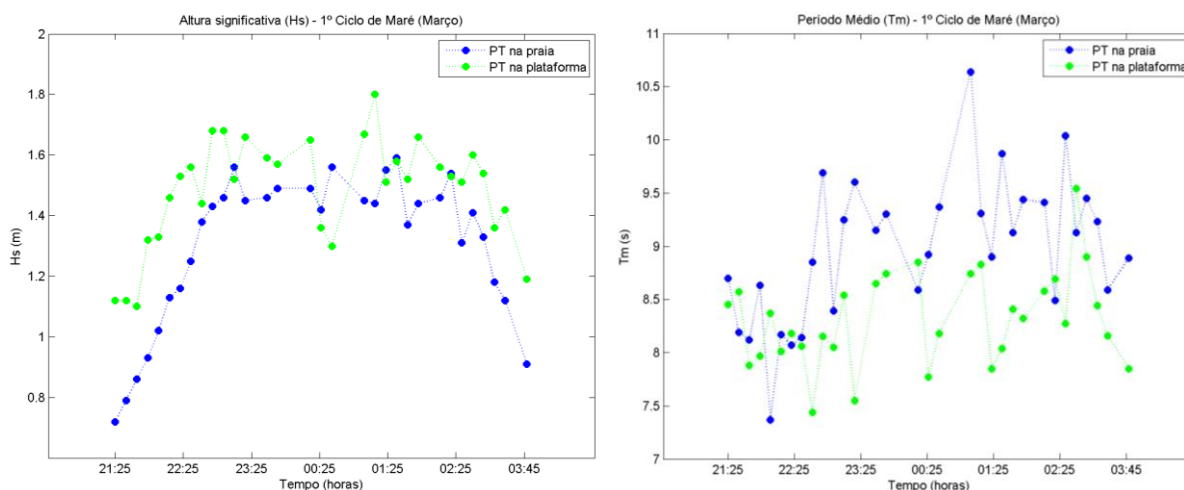


Figura 5.1 – À esquerda: representação da altura significativa (H_s) medida pelos PTs na praia e na plataforma durante o 1º ciclo de maré de Março; à direita - representação do período médio (T_m) medido pelos PTs na praia e na plataforma durante o 1º ciclo de maré de Março.

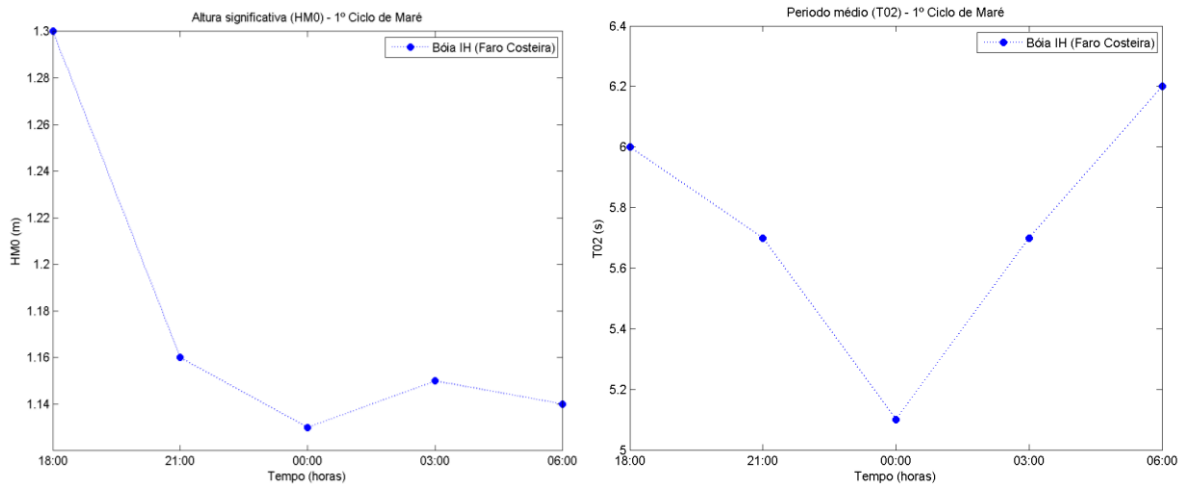


Figura 5.2 – À esquerda: representação da altura significativa medida pela bóia ondógrafo (HMO); à direita: representação do período médio pela boia ondógrafo durante o 1º ciclo de maré de Março.

No segundo ciclo de maré que foi monitorizado durante um período de 6 horas e 20 minutos (entre as 10h05 e as 16h25), a Hs registada na área de estudo, voltou a ter valores mais elevados na plataforma do que na praia. Na praia, os valores de Hs variaram entre 0.7 e 1.34 m e na plataforma de abrasão variaram entre 0.98 e 1.42 m (Figura 5.3). Comparando estes valores de Hs com os valores registados ao largo (Figura 5.4), que variaram entre 1.05 e 1.22 m, as ondas aumentaram em média 0.03 m do largo para a costa, correspondendo a um aumento de energia de 8%. Relativamente ao Tm (Figura 5.3), este variou entre 6.2 e 9.2 s na praia, entre 6.2 e 8.7 s na plataforma e entre 5.1 e 6.2 s ao largo (Figura 5.4). Tal como no ciclo de maré anterior, a direção das ondas ao largo, é proveniente do quadrante WSW.

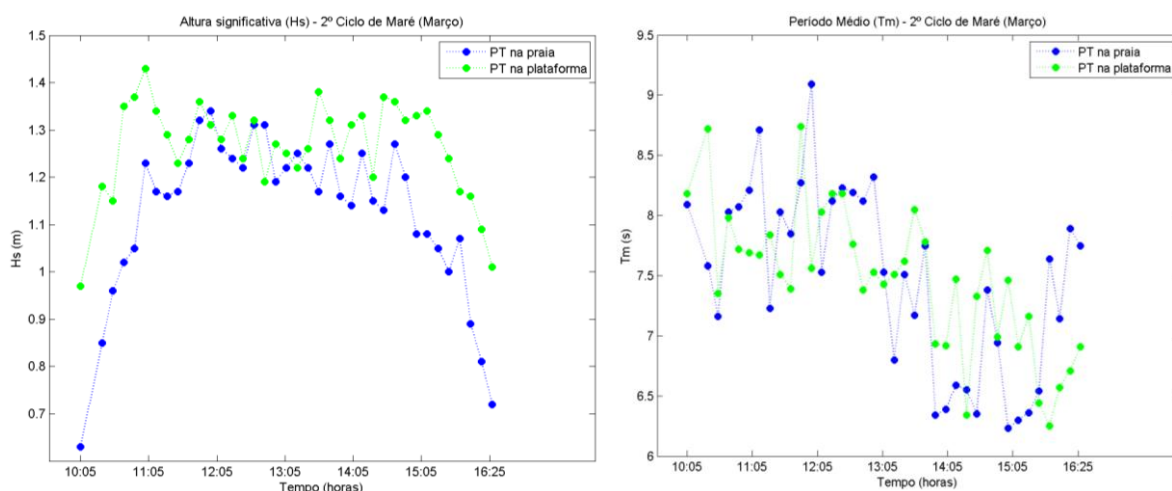


Figura 5.3 - À esquerda: representação da altura significativa (Hs) medida pelos PTs na praia e na plataforma durante o 1º ciclo de maré de Março; à direita - representação do período médio (Tm) medido pelos PTs na praia e na plataforma durante o 2º ciclo de maré de Março.

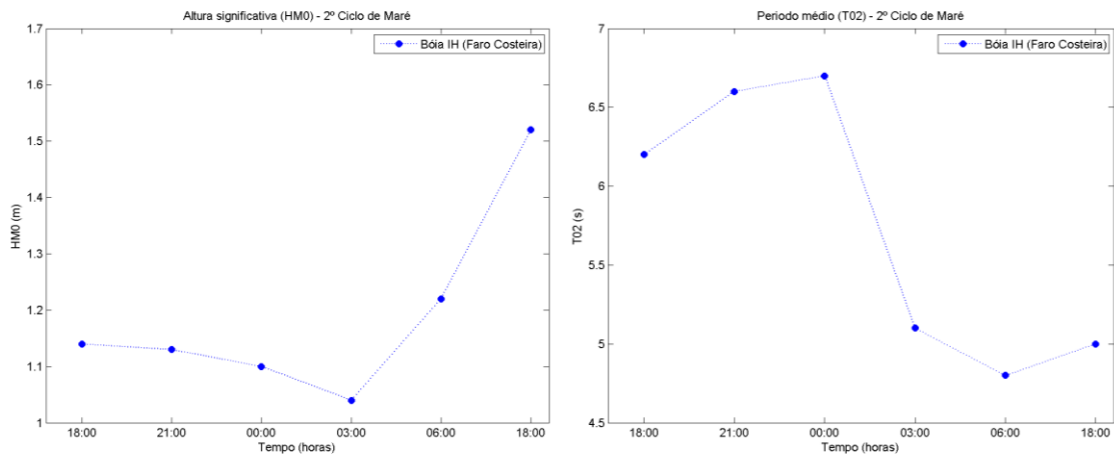


Figura 5.4 - À esquerda: representação da altura significativa medida pela bóia ondógrafo (HMO); à direita: representação do período médio pela boia ondógrafo durante o 2º ciclo de maré de Março.

5.1.2. Campanha de Novembro

No primeiro ciclo de maré, monitorizado durante 6 horas e 20 minutos (entre as 19h55 e as 03h15), a Hs na praia, variou entre 0.3 e 0.98 m e na plataforma de abrasão entre 0.45 e 1.02 m (Figura 5.). Os valores de Hs são ligeiramente maiores na plataforma do que na praia, à semelhança do observado na campanha de Março. Ao largo, os valores de Hs registados pela bóia ondógrafo variaram entre 1.14 e 3.08 m, tendo havido uma dissipação de energia entre o largo e a costa de cerca de 81.8% (Figura 5.6). O Tm variou entre 4.7 e 6.9 s na praia e na plataforma de acordo com o registado pelos PT (Figura 5.) e entre 3.9 e 5.6 s ao largo segundo o registado pela boia ondógrafo (Figura 5.6).

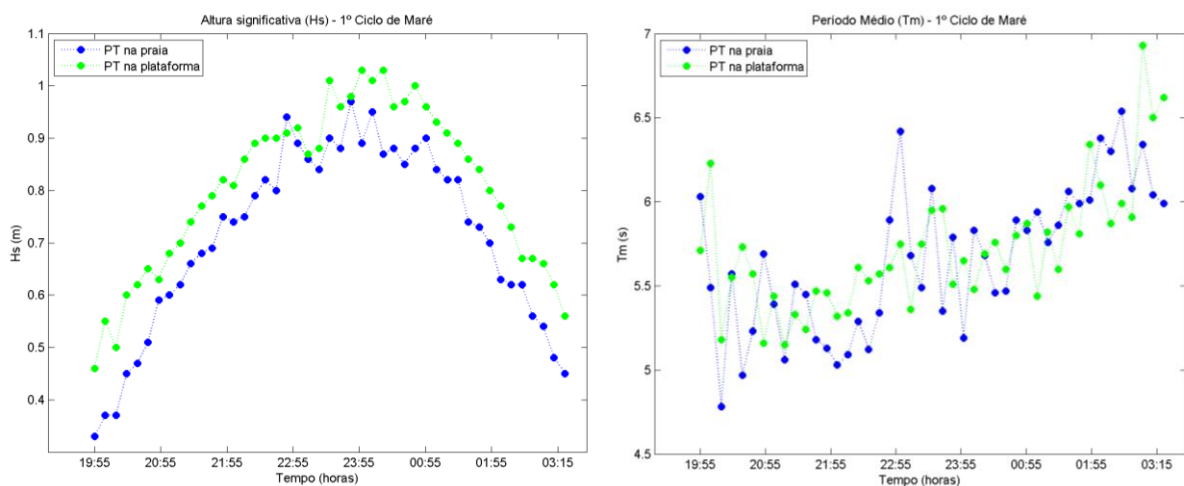


Figura 5.5 – À esquerda: representação da altura significativa (Hs) medida pelos PTs na praia e na plataforma durante o 1º ciclo de maré de Março; à direita - representação do período médio (Tm) medido pelos PTs na praia e na plataforma durante o 1º ciclo de maré de Novembro.

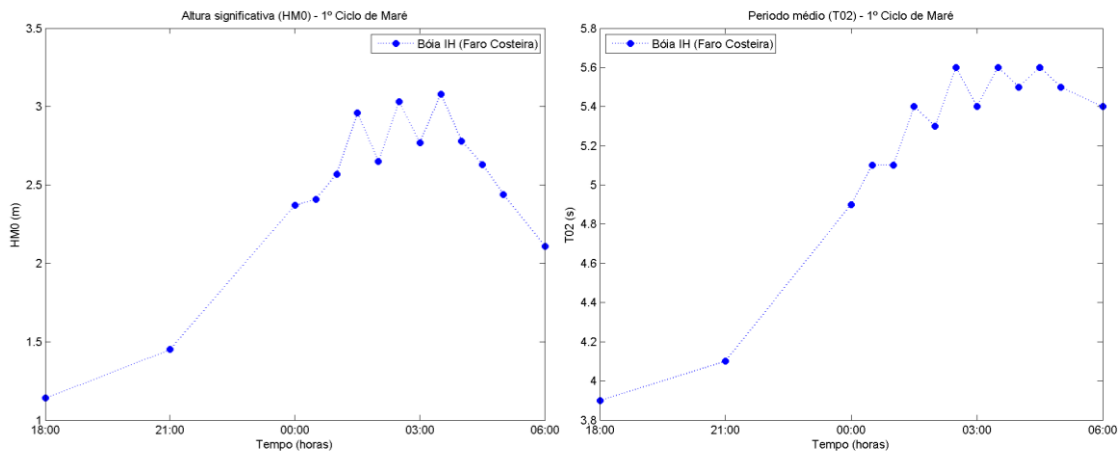


Figura 5.6 – À esquerda: representação da altura significativa medida pela bóia ondógrafo (HMO); à direita: representação do período médio pela bóia ondógrafo durante o 1º ciclo de maré de Novembro.

No segundo de ciclo de maré, monitorizado durante 6 horas e 50 minutos (entre as 08h25 e as 15h25), a Hs na praia, variou entre 0.4 e 0.9 m e, na plataforma, entre 0.56 e 0.86 m (Figura 5.7). Ao contrário do ciclo de maré anterior e da campanha de Março, neste ciclo de maré a Hs atingiu valores maiores na praia e não na plataforma. Ao largo (Figura 5.8), os valores de Hs das ondas medidas variaram entre 1.6 e 2.11 m e a diferença entre os valores medidos ao largo e os valores medidos na costa, corresponde a uma dissipação de energia do largo para a costa de cerca de 83.6 %. Os valores de Tm registados na área de estudo para as ondas incidentes variaram entre 5.9 e 8 s (Figura 5.7), sendo maiores que os valores de Tm das ondas registadas no primeiro ciclo de maré. Ao largo, os valores de Tm medidos pela bóia ondógrafo variaram entre 4.8 e 5.4 s (Figura 5.8).

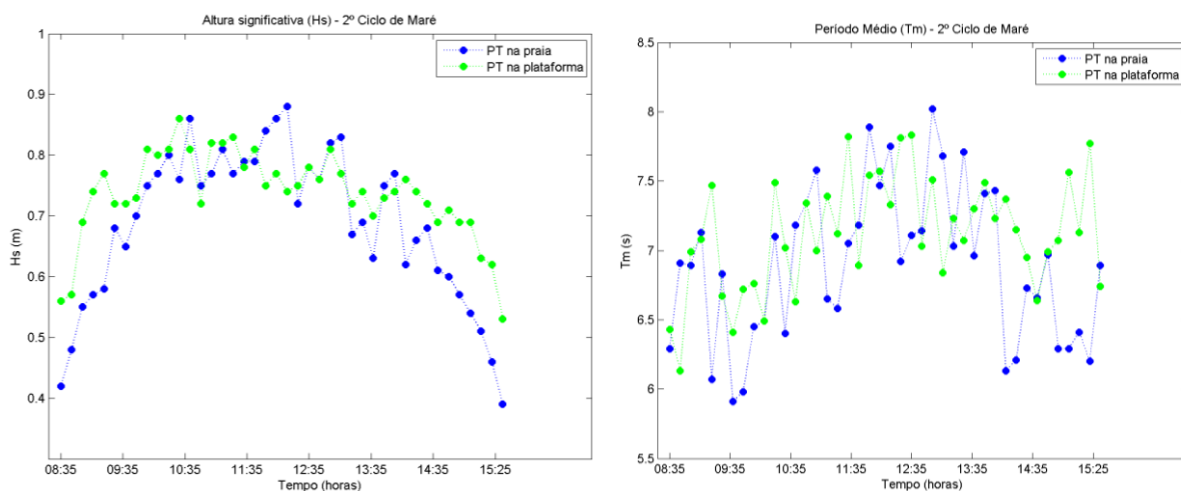


Figura 5.7 - Representação da altura significativa medida pelos PTs na praia e na plataforma durante o 2º ciclo de maré de Novembro. Representação do período médio medido pelos PTs na praia e na plataforma durante o 2º ciclo de maré de Novembro.

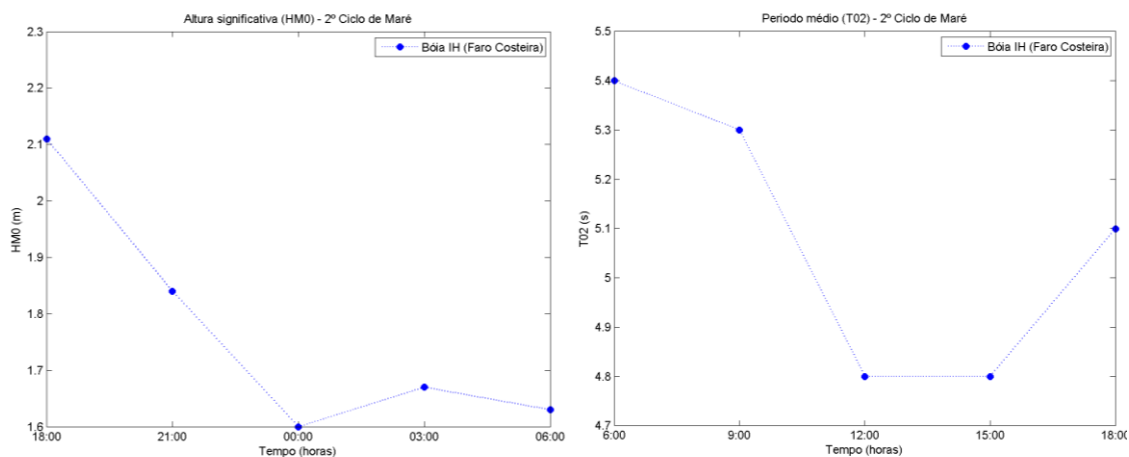


Figura 5.8 - À esquerda: representação da altura significativa medida pela bóia ondógrafo (HMO); à direita: representação do período médio pela boia ondógrafo durante o 2º ciclo de maré de Novembro.

A direção das ondas, medidas pela bóia ondógrafo, durante os dois ciclos de maré monitorizados, foi em média proveniente de WSW.

Comparando a agitação marítima das duas campanhas realizadas, na área de estudo, os maiores valores de H_s foram obtidos na campanha de Março enquanto ao largo, os maiores valores de H_s ocorreram em Novembro. Desta forma, houve maior dissipação de energia na campanha de Novembro do que na campanha de Março. O T_m das ondas atingiu valores maiores na campanha de Março que na de Novembro e a direção de onda, determinada pela bóia ondógrafo, foi sempre proveniente de WSW.

5.2. Distribuição dos grãos marcados

5.2.1. Campanha de Março

Analisando os mapas de distribuição dos grãos marcados durante os ciclos de maré monitorizados na campanha de Março, é possível constatar que durante o primeiro ciclo de maré houve uma deslocação dos grãos marcados no sentido SE (Figura 5.9). No sentido NW, a área encontra-se cortada, e conseqüentemente não há dados, porque não foi amostrada. No ciclo de maré a seguir é possível observar que a zona com maior percentagem de grãos marcados (centro de massa) deslocou-se para NW relativamente ao primeiro ciclo de maré (Figura 5.10). É ainda possível observar que no primeiro ciclo de maré, os grãos marcados chegaram à praia Pedras Amarelas (PA) (Figura 5.9), mas nesta mesma praia, a concentração diminuiu significativamente ao longo do segundo ciclo de maré. Isto leva a crer que os grãos marcados encontrados no primeiro ciclo de maré possam ter sido enterrados ou transportados para a praia imersa.

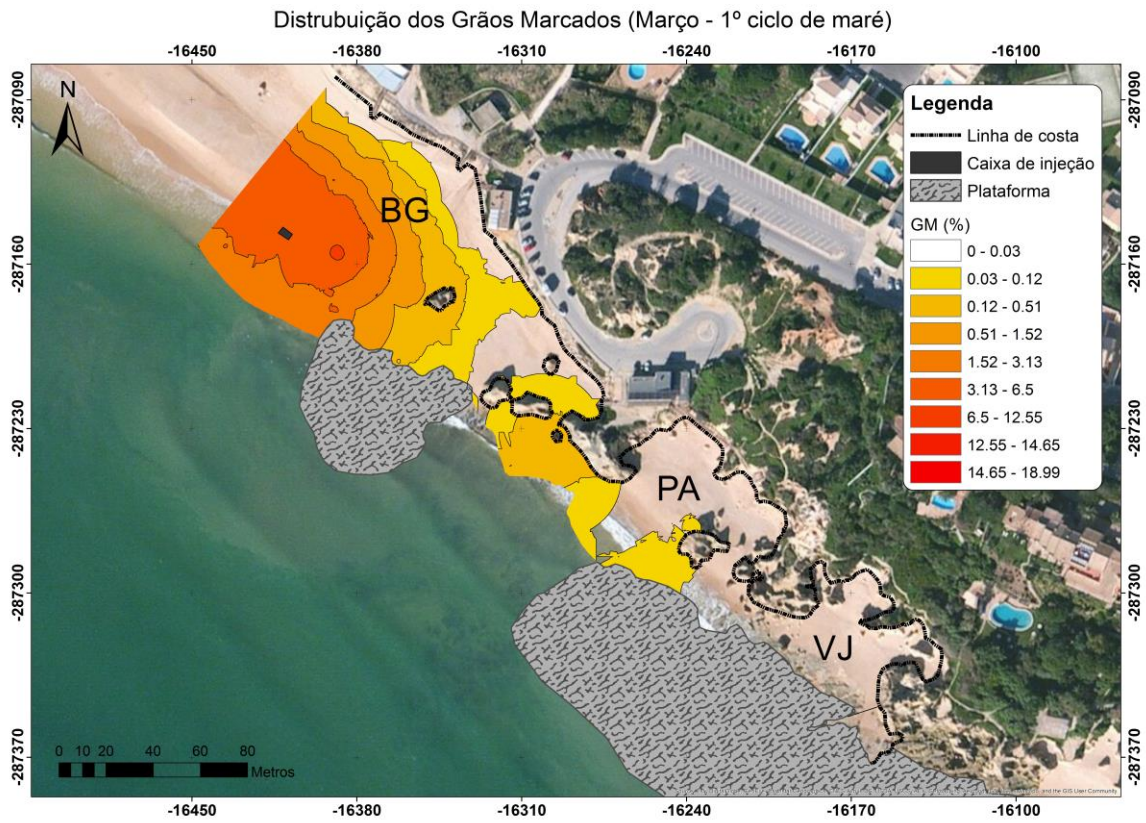


Figura 5.9 – Mapa de distribuição dos grãos marcados para o 1º ciclo de maré de Março.

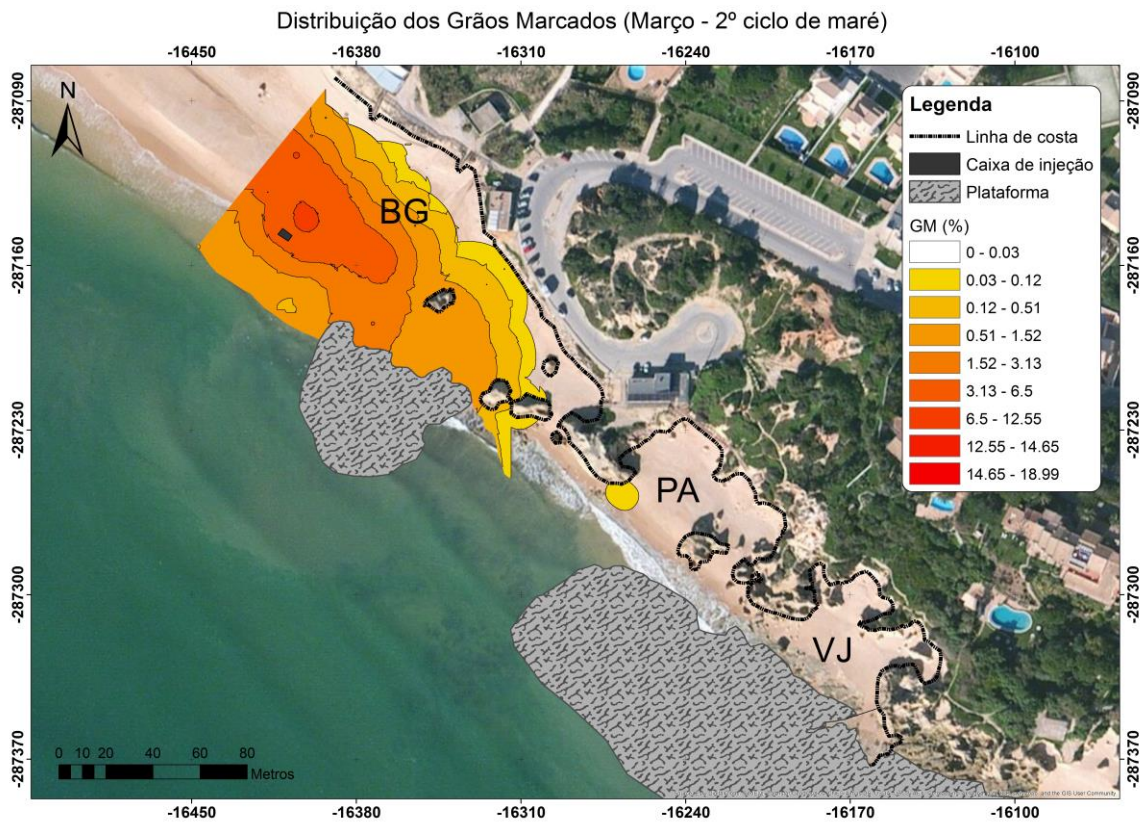


Figura 5.10 - Mapa de distribuição dos grãos marcados para o 2º ciclo de maré de Março.

5.2.2. Campanha de Novembro

Relativamente aos mapas de distribuição dos grãos marcados referentes à campanha de Novembro, no primeiro ciclo de maré (Figura 5.11) apesar de se ter verificado dispersão dos grãos no sentido NW (sentido oposto ao da aproximação das ondas), ao contrário do observado na campanha de Março, a resultante do transporte foi claramente para SE ao longo dos dois ciclos de maré observados ainda que seja notório o controle exercido pela plataforma de abrasão à deslocação do sedimento (Figura 5.12).

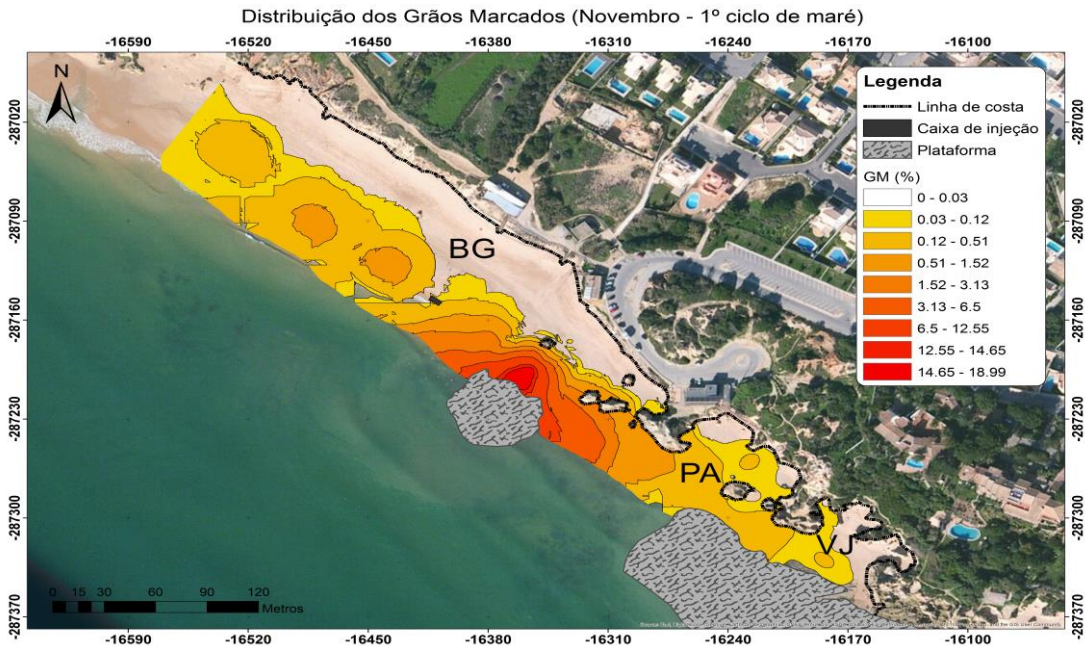


Figura 5.11 – Mapa de distribuição dos grãos marcados para o 1º ciclo de maré de Novembro.

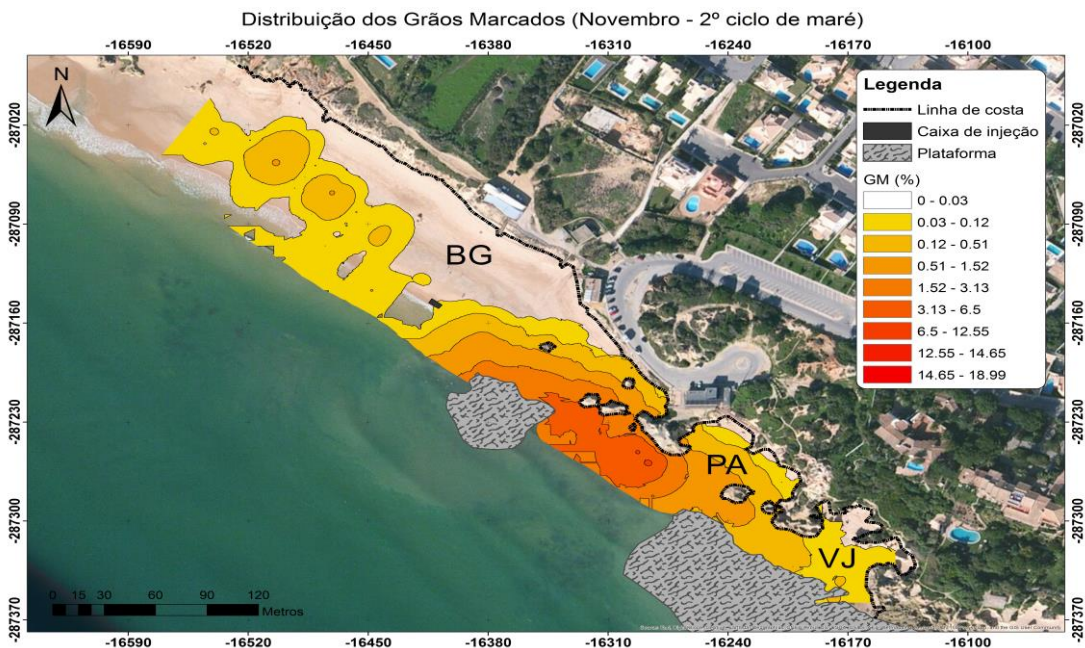


Figura 5.12 - Mapa de distribuição dos grãos marcados para o 2º ciclo de maré de Novembro.

5.3. Distribuição do tamanho dos grãos

5.3.1. Campanha de Março

O tamanho dos grãos apresenta uma distribuição espacial muito semelhante em ambos os ciclos de maré (Figura 5.13 e Figura 5.14), variando de areia muito grosseira ($-0.1 - 0 \phi$) a areia fina ($2 - 2.27 \phi$) desde a base da arriba até ao nível de maré mais baixo observado. No entanto, nas praias Pedras Amarelas e Vila Jóia, a distribuição do tamanho dos grãos varia apenas entre areia grosseira ($0 - 1 \phi$) e areia média ($1 - 2 \phi$).

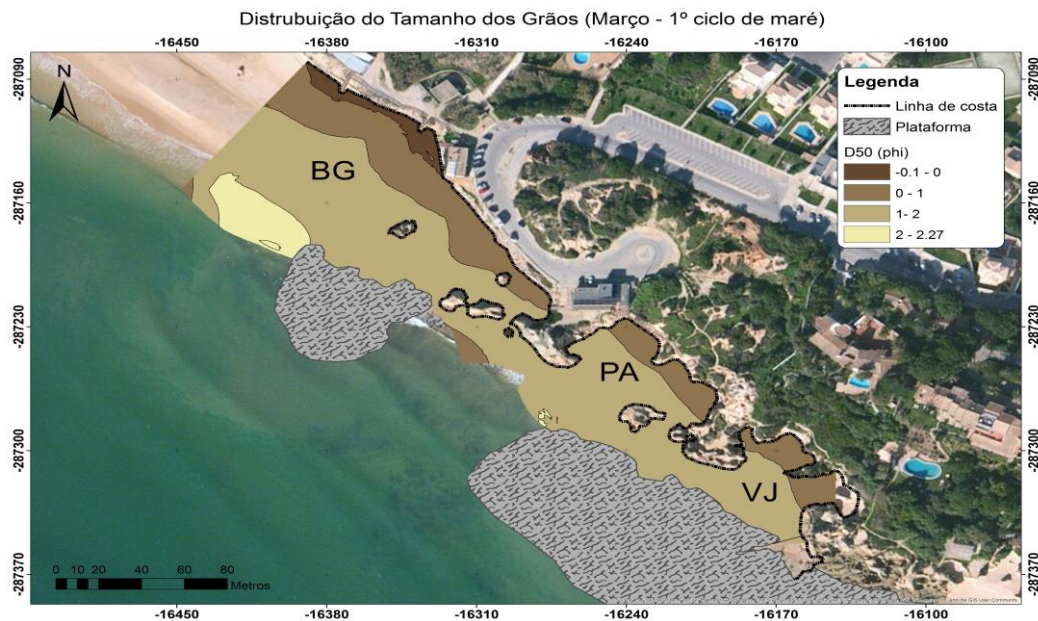


Figura 5.13 - Mapa de distribuição do tamanho dos grãos para o 1º ciclo de maré de Março.

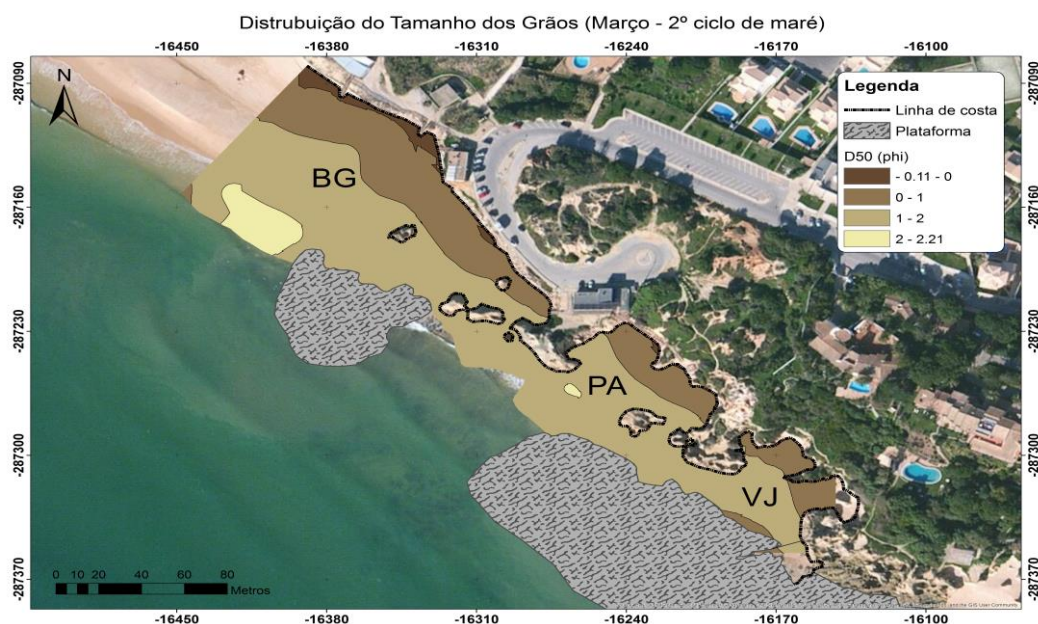


Figura 5.14 - Mapa de distribuição do tamanho dos grãos para o 2º ciclo de maré de Março.

5.3.2. Campanha de Novembro

Na campanha de Novembro, a distribuição do tamanho do grão, tal como na campanha de Março, é muito semelhante nos dois ciclos de maré, variando de areia grosseira ($0 - 1 \phi$) a areia fina ($2 - 3 \phi$) desde a base da arriba até ao nível de maré mais baixo observado (Figura 5.15 e Figura 5.16). Ao contrário das praias Baía Grande e Pedras Amarelas que têm a distribuição do tamanho dos grãos idêntica à descrita no parágrafo anterior, a praia Vila Jónia tem apenas areia média ($1 - 2 \phi$) desde a linha de costa até ao nível de maré mais baixo observado.

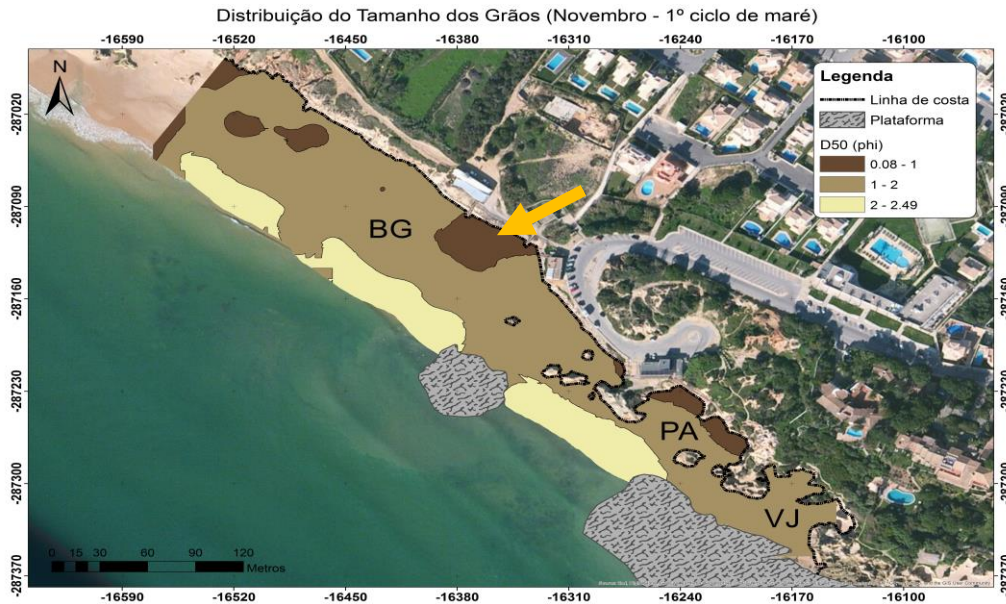


Figura 5.15 – Mapa de distribuição do tamanho dos grãos para o 1º ciclo de maré de Novembro. A mancha castanha escura junto ao restaurante (indicado por a seta amarela) corresponde à areia grosseira proveniente da descarga da ribeira aí existente.

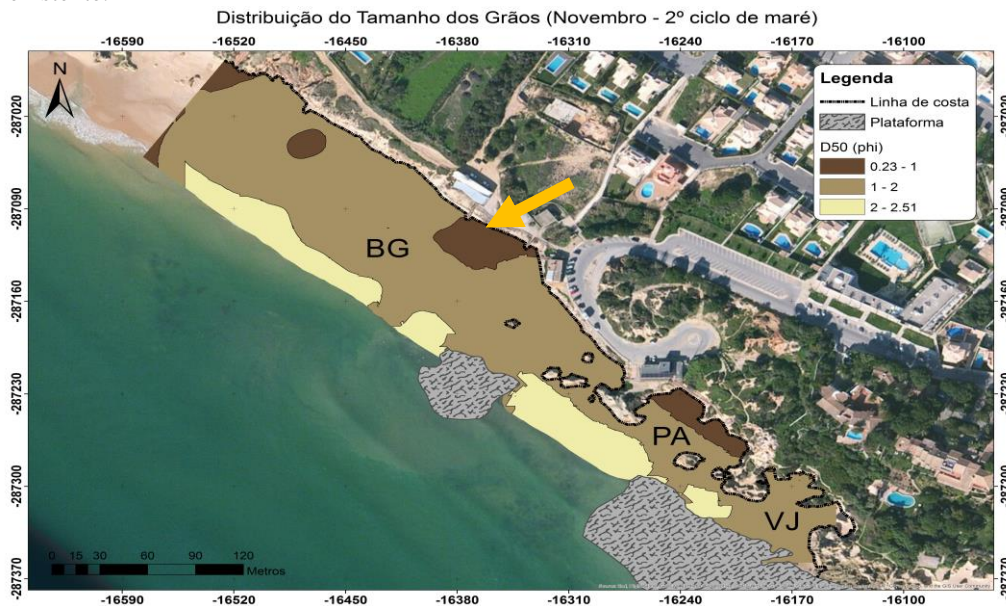


Figura 5.16 - Mapa de distribuição do tamanho dos grãos para o 2º ciclo de maré de Novembro. A mancha castanha escura junto ao restaurante (indicado por a seta amarela) corresponde à areia grosseira proveniente da descarga da ribeira aí existente.

5.4. Morfologia

5.4.1. Campanha de Março

Na campanha de Março, a morfologia da área de estudo, não teve diferenças significativas entre o primeiro e o segundo ciclo de maré (Figura 5.17). Também é possível ver através dos perfis topográficos que não houve diferenças significativas entre o primeiro e o segundo ciclo de maré uma vez que os declives dos diferentes perfis não se alteraram entre os dois ciclos, não se tendo, portanto, verificado alterações significativas no balanço sedimentar (acrecção/erosão).

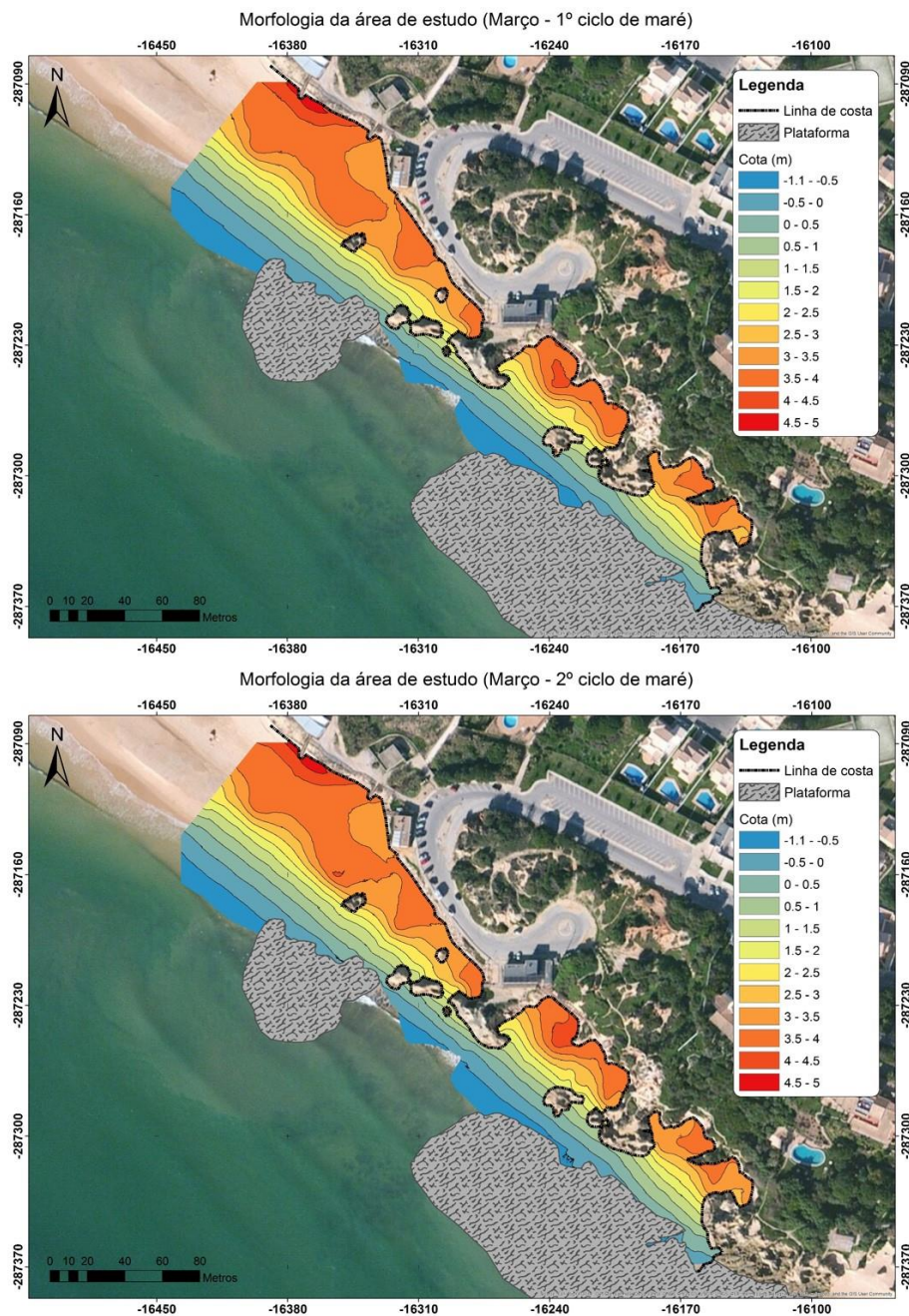


Figura 5.17 - Morfologia da área de estudo no 1º e no 2º ciclo de maré de Março.

Na praia Baía Grande (BG), de acordo com os perfis amostrados (exceto o perfil BG-P10) (Figura 5.18 e Figura 5.19), a berma apresenta um perfil concavo e um declive quase nulo e localiza-se entre os 4.5 e os 3 m acima do nível médio do mar (n.m.m.). A face de praia e o terraço de maré, no geral, apresentam um perfil retilíneo e concavo, respetivamente e encontram-se, respetivamente, delimitados entre os 4 e 1.48 m (aproximadamente) acima do n.m.m. e entre os 1.48 e -1.45 m (aproximadamente) relativamente ao n.m.m. O perfil BG-P10 foi o único da praia BG que apresentou apenas o terraço de maré, pois só estava emerso na baixa-mar.

A praia Pedras Amarelas, teve mais variedade no tipo de perfis (Figura 5.19), sendo os perfis PA-P1 e PA-P6 semelhantes ao perfil BG-P10, apenas com terraço de maré com perfil concavo, o perfil PA-P2, rectilíneo e constituído apenas por face de praia e terraço de maré e os restantes perfis que se enquadram na descrição feita para os perfil da praia BG.

Também os perfis da praia Vila Jónia (VJ) apresentam similaridades com os perfis da praia BG, excepto o perfil VJ-P4 que é similar aos perfil BG-P10, PA-P1 e PA-P6 (Figura 5.19).

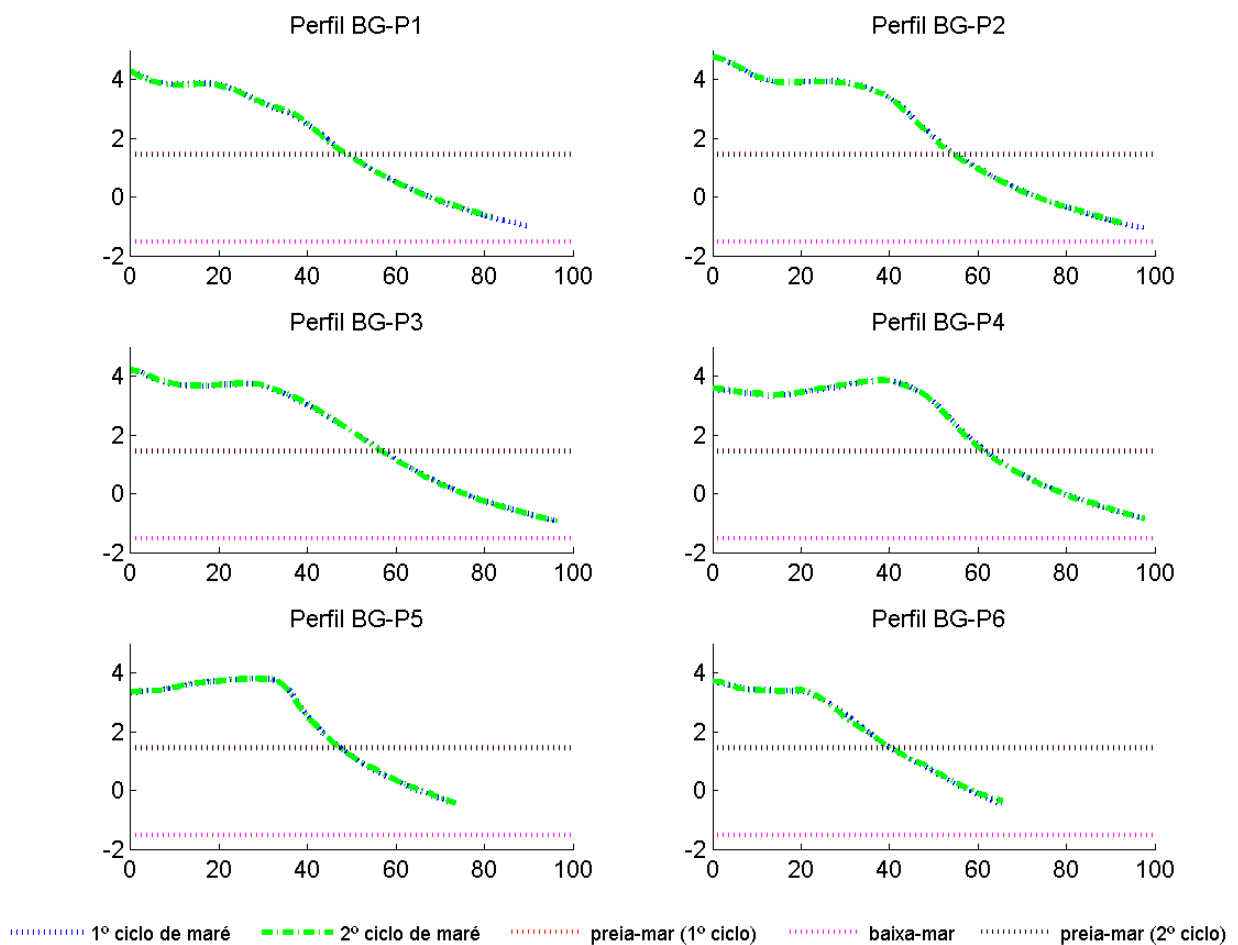


Figura 5.18 - Perfis topográficos do primeiro e do segundo ciclo de maré da campanha de Março, para a praia Baía Grande (BG).

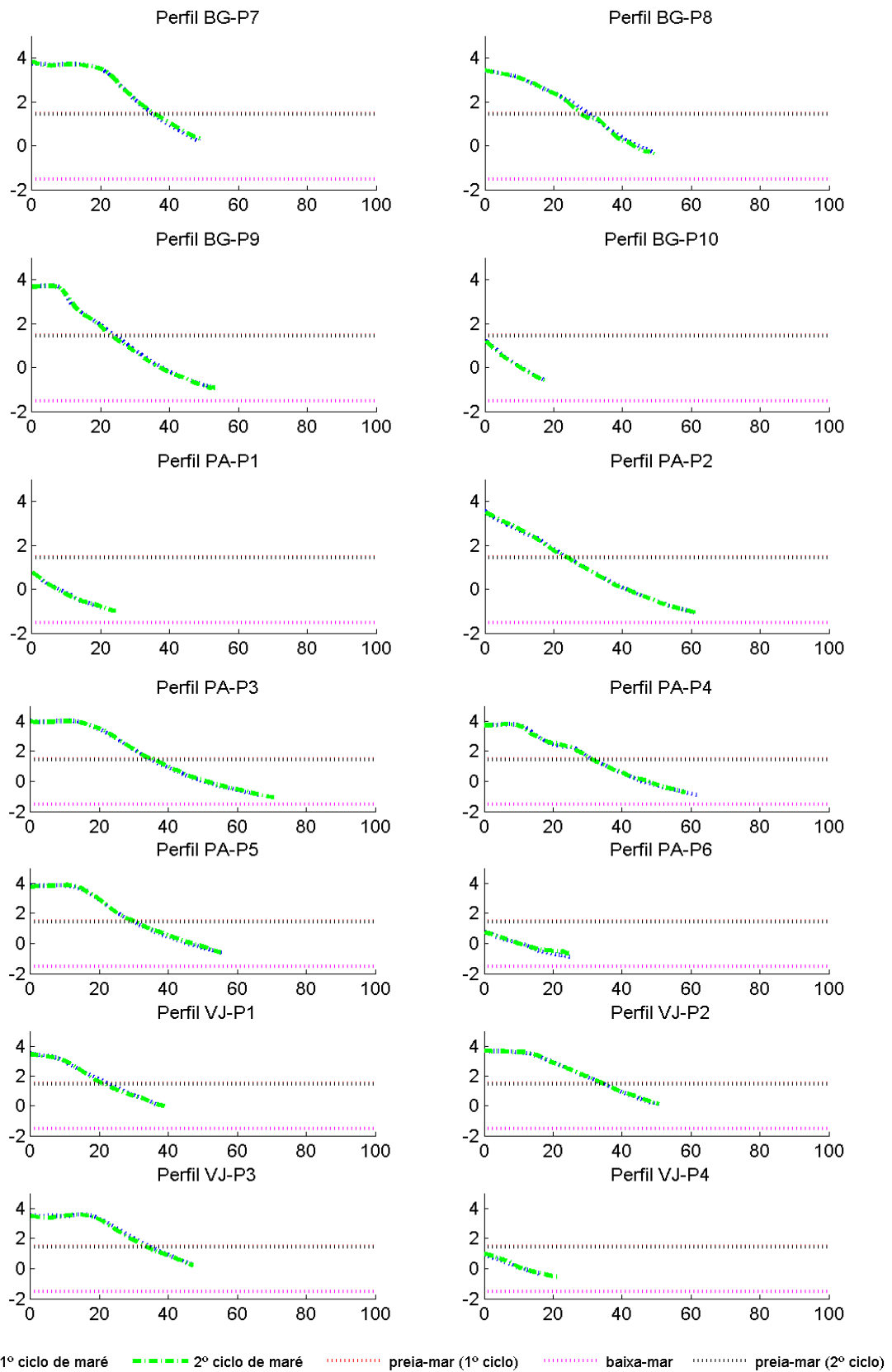


Figura 5.19 – Perfis topográficos do primeiro e do segundo ciclo de maré da campanha de Março, para a praia Baía Grande (BG) (Perfis BG-P7, BG-P8, BG-P9 e BG-P10), Pedras Amarelas (PA) e Vila Jónia (VJ).

5.4.2. Campanha de Novembro

Na campanha de Novembro, as alterações morfológicas foram bem notórias, ao contrário da campanha de Março. A morfologia durante o ciclo de maré anterior ao primeiro ciclo, em que foram colocados os grãos marcados (Figura 5.20), foi parecida à morfologia descrita para a campanha de Março, com a exceção de que, nesta campanha de Novembro a berma apresenta-se muito bem marcada na maioria dos perfis, assim como a crista da berma.

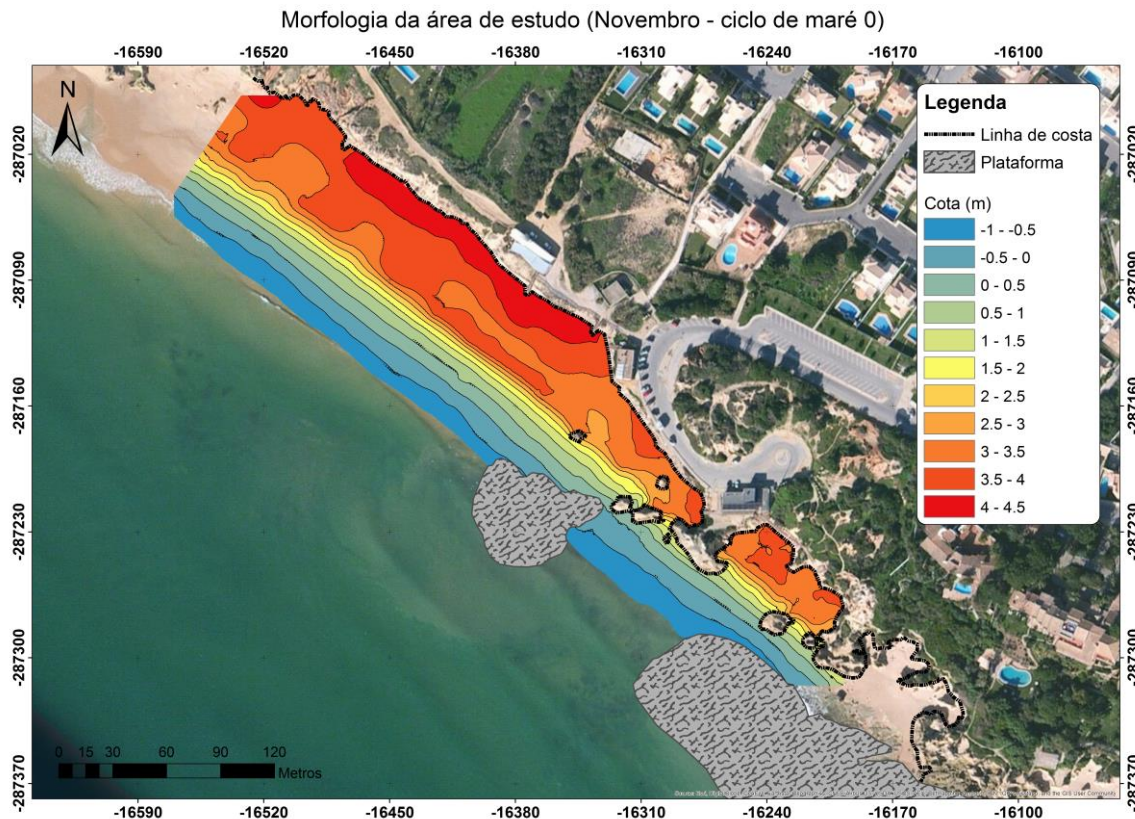


Figura 5.20 - Morfologia da área de estudo no ciclo de maré anterior ao primeiro, aquando da colocação dos grãos marcados, em Novembro.

Durante o primeiro ciclo de maré houve grandes alterações em relação ao balanço sedimentar (acrecção/erosão) em grande parte da área de estudo (Figura 5.21). Na praia Baía Grande (BG), entre os perfis BG-PA e BG-PG, houve erosão na berma e na face de praia e uma ligeira acumulação no terraço de maré (Figura 5.22). Nestes perfis, a berma que se situa a cerca de 4 m acima do n.m.m., apresenta-se côncava bem como a face de praia e o terraço de maré. Nos perfis seguintes da praia BG, entre BG-PH e BG-P4 (Figura 5.22), houve erosão na berma e na face de praia com formação de uma escarpa vertical bem acentuada e acumulação na crista da berma. Os perfis BG-P5 a BG-P10 (Figura 5.23) não sofreram alterações significativas, excepto o perfil BG-P9 onde é evidente maior erosão na face de praia, no entanto todos os perfis

mencionados, exceto o perfil BG-P10, apresentam berma concáva a 4 m (aproximadamente) acima do n.m.m., face de praia muito inclinada e retilínea e terraço de maré ligeiramente côncavo. O perfil BG-P10 é formado apenas por terraço de maré, ficando emerso durante a baixa-mar. A praia Pedras Amarelas (PA) é composta por perfis semelhantes aos últimos perfis decritos para a praia BG, com ligeiras alterações no balanço sedimentar, exceto os perfis PA-P1 e PA-P6, que são compostos apenas pelo terraço de maré (Figura 5.23). A berma está a 4 m (aproximadamente) acima do n.m.m e tem forma côncava, a face de praia é retilínea e muito inclinada (próxima da verticalidade nos perfis PA-P2 e PA-P5) e o terraço de maré também é côncavo. Na praia Vila Jóia não foram amostrados os perfis representantes da morfologia do ciclo de maré anterior ao primeiro, pelo que não é possível saber as alterações ocorridas durante o primeiro ciclo de maré. No entanto, à exceção do perfil VJ-P4 que também só é composto pelo terraço de maré, os restantes perfis apresentam uma morfologia semelhante à descrita para os perfil PA-P2, PA-P3 e PA-P4 (Figura 5.24).

No segundo ciclo de maré (Figura 5.21) observaram-se alterações morfológicas muito acentuadas relativamente ao observado após o primeiro ciclo de maré monitorizado, sendo que houve suavização das escarpas de erosão formadas no ciclo anterior, tendo portanto havido acumulação na face de praia. Esta acumulação na face de praia não se verificou em toda a área de estudo como foi o caso das áreas representadas por os perfis BG-PA, BG-PB (Figura 5.22) e VJ-P3 (Figura 5.24). Nestas áreas da praia, a erosão predominou quer na berma, quer na face de praia, quer no terraço de maré. Nos perfis que tinham tido acumulação na crista da berma durante o ciclo de maré anterior, neste ciclo de maré esse sedimento acumulado foi erodido. À semelhança do ciclo de maré anterior, os perfis compostos apenas por terraço de maré não tiveram alterações morfológicas significativas como foi o caso dos perfis BG-P10, PA-P1, PA-P6 (Figura 5.23) e VJ-P4 (Figura 5.24).

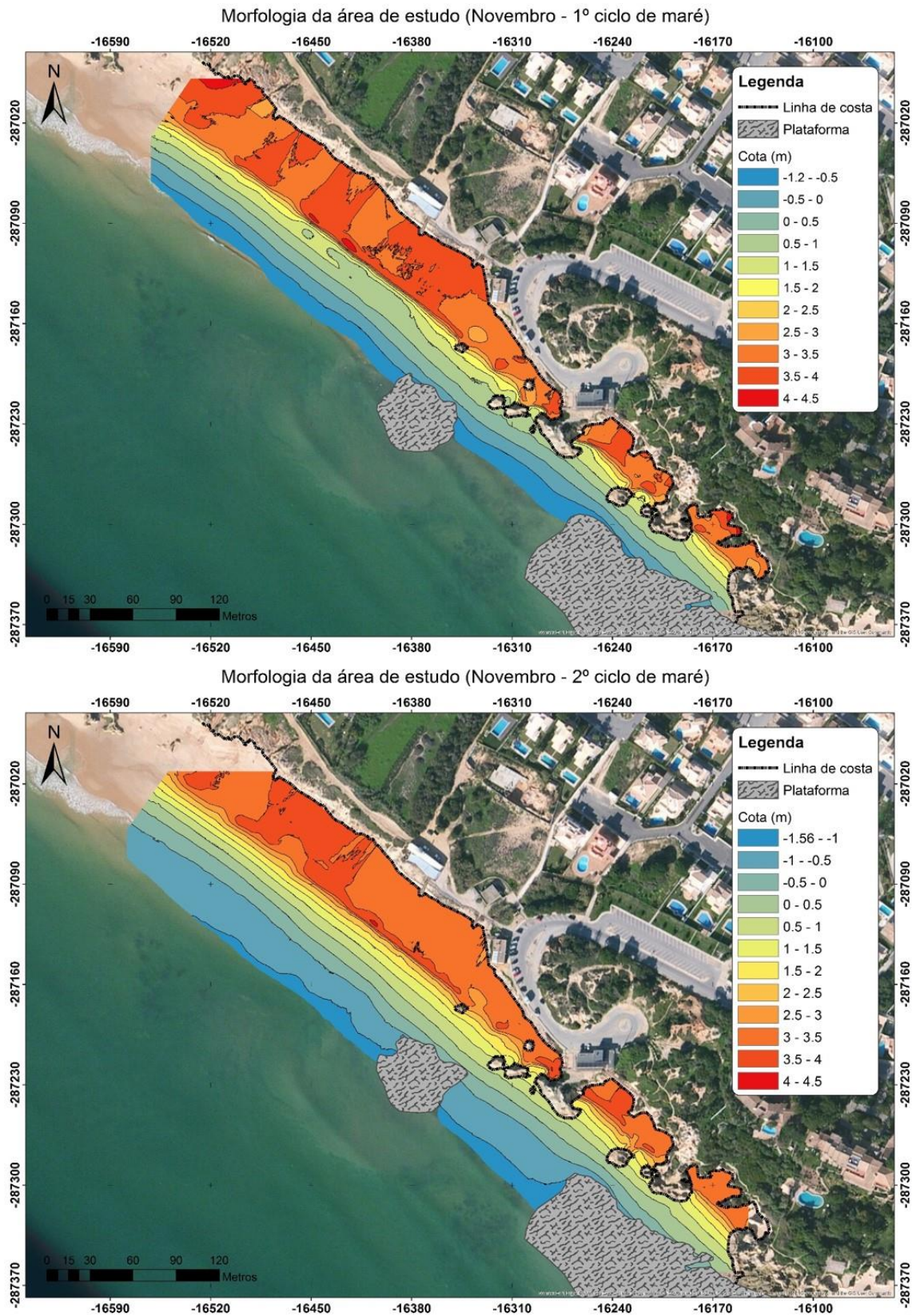


Figura 5.21 - Morfologia da área de estudo no 1º e 2º ciclo de maré da campanha de Novembro.

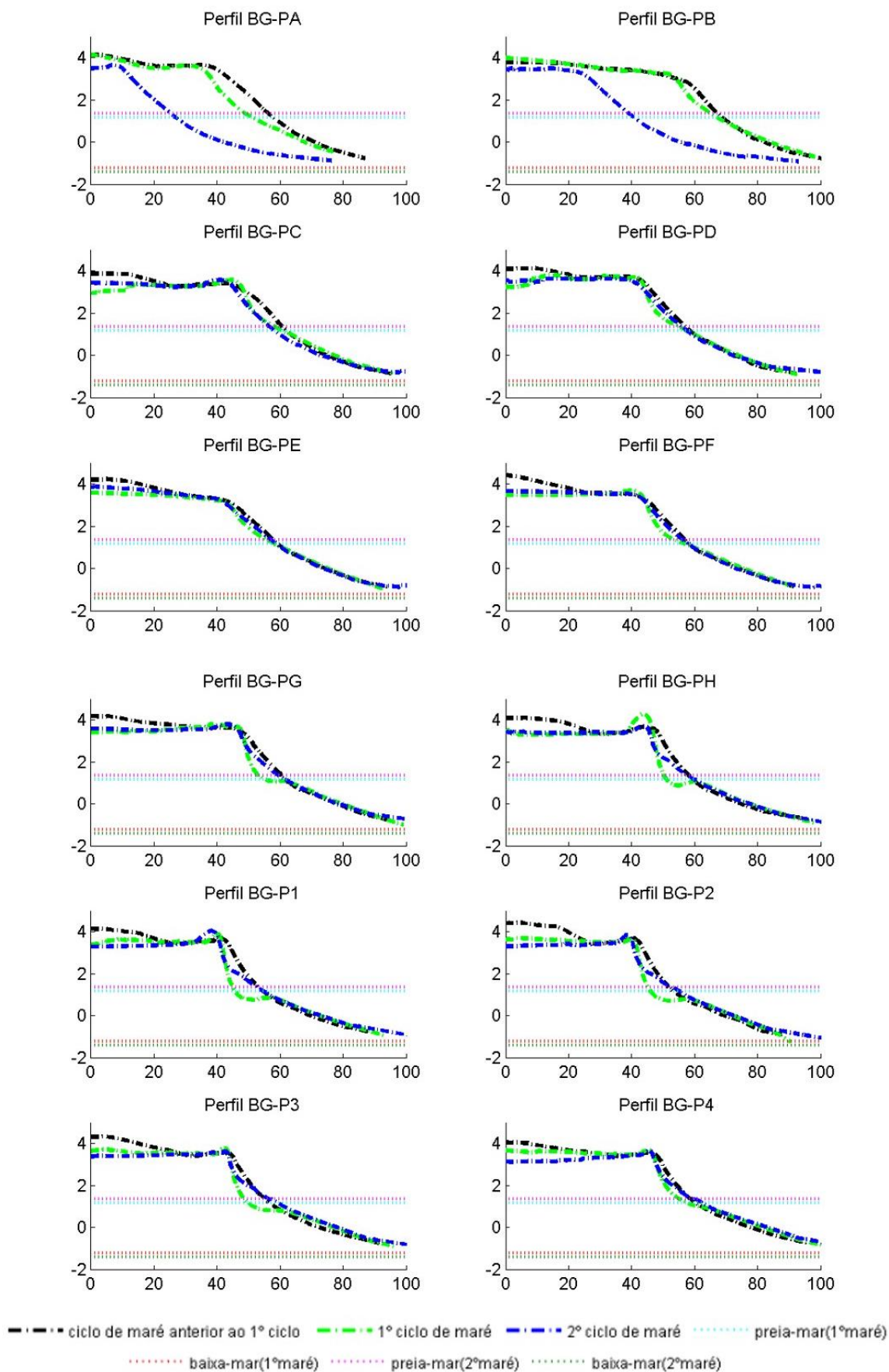


Figura 5.22 - Perfis topográficos do 1º e do 2º ciclo de maré de Novembro, para os perfis de BG-PA a BG-P4 da praia Baía Grande (BG).

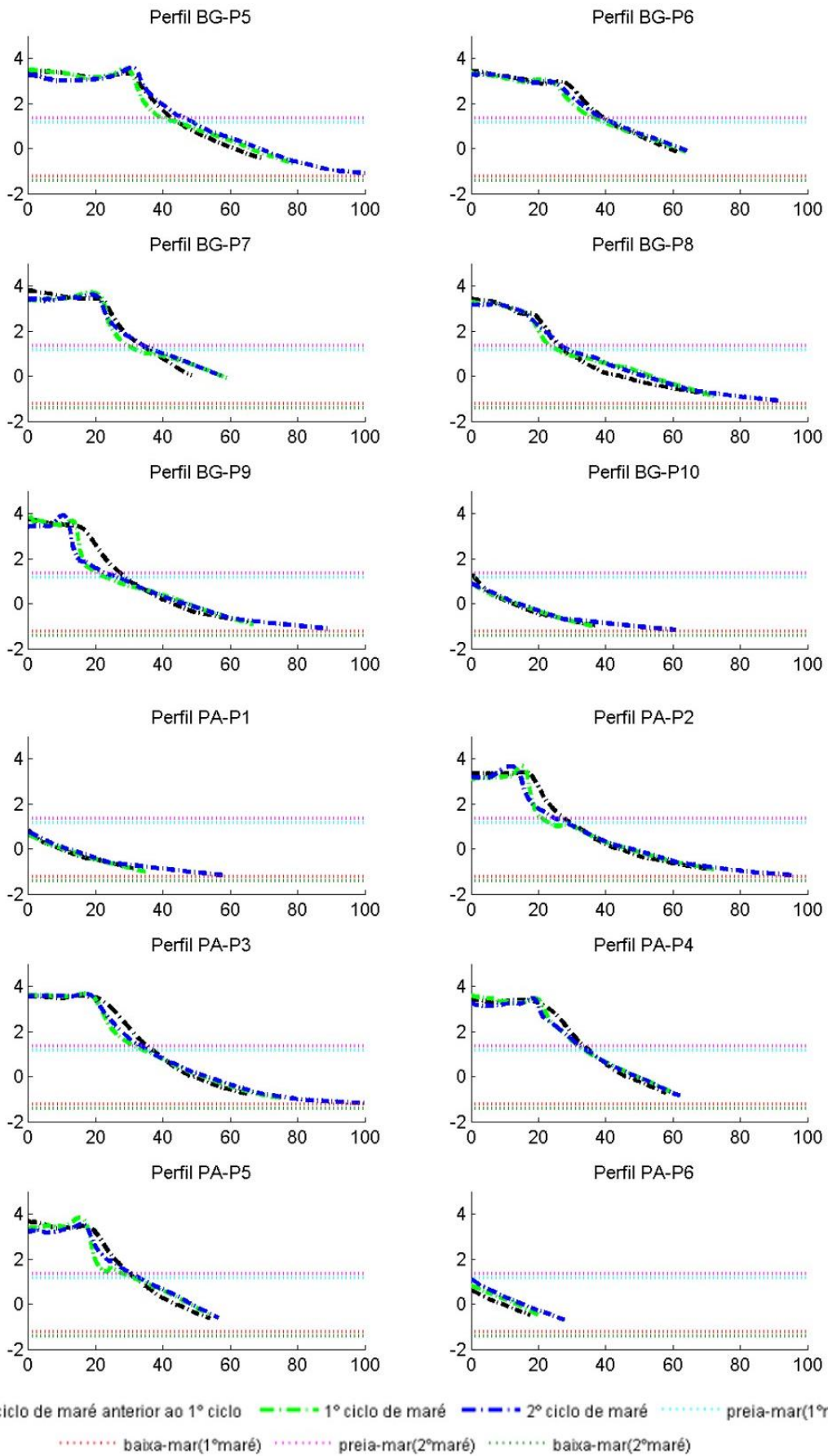


Figura 5.23 - Perfis topográficos do 1º e do 2º ciclo de maré de Novembro, para os perfis de BG-P5 a BG-P10 da praia Baía Grande (BG) e para a praia Pedras Amarelas (PA).

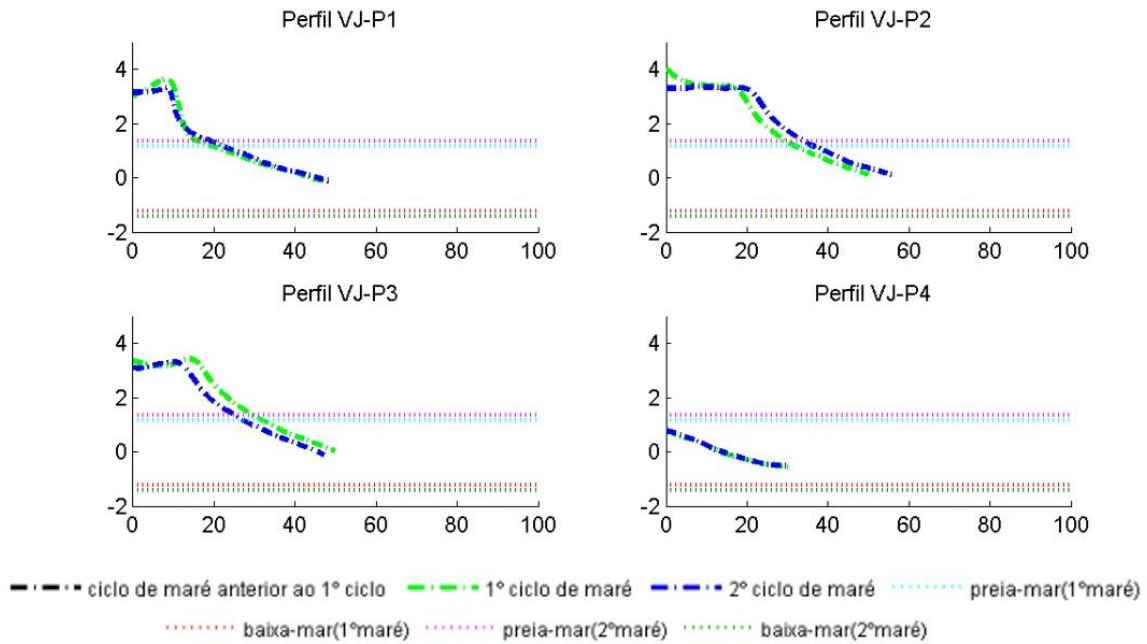


Figura 5.24 - Perfis topográficos do 1º e do 2º ciclo de maré de Novembro a praia Vila Jóia.

5.5. Estado morfodinâmico da praia e tipo de rebentação de onda

5.5.1. Campanha de Março

Os valores obtidos para o estado morfodinâmico das praias monitorizadas foram diferentes consoante as diferentes fórmulas utilizadas (Tabela 5.1), mas de acordo com as classificações mencionadas no ponto 4.2.1, todos os resultados, no geral, são coerentes com a classificação de estado morfodinâmico intermédio.

Segundo Wright and Short (1984), os valores obtidos pelo *Surf Scaling Parameter* (ε) e pelo *Iribarren Number* (ξ_b) classificam o estado morfodinâmico das praias BG, PA e VJ (em ambos os ciclos de maré) como intermédio (Tabela 5.1). Também os valores obtidos pelo Dean Number (Ω), de acordo com Wright et al. (1985) e Masselink (1994) classificam as praia BG, PA e VJ como intermédias (em ambos os ciclo de maré), excepto o valor obtido pelo Dean Number quando calculado com o $H_{b_{tos}}$ (altura de onda na rebentação calculada pela teoria da onda solitária) que classifica a praia PA no segundo ciclo de maré como dissipativa. A conjugação do Dean Number e do *Relative Tidal Range* (*RTR*), segundo Masselink e Short (1993) classifica as praias como intermédias, exceto a praia PA no segundo ciclo de maré (apenas quando as fórmulas são calculadas com o $H_{b_{tos}}$) que se enquadra na tipologia de praia dissipativa com barras submersas.

Relativamente às fórmulas que classificam o estado morfodinâmico e o tipo de rebentação das ondas, os resultados obtidos para o *Surf Scaling Parameter*, de acordo com Guza e Inman

(1975) e Guza e Bowen (1977) e para o *Iribarren Number*, segundo Battjes (1974), classificam o estado morfodinâmico das praias BG, PA e VJ como intermédio e o tipo de rebentação das ondas como mergulhante.

Tabela 5.1 – Parâmetros e respectivos valores utilizados nas diversas fórmulas que foram comparadas para a classificação do estado morfodinâmico da praia e do tipo de rebentação da onda para a campanha de Março.

	Primeiro ciclo de maré			Segundo ciclo de maré		
	BG	PA	VJ	BG	PA	VJ
β (°)	4.35	4.17	5.1	4.28	4.02	4.72
ε (Hb _{tl})	4.97	5.42	3.61	7.29	8.27	5.99
ε (Hb _{tos})	6.04	6.57	4.38	10.29	11.67	8.46
ξ_b (Hb _{tl})	0.94	0.90	1.10	1.01	0.95	1.11
ξ_b (Hb _{tos})	0.85	0.81	1.00	0.85	0.80	0.94
D50 (mm)	0.36	0.36	0.41	0.34	0.32	0.42
W _s	0.047	0.048	0.054	0.044	0.040	0.056
Ω (Hb _{tl})	2.71	2.68	2.37	3.36	3.69	2.65
Ω (Hb _{tos})	3.30	3.26	2.88	4.73	5.20	3.74
RTR (Hb _t)	2.72			2.70		
RTR (Hb _{tos})	2.31			1.91		

β – Declive da zona entre marés; ε – surf scaling parameter; ξ_b – Iribarren number; D50 – diâmetro médio dos grãos; W_s - velocidade de queda do sedimento; Ω – Dean number; RTR – *relativ tidal range*; Hb_{tl} – altura de onda na rebentação calculada pela teoria linear; Hb_{tos} – altura de onda na rebentação calculada pela teoria da onda solitária

5.5.2. Campanha de Novembro

Nesta campanha os resultados obtidos para o estado morfodinâmico e tipo de rebentação de onda variam conforme as fórmulas utilizadas, as alturas de onda na rebentação utilizadas e os dois ciclos de maré (Tabela 5.2).

Os resultados obtidos na conjugação das fórmulas Surf Scaling Parameter (ε) e Iribarren Number (ξ_b), de acordo com Wright e Short (1984), classificam o estado morfodinâmico das praias BG, PA e VJ (em ambos os ciclos de maré) como intermédio (Tabela 5.1), mas apenas quando estas fórmulas são calculados com a Hb_{tos} (altura de onda na rebentação calculada pela teoria da onda solitária), pois quando calculadas com a Hb_{tl} (altura de onda na rebentação calculada pela teoria linear), os resultados são inconclusivos por não se enquadrarem em nenhuma classificação.

Tabela 5.2 - Parâmetros para classificação do estado morfodinâmico da praia e do tipo de rebentação da onda para a campanha de Novembro.

	Primeiro ciclo de maré			Segundo ciclo de maré		
	BG	PA	VJ	BG	PA	VJ
β (°)	3.06	3.33	3.03	2.33	2.93	3.1
ε (Hb _{tl})	49.61	41.88	50.60	54.94	34.57	30.88
ε (Hb _{tos})	11.92	10.06	12.15	16.87	10.61	9.48
ξ_b (Hb _{tl})	0.26	0.28	0.26	0.27	0.34	0.36
ξ_b (Hb _{tos})	0.56	0.61	0.56	0.48	0.61	0.64
D50 (mm)	0.37	0.35	0.32	0.37	0.40	0.32
W _s	0.048	0.045	0.041	0.048	0.043	0.040
Ω (Hb _{tl})	8.42	8.91	9.79	1.45	1.61	1.73
Ω (Hb _{tos})	1.94	2.05	2.26	0.47	0.52	0.56
RTR (Hb _{tl})	1.34			1.36		
RTR (Hb _{tos})	5.29			4.32		

β – Declive da zona entre marés; ε – surf scaling parameter; ξ_b – Iribarren number; D50 – diâmetro médio dos grãos; W_s - velocidade de queda do sedimento; Ω – Dean number; RTR – *relativ tidal range*; Hb_{tl} – altura de onda na rebentação calculada pela teoria linear; Hb_{tos} – altura de onda na rebentação calculada pela teoria da onda solitária.

Através do Dean Number (Ω), de acordo com Wright et al. (1985) e Masselink (1994), os resultados obtidos diferiram conforme as alturas de onda na rebentação e de acordo com o ciclo de maré. No primeiro ciclo de maré, os resultados do Dean Number calculado com o Hb_{tl} classificam as praias como dissipativas, o que não é confirmado segundo as observações de campo efetuadas pela equipa. No entanto, os resultados do Dean Number calculado com o Hb_{tos}, classificam a praia BG como refletiva e as praias PA e VJ como intermédias. No segundo ciclo de maré, os resultados obtidos pelo Dean Number, independentemente do Hb utilizado, classificam as praias como refletivas. Também os resultados da conjugação do Dean Number com o Relative Tidal Range (quando calculados com o Hb_{tl}), segundo Masselink e Short (1993), classificam as praias no primeiro ciclo de maré como dissipativas (com barras de maré). No entanto, quando o Dean Number e o Relative Tidal Range são calculados com o Hb_{tos}, os resultados obtidos classificam a praia BG no primeiro ciclo de maré como refletiva (com terraços de maré e correntes de fuga) e as praias PA e VJ no primeiro ciclo como intermédias (de acordo com Masselink e Short, 1993). No segundo ciclo de maré, as praias são classificadas como refletivas quando as fórmulas Dean Number e Relative Tidal Range são calculados com Hb_{tl} e como refletivas com terraços de maré e correntes de fuga quando são calculados com o

$H_{b_{tos}}$ (segundo Masselink e Short, 1993). Relativamente às fórmulas que classificam o estado morfodinâmico da praia e o tipo de rebentação de onda, o Surf Scaling Parameter, segundo Guza e Inman (1975) e Guza e Bowen (1977) e o Iribarren Number, segundo Battjes (1974), classificam as praias como dissipativas com ondas deslizantes se calculados com o $H_{b_{tos}}$ (não estando de acordo com as observações feitas pela equipa na área de estudo como é possível constatar pela Figura 5.25) e como intermédias com ondas mergulhante se calculados com o $H_{b_{tl}}$.



Figura 5.25 - Fotografias da praia Baía Grande, no primeiro (A) e no segundo (B) ciclo de maré. Estas fotografias foram tiradas durante a campanha de Novembro e mostram que a praia não foi dissipativa.

5.6. Taxa de transporte sedimentar longilitoral

5.6.1. Campanha de Março

No primeiro ciclo de maré da campanha de Março, a distância máxima percorrida pelos grãos marcados foi de 230 m (para SE) correspondendo a um volume de sedimento deslocado na camada mais superficial da praia de $0.0053 \text{ m}^3/\text{s}$ (2 cm de profundidade amostrados) entre o ponto de injeção e o mais longínquo paralelamente à linha de costa.

As taxas de transporte sedimentar longilitoral obtidas pelas diferentes fórmulas descritas no ponto 4.3.1 diferem muito umas das outras (Tabela 5.3).

Tabela 5.3 – Taxas de transporte sedimentar calculadas com as fórmulas de CERC (1984), CERC modificado por Mil-Homens et al. (2013), Kamphius (1991), Kamphius modificado por Mil-Homens et al. (2013), Bayram et al. (2007) e Bayram modificado por Mil-Homens et al. (2013), para a campanha do mês de Março.

Fórmula	Praia	Primeiro ciclo de maré (m³/s)	Segundo ciclo de maré (m³/s)
CERC (1984)	BG, PA e VJ	0.85	0.59
Kamphius (1991)	BG	6.56	6.76
	PA	6.37	6.64
	VJ	7.63	7.13
Bayram et al. (2007)	BG	0.029	0.027
	PA	0.029	0.030
	VJ	0.026	0.021
CERC modificada por Mil-Homens et al., 2013	BG, PA e VJ	0.29	0.18
Kamphius modificada por Mil-Homens et al., 2013	BG	14.39	7.57
	PA	13.97	6.84
	VJ	18.00	9.55
Bayram modificada por Mil-Homens et al., 2013	BG	0.038	0.026
	PA	0.038	0.028
	VJ	0.035	0.023

BG – Baía Grande; PA – Pedras Amarelas; VJ – Vila Joia

As fórmulas de Kamphius (1991) e Kamphius modificada por Mil-Homens et al., 2013 são as que apresentam as maiores taxas, sendo que estas variam entre 6.37 e 18 m³/s. Seguem-se as taxas calculadas por as fórmulas de CERC e CERC modificada por Mil-Homens et al., 2013 que apresentaram valores entre 0.18 e 0.85 m³/s, tendo sido os menores valores obtidos por CERC modificado por Mil-Homens et al., 2013. As menores taxas de transporte obtidas foram as calculadas com as fórmulas de Bayram et al. (2007) e Bayram modificada por Mil-Homens et al., 2013, variando entre 0.021 e 0.038 m³/s e são as taxas que mais se aproximam dos valores obtidos com base nos traçadores sedimentares (0.0053 m³/s).

5.6.2. Campanha de Novembro

Na campanha de Novembro, durante o primeiro ciclo de maré, os grãos marcados deslocaram-se para SE até 307 m da caixa de injeção o que se traduz num volume de sedimento de 0.0071 m³/s transportado na camada superficial da praia (2 cm de profundidade das

amostras). Este valor, embora superior ao obtido na campanha de Março é coerente com as taxas então obtidas quando consideramos que o estado geomórfico da praia foi semelhante.

Relativamente às taxas de transporte obtidas pelas fórmulas descritas no ponto 4.3.1, estas apresentam diferentes resultados entre si (Tabela 5.4) e entre os resultados obtidos na campanha de Março.

Tabela 5.4 - Taxas de transporte sedimentar calculadas com as fórmulas de CERC (1984), CERC modificado por Mil-Homens et al. (2013), Kamphius (1991), Kamphius modificado por Mil-Homens et al. (2013), Bayram et al. (2007) e Bayram modificado por Mil-Homens et al. (2013), para a campanha do mês de Novembro.

Fórmula	Praia	Primeiro ciclo de maré (m³/s)	Segundo ciclo de maré (m³/s)
CERC (1984)	BG, PA e VJ	0.074	0.067
Kamphius (1991)	BG	24.82	20.60
	PA	24.53	20.18
	VJ	24.11	19.91
Bayram et al. (2007)	BG	0.83	0.35
	PA	0.89	0.40
	VJ	1.01	0.44
CERC modificada por Mil-Homens et al., 2013	BG, PA e VJ	0.021	0.025
Kamphius modificada por Mil-Homens et al., 2013	BG	1.31	1.02
	PA	1.37	1.18
	VJ	1.20	1.19
Bayram modificada por Mil-Homens et al., 2013	BG	0.38	0.28
	PA	0.39	0.30
	VJ	0.41	0.31

BG – Baía Grande; PA – Pedras Amarelas; VJ – Vila Joia

As fórmulas de CERC (1984) e CERC modificada por Mil-Homens et al., 2013 são as que apresentam as menores taxas, variando entre 0.021 e 0.074 m³/s e as mais semelhantes com as obtidas pelos traçadores sedimentares (0.0071 m³/s), enquanto as fórmulas de Kamphius (1991) e Kamphius modificada por Mil-Homens et al., 2013 são as que apresentam as maiores taxas, variando entre 24.82 e 1.02 m³/s. Contudo as fórmulas de Bayram et al. (2007) e Bayram modificada por Mil-Homens et al., 2013 são as que apresentam os valores mais intermédios, variando entre 0.28 e 1.01 m³/s. Entre os dois ciclos de maré estudados, foi no primeiro ciclo que se obteve as maiores taxas de transporte e entre as praias BG, PA e VJ, foi na VJ, no geral,

que as taxas de transporte foram mais elevadas (em ambos os ciclos de maré). Apenas os resultados obtidos por a fórmula de Kamphius (1991) determinaram a taxa de transporte da praia BG como a mais elevada (em ambos os ciclos de maré).

5.7. Profundidade de mistura

5.7.1. Campanha de Março

Os valores de profundidade de mistura determinados com diferentes fórmulas apresentam resultados diferentes entre si (Tabela 5.5). Na campanha de Março os valores de profundidade de mistura são muito semelhantes entre os dois ciclos de maré estudados. A fórmula com que se obteve os menores valores foi a fórmula de Kraus (1985) enquanto a fórmula com que se obteve os maiores valores foi a fórmula de Ciavola et al. (1997). Entre as fórmulas Ferreira et al., (2000) e Bertin et al., (2008), os resultados obtidos (quando Ferreira et al., é calculado com o $H_{b_{tl}}$) são muito semelhantes, diferindo por vezes em 0.01 m. Já quando a fórmula de Ferreira et al., (2000) é calculada com o $H_{b_{tos}}$, os resultados variam mais em relação aos resultados obtidos pela formula de Bertin et al., (2008). De uma forma geral, quando as profundidades de mistura são calculadas utilizando o $H_{b_{tos}}$, os valores resultantes são maiores do que quando calculadas utilizando o $H_{b_{tl}}$. Entre as três praias a que tem a maior profundidade de mistura é a VJ enquanto a PA é a que tem menor profundidade de mistura.

Tabela 5.5 – Profundidades de mistura determinadas para a campanha de Março.

Fórmulas		Kraus (1985) (m)		Ciavola et al (1997) (m)		Ferreira et al (2000) (m)		Bertin et al (2008) (m)
		$H_{b_{tos}}$	$H_{b_{tl}}$	$H_{b_{tos}}$	$H_{b_{tl}}$	$H_{b_{tos}}$	$H_{b_{tl}}$	
Primeiro ciclo de maré	BG					0.20	0.16	0.16
	PA	0.04	0.03	0.38	0.31	0.19	0.16	0.15
	VJ					0.23	0.19	0.18
Segundo ciclo de maré	BG					0.22	0.15	0.15
	PA	0.04	0.03	0.42	0.30	0.20	0.14	0.14
	VJ					0.24	0.17	0.16

BG – Baía Grande; PA – Pedras Amarelas; VJ – Vila Jónia; $H_{b_{tl}}$ – altura de onda na rebentação calculada pela teoria linear; $H_{b_{tos}}$ – altura de onda na rebentação calculada pela teoria da onda solitária.

5.7.2. Campanha de Novembro

Na campanha de Novembro, as profundidades de mistura obtidas com as diferentes fórmulas (Tabela 5.6) são, no geral, inferiores às profundidades obtidas na campanha de Março (Tabela 5.5). Apenas os valores calculados utilizando o H_{btl} apresentam profundidades de mistura maiores do que os calculados na campanha de Março. Tal como os resultados obtidos na campanha de Março, as profundidades calculadas através da fórmula de Kraus (1985) são as menores enquanto as profundidades calculadas através da fórmula de Ciavola et al., (1997) são as maiores. Contudo, a semelhança existente na campanha de Março entre as profundidades obtidas por as fórmulas de Ferreira et al., (2000) e Bertin et al., (2008) já não existe, pois as profundidades obtidas pela fórmula de Ferreira et al. (2000) são menores ou maiores que as obtidas por Bertin et al., (2008) consoante sejam calculadas com $H_{b_{tos}}$ ou $H_{b_{tl}}$, respetivamente. Relativamente às diferentes praias, no primeiro ciclo de maré a que obteve maior profundidade de mistura foi a PA e no segundo ciclo de maré foi a VJ. A praia PA na campanha anterior tinha tido a menor profundidade de mistura, pelo que poderão ser as diferenças na morfologia da praia as responsáveis por tal alteração.

Tabela 5.6 - Profundidades de mistura determinadas para a campanha de Novembro.

Fórmulas		Kraus (1985) (m)		Ciavola et al (1997) (m)		Ferreira et al (2000) (m)		Bertin et al (2008) (m)
		$H_{b_{tos}}$	$H_{b_{tl}}$	$H_{b_{tos}}$	$H_{b_{tl}}$	$H_{b_{tos}}$	$H_{b_{tl}}$	
Primeira maré	BG	0.01	0.06	0.14	0.63	0.05	0.23	0.14
	PA					0.06	0.25	
	VJ					0.05	0.23	
Segunda maré	BG	0.02	0.06	0.17	0.56	0.05	0.16	0.10
	PA					0.06	0.20	
	VJ					0.06	0.21	

BG – Baía Grande; PA – Pedras Amarelas; VJ – Vila Joia; $H_{b_{tl}}$ – altura de onda na rebentação calculada pela teoria linear; $H_{b_{tos}}$ – altura de onda na rebentação calculada pela teoria da onda solitária.

6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os resultados obtidos relativamente à agitação marítima, mostraram diferentes climas de agitação. Na campanha de Março, a altura significativa foi maior junto à costa do que ao largo. Porém, este resultado pode ser a consequência da enorme diferença nas taxas de aquisição, mais frequentes junto à costa (com a utilização de transdutores de pressão) do que ao largo conforme os registos da bóia ondógrafo do Instituto Hidrográfico. Portanto, a caracterização da transformação das ondas não deve ser levada em conta para a interpretação dos resultados na campanha de Março. Na campanha de Novembro, os valores da altura significativa foram mais elevados ao largo do que junto à costa, contribuindo assim para a dissipação de energia do largo para a costa de 81.8% e 83.6%, para o primeiro e segundo ciclo de maré, respetivamente. Na campanha de Novembro, as taxas de aquisição ao largo (bóia ondógrafo do Instituto Hidrográfico) foram maiores (de 30 em 30 minutos em vez de 3 em 3 horas) porque o clima de agitação marítima registado foi considerado regime de tempestade e desta forma foi possível fazer a caracterização da transformação das ondas entre o largo e a costa. Relativamente às variações dos valores do período médio (Figura 5.4), elas não se relacionam com qualquer alteração da direção das ondas (e por isso do seu campo de geração) que foi sempre de WSW variando entre 242° e 251° na campanha de Março e entre 255° e 269° na campanha de Novembro. No entanto, existe uma relação direta entre o período médio e a altura significativa, uma vez que os picos de maior altura significativa correspondem aos picos de maior período médio.

Apesar da direção das ondas ter sido semelhante em ambas as experiências (WSW) e o sentido de deslocação dos grãos marcados também (SE), o resultado da distribuição do traçador foi diferente nas duas campanhas. Em Março, no primeiro ciclo de maré observado, os grãos marcados chegaram à praia Pedras Amarelas (Figura 5.9), a 230 m do ponto de injeção. Porém, no segundo ciclo de maré, a percentagem de grãos marcados diminuiu da classe [0.03, 0.12[% para a classe [0, 0.03[% em praticamente toda a área da praia Pedras Amarelas, tendo o centro de massa voltado a situar-se perto da zona de injeção (Figura 5.10). Isto é, o traçador não continuou a ser transportado no sentido da deriva, tendo sido enterrado ou transportado para a praia imersa por correntes normais à linha de costa. Observando as alterações morfológicas na praia Pedras Amarelas (Figura 5.19), estas foram mínimas em cinco dos seis perfis amostrados (perfis PA-P1 a PA-P5), apenas o perfil PA-P6 sofreu acumulação no terraço de maré, entre o primeiro e o segundo ciclo de maré, o que pode indicar que o sedimento que estava em PA no primeiro ciclo de maré foi a seguir soterrado. A plataforma de abrasão que estava

topograficamente elevada relativamente à superfície da praia nesta campanha de Março, também exerceu um forte controlo na deslocação dos grãos marcados, atuando como armadilha morfológica entre a zona de injeção e a plataforma de abrasão (Figura 5.9, Figura 5.10 e Figura 5.17). O contrário ocorreu na campanha de Novembro, em que existia continuidade topográfica entre a superfície da praia e a superfície da plataforma de abrasão e os grãos marcados deslocaram-se até 307 metros para SE atingindo a praia Vila Jóia no primeiro ciclo de maré observado. Desta forma, houve um deslocamento contínuo do centro de massa no sentido SE ao longo dos dois ciclos de maré observados, pois as plataformas de abrasão ainda que exercessem algum controlo ao deslocamento dos grãos marcados (Figura 5.11, Figura 5.12 e Figura 5.21), o controle morfológico não foi tão evidente como em Março.

Uma grande diferença entre as campanhas foi a morfologia da área de estudo. Na campanha de Março, não houve diferenças significativas entre os dois ciclos de maré (Figura 5.17, Figura 5.18 e Figura 5.19), apesar de, na campanha de Março se ter registado valores de Hs mais elevados junto à costa do que na campanha de Novembro, nesta última, as alterações morfológicas foram bem notórias (Figura 5.21, Figura 5.22, Figura 5.23 e Figura 5.24). No primeiro ciclo de maré houve erosão principalmente na face de praia e formação de escarpas, por outro lado, no segundo ciclo de maré houve suavização das escarpas e acumulação na face de praia. Estas diferenças podem estar relacionadas com o período médio que foi maior no segundo ciclo de maré do que no primeiro, uma vez que altura de onda não variou significativamente entre os ciclos de maré.

Relativamente à classificação morfodinâmica, todas as praias na campanha de Março foram classificadas como intermédias por todas as fórmulas utilizadas e independentemente da altura de onda na rebentação utilizada. A única exceção foi a fórmula Dean Number e a conjugação desta com a Relative Tidal Range (calculadas com a altura de onda na rebentação calculada pela teoria da onda solitária) que classificaram a praia PA como dissipativa no segundo ciclo de maré. Mas tendo em conta que não houve alterações significativas na morfologia nem na granulometria da praia entre os ciclos de maré, também não deveria haver alterações na classificação morfodinâmica da praia. Posto isto, o problema poderá estar na fórmula Dean Number que utiliza o tamanho médio do grão (D50), ao contrário das outras fórmulas utilizadas. Tendo em conta que a praia PA, no segundo ciclo de maré, apresenta um valor de D50 menor que o D50 da praia PA no primeiro ciclo de maré e que o D50 das praias BG e VJ, poderá forçar o resultado obtido pelo Dean Number (praia dissipativa).

As classificações morfodinâmicas da campanha de Novembro foram bastante diferentes da classificação da campanha de Março, pois variaram entre o estado dissipativo e o refletivo e

consoante o Hb utilizado nas diferentes fórmulas (o calculado pela teoria da onda solitária ou o calculado pela teoria linear). Em algumas fórmulas, como por exemplo na *Surf scaling parameter* e na *Dean number*, o resultado obtido classifica as praias como dissipativas se forem calculadas com o $H_{b_{il}}$ e como refletivas ou intermédias se foram calculadas com o $H_{b_{tos}}$. No entanto, o *Iribaren number* não apresenta diferenças no resultado consoante seja calculado com o $H_{b_{il}}$ (altura de onda calculada através da teoria linear) ou com o $H_{b_{tos}}$, (altura de onda calculada através da teoria da onda solitária) classificando sempre as praias como dissipativas. Porém, esta classificação das praias como dissipativas, não está de acordo com as observações efetuadas em campo. Deste modo, o *Iribaren number* não se ajusta às praias monitorizadas e este facto pode ser o resultado de o *Iribaren number* não considerar o período de onda. Relativamente às fórmulas que variam os resultados dependendo do Hb utilizado, como as fórmulas *Surf scaling parameter* e *Dean number* já referidas, a causa poderá estar no facto de o $H_{b_{il}}$ e o $H_{b_{tos}}$ não se basearem nos mesmos parâmetros. A $H_{b_{il}}$ baseia-se na altura de onda ao largo, na velocidade da onda ao largo e junto à costa, e na direção da onda ao largo e na rebentação. A $H_{b_{tos}}$ baseia-se no comprimento de onda e na altura de onda ao largo. Posto isto, não foi encontrada qualquer razão aparente para as classificações obtidas com as fórmulas calculadas com a $H_{b_{tos}}$ irem ao encontro da classificação baseada nas observações de campo (praia intermédia a refletiva). Pois seria de esperar que as classificações baseadas em equações empíricas, mais semelhantes à classificação baseada nas observações de campo, seriam a calculadas com o $H_{b_{il}}$ por incluírem os parâmetros junto à costa.

À semelhança do estado morfodinâmico da praia, também o tipo de rebentação da onda variou entre as duas campanhas. Na campanha de Março, a rebentação das ondas foi sempre classificada como mergulhante e na campanha de Novembro, a classificação da rebentação das ondas variou entre mergulhante e deslizante. Na campanha de Novembro, o Iribarren Number classificou sempre a rebentação das ondas como deslizante e o Surf Scaling Parameter variou a sua classificação de acordo com o Hb utilizado, entre deslizante e mergulhante (para o $H_{b_{il}}$ e o $H_{b_{tos}}$, respetivamente). A classificação deslizante para a rebentação das ondas é associada a praias dissipativas no entanto não é uma relação obrigatória, pois Fernández-Fernández et al., (2015) também obteve a classificação deslizante na rebentação das ondas sendo o estado morfodinâmico da praia intermédio com barras de maré e correntes de fuga.

As taxas de transporte sedimentar obtidas também variam muito consoante as fórmulas utilizadas, pois nem todas usam os mesmos parâmetros. Por exemplo, as fórmulas de CERC e CERC modificada por Mil-Homens et al., 2013 utilizam apenas parâmetros da agitação marítima e as fórmulas de Kamphius (1991), Kamphius modificada por Mil-Homens et al.,

2013, Bayram et al. (2007) e Bayram modificada por Mil-Homens et al., 2013 têm em conta parâmetros sedimentológicos (diâmetro médio do grão) e morfológicos (declive da zona entre marés).

Comparando as taxas de transporte sedimentar obtidas pelo método do traçador sedimentar utilizado neste trabalho com as taxas obtidas pelas equações empíricas utilizadas, na campanha de Março obteve-se a taxa $0.0053 \text{ m}^3/\text{s}$ cujo valor é muito próximo das taxas obtidas pelas fórmulas de Bayram et al. (2007) e Bayram modificada por Mil-Homens et al., 2013 (Tabela 5.3). A mesma similaridade não acontece na campanha de Novembro, pois a taxa obtida pelo método dos traçadores sedimentares foi $0.0071 \text{ m}^3/\text{s}$ cujo valor é mais semelhante às taxas obtidas pelas fórmulas de CERC e CERC modificada por Mil-Homens et al., 2013 (Tabela 5.4). A fórmula de CERC considera apenas as correntes geradas pelas ondas enquanto a fórmula de Bayram et al. (2007) considera ainda as correntes geradas pelo vento e pela maré (Bayram et al., 2007). O que poderá indicar que na campanha de Março houve maior influência do vento e da maré do que na campanha de Novembro. Ainda a ter em conta sobre a fórmula de CERC é que esta, nos estudos de Miller, 1998 in: Smith et al., 2003; Smith et al., 2009 obteve resultados por vezes subestimados e outras vezes sobrestimados, principalmente durante as tempestades. Neste estudo, na campanha de Março, o clima de agitação marítima não foi considerado clima de tempestade pela bóia ondógrafo do I.H. como na campanha de Novembro, no entanto a H_s e o T_m das ondas junto à costa foram maiores na campanha de Março do que na campanha de Novembro. Este facto pode ser a razão para o resultado obtido pelas fórmulas de CERC e CERC modificado por Mil-Homens et al. (2013) ser sobrestimado relativamente ao resultado obtido pelo método dos traçadores sedimentares (na campanha de Março). Também o estudo efetuado por Fernández-Fernández et al. (2015), na costa de Ofir, em que o tamanho médio do grão e o T_m junto à costa foram muito semelhantes aos registados na campanha de Março, encontrou taxas de transporte medidas no campo, inferiores às obtidas pela aplicação da fórmula CERC e próximas às obtidas pela aplicação da fórmula Bayram et al. (2008). As taxas de transporte obtidas pelo método do traçador e as comparações acima feitas, apenas dizem respeito ao primeiro ciclo de maré, pois no segundo ciclo de maré os grãos marcados já estavam dispersados pela praia, não permitindo calcular a maior distância de transporte nem a velocidade dos grãos marcados.

Comparando as taxas de transporte obtidas pelo método dos traçadores, nas duas campanhas, a campanha de Novembro obteve um maior transporte comparativamente à campanha de Março, ainda que nesta última, os valores de altura significativa e período médio tivessem sido maiores. Segundo Fernández-Fernández et al. (2015), os períodos de onda

elevados promovem aumento da taxa de transporte sedimentar e aumentam a tendência para que o tipo de rebentação de ondas seja mergulhante. Estas foram as características da agitação marítima da campanha de Março, no entanto a taxa de transporte obtida não foi a maior, foi sim na campanha de Novembro. Este facto poderá estar relacionado com o controlo morfológico exercido pelas plataformas de abrasão (que na campanha de Março estão topograficamente superiores à superfície da praia) e desta forma limitar o transporte sedimentar longilitoral.

Também as outras fórmulas utilizadas para calcular as taxas de transporte não mantêm uma tendência, isto é, as taxas calculadas pela fórmula de Bayram et al., (2008) e Kamphius (1991) foram maiores na campanha de Novembro do que na de Março enquanto as taxas calculadas pelas restantes fórmulas foram maiores na campanha de Março do que na de Novembro. Este facto alerta para o problema de as fórmulas não se adaptarem a diversas condições ambientais, mas apenas às condições em que foram criadas.

A profundidade de mistura utilizada tem influência nas taxas de transporte sedimentar que calculámos neste trabalho, de acordo com as fórmulas empíricas de diversos autores. Isto é, as amostras colhidas foram de 2 cm de profundidade e, estabelecemos uma proporcionalidade com as profundidades de mistura determinadas empiricamente por diversos autores. As taxas assim obtidas são muito próximas das taxas obtidas pelas fórmulas de Bayram e CERC nas campanhas de Março e Novembro, respetivamente. Esta semelhança vai de encontro à já encontrada similaridade entre os valores obtidos pelo método dos traçadores e os valores obtidos pelas fórmulas de Bayram e CERC.

Tal como os resultados obtidos para o estado morfodinâmico e o transporte sedimentar, também os resultados obtidos para a profundidade de mistura variam consoante as fórmulas utilizadas e o Hb utilizado, se o calculado pela teoria linear ou o calculado pela teoria da onda solitária. No entanto, tendo em conta que as fórmulas de Kraus (1985) e Ciavola et al. (1997) consideram apenas a altura de onda na rebentação e as fórmulas de Ferreira et al., (2000) e Bertin et al., (2008) consideram além da altura de onda, o declive da praia e o ângulo de rebentação da onda, estas duas últimas fórmulas mostram-se mais completas porque incluem parâmetros susceptíveis de influenciar a profundidade de mistura. Os valores obtidos por estas últimas fórmulas são intermédios quando comparados com os valores obtidos pelas fórmulas de Kraus (1985) e Ciavola et al. (1997). A profundidade de mistura foi maior na campanha de Novembro do que na campanha de Março, mas apenas quando foi calculada pelas fórmulas mais dependentes do Hb (Kraus (1985), Ciavola et al. (1997) e Ferreira et al., (2000). Quando calculada pela fórmula de Bertin et al., (2008) a profundidade de mistura não foi muito diferente entre as duas campanhas. Assim é possível constatar que a fórmula de Bertin et al., (2008) não

depende tanto da agitação marítima como as restantes fórmulas, que aumentaram a profundidade de mistura quando aumentou o Hb. As diferenças entre as profundidades calculadas pelo Hb_{tos} ou pelo Hb_{tl} são grandes e poderão estar relacionadas com o facto de o Hb_{tos} apenas considerar os parâmetros da agitação marítima ao largo enquanto o Hb_{tl} considera também os parâmetros junto à costa. Uma vez que os parâmetros de agitação marítima junto à costa são muito importantes na profundidade de mistura, a utilização do Hb_{tl} traduz-se em resultados mais consistentes entre as campanhas e os ciclos de maré.

7. CONCLUSÕES

O principal objetivo deste trabalho foi avaliar a eficácia da transferência lateral de sedimento entre células litorais em dois estados morfológicos distintos: (i) com continuidade topográfica entre as superfícies da praia e da plataforma de abrasão, (ii) com plataforma de abrasão topograficamente elevada em relação à superfície da praia. Para tal, foram efetuadas duas campanhas (Março e Novembro), durante as quais se utilizou areia colorida como traçador sedimentar para determinar a taxa e o sentido do transporte sedimentar.

As duas campanhas foram caracterizadas por dois climas diferentes de agitação marítima, o que se traduziu em diferentes taxas de transporte sedimentar e em diferentes características morfo-sedimentares. Com as diferentes taxas de transporte sedimentar obtidas pelo método do traçador sedimentar, constatou-se que é evidente o forte controlo morfológico exercido pelas plataformas de abrasão ao transporte dos grãos marcados. Pois, na campanha de Março, grande parte dos grãos marcados colocados na caixa de injeção ficaram retidos na praia Baía Grande (entre a caixa de injeção e a plataforma de abrasão), enquanto que na campanha de Novembro, os grãos marcados deslocaram-se continuamente ao longo das duas campanhas até à praia Vila Jóia, não tendo sido evidente o controlo morfológico exercido pelas plataformas de abrasão. Considerando todos estes factos, o método do traçador sedimentar foi eficaz para a determinação das taxas de transporte sedimentar neste estudo, bem como do sentido do transporte e do controlo morfológico exercido pelas plataformas de abrasão. Uma limitação encontrada neste método é que só é possível determinar a taxa de transporte para o primeiro ciclo de maré, no ciclo de maré a seguir apenas é possível analisar o sentido do transporte sedimentar.

Relativamente ao estado morfodinâmico da praia, ao tipo de rebentação de onda, à taxa de transporte sedimentar e à profundidade de mistura, todos eles variaram consoante as diferentes fórmulas utilizadas por cada uma delas se basear em diferentes parâmetros. Também as diferentes alturas de onda na rebentação obtidas pelas diferentes fórmulas influenciaram os resultados. Os resultados obtidos através de formulações empíricas não se enquadraram muitas vezes com os resultados obtidos experimentalmente. Um exemplo desse facto é o estado morfodinâmico da praia na campanha de Novembro, que consoante a fórmula e altura de onda na rebentação utilizada, divergiu os resultados entre praia dissipativa e refletiva, no entanto as observações efectuadas pela equipa não comprovaram o resultado de praia dissipativa. Também as taxas de transporte sedimentar obtidas pelas diferentes fórmulas resultam em diferentes resultados e apenas as fórmulas de Bayam et al. (2008) e CERC se assemelham às taxas obtidas

pelo método do traçador sedimentar, nas campanhas de Março e Novembro, respetivamente. Este facto alerta para a limitação de algumas fórmulas em determinados ambientes e para a necessidade de analisar quais as fórmulas que mais se adequam ao ambiente da área de estudo.

As taxas de transporte obtidas a partir da relação entre a espessura da camada amostrada e a profundidade de mistura empiricamente calculada, foram também semelhantes às taxas obtidas por Bayam et al. (2008) e CERC, nas campanhas de Março e Novembro, respetivamente. Com esta similaridade conclui-se que existe uma relação inversa entre a taxa de transporte sedimentar e a profundidade de mistura (neste estudo, quando a profundidade de mistura foi maior, a taxa de transporte sedimentar foi menor).

Outro objetivo deste trabalho era a aplicação e comparação de expressões para o cálculo da profundidade de mistura e como tal foram comparadas as fórmulas de Kraus et al. (1985), Ciavola et al. (1997), Ferreira et al. (2000) e Bertin et al. (2008). As fórmulas de Kraus et al. (1985) e Ciavola et al. (1997) por só dependerem da altura significativa da onda e por terem sido formuladas com dados de um só tipo de ambiente de praia, praias dissipativas micromareais e praias refletivas mesomareais, respetivamente, só se adequam a praias com o mesmo tipo de ambiente. Enquanto as fórmulas de Ferreira et al. (2000) e Bertin et al. (2008) que integram mais parâmetros além da altura significativa da onda (declive da praia e a direção de rebentação das ondas) e por terem sido formuladas com dados de praias com diferentes ambientes, adqueam-se a uma grande variedade de ambientes, sendo um deles o ambiente da área de estudo deste trabalho. Também as fórmulas de Ferreira et al. (2000) e Bertin et al. (2008) foram as que obtiveram as profundidades de mistura que deram origem às taxas de transporte mais próximas das taxas de transporte obtidas pelas formulações empíricas.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aagaard, T., Greenwood, B., 1994. Suspended sediment transport and the role of infragravity waves in a barred surf zone. *Marine Geology*, 118, 23-48;

Aagaard, T., Greenwood, B., 1995. Longshore and cross-shore suspended sediment transport at far infragravity frequencies in a barred environment. *Continental Shelf Research*, 15, 1235-1249;

Battjes, J.A., 1974. Surf similarity. *Proceedings of the 14th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, 446-480;

Beach, R. A., Sternberg, R. W., 1988. Suspended sediment transport in the surf zona: responde to cross-shore infragravity motion. *Marine Geology*, 80, 61-79;

Benavente, J., Del Río, L., Anfuso, G., Gracia, F.J., Reyes, J.L., 2002. Utility of Morphodynamic Characterisation in the Prediction of Beach Damage by Storms. *Journal of Coastal Research*, 36, 56-65;

Bertin, X., Castelle, B., Anfuso, G., 2008. Improvement of sand activation depth prediction under conditions of oblique wave breaking. *Geo-Marine Letters*, 28, 65-75;

Bird, E., 2008. *Coastal geomorphology: an introduction*. West Sussex, John Wiley & Sons Ltd, 411p;

Blott, S.J., Pye, K., 2001. Gradistat: A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.

Cartier, A., Larroudé, P., e Héquette, A., 2013. Longshore Sediment Transport Measurements on Sandy Macrotidal Beaches Compared with Sediment Transport Formulae. Sediment Transport Processes and Their Modelling Applications. Disponível em: <http://www.intechopen.com/books/sediment-transport-processes-and-their-modelling-applications/longshore-sediment-transport-measurements-on-sandy-macrotidal-beaches-compared-with-sediment-transpo>;

Ciavola, P., Taborda, R., Ferreira, Ó., Dias, J.A., 1997. Field measurements of longshore sand transport and control processes on a steep meso-tidal beach in Portugal. *Journal of Coastal Research*, 13, 1119–1129;

- Costa, M., Silva, R., Vitorino, J., 2001. Contribuição para o estudo do clima de agitação marítima na costa portuguesa. *2as Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária*. Associação Internacional de Navegação (Publ.), Sines, Portugal. Disponível em: ftp://ftp.mohid.com/Fortaleza_CD/Bibliografia/Waves/clima_agmar.pdf;
- Davidson-Arnott, R., 2010. *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Cambridge, Cambridge University Press, 442p;
- Dean, R.G., 1973. Heuristic models of sand transport in the surf zone. *Proceedings of the Engineering Dynamics in the Surf Zone*, Sydney, 208–214;
- Dias, A.M.J., 2007. Glossário das Zonas Costeiras. *Journal of Integrated Coastal Zone Management*. Disponível em: <http://www.aprh.pt/rgci/glossario/praias.html>;
- Dias, A.M.J., 2007. Glossário das Zonas Costeiras. *Journal of Integrated Coastal Zone Management*. Disponível em: <http://www.aprh.pt/rgci/glossario/arriba.html>;
- Elgar, S., Herbers, T. H. C., Okinhiro, M., Oltman-Shay, J., Guza, R. T., 1992. Observations of infragravity waves. *Journal of Geophysical Research*, 97, 15573-15577;
- Fernández-Fernández, S., Baptista, P., Martins, V.A., Silva, P.A., Abreu, T., Pais-barbosa, J., Bernardes, C., Miranda, P., Rocha, M.V.L., Santos, F., 2015. Longshore Transport Estimation on Ofir Beach in Northwest Portugal: Sand-Tracer Experiment. *J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng.*, 04015017;
- Ferreira, Ó., Dias, J., Ciavola, P., 2000. Sediment mixing depth determination for steep gentle foreshores. *Journal of Coastal Research*, 16, 830-839;
- Finkl C.W., 2004. Coastal Classification: Systematic Approaches to Consider in the Development of a Comprehensive Scheme. *Journal of Coastal Research*, 1, 166-213;
- Guza, R.T., Bowen. A.J., 1977. Resonant interactions from waves breaking on a beach. *International Conference on Coastal Engineering*, Honolulu, 560-579;
- Guza, R.T., Inman, D.L., 1975. Edge waves and beach cusps. *Journal of Geophysical Research*, 80, 2997- 3012;
- Henderson, S. M., 2002. Simulations of dissipative, shore-oblique Infragravity Waves. *Journal of physical oceanography*, 33, 1722-1731;

- Herbers, T. H. C., Elgar, S., Okihiro, M., Guza, R. T., 1995. Generation and propagation of infragravity waves. *Journal of Geophysical Research*, 100, 24863-24872;
- Instituto Hidrográfico, 1990. Roteiro da Costa de Portugal. Lisboa, 41pp.
- Iribarren, R., Nogales, C., 1949. Protection des ports. *Proceedings of the 17th International Naval Congress* (Lisboa), II-4, 31-82;
- Jackson, D.W.T., Malvarez, G., 2002. A new, high-resolution 'depth of disturbance' instrument (SAM) for use in the surf zone. *Journal of Coastal Research*, SI 36, 406-413;
- Kamphius, J. K., 1991. Alongshore sediment transport rate. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 117, 624-640;
- Kinsman, N. e Xu, J.P., 2012. Fluorescent Tracer Experiment on Holiday Beach near Mugu Canyon, Southern California. U.S. Geological Survey Open-File Report 2012-1131. Disponível em: <http://pubs.usgs.gov/of/2012/1131/>;
- Komar, P.D., 1998. *Beach processes and sedimentation*. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 544p;
- Kraus, N., 1985. Field experiments on vertical mixing of sand in surf zone. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 3-14;
- Masselink, G., 1994. Morphodynamics of microtidal beaches. Examples from Central Queensland, Australia. University of Sydney, Australia, Ph.D. thesis;
- Masselink, G., Short, A.D., 1993. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, 9, 785-800;
- Mead, S., 2003. Surfing Science. *Proceedings of the 3rd International Surfing Reef Symposium*, New Zealand, 1-36;
- Mil-Homens, J., Ranasinghe R., van Thiel de Vries, J. S M., Stive, M. J. F., 2013. Re-evaluation and improvement of three commonly used bulk longshore sediment transport formulas. *Coastal Engineering*, 75, 29-39;
- Moura, D., Gabriel, S., Jacob, J., 2011. Coastal morphology along the central Algarve rocky coast: Driver mechanisms. *Journal of Coastal Research*, 64, 790-794;

- Munk, W. H., 1950. Origin and generation of waves. Proceedings of the first Conference on Coastal Engineering, 1-4;
- Oliveira, S., 2012. Comparação da distribuição do sedimento em duas praias com diferente exposição às ondas (Praia da Galé e Praia de Olhos de Água). Projeto Tecnológico da Licenciatura em Biologia, Universidade do Algarve, 65p;
- Pilkey, O.H., Cooper, J.A.G., 2002. Longshore transport volumes: a critical review. *Journal of Coastal Research*, 36, 572–80;
- Smith, E.R., 2006. Longshore sediment transport rate calculated incorporating wave orbital velocity fluctuations. Texas A&M University, Ph.D. thesis;
- Smith, E.R., Wang, P., Ebersole, B.A., and Zhang, J., 2009. Dependence of total longshore sediment transport rates on incident wave parameters and breaker type. *Journal of Coastal Research*, 25(3), 675–683.
- Smith, E.R., Wang, P., Zhang, J., 2003. Evaluation of the CERC formula using large-scale model data. U.S. Army Corps of Engineers Research and Development Center. Coastal and Hydraulics Laboratory, Vicksburg.
- Smith, G.G., Mocke, G.P., 2002. Interaction between breaking/broken waves and infragravity-scale phenomena to control sediment suspension transport in the surf zone. *Marine Geology*, 187, 329-345;
- Soulsby, R., 1997. *Dynamics of Marine Sands*. London, Thomas Telford Ltd., 249p.
- Stephenson, W.J., Thornton, L.E., 2005. Australian Rock Coasts: review and prospects. *Australian Geographer*, 36, 95-115;
- Sunamura, T., 1994. Rock Control in Coastal Geomorphic Processes. *Japanese Geomorphological Union*, 15, 253-272;
- Sunamura, T., 2015. Review Rocky coast processes: with special reference to the recession of soft rock cliffs. *Proceedings of the Japanese Academy*, 91, 481-500;
- Tucker M.J., Pitt E.G., 2001. *Waves in ocean engineering*. Elsevier ocean engineering book series, Amsterdam, Elsevier, 521p;

U.S Army Corps of Engineers 1995. *Coastal Geology*. Washington, Washington DC, 297p;

Vousdoukas, M.I., Velegrakis, A.F., Dimou, K., Zervakis, V., Conley, D.C., 2009. Wave run-up observations in microtidal, sediment-starved pocket beaches of the Eastern Mediterranean. *Journal of Marine Systems*, 78, S37–S47;

Woodroffe, C., 2003. *Coasts: form, process and evolution*. 1ª edição, Cambridge, University Press, 625p;

Wright, L.D., Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology*, 56, 93-118;

Wright, L.D., Short, A.D., Green, M.O., 1985. Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: an empirical predictive model. *Marine Geology*, 62, 339–364;

Young, A. P., Adams, P. N., O'Reilly, W. C., Flick, R. E., Guza, R. T., 2011. Coastal cliff ground motions from local ocean swell and infragravity waves in southern California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116, 1-11;