



Utilização de dados geofísicos para identificação de estruturas arqueológicas e manchas de empréstimo de areia em meio marinho: Aquisição, processamento e interpretação de dados magnéticos e de sísmica de reflexão na área de Costa da Caparica

Eveline Pereira Almeida

Mestrado em Ciências Geofísicas
Especialização em Geofísica interna

Dissertação orientada por:
Pedro Terrinha
Marta Neres

Agradecimentos

É com muita emoção que chego ao fim de mais uma etapa que foi muito desejada e sonhada ao longo dos tempos, e não poderia partir sem deixar meus agradecimentos a aqueles que contribuíram de forma constante para meu sucesso acadêmico.

Primeiramente, gostaria de agradecer a minha família que me deram a chance de poder estudar num país estrangeiro, que me apoiaram constantemente mesmo quando as condições ficavam apertadas, principalmente a minha mãe que nunca deixou de acreditar em mim, que tem dedicado sua vida toda a apostar em mim, tem preocupado e perdido várias noites comigo, ao meu tio Moisés Vaz que me incentivou a entrar no mestrado e tem sido meu maior exemplo.

Obrigada minhas irmãs Joceline e Aidil que foram minhas psicólogas a tempo integral, que aventuram comigo nos meus sonhos, mesmo sabendo que muitos podiam ser impossíveis, más nunca me deixaram.

Agradeço também ao meu professor Luís Matias por me ter direcionado a candidatar ao projeto CHIMERA, e toda a equipa (Pedro Brito, Marcos Rosa, João Noiva, Luís Batista) que fez parte deste projeto, que me acolheu de forma carinhosa, que me acompanharam nos levantamentos geofísicos, que não se incomodaram com minhas perguntas constantes e cuidaram de mim como se faz em família, destacando com muito carinho o meu orientador e professor Pedro Terrinha que me deu a chance de ver o mundo da geofísica para além académica, e me ensinou que a investigação é mais do que simplesmente investigar é sobretudo o companheirismo, a cumplicidade, o trabalho em equipa.

Um grande “Obrigada” a minha estimada orientadora Marta Neres, que tem me acompanhado e instruído de forma muito eficiente ao longo deste percurso, estando sempre presente para me mostrar novos desafios e campos de experiência, e tem sido uma excelente orientadora.

Não podia deixar de agradecer também a toda as pessoas que através do ativismo e associativismo me deram forças e foram minhas fontes de inspiração e minha família nestes dias que eu tenho andado longe de casa e do meu país e ao Flávio Inocêncio por ter entrado na minha vida e ter sido uma fonte de inspiração , meu orientador particular, obrigada por estar do meu lado e me fazer crescer a todo os níveis.

E a todos aqueles que de forma direta ou indireta acreditaram em mim e contribuíram para o meu sucesso.

Abstract

Recently, climate change has led to an intensification of coastal erosion in Portugal, with consequences to its large coastal area with beautiful beaches that contribute to the tourist attraction and therefore to the growth of the economy. The lack of sand on the beaches is thus an increasing societal problem. The Operation Program for Sustainability and Resource Efficiency (POSEUR-02-1809-FC-000030, “Coastal Protection – Material Actions and Actions aimed at Knowledge production”) funded the CHIMERA project (“Characterization of lending spots on the continental shelf”, for artificial feeding of coastal stretches”) to investigate 4 potential areas for beach nourishment.

This thesis is based on data obtained within the CHIMERA project. The main motivation behind this research is to mitigate the problem of coastal erosion in Portugal, by means such as artificial beach nourishment, essentially in coastal areas in critical erosion situation. Four areas have been identified by previous studies, and in this thesis project I concentrate my study on one of these areas, the Costa da Caparica (CC) area.

Multidisciplinary geophysical methods were used to characterize the borrow sediments and to investigate archaeological objects that may interfere with and even prevent the dredging process of the borrow area. This research comprised the acquisition, processing and interpretation of Ultra-High Resolution Seismic (UHRS), magnetic data, hydrographic data, being the interpretation of these geophysical data complemented with sedimentological data. By the integration and cross-interpretation of these methods, the following aims were achieved: a) Definition of Seismo-stratigraphic models; b) Volumetric quantification and description of sediments; c) Determination of useful sediment and useful materials (medium to coarse sand); d) Seabottom morphology; I) Regional and residual magnetic anomaly II) Identification and location of remarkable magnetic / potential archeological structures.

This thesis focuses essentially on the use of the magnetic and seismic method. The geophysical surveys lasted 60 days and were carried out on the IPMA research vessels RV DIplodus and RV Noruega. Total Magnetic Field (CMT) data was collected during the magnetic surveys, and subsequently corrected for diurnal variation, main magnetic field, denoise and leveling. Seismic profiles were acquired using a Sparker source of and a 24 -channel streamer. For processing magnetic data, Oasis montaj software was used, and RadexPro and Naviworks for seismic processing.

Interpretation of the magnetic data allowed identifying one potential archaeological object. The regional and residual anomalies present two lineations parallel to NE-SW, NW-SE respectively, likely related to the intra-basement structure. Seven seismo-stratigraphic units were identified and mapped. The area has an unconsolidated sedimentary column of about $230.0 \times 10^6 m^3$ where the maximum depth reached to the basement is 84.2 m. The computed volume of useful material for artificial nourishment is $6.49 \times 10^6 m^3$. According to information obtained by seismics, hydrography and sedimentology, there is a good percentage of useful material, with higher concentration in the more onshore zone of the area. The area is located on the inner continental shelf and displays a monotonous seabed morphology punctuated by several depressions, where the sands of interest are located.

Keywords: CHIMERA, Costa da Caparica, Marine Magnetic Archeology, Ultra-High Resolution Seismics, Seismic Stratigraphy, Regional and Residual Magnetic Anomalies.

Resumo

A alteração climática tem desencadeado uma série de catástrofes naturais que têm levado a uma intensificação da erosão costeira em Portugal, com consequências para a sua extensa área costeira, cujas praias contribuem para a atração turística e por conseguinte para o aumento da economia. A ausência de areia nas praias tem vindo a constituir um problema societal crescente. O Programa Operacional de Sustentabilidade e Eficiência no Uso de Recursos (POSEUR-02-1809-FC-000030, “Proteção do Litoral - Ações Materiais e Ações que visam a produção de conhecimento”) financiou o projeto CHIMERA (“Caracterização de manchas de empréstimo na plataforma continental para alimentação artificial de troços costeiros”) a investigar potências áreas de manchas de empréstimo para alimentação das praias.

Esta tese foi realizada com base no projeto CHIMERA. A grande motivação atrás desta investigação é suprir a problemática da erosão costeira em Portugal, através de medidas de adaptação como a intervenção de alimentação artificial em zonas costeiras em situação de erosão crítica. Este estudo incide sobre uma das 4 áreas do projeto CHIMERA, a Costa da Caparica (CC).

Usaram-se métodos geofísicos multidisciplinares para caracterizar os sedimentos e investigar objetos arqueológicos que possam interferir e até constituir impedimento para o processo de dragagem das manchas de empréstimo. Este estudo compreendeu a aquisição, processamento e interpretação de dados magnéticos, de sísmica de alta resolução (multicanal e monocanal), de batimetria multifeixe e de retrodispersão acústica. A interpretação destes dados geofísicos foi complementada pela análise de amostras de sedimentos. A combinação e cruzamento destes vários métodos permitiu atingir os seguintes objetivos: a) Modelos sísmo-estratigráficos; b) Quantificação volumétrica e descrição dos sedimentos; c) Determinação dos sedimentos úteis; d) Morfologia do fundo; I) Anomalia magnética regional e residual; II) Identificação e localização de estruturas notáveis.

Esta tese foca essencialmente no uso do método magnético e sísmico. O levantamento geofísico teve uma duração de 60 dias e foi realizado em navios de investigação do IPMA, NI Noruega e NI Diplodus. Durante o levantamento magnético foram recolhidos dados de campo magnético total (CMT) que foram posteriormente processados para correção da variação diurna, do campo magnético principal, ruído e nivelamento usando linhas de cruzamento. Os perfis sísmicos foram adquiridos usando uma fonte Sparker e uma cadeia de hidrofones (streamer) de 24 canais. Para o processamento dos dados magnéticos usou-se o software *Oasis montaj*, e para o processamento dos dados sísmicos os softwares *RadexPro* e *Naviworks*.

A interpretação dos dados magnéticos levou à identificação de um potencial objeto arqueológico. As anomalias regional e residual apresentam lineações aparente segundo NE-SW e NE-SE respetivamente, possivelmente associadas à estrutura intra-soco. Identificaram-se 7 unidades sísmo-estratigráficas, sendo a mais superficial constituída por areias móveis. A área possui uma coluna sedimentar não consolidada de cerca de $230.0 \times 10^6 m^3$, 84.2 m de profundidade máxima de socio, dos quais $6.49 \times 10^6 m^3$ correspondem a material útil (areia média e grosseira). Existe uma boa percentagem de material útil, com maior concentração na zona da área mais perto da costa. A área de estudo localiza-se na plataforma continental interna e apresenta uma morfologia monótona do fundo do mar marcada por várias depressões onde os sedimentos de interesse estão localizados.

Palavras Chave: CHIMERA, Costa da Caparica, Arqueologia Magnética Marinha, Sísmica de alta resolução, Sísmo-estratigrafia, Anomalia Magnética Residual e Regional.

Conteúdo

<i>Agradecimentos</i>	<i>I</i>
<i>Abstract</i>	<i>II</i>
<i>Resumo</i>	<i>III</i>
<i>Lista de Figuras</i>	<i>VI</i>
<i>Lista de Tabelas</i>	<i>XI</i>
<i>Listagens</i>	<i>XII</i>
<i>Acrónimos</i>	<i>XIII</i>
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 <i>Enquadramento da Dissertação</i>	1
1.2 <i>Enquadramento do projeto CHIMERA</i>	2
1.3 <i>Enquadramento geológico da área em estudo</i>	3
1.4 <i>Introdução à Geofísica</i>	4
2. INTRODUÇÃO AO MÉTODO MAGNÉTICO	6
2.1 <i>Componentes do Campo Magnético Terrestre (CMT)</i>	6
2.2 <i>Diferentes comportamentos magnéticos e tipos de magnetização</i>	9
2.3 <i>Análises fundamentais para o processamento de dados magnéticos</i>	10
2.4 <i>Representação do CMT por Análise de Harmónica Esférica</i>	11
2.5 <i>Variações e Variação Secular do CMP</i>	13
2.6 <i>Modelo do tipo IGRF</i>	14
2.7 <i>Anomalias Magnéticas</i>	15
2.7.1 <i>Anomalia Magnética Dipolar</i>	16
2.7.2 <i>Anomalia residual e regional (separação)</i>	17
2.8 <i>Localização da Fonte</i>	18
2.8.1 <i>Análise do Sinal Analítico (S.A)</i>	18
2.8.2 <i>Desconvolução de Euler</i>	19
2.8.3 <i>Redução ao Pólo</i>	20
3. INTRODUÇÃO AO MÉTODO DE SÍSMICA DE REFLEXÃO	21
3.1 <i>Princípio de funcionamento do método (meio marinho)</i>	21
3.2 <i>Traço sísmico e sinal sísmico</i>	23
3.3 <i>Análises fundamentais para o processamento dos dados sísmicos</i>	25
3.4 <i>Interpretação sísmica</i>	29
4. AQUISIÇÃO DE DADOS	31
4.1 <i>Campanha de aquisição de dados</i>	31
4.2 <i>Navio</i>	31
4.3 <i>Sistema de Navegação</i>	32
4.4 <i>Levantamento magnético</i>	34
4.4.1 <i>Aparelho (magnetómetro) e Montagem do Sistema</i>	34
4.4.2 <i>Registo do CMT em terra, Observatório Magnético de Coimbra (Portugal)</i>	35
4.4.3 <i>Posicionamento e Parâmetros de Aquisição</i>	36

4.4.4	Grelha de linhas de dados adquiridos.....	37
4.4.5	Controlo de qualidade dos dados.....	38
4.5	<i>Levantamento Sísmico</i>	39
4.5.1	Equipamento sísmico	39
4.5.2	Descrição e Sistema de montagem.....	41
4.5.3	Posicionamento e Parâmetros de Aquisição.....	43
4.5.4	Planeamento e Grelha de linhas de dados adquiridos.....	43
4.5.5	Controlo de qualidade dos dados de SMC e PE	45
5.	PROCESSAMENTO DE DADOS	50
5.1	<i>Processamento de dados magnéticos</i>	50
5.2	<i>Processamento de dados sísmicos</i>	54
5.2.1	Fluxo de processamento utilizado para os dados de SMC	55
5.2.2	Fluxo de processamento utilizado para os dados de PE	57
6.	RESULTADOS E INTERPRETAÇÃO	59
6.1	<i>Método magnético</i>	59
6.1.1	Assinatura magnética e cruzamento com unidades sísmo-estratigráficas	60
6.1.2	Anomalias notáveis/ potenciais estruturas arqueológicas.....	61
6.2	<i>Método de sísmica de Reflexão</i>	62
6.2.1	Modelo sísmo-estratigráficos	63
6.2.2	Descrição das unidades sísmo-estratigráficos após correlação com cores.....	65
6.2.3	Quantificação volumétrica das Unidades	69
6.2.4	Porcentagem granulométrica presente nas unidades;	70
7.	DISCUSSÃO	71
7.1	<i>Resultados obtidos por estudos complementares</i>	71
7.2	<i>Cruzamento de dados de geofísica com outros tipos de dados</i>	75
7.3	<i>Resultados obtidos após o processo de dragagem</i>	77
8.	CONCLUSÕES	78
9.	REFERÊNCIAS	79
A.	ANEXOS	84

Lista de Figuras

Figura 1.1 Localização e Extensão do troço Costa da Caparica a interencionar (linha rosa) e da potencial mancha de empréstimo na plataforma (área branca). Fonte: Adaptado de (Relatório GTS, et al., 2015).....	3
Figura 1.2 Representação das camadas do interior da terra. (Fonte Alves R. F., 2014)	5
Figura 2.1 Componentes do Campo Magnético da Terra, Fonte: (Miranda, Luis, & Costa, 2017).	8
Figura 2.2 Representação geométrica de dois harmónicos esféricos zonais, fonte: (Hartmann G. A., 2005).....	12
Figura 2.3 Representação geométrica de dois harmónicos esféricos setoriais. Fonte: (Hartmann G. A., 2005).....	12
Figura 2.4 Representação geométrica de dois harmónicos esféricos tesserais. Fonte: (Hartmann G. A., 2005).....	12
Figura 2.5 Exemplo da intensidade total do campo geomagnético obtidos com os modelos GUFM1 e IGRF. O triângulo vermelho representa uma anomalia magnética (“SAMA”), (Hartmann & Pacca, 2009).....	15
Figura 2.6 Anomalia magnética medida por um magnetómetro escalar e determinada através da forma $ B - B^N $, pode ser aproximado à projeção do vetor de campo anómalo na direção do campo normal (Miranda, Luis, & Costa, 2017).	16
Figura 2.7 Anomalias produzidas por corpos magnéticos enterrados. (Saibi, 2014)	17
Figura 3.1 Representação de reflexão numa aquisição com o método de sísmica de reflexão do lado direito e do lado esquerdo o fenómeno de reflexão, refração parcial perante uma interface que separa dois meios com propriedades geológicas diferentes. Fonte: (Qconcursos, 2018); (Kearey, Brooks, & Hill, 2002).	22
Figura 3.2 Esquema das várias formas de arranjos de dados sísmicos e os stacks resultantes, Fonte: (Gather, 2012).	23
Figura 3.3 Espectro de frequência do sinal de ruído processado durante a aquisição de dados sísmicos do projeto CHIMERA para área CC logo após a fiada C_CC_L28. Na escala vertical cada traço corresponde a 15 dB.	24
Figura 3.4 Descrição do resultado obtido de um traço sísmico pela convolução de um impulso com uma serie de refletividade. Fonte: (Lancaste, Whitcombe, Walden, Hosken, & Velzeboer, 1981).....	24
Figura 3.5 Esquema de operação de convolução entre duas funções, em que uma delas é uma sequência de impulsos de Dirac. Fonte: (Matias & Costa, 2011).	24
Figura 3.6 Demonstração de um arranjo CMP com uma reflexão Tx (TWT) depois se ser aplicado a correção NMO com uma velocidade inicial incorreta. À esquerda tem-se o caso de sub-corregida e a direita sobre-corregida, Fonte: (Petro, 2019).	26
Figura 4.1 Os navios de investigação (NI) do IPMA utilizados na aquisição dos dados de batimetria, magnéticos e sísmicos, (A) Diplodus e o (B) Noruega.	31
Figura 4.2 Componente do sistema POS-MV Ocean Master. Unidade de processamento e controlo, sensor inercial (“IMU”) e antenas recetoras GNSS Trimble, modelo Zephyr. (Fonte Applanix POS MV, 1993).....	33

Figura 4.3 Janela principal do software MV – <i>POSView</i>	33
Figura 4.4 Componentes do magnetómetro G-882 (Geometrics), Fonte: Manual do magnetómetro..	34
Figura 4.5 Esquema de ligações e instalação do magnetómetro. Fonte: (Noiva, et al., 2019).	35
Figura 4.6 Variação do CE para o dia 5 de julho de 2018 durante 24h do observatório de Coimbra (Portugal). Os locais mais irregulares indicam episódios de variações não periódicas, micropulsações.	36
Figura 4.7 Esquema de reboque do magnetómetro a ré da embarcação, a uma velocidade V_{mag} , e distâncias fundamentais para o cálculo do posicionamento do magnetómetro. Fonte: (Silva, 2013). ..	37
Figura 4.8 O “A” demonstra o acondicionamento do sistema de aquisição de dados magnéticos a bordo do navio <i>Diplodus</i> , “B” e “C” Operação de lançamento do magnetómetro na água.....	37
Figura 4.9 Fiadas de aquisição de dados magnéticos para a área de CC.....	38
Figura 4.10 Ilustração do software de aquisição <i>MagLog</i> durante a aquisição, mostrando a monitorização de parâmetros e trajetória das linhas adquiridas.	39
Figura 4.11 Do lado direito temos o <i>Geo-Source</i> ligeiro de 200 pontas e do lado esquerdo a fonte de alimentação pulsada <i>Geo-Sparker</i> de 1 KJ.....	39
Figura 4.12 <i>Streamer</i> de 120 m, composta por hidrofones espaçados de 3.125 m com 24 canais. Fonte: (Geo Marine, s.d.).	40
Figura 4.13 “A” a montagem dos equipamentos a bordo do <i>Diplodus</i> , “B” o posicionamento dos equipamentos SMC à ré do navio e, “C” laboratório de operações ,operação do SMC, com os sistemas de portáteis montados.	40
Figura 4.14 Do lado esquerdo temos o SVP e do outro lado o Sistema de sonda <i>Innomar SES-2000 Standard</i> . Direita: (Innomar, 1997); Esquerda: (Seatronics, 1978).	41
Figura 4.15 Geometria utilizada na aquisição de dados de sísmica de reflexão multicanal, apresentando o reboque do <i>sparker</i> e da <i>streamer</i> . O esquema não se encontra a escala. Fonte: (Brito, et al., 2019).	42
Figura 4.16- Sonda paramétrica (PE) instalada a bordo no NI <i>Diplodus</i> . A esquerda tem-se o poste lateral montado com a PE, ao centro pode-se ver a instalação do IMU e à direita o poste com os equipamentos mergulhados, posição de aquisição.....	42
Figura 4.17 Mapa de planeamento de sísmica multicanal e sonda paramétrica para área de CC.	44
Figura 4.18 Mapa de linhas de aquisição de SMC e PE para a área de CC.	44
Figura 4.19 Janelas apresentadas no software <i>Georecorder</i> durante a aquisição de dados sísmicos. À esquerda: <i>shot gathers</i> ; A vermelho: onda direta (primeira chegada bem marcada com amplitudes positivas). “Time lines” azuis com espaçamento de 10 ms. À direita: <i>Trace gathers</i> do canal nº 12. Em baixo à esquerda: Registo de disparo; No meio: Espectro de frequências; À direita: espectro de ruído. .	45
Figura 4.20 Gráficos obtidos com o processamento da navegação para QC para a fiada C_CC_L18 da SMC. “A” - Ângulo de <i>feathering</i> ,” B” - Distância de disparos, “D” -Posição da fonte acústica (eixos com igual escala) em coordenadas métricas.....	46
Figura 4.21 Gráficos obtidos com o processamento da navegação para QC para a fiada C_CC_L18 da SMC. “C” - Posição da fonte acústica, canais externos e central da cadeia de hidrofones (eixo com escalas diferentes), “E” -Altura da maré.	46

Figura 4.22 Ilustração do processo de “binagem”. Os traços transversais delimitam os <i>Bins</i> e os pontos coloridos representam o posicionamento dos 24 canais. Durante este processo pode-se verificar a qualidade de navegação.....	47
Figura 4.23 Validação dos offsets calculados por comparação com a onda direta em domínio do canal (à esquerda) e em domínio do disparo (à direita) para o perfil C_CC_L28. E o espectro de frequências (Hz) do perfil.....	47
Figura 4.24 Avaliação de profundidade (<i>slant</i>) da cadeia de hidrofones por análise da reflexão fantasma do perfil C_CC_L28.....	48
Figura 4.25 BSTK obtido após o processamento de QC do perfil C_CC_L28, coordenada vertical em TWT (ms) e horizontal em CDP. É exemplificado o espectro de frequência da zona verde ampliada em baixo à direita.....	48
Figura 4.26 Mapa diários de linhas de aquisição (à esquerda) e mapa de localização dos lugares onde foram efetuados o SVP’s.....	49
Figura 5.1 Identificação das linhas L05, L17, L18 e L26 usadas durante o processamento para demonstração de alguns procedimentos.....	50
Figura 5.2 Perfil do campo magnético total após remoção do ruído em forma de <i>spike</i> , e figura da qualidade do sinal, ambas calculadas para a linha L18. Unidade da escala vertical em nT.....	50
Figura 5.3 “A” Grelha do campo magnético total sem quaisquer correções, “B” grelha de anomalia magnética após ser efetuada a correção do campo magnético principal na área de Costa da Caparica (CC).....	51
Figura 5.4 “C” Grelha da anomalia magnética após correção do CMP e da variação diurna.....	52
Figura 5.5 “D” Grelha da anomalia magnética após correção do CMP, da variação diurna e do nivelamento com o método iterativo.....	52
Figura 5.6 Perfil de anomalia corrigida da variação diurna da linha L26, que passa pela zona assinalada na figura 5.5.....	53
Figura 5.7 Perfil de anomalia regional com variações entre 60 á 45 nT e anomalia residual com valores entre 0 á 3 nT. Valores calculados para Linha L18.....	53
Figura 5.8 Perfil do sinal analítico analisadas nas fiadas L05, L17 e L18.....	54
Figura 5.9 “C” Grelha da anomalia magnética após redução ao Pólo, usando Declinação=-2.3 e Inclinação= 52.6. Círculo tracejado indica zonas com anomalias de alta frequência.....	54
Figura 5.10 Histograma da distribuição da correção do <i>Slant</i> em cima e representação da correção em domínio de <i>offset</i> vs <i>FFID</i>	55
Figura 5.11 Representação da correção dos residuais em domínio de <i>offset</i> vs <i>FFID</i> , bem como o respetivo histograma de frequências.....	55
Figura 5.12 Imagem ilustrativo da picagem da velocidade e criação de modelo de velocidade interativo (linhas preta e azul representam velocidades RMS médias e picadas para este CDP, a linha branca a velocidade intercalar), e do lado direito a correção NMO. Escala vertical em TWT (ms) e horizontal em velocidades (m/s).....	56
Figura 5.13 Imagem dos passos de processamento num perfil sísmico ilustrando as diferenças resultantes com processamento do tipo <i>brutststack</i> (à esquerda), FAST (à direita) e os restantes TRIM e DEMUL. Escala vertical em TWT (ms).....	57

Figura 5.14 Ilustração das diferenças entre secções de PE sem processamento (à esquerda) e com processamento (à direita). Escala vertical em TWT (ms).	58
Figura 5.15 Ilustração de uma secção sísmica da PE processada, usando o AGC.	58
Figura 6.1 Mapa de anomalia magnética regional	59
Figura 6.2 Mapa de anomalia magnética residual	59
Figura 6.3 Mapa de isóbata de uma reflexão do soco, representando a inclinação deste, com duas falhas com direções NE-SW. As linhas a preto correspondem zonas da área a onde a reflexão está à mesma cota, os valores estão em ms (TWT).	60
Figura 6.4 Secção Sísmica da Linha L28, com apresentação de duas falhas (F1 e F2) e uma reflexão (linha a rosa) representando o <i>strike</i> do <i>basement</i>	60
Figura 6.5 Perfil do campo magnético total com presença de um dipolo (quadrado tracejado) na fiada L05.	61
Figura 6.6 Localização da potencial estrutura arqueológico no mapa de sinal analítico, identificação das fiadas com as anomalias notáveis, a área está identificada pela linha a vermelho e a estrutura por um círculo preto.	62
Figura 6.7 Interpretação do perfil sísmico C_CC_L23 com direção E-W, identificação de 7 unidades (U01 a U07) e 6 descontinuidades (D1 a D6), escala vertical em TWT (ms).	63
Figura 6.8 Zoom da figura 6.7 para melhor observar os detalhes das unidades (U01 a U07) e descontinuidades (D1 a D6, FM corresponde ao fundo do mar, escala vertical em TWT (ms).	64
Figura 6.9 Interpretação do perfil sísmico C-CC- X12 com direção N-S, identificação de 7 unidades (U01 a U07) e 6 descontinuidades (D1 a D6), escala vertical em TWT (ms).	64
Figura 6.10 Mapa de profundidade do Fundo do Mar (FM) da área de CC. Espaçamento de isolinhas de 0.5 m.	66
Figura 6.11 Mapa de espessura da unidade mais superficial da área de CC. Espaçamento de isolinhas de 0.25 m.	66
Figura 6.12 Mapas de espessuras referentes à 6 unidades sísmicas, com espaçamento de isolinhas de 1 m, 1.5 m, 1m, 0.5m, 0.25, 0.25, respetivamente à U1-U6. US é a espessura dos sedimentos acima do bedrock.	67
Figura 6.13 Mapas de profundidades referentes a base das 6 unidades sismo-estratigráficas, com espaçamento de isolinhas de 0.5 para D06 até D03 e 1 m para D02 á D01.	68
Figura 6.14 Perfis litológico obtidos através do cruzamento dos dados sísmicos com os dados de cores. Identificação da unidade U07-U05 abrangidas pelas sondagens de cores, localização das cores e das amostras de superfície + contaminantes no mapa da CC.	68
Figura 7.1 Exemplo de Imagens de amostras superficiais com teores de cascalho entre 12-18% (esquerda), e imagem de classe de areia grosseira dominante (direita). Fonte: (Mil-Homens, et al., 2019a).	71
Figura 7.2 Mapas de distribuição espacial das percentagens médias de material útil para os níveis de 0-50 cm e 50-100 cm, (Mil-Homens, et al., 2019a).	72
Figura 7.3 Mapas de distribuição espacial das percentagens médias de material útil para os níveis de 100-150 cm e 150-200 cm (Mil-Homens, et al., 2019a).	73

Figura 7.4 Mapas de distribuição espacial dos teores de material útil para os níveis de 200-250 cm e 250-300 cm (Mil-Homens, et al., 2019a).	73
Figura 7.5 Mapa Batimétrico da área de Costa da Caparica. Isóbatas espaçadas de 0.5 m, (Rosa, et al., 2019).....	74
Figura 7.6 Mapa de classificação da natureza do fundo da área de CC, usando dados de retrodispersão e amostras superficiais (Rosa, et al., 2019).	74
Figura 7.7 Praia da Costa da Caparica dias após a alimentação artificial	77

Lista de Tabelas

Tabela 2.1 Relação entre geometrias das fontes dos sinais magnéticos com seus respectivos Índices Estruturais (adaptado de (Reid, Allsop, Granser, Millett, & Somerton, 1990).	19
Tabela 3.1 Características das reflexões para análise das fácies sísmicas em interpretação sismo-estratigráfica. (Adaptado de (Roque, 2009).	30
Tabela 4.1 Informações sobre as campanhas de aquisição de dados magnéticos e sísmico para a área de estudo CC.	31
Tabela 4.2 principais características dos NI do IPMA utilizados nas campanhas de aquisição de dados geofísicos.....	32
Tabela 4.3 Tabela de parâmetros usada durante a aquisição com os sistemas Multicanal e sonda Paramétrica. A velocidade média de aquisição dos dados SMC foi de cerca de 5 nós	43
Tabela 6.1 Informações sobre as anomalias magnéticas notáveis, localizações e CMT das linhas L05, L17 e L18.	61
Tabela 6.2 Tabela do modelo sismo-estratigráfico da área, com as principais características mencionadas. “D” é a descontinuidade.	65
Tabela 6.3 Profundidade das descontinuidades, dimensões e volumetria das unidades.....	70
Tabela 6.4 Percentagem granulométrica de sedimentos presente nas unidades superficiais até 3m. ...	70
Tabela 7.1 Tabela referente a valores de volume de sedimento útil (carbonato < 30%, cascalho < 15% e fração fina < 10%), não útil e do material útil (areia grosseira e areia média) em classes dimensionais para CC. (Mil-Homens, et al., 2019b).	72

Listagens

Listagem A. 1 Esquema de ligação do sistema de sísmica de reflexão multicanal. (Noiva, et al., 2019).	84
Listagem A. 2 Perfil de sonda paramétrica para QC da linha C_CC_X13, com filtro ISE.....	84
Listagem A. 3 Localização das amostras colhidas na mancha de empréstimo da CC (Mil-Homens, et al., 2019a).....	85
Listagem A. 4 Mapa de declive da CC obtido a partir dos dados de multifeixe, (Rosa, et al., 2019)..	85
Listagem A. 5 Mapas de distribuição espacial de volume de material útil e não útil encontrado nas amostras entre os níveis de 50 á 300 cm, (Mil-Homens, et al., 2019a).....	86
Listagem A. 6 Linha sísmica L03 interpretada, com representação de 3 sondagens verticais.....	87
Listagem A. 7 Linha sísmica L08 interpretada.....	87
Listagem A. 8 Linha sísmica L33 interpretada, com representação de 2 sondagens verticais.....	88
Listagem A. 9 Linha sísmica X01_A interpretada. O “A” indica que está linha foi readquirida.....	88
Listagem A. 10 Linha sísmica X02 interpretada, com representação de 1 sondagens vertical.....	89
Listagem A. 11 Linha sísmica X16 interpretada.....	89
Listagem A. 12 Tabela com informações sobre a aquisição de dados magnéticos, de uma pequena dimensão da linha L05.....	90
Listagem A. 13 Tabela com informações sobre alguns passos do processamento para linha L05. Tabela incompleta.....	90
Listagem A. 14 Imagens da autora da dissertação retiradas durante a campanha CHIMERA.....	90

Acrónimos

APA – Agência Portuguesa do Ambiente

BM – Área de empréstimo Barra-Mirra

BTSK – Brute Stack

CC – Área de empréstimo Costa da Caparica

CDP – Common Depth Point

CE – Campo Externo

CG – Centro de Gravidade

CHIMERA -- Caracterização de Manchas de Empréstimo na Plataforma Continental para Alimentação Artificial de Troços Costeiros

CMP – Campo Magnético Principal

CMP – Common Mid-Point

CMT – Campo Magnético Total

COSA– Common Offset Spatial Averaging

CR – Campo Crustal

DEMUL – Atenuação de Múltiplos

DGPS – Differential Global Positioning System

DMO – Dip Moveout

DP – Desvio Padrão

EA – Eveline Almeida

ET – Área de empréstimo Espinho-Torreira

ETRS – European Terrestrial Reference System

FCUL – Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

FF – Área de empréstimo Figueira da Foz

FFID – Field File Identification Number

FM– Fundo do Mar

GAMS – GPS Azimuth Measurement System

GLONASS – Global Navigation Satellite System

GNSS – Global Navigation satellite System

GTL – Grupo de Trabalho para o Litoral

GTS – Grupo de Trabalho para os Sedimentos

IAGA – International Association of Geomagnetism and Aeronomy

IGRF – International Geomagnetic Reference Field

IMU – Inertial Measurement Unit

IPMA -- Instituto Português do Mar e da Atmosfera

IVA – Interactive Velocity Analysis

JN – João Noiva

LAN – Local Area Network

MA – Mariana Antunes

MA – Marta Neres

MCS – Multichannel Seismic

MIG – Migração

MOI – Margem Ocidental Ibérica

MR – Marcos Rosa

mwd – water deep

NAS– Network-attached storage

NE – Noroeste

NI – Navio de investigação

NMO – Normal Moveout

PB – Pedro Brito

PE – Parametric Equasond

PoE– Power over Ethernet

POSEUR – Programa Operacional Sustentabilidade e Eficiência no Uso de Recursos

PPS – Pulse Power Supply

PT – Pedro Terrinha

PT – Portugal

QC – Quality Control

RTK – Real-Time Kinematic

SEG-Y – Society of Exploration Geophysicist convention for seismic data format

SVP – Sound Velocity Traveltime

TF –Transformada de Fourier

TWT– Two -Way Travel- time

UHRS – Ultra High Resolution Seismic

UTC – Coordinated Universal Time

Z – Impedância Acústica

ZH – Zero Hidrográfico

1. Introdução

1.1 Enquadramento da Dissertação

A presente dissertação foi realizada no âmbito do curso de Ciências Geofísicas, especialização em Geofísica Interna, na Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (FCUL), em Colaboração com o Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA).

Este trabalho cujo objetivo principal é a identificação, caracterização de estruturas arqueológicas e da mancha de empréstimo na Plataforma Continental Portuguesa (próxima) insere-se no projeto CHIMERA (“Caracterização de manchas de empréstimo na plataforma continental para alimentação artificial de troços costeiros”) que foi financiado pelo Programa Operacional Sustentabilidade e Eficiência no Uso de Recursos (POSEUR-02-1809-FC-000030 “Proteção do Litoral - Ações Materiais e Ações que visam a produção de conhecimento”). Este projeto teve uma duração de 10 meses e contou com a colaboração de uma equipa científica bastante diversificada que levou a cabo todos os objetivos traçados.

Uma vez que tive a oportunidade de participar no projeto CHIMERA, despertou-me o interesse pela área e desta forma mais tarde vim a usar os dados obtidos pelo mesmo para desenvolver a minha dissertação. Esta foca especificamente na área da Costa da Caparica do total das 4 áreas previamente selecionadas e identificadas no Relatório do Grupo de Trabalhos dos Sedimentos de 2015 (manchas de empréstimo localizadas nos troços costeiros – Figueira da Foz – Leirosa (FF), Costa da Caparica (CC), Espinho – Torreira (ET), Barra – Mira (BM)). Para o estudo da respetiva estrutura sedimentar, foram utilizados métodos geofísicos multidisciplinares, focando aqui nos dados geofísicos de sísmica de reflexão de alta resolução e dados magnéticos. Para complementar e auxiliar o estudo fazendo o cruzamento entre vários dados geofísicos, também serão referidos dados de levantamento hidrográfico, amostragem e análise laboratorial de sedimentos (caracterização composicional, caracterização granulométrica/textural e caracterização do grau de contaminação).

❖ Estruturação do trabalho;

Esta dissertação está dividida em 8 capítulos, o primeiro correspondendo a uma breve introdução, onde se faz um enquadramento geral do projeto, realçando a importância desta investigação e do uso dos vários métodos. O segundo e o terceiro capítulos apresentam uma introdução aos dois principais métodos geofísicos utilizados neste estudo, abordando conceitos que permitem compreender a física aplicada nestes métodos. No quarto, quinto e sexto capítulos retrata-se o processo de aquisição, processamento, interpretação e resultados. Embora eu tenha participado no levantamento dos vários métodos, neste trabalho explicar-se-á o processamento de apenas dois (magnético e sísmico). No sétimo capítulo faz-se a discussão dos principais resultados obtidos no âmbito deste trabalho, discute-se o cruzamento dos resultados obtidos pelos vários métodos geofísicos, incluindo os outros métodos usados na investigação. Por fim, no capítulo 8 deixam-se as principais considerações sobre o estudo, focando principalmente na importância do uso dos vários métodos multidisciplinares para investigação de manchas de empréstimo e objetos arqueológicos e a importância deste estudo para o processo de dragagem na área de Costa da Caparica entre outras conclusões.

1.2 Enquadramento do projeto CHIMERA

Portugal sendo um país que pertence a Península Ibérica apresenta uma vasta área costeira, com características geomorfológicas diversificadas, e muitas delas constituem belas praias que atraem turistas de todo mundo, que as procuram para atividades marítimas e de lazer (Mil-Homens, et al., 2019). O turismo contribui positivamente para o crescimento económico do país. A areia das praias tem uma grande importância não somente por atrair atividades humanas, mas também como uma barreira natural que proporciona proteção de infraestruturas na costa.

A erosão costeira consiste na remoção e arrastamento dos sedimentos das praias e dunas por ação conjugada de fatores de forçamento oceanográfico (i.e. ondas, correntes e marés), traduzindo-se no recuo da linha de costa e consequentemente perda do território. Várias são as causas, desde origem natural ou antrópica, destacando-se diminuição de sedimentos fornecidos ao litoral, a presença de obras de engenharia costeira pesada e a subida do nível médio do mar (Relatório APA, 2017). As alterações climáticas têm desencadeado vários fenómenos como o aquecimento global e tempestades mais intensas e mais recorrentes, responsáveis pela subida do nível médio do mar e pela libertação de energia concentrada que faz com que haja um aumento das taxas de erosão costeira, assim, com impacto direto na erosão costeira.

O programa de Monitorização da faixa Costeira de Portugal Continental (COSMO), identificou as áreas sujeitas a intensa erosão costeira através de estudos efetuados no âmbito do programa de Caracterização da Orla Costeira. Os dados reportados em 2010 permitiram identificar que a extensão de linha de costa de litoral baixo, arenoso e baixo rochoso suportado por dunas em situação crítica de erosão era de 180 km, com taxas de recuo de magnitude variável. As taxas médias de recuo no período de 1958-2010 variaram entre 0.5 m/ano e 9.0 m/ano (Relatório GTL, et al., 2014).

O estudo efetuado pelo GTL (2014) permitiu identificar células costeiras com um défice sedimentar mais acentuada. Estas células incluem Espinho – Torreira, Praia da Barra – Mira, Figueira da Foz – Leirosa e Costa da Caparica, os quais apresentam recuo médio da linha de costa compreendido entre 200 m e 300 m nos últimos 60 anos (Relatório GTL, et al., 2014). Estas constituem as áreas prioritárias para a realização de intervenções de alimentação artificial em grande escala.

Este estudo e projeto (CHIMERA) pretende encontrar soluções para mitigar os problemas acima identificados. O objetivo final do projeto será de realizar intervenções de alimentação artificial em áreas sujeitas à erosão costeira, com base no conhecimento adquirido a partir dos métodos geofísicos aplicados. Uma vez que o relatório do grupo de trabalho de sedimentos (Relatório GTS, et al., 2015) identificou uma série de manchas de empréstimo potências na plataforma continental adjacente aos troços mencionados acima, este estudo vem reforçar o conhecimento que se tem sobre o mesmo, fornecendo resultados com maior assertividade sobre a qualidade e a quantidade volumétrica dos sedimentos, bem como a existência de possíveis objetos (arqueológicos) que poderá dificultar ou até impedir o processo de dragagem.

Na figura 1.1 apresenta-se a localização da potencial mancha de empréstimo na CC bem como o troço costeiro onde se pretende fazer a intervenção. Para mitigar a situação da erosão instalada neste troço através de alimentação artificial o GTL recomenda a deposição de um volume de 5×10^6 m³ de sedimentos (areias com granulometria classificada entre média a grosseira).

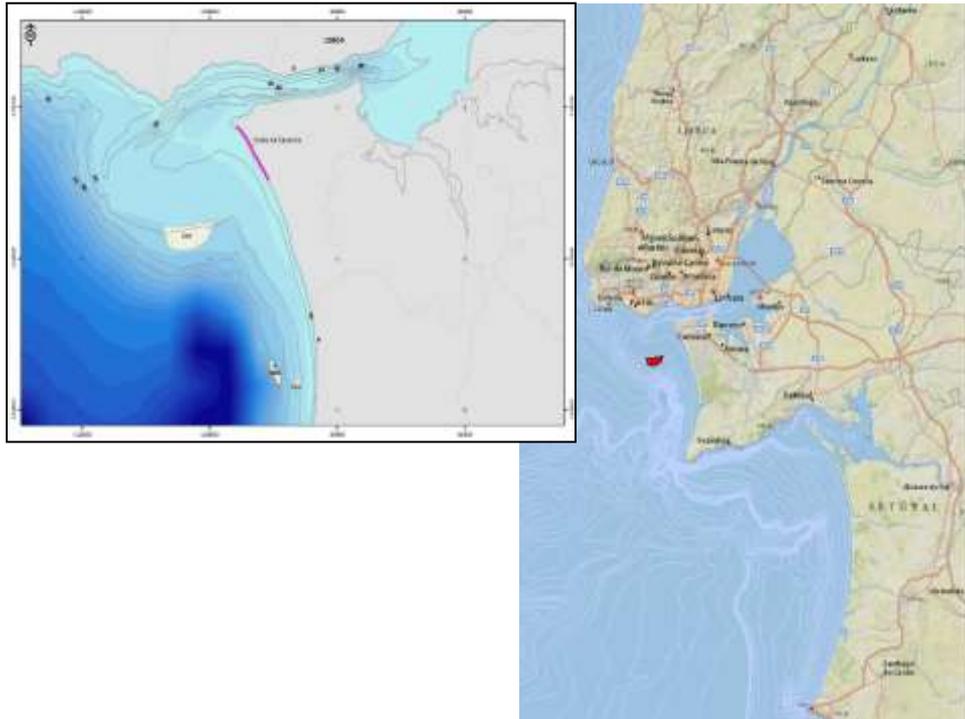


Figura 1.1 Localização e Extensão do troço Costa da Caparica a interencionar (linha rosa) e da potencial mancha de empréstimo na plataforma (área branca). Fonte: Adaptado de (Relatório GTS, et al., 2015).

1.3 Enquadramento geológico da área em estudo

O conjunto das bacias marginais do Atlântico Norte situado no onshore e no offshore Português inclui, entre outras, a Bacia Lusitânica (onshore e offshore raso) e a bacia de Peniche (offshore profundo). (Alves et al., 2006). A área em estudo situa-se na zona central da Bacia Lusitânica.

A Bacia Lusitânica, com alongamento NE-SW, situa-se na fachada ocidental da Península Ibérica, frente ao Oceano Atlântico. Esta é, portanto, uma bacia sedimentar que se desenvolveu na Margem Ocidental Ibérica durante parte do Mesozoico, e a sua dinâmica enquadra-se no contexto da fragmentação da Pangeia, mais especificamente da abertura do Atlântico Norte (Kullberg, et al., 2006).

Caracteriza-se como uma bacia distensiva, pertencente a uma margem continental atlântica de rift não vulcânica. Ocupa mais de 20 000 km² na parte central da Margem Ocidental Ibérica (MOI), alongando-se por cerca de 200 km segundo direção aproximada NE-SW e por mais de 100 km na direção perpendicular; cerca de 2/3 aflora na área continental emersa, e a restante área encontra-se imersa na plataforma continental (Kullberg, et al., 2006). A Bacia Lusitânica aflora em grande parte e, por isso, a informação acumulada é muito vasta, já a Bacia de Peniche é apenas conhecida através de algumas linhas sísmicas publicadas (Alves et al., 2006), cuja interpretação não está ainda validada por meio de perfuração.

A área de Costa da Caparica (CC) está localizada numa zona sedimentar a onde a deposição é o resultado de uma interação complexa entre fatores continentais e oceânicos. Os sedimentos que se encontram nesta área tem origem essencialmente das rochas ígneas e metamórficas da Bacia Lusitana, do Tejo inferior. As bacias hidrográficas que drenam e fornecem sedimentos a esta parte da plataforma são as bacias hidrográficas do Tejo e do Sado, que têm um clima temperado, com os rios descarregando picos no inverno (Mil-Homens, et al., 2019). O transporte fluvial não é muito vigoroso, e os sedimentos têm tempo significativo de permanência, principalmente nos estuários na foz dos rios (Tejo e Sado); e este é o regime sedimentar dominante que afeta a área (Mil-Homens, et al., 2019).

A plataforma continental Portuguesa ocidental é relativamente longa (550 km de comprimento), estreita e pouco profunda, com largura variando entre os 5 e os 80 km. A profundidade média da plataforma varia entre 120 m e os 200 m (Dias A. J., 1987). A plataforma é bastante estreita (25 km) na área de CC comparado com outras zonas e tem em geral, uma superfície suavemente mergulhante para W. A plataforma oeste portuguesa é recortada por vários desfiladeiros submarinos, nomeadamente o canhão da Nazaré que se estende quase até à costa e funciona como (Dias & Neal, 1990) uma barreira para o transporte sedimentar ou deriva litoral que ocorre de Norte para Sul ao longo do litoral e plataforma interior, em resultado do predomínio da ondulação e transporte de mares. Os sedimentos da plataforma continental são capturados dentro do canhão e são transportados ao longo do canhão para a rampa e planícies abissal do Tejo.

Os depósitos sedimentares da plataforma continental Portuguesa W caracterizam-se pela predominância de grãos detríticos do tamanho da areia até 80 m de profundidade da água (mwd) e carbonato biogénico que predominam abaixo (Dias & Nittrouer, 1984) (Dias & Neal, 1990). Os depósitos costeiros da plataforma interna, até 30 m de profundidade, são dominados por areias fluviais bem calibradas, que são predominantemente transportadas para sul pelas ondas e correntes dominantes. A plataforma intermédia, entre 30 e 80 m de profundidade, é dominada por areia grossa e depósitos de cascalho resultantes de processos litorais durante a transgressão do Holoceno (Dias et al, 2002). Os depósitos da plataforma externa (>80 mwd) são compostos por areias ricas em carbonato, com fragmentos de conchas dominando para o interior frações mais finas dominado para o mar. Os depósitos da plataforma externa (> 150 mwd) são dominados por areias de foraminíferos muito finas, bem calibradas (Dias & Nittrouer, 1984). Como o nível médio do mar estabilizou há cerca de 3500 anos (Dias et al., 2000) a evolução dos processos de sedimentação e localização do litoral foi essencialmente condicionada pelo balanço sedimentar (Relatório GTS, et al., 2015). Períodos de acreção / progressão ou erosão / recuo estão associados a excesso ou défice de sedimentos, levando à migração do litoral em direção ao mar ou para o interior, respetivamente.

1.4 Introdução à Geofísica

Há muito que os geofísicos vêm estudando o planeta Terra, e hoje sabe-se que ela é formada por várias camadas internas estratificadas, que podem ser divididas em 3 grandes grupos. A Crosta, com espessura variando de cerca de 5 a 70 km, é a camada mais acessível onde se pode conhecer a sua composição através de perfurações / sondagens a níveis mais superficiais. Ela é formada na sua maioria por granitos, que são rochas do tipo plutónicas, com alta percentagem de minerais que contêm silício (SiO_2) na sua composição. No meio oceânico, a crosta é formada por rochas extrusivas básicas, contendo 40 a 50% de SiO_2 e com uma percentagem mais elevada de ferro e magnésio, sendo assim rochas mais densas (Ernesto & Ussami, 2002).

O Manto, a camada que sucede à crosta, constitui 80% do volume do planeta, sendo de forma geral constituído por silicatos contendo ferro e magnésio. Os materiais que o compõem estão submetidos a grandes pressões e temperaturas que aumentam com a profundidade, e assim a grande deformação.

Por fim temos o Núcleo da Terra constituído por metais (ferro e níquel, principalmente) submetidos a altas pressões, por isso são muito densos, e contêm temperaturas elevadíssimas. O núcleo é constituído por uma parte externa que se encontra no estado líquido em que a temperatura predomina sobre a pressão e uma parte interna, em estado sólido com a pressão dominando a temperatura (Ernesto & Ussami, 2002).



Figura 1.2 Representação das camadas do interior da terra. (Fonte Alves R. F., 2014)

Estes conhecimentos do interior da terra só é possível graças a métodos geofísicos que tem como objeto principal de estudo as propriedades físicas da terra, nomeadamente relacionados com a propagação de ondas sísmicas, magnetismo, gravidade etc., porém existe ainda muito para se conhecer. A parte da geofísica que desperta maior interesse do ponto de vista económico é a Geofísica Aplicada, que foca essencialmente na parte superior da crosta, pois é aí que se acumulam os bens minerais de altos valores interesse económico, e é no âmbito da Geofísica Aplicada que este trabalho se insere.

A Geofísica é uma ciência que se dedica ao estudo da estrutura, da composição, das propriedades físicas e dos processos dinâmicos da Terra. Ela é caracterizada como sendo uma ciência multidisciplinar que está em constante evolução. Hoje em dia pode-se dizer que se tem um conhecimento bastante razoável do planeta Terra, graças aos métodos geofísicos de investigação, que permitem desvendar os mistérios do interior da terra. Ao contrário da Geologia, cujo estudo da Terra é feito via observação direta das rochas, a Geofísica investiga o subterrâneo através de métodos indiretos, dada a impossibilidade de penetrar em seu interior, a não ser por uns poucos quilómetros mais superficiais. Por exemplo, as minas mais profundas muitas vezes não excedem 2 ou 3 km. Essas profundidades, comparadas às dimensões da Terra, pouco representam em termos de conhecimento da estrutura interna do planeta.

Esta ciência subdivide-se em global (pura) e de prospeção (exploração ou aplicada). A geofísica pura estuda os fenómenos físicos que acontecem no planeta, tais como sismos, tsunamis, vulcões, tectónica de placas etc. Na sua forma aplicada ela tem por objetivo investigar certas propriedades e aspetos da crosta terrestre que embora não visíveis podem ocorrer, como por exemplo falhas geológicas, sinclinais e anticlinais, zonas mineralizadas, depósitos de argila e de areia, etc. A investigação destas ocorrências tem interesse, na resolução de problemas práticos como a prospeção de recursos naturais (gás, petróleo, minério, sedimentos etc.), localização de zonas favoráveis à circulação de águas subterrâneas e no caso deste estudo a localização e caracterização de estruturas arqueológicas bem como mancha de empréstimos de areia em meio marinho. A investigação pode ocorrer em *onshore* como em *offshore*.

Existem diversos métodos de prospeção geofísica, porém para este estudo focar-se-á apenas em sísmica ligeira de reflexão de alta resolução e em métodos magnéticos. Os métodos hidrográfico e sedimentológico serão referidos como métodos auxiliares de forma a suportar as possíveis análises ou interpretação.

Todos os métodos de prospeção geofísica são baseados no uso de princípios físico-matemáticos para o desenvolvimento da teoria, usam instrumentos de alta precisão com componentes eletrónicos, de rádio engenharia, mecânicos de precisão e óticos para medições de campos (ex. campo magnético total); e elementos de informática, incluindo computadores modernos para processar os resultados. Os métodos de prospeção geofísica estão em rápido desenvolvimento e solucionam com sucesso cada vez mais os problemas para os quais são chamados.

2. Introdução ao método Magnético

Ao longo dos tempos os investigadores têm desenvolvido e difundido vários métodos de investigação geofísica para meio marinho, de forma a auxiliar pesquisas de fontes arqueológicas subaquáticas enterradas a baixas profundidades.

Só é possível detetar estas estruturas arqueológicas porque algumas rochas e determinadas materiais possuem propriedades magnéticas, que resultam da combinação do momento angular orbital e momento angular de spin dos eletrões em alguns átomos, como o ferro e o níquel (Blakely, 1995). A combinação desse momento angular determina o comportamento do material na presença de um campo magnético e de acordo com esses comportamentos resultam várias formas de propriedades magnéticas como o Diamagnetismo, Paramagnetismo e Ferromagnetismo. A eficácia dos levantamentos magnéticos em arqueologia depende do contraste de suscetibilidade magnética das rochas constituintes do solo e a magnetização das estruturas arqueológicas. Normalmente os vestígios arqueológicos apresentam anomalias magnéticas locais na faixa de 1-20 nT. Estruturas mais antigas e queimadas apresentam entre 10-1000 nT, quando se trata de objetos ferrimagnéticos a suscetibilidade magnética pode variar de 20 a 2000 nT.

2.1 Componentes do Campo Magnético Terrestre (CMT)

Os processos de levantamento magnético consistem na investigação de variações do campo magnético terrestre (CMT) devidas à existência de corpos (geológicos ou antropogénicos) magnetizados na costa terrestre.

O conhecimento do CMT, a sua origem e as suas variações é extremamente útil. Além das aplicações para a exploração geofísica, o conhecimento do CMT tem dado grande contributo para a navegação e para a orientação geográfica, e a sua existência é importante para a presença de seres vivos na terra, pois protege contra eventos electromagnéticos externos à Terra, por exemplo relacionados com atividade solar.

“A existência do CMT é conhecida desde Gilbert que, em 1600, propôs no seu livro De Magnete que a terra fosse considerada equivalente a um íman permanente. Contudo, o CMT foi usado para orientação desde muito cedo pelos chineses, e foi utilizada na época dos descobrimentos” (Miranda J. M., 2011).

Muitas vezes simula-se o campo magnético terrestre como sendo um campo produzido por um dipolo magnético gerado no centro da terra, sendo o eixo do dipolo intersectando a superfície da terra nos polos Norte e Sul geomagnético, e definindo o equador geomagnético. O eixo geomagnético não coincide com o eixo geográfico, apresentando um desvio de 10° a 11° em relação ao eixo de rotação do planeta. A aproximação do CMT a um dipolo é uma forma simplista de representação, contudo suficiente para algumas aplicações. A modelação e representação do CMT em pormenor é um campo de investigação ativo.

O CMT medido sobre qualquer ponto à superfície da terra corresponde a sobreposição de três componentes com origens distintas (Miranda & Luis, 2018):

- O Campo Magnético Principal (CMP)- Existe uma teoria que diz que o CMP tem origem no núcleo externo da terra através da movimentação do fluido eletricamente condutor e esses movimentos convertem a energia mecânica em energia eletromagnética, produzindo assim um dínamo autossustentado, o chamado de geodínamo (Hulot et al., 2010); Os movimentos das correntes elétricas induzem um Campo magnético, que tem forma predominantemente dipolar devido a rotação da terra. Esse campo dipolar apresenta, em média, aproximadamente 65.000 nT nas regiões polares e por volta de 30.000 nT na região equatorial. O CMP é definido como

sendo o valor médio do campo magnético terrestre calculado para um certo local num intervalo centrado de 1 ano:

$$B_0^m = \frac{\int B_0(t)dt}{T} \quad T = 1 \quad (2.1)$$

- O Campo Magnético Externo (CE) – O campo geomagnético estende-se ao redor da terra, formando uma região chamada de magnetosfera, na qual o campo terrestre controla os fenômenos eletromagnéticos que ali ocorrem. No lado diurno da Terra, a magnetosfera estende-se por uma distância de até dez raios terrestres a partir do centro da Terra, enquanto que do lado noturno ela pode atingir até centenas de raios terrestres (Campbell , 2003). Os fenômenos físicos ao redor da Terra como as correntes elétricas que se desenvolvem na ionosfera resultam da atividade solar e sua interação com a magnetosfera.
- O Campo Magnético Crustal (CR) tem por origem as interações com as formações geológicas que constituem no essencial a crosta (e por vezes parte do manto superior).

Gauss (1838) demonstrou através de modelos matemáticos de que o CMT é essencialmente de origem interna (CMP).

A descrição mais completa do CMT é feita por modelos calculados por agências internacionais que levam em conta as observações feitas à superfície da terra e a sua variação no tempo. O modelo que é usado com mais frequência é o IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), atualizado a cada 5 anos. Com este modelo é possível retirar/ calcular o CMP aos valores medidos do CMT, e retirar o CR realizando médias temporais sobre os dados observados. Ao valor residual assim obtido, que supomos integrar a influência crustal dá-se o nome de “Anomalia Magnética”. Estas anomalias são atribuídas essencialmente a variações da magnetização das rochas e podem atingir alguns milhares de nT em casos excepcionais de formações com teores elevados de magnetite. De um modo geral estas anomalias caracterizam-se por comprimentos de ondas reduzidos e inferior à centena de quilómetros, se bem que existem casos, como o das anomalias de Bangui, na África Central, onde a extensão lateral ultrapassa os 250 km por 700km, para uma amplitude de cerca de 500 nT (Miranda J. M., 2011) .

Muitos dos minerais que compõem as rochas não apresentam propriedades magnéticas, enquanto algumas rochas contêm minerais magnéticos suficientes para produzir anomalias magnéticas. Da mesma forma, alguns objetos produzidos pelo homem podem gerar anomalias magnéticas como os materiais arqueológicos que contêm ferro (ferramentas e cerâmicas em terra, ou destroços de navios no mar, por exemplo). É na medição dessas anomalias do CMT que se baseia o método magnético e que tem como objetivo fornecer informações da geologia de superfície e subsuperfície, com ampla variedade de aplicações, desde levantamentos de pequena escala, como em engenharia e arqueologia, a estudos geológicos regionais com finalidade de prospeção de recursos naturais (Ernesto & Ussami, 2002). O objetivo final do método magnético é de fornecer informações quantitativas sobre a fonte causadora da anomalia, contribuindo para um modelo geológico.

Nos levantamento magnético são utilizados magnetómetros, que medem a densidade do fluxo magnético \vec{B} , que é a soma de uma contribuição da força do campo magnético, \vec{H} , e de uma contribuição da magnetização, \vec{M} , do objecto a detetar, multiplicada pela permeabilidade magnética no vazio, (Brito, Fiolhais, & Providência, 1999).

$$\vec{B} = \mu_0(\vec{H} + \vec{M}) \quad (2.2)$$

Se o objeto for constituído por materiais isotrópicos e homogêneos, verifica-se que existe proporcionalidade entre M e H (Mendiratta, 1985).

$$\vec{M} = \chi \cdot \vec{H} \quad (2.3)$$

A grandeza χ é a suscetibilidade magnética e ela pode ser expressa como um valor adimensional, ou um valor em relação à massa do objeto, χ_m , ou em relação ao seu volume χ_v . Nos materiais diamagnéticos a χ é negativa, da ordem dos -10^{-5} SI, e nos materiais paramagnéticos ela é positiva em torno de 10^{-5} a 10^{-2} SI (Brito, Fiolhais, & Providência, 1999). Nos materiais ferromagnéticos a suscetibilidade magnética chega a ser muito elevada, chegando a valores de 10^6 SI (Fiolhais, José, & Orlando, 2000).

A χ é o principal parâmetro magnético usado na interpretação geofísica, ela é diretamente proporcional à magnetização. A suscetibilidade magnética varia bastante para o mesmo tipo de rocha e depende principalmente do tamanho do grão, da mineralogia magnética e da temperatura. A suscetibilidade magnética das rochas comuns é de modo geral proporcional ao conteúdo de magnetite (< 10% em volume). Dos outros minerais magnéticos, apenas a pirrotite contribui significativamente para a suscetibilidade de certas rochas metamórficas e depósitos hidrotermais.

O CMT (\vec{B}) é uma grandeza com caracter vetorial, isto é, em cada ponto do espaço é caracterizado por uma direção e um sentido, do Pólo sul para o Pólo norte. Este vetor não possui um ponto de aplicação (Miranda & Luis, 2018), isto é, o campo dipolar é um campo fechado.

Dado que o Campo Magnético é uma grandeza vetorial se sobrepusermos dois campos magnéticos o campo resultante vai ser a soma vetorial dos dois. O campo pode ser descrito inequivocamente usando necessariamente três grandezas, como por exemplo:

- a intensidade de três componentes ortogonais (X, Y e Z) ou
- a intensidade do campo total e dois ângulos (F, D e I) ou
- a intensidade de duas componentes e um ângulo (H, Z e D).

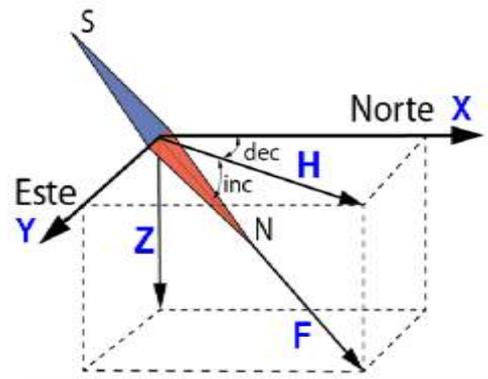


Figura 2.1 Componentes do Campo Magnético da Terra, Fonte: (Miranda, Luis, & Costa, 2017).

(2.4)

$$H = \sqrt{x^2 + y^2}$$

$$F = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \quad (2.5)$$

$$D = \tan^{-1} \frac{y}{x} \quad (2.6)$$

$$I = \tan^{-1} \frac{Z}{H} \quad (2.7)$$

Em qualquer ponto de observação utiliza-se um referencial cartesiano em que as direções X e Y estão respectivamente coincidentes com os paralelos e meridianos geográficos. A direção Z está alinhada na vertical. Assim temos que (Miranda & Luis, 2018):

- F é a intensidade campo magnético total (vetor);
- H é a componente horizontal do campo (vetor);
- Z é a componente vertical do campo e é por convenção positivo para baixo (vetor);
- X é a componente Norte-Sul do campo magnético;
- Y é a componente Este-Oeste do campo magnético;
- D (graus °) é a Declinação magnética definida pelo ângulo entre o Norte geográfico e o Norte magnético (componente H) e é por convenção positivo para Este;
- I (graus °) é a Inclinação magnética definida pelo ângulo entre o plano horizontal e o vetor do campo magnética, é por convenção positivo em direção a F;

2.2 Diferentes comportamentos magnéticos e tipos de magnetização

Diamagnetismo: Os spins dos elétrons se encontram em direções opostas cancelando seus momentos magnéticos. Na presença de um campo magnético externo, esses materiais tendem a apresentar uma indução magnética contrária ao campo externo e de pequena intensidade (Blakely, 1995).

Paramagnetismo: Ocorre quando os materiais têm momentos de dipolo magnético inerentes, dado que os momentos orbitais e o momento de spin das camadas atômicas não se encontram completas. Se aplicar um campo externo elas apresentam um campo induzido na mesma direção que o externo, no entanto com uma intensidade bastante reduzida (Font, 2017).

Ferromagnetismo: Materiais que apresentam uma magnetização espontânea mesmo na ausência de um campo externo. Os momentos magnéticos devem-se a momento de spin, mas não atuam independentemente. Nos materiais ferromagnéticos quando o campo induzido tende para zero os materiais guardam uma magnetização residual (magnetização remanescente), e esta magnetização é bastante importante para inferir a história da rocha / da amostra. Os materiais ferromagnéticos têm propriedades que dependem do arranjo tridimensional dos átomos nas estruturas cristalinas e podem classificar-se em (Font, 2017):

- **Antiferromagnetismo:** Quando os momentos magnéticos de uma amostra se ordenam na mesma direção do campo externo, mas em sentidos opostos. Cancelam quando esses têm o mesmo valor absoluto, ou reduzem se são distintos.
- **Ferrimagnetismo:** Quando numa amostra existem momentos magnéticos de direções opostos e uma excede a outra.

Magnetização remanescente (M_r)

Algumas rochas têm a capacidade de adquirir magnetização remanescente, registrando o campo magnético de um determinado local e época. Exemplos de alguns tipos de magnetização remanescente: Natural (NRM) – Magnetização total adquirida sob condições naturais; Termal (TRM)- Adquirida durante o arrefecimento (lavas ou outras rochas magmáticas); Isotérmica (IRM) - Adquirida num curto intervalo de tempo (ordem de segundos); Química (CRM)- Adquirida por cristais pequenos de magnetite formados abaixo da temperatura de Curie; Viscosa (MRV). Este é um processo estatístico, os momentos magnéticos perdem a magnetização e alinham-se na direção de campo aplicado, durante o tempo. Os grãos com magnetização mais instável (menor coercividade) serão os mais afetados por remagnetizações (Font, 2017).

Magnetização induzida (M_i)

É o campo magnético induzido espontaneamente num volume de rocha pela ação uniforme de um campo aplicado em condições naturais e a temperatura ambiente. Sua direção e magnitude são paralelas e proporcionais, respetivamente, ao campo aplicado. A magnetização induzida está diretamente relacionada com a suscetibilidade magnética.

A magnetização total de uma rocha é a soma da magnetização induzida e a magnetização remanescente:

$$M_t = M_i + M_r \quad (2.8)$$

Em levantamentos arqueomagnéticos, a magnetização remanescente é algumas vezes maior que a magnetização induzida, uma vez que muitos corpos magnetizados apresentam a combinação de magnetização remanescente e induzida (Godio & Salvatore, 2005). O contraste na suscetibilidade magnética entre as camadas do solo e os objetos permitem detetar essas estruturas arqueológicas, bem como estruturas geológicas locais.

2.3 Análises fundamentais para o processamento de dados magnéticos

Atualmente existem várias formas de medir o CMT e os seus componentes desde os métodos mais remotos e pioneiros, como o uso da bússola para determinar a direção do campo em cada local e as propostas por Von Humboldt que usa as propriedades do pêndulo para determinar a amplitude e direção do campo com rigor, até os métodos mais sofisticados que combina o uso de tecnologias avançadas com conhecimentos geofísicos para determinar com grande precisão e a grandes escalas o valor do Campo Total e as suas componentes. É possível fazer medições em terra e no mar e até a grandes distâncias do alvo. Existe o satélite MAGSAT que faz medições do CMT e efetua correções de forma a obter os dados como se fossem adquiridas à superfície da Terra. As várias componentes do campo podem ser separadas de forma a isolar e localizar as fontes crustais de origem magnética.

O CMT varia espacialmente com a latitude e longitude, também com o tempo. Von Humboldt determinou o campo em várias partes do mundo e chegou a conclusão pela primeira vez em 1804 que a intensidade do CMT varia com a latitude. Desde então vários outros cientistas vieram a desenvolver formas e instrumentos capazes de medir o CMT, destacando Gauss que em 1832 introduziu o termo magnetómetro, instrumento este que veio a revolucionar os levantamentos magnéticos pela sua eficácia.

Atualmente pode-se medir o CMT (com magnetómetros de precessão nuclear) ou a componente vertical do campo (com magnetómetros *fluxgate*). São realizadas medições com aviões ou navios, e ainda em estações em terra. Os levantamentos são feitos em fiadas paralelas espaçadas de acordo com a resolução que se quer obter, também são feitas fiadas de controlo transversais ao levantamento.

Em levantamentos magnéticos com objetivo a mapear as estruturas arqueológicas torna-se necessário realizar um conjunto de tratamentos dos dados de forma a efetuar correções para eliminar as variações devidas a causas não geológicas indesejáveis (uma vez que o CMT é a combinação de várias componentes), desta forma procede-se com os seguintes passos:

- Remoção da Variação Magnética diurna- Para isto são efetuadas levantamento em observatórios situados num raio de distância não superior a 160 km;
- Correção do posicionamento dos dados;
- Remoção do IGRF- Cada modelo IGRF prevê uma variação secular do campo, permitindo extrapolação para os 5 anos seguintes;
- Separação das componentes do campo magnético Regional e Residual;

- Desconvolução de Euler – Permite estimar a profundidade das fontes;
- Redução ao Pólo – Mostra a anomalia como se fosse obtida sobre o Pólo;

2.4 Representação do CMT por Análise de Harmónica Esférica

Os harmónicos esféricos são funções poderosíssimas da matemática que permitem representar um conjunto de variações espaciais ortogonais de soluções da equação de Laplace, quando estas são escritas em coordenadas esféricas.

Esta é a melhor ferramenta encontrada para representar o CMT, pois permite descrevê-lo em função de um potencial, que pode ser analisado separando-o por fontes produtoras, dos quais foram mencionados na secção 2.1. Pode-se separar também pelos elementos magnéticos medidos em superfície e pelos diferentes componentes multipolares.

A IAGA definiu o campo geomagnético como sendo um vetor \vec{B} , este pode ser descrito pela equação de Maxwell como:

$$\vec{B} = -\mu_0 \text{grad}V; \quad \text{lap}V = 0 \quad (2.9)$$

Em que V é considerada pelo Teorema de Helmholtz como sendo um potencial escalar e μ_0 representa a permeabilidade magnética do vázio. O Potencial V é uma solução da Equação de Laplace por isso pode ser representada na forma através do método de separação de variáveis:

$$V(r, \theta, \varphi) = f(r) \cdot g(\theta) \cdot h(\varphi) \quad (2.10)$$

A onde r, θ, φ , são as coordenadas esféricas. Desta forma a Equação de Laplace fica descrita na seguinte forma:

$$\frac{1}{r^2 \sin \theta} \left[\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \sin \theta \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \varphi} \right) \right] = 0 \quad (2.11)$$

Substituindo a equação (20) em (21), teremos o seguinte resultado:

$$r^2 f''(r)Y(\theta, \varphi) + 2rf'(r)Y(\theta, \varphi) + f(r) \cot \theta \frac{\partial Y(\theta, \varphi)}{\partial \theta} + f(r) \frac{1}{(\sin \theta)^2} \frac{\partial^2 Y(\theta, \varphi)}{\partial \varphi^2} = 0 \quad (2.12)$$

Em que $Y(\theta, \varphi) = g(\theta) \cdot h(\varphi)$.

Após a realização de um conjunto de simplificações e transformações que são descritas com detalhe em *Introdução ao Geomagnetismo* de Jorge Miranda (2011) chega-se a origem da seguinte expressão:

$$(1 - p^2)\bar{g}''(p) - 2p\bar{g}'(p) + \left[n(n+1) - \frac{m^2}{1-p^2} \right] \bar{g}(p) = 0 \quad (2.13)$$

A solução desta equação vai depender do grau n e da ordem m , são representados por (P_n^m) designado de Equação de Legendre. No caso de $m = 0$, a equação passa a ter soluções que são os Polinômios de Legendre P_n . O P_n é expresso como uma série infinita de potências de p em que $p = \cos(\theta)$. Desta forma teremos:

$$P_n^m = (\sin \theta)^m \frac{d^m}{dp^m} P_n \quad (2.14)$$

$$P_n(p) = \frac{1}{2^n n!} \frac{d^n}{dp^n} (p^2 - 1)^n \quad (2.15)$$

O $\frac{1}{2^n n!}$ representa o fator de normalização dos polinômios. Os primeiros polinômios, normalizados de maneira que $P_n(1) = 1$, são dados por:

$$P_n^0(1) = 1 \quad (2.16)$$

$$P_1^0(p) = p = \cos \theta \quad (2.17)$$

$$P_2^0(p) = \frac{1}{2}(3p^2 - 1) = \frac{1}{4}(3 \cos 2\theta + 1) \quad (2.18)$$

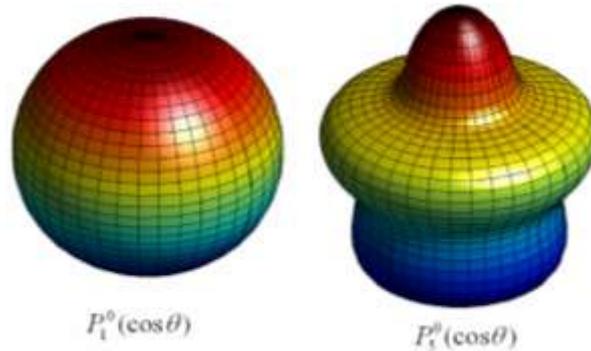


Figura 2.2 Representação geométrica de dois harmônicos esféricos zonais, fonte: (Hartmann G. A., 2005).

No caso de $m \neq 0$, considera-se a variação com a longitude e, portanto, a equação chama-se Equação de Legendre Associada e as soluções são os polinômios de Legendre Associados:

$$P_n^m(\theta) = (\sin \theta)^m \frac{d^m P_n^0(p)}{dp^m} \quad (2.19)$$

No caso de $m = n$, os harmônicos correspondentes chamam-se harmônicos setoriais (são definidos num sector esférico), e se $m \neq n$ e $m \neq 0$, então temos harmônicos tesserais (definidos entre um sector e uma zona esférica), (Hartmann G. A., 2005).

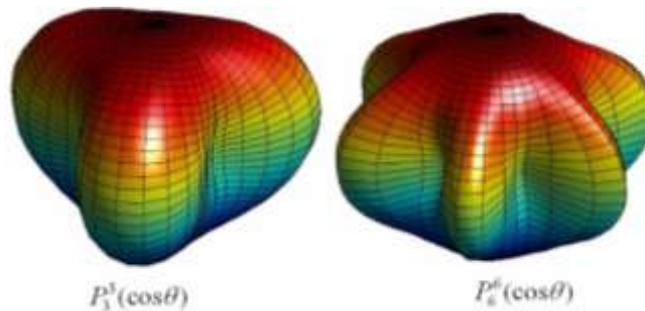


Figura 2.3 Representação geométrica de dois harmônicos esféricos setoriais. Fonte: (Hartmann G. A., 2005).

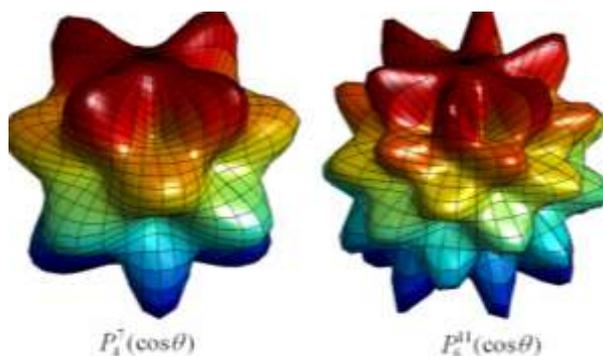


Figura 2.4 Representação geométrica de dois harmônicos esféricos tesserais. Fonte: (Hartmann G. A., 2005).

Segundo Hartmann G. A. (2005) na equação abaixo a solução da parte radial do tipo $r^{-(n+1)}$, correspondem a fontes na origem enquanto que soluções do tipo r^n são fontes de origem externa a terra ($V \rightarrow \infty, r \rightarrow \infty$). A solução da equação de Laplace sobre uma esfera é:

$$V = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n [C_n^m r^n + D_n^m r^{-(n+1)}] \cdot [A_n^m \cos m\varphi + B_n^m \sin m\varphi] P_n^m(\theta) \quad (2.20)$$

Temos $A_n^m, B_n^m, C_n^m, D_n^m$ são os coeficientes dos harmônicos esféricos. Se realizar um conjunto de simplificações / transformações introduzindo, por conseguinte, a razão $(\frac{a}{r})$, a onde o a é o raio médio da terra, chega-se a equação 2.21 que representa um potencial harmónico V , de uma equação de Laplace que é linear permitindo assim uma combinação de soluções. Nesta equação foram separadas as dependências radial, longitudinal e latitudinal.

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left\{ \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} [g_n^m \cos m\varphi + h_n^m \sin m\varphi] \right\} P_n^m(\cos \theta) \quad (2.21)$$

Onde g_n^m e h_n^m são os tais coeficientes de Gauss e têm dimensões do Campo magnético. As suas dependências temporais serão:

$$g_n^m(t) = g_n^m(T_0) + (t - T_0) \dot{g}_n^m(T_0) \quad (2.22)$$

$$h_n^m(t) = h_n^m(T_0) + (t - T_0) \dot{h}_n^m(T_0) \quad (2.23)$$

Onde $g_n^m(T_0)$ e $h_n^m(T_0)$ representa a variação secular para os coeficientes de Gauss, o T_0 é a época do modelo do campo principal e o t corresponde ao ano para o qual os valores do modelo são necessários. ($T_0 \leq t \leq T_0 + 5$) (Mandea & Macmillan, 2000). Estes coeficientes são calculados a partir de dados realizadas em observatórios e de levantamentos magnéticos todas reduzidas a mesma época.

2.5 Variações e Variação Secular do CMP

É bastante importante levar em consideração todas as formas de variação do campo magnético uma vez que certas variações, principalmente as de carácter rápido, influenciam os dados de levantamento magnético e devem ser detetadas e removidas.

As variações do campo geomagnético observadas na superfície da Terra ocorrem em diferentes escalas de tempo, da ordem de milissegundos a milhões de anos Hulot et al (2010) e Merrill et al (1998). As variações de curto período são devidas principalmente ao fluxo de correntes que ocorrem na ionosfera e na magnetosfera (tempestades magnéticas). Estas variações são denominadas de variações diurnas uma vez que ocorrem essencialmente durante o período diurno. As variações lentas são devidas aos processos de geração do CMP no núcleo externo da Terra (teoria de geodínamo). Estas rápidas flutuações muitas vezes são sobrepostas pelas variações lentas com períodos de anos a milhões de anos.

O CMP apresenta variações lentas em sua magnitude, orientação e posição de tal forma que as posições dos polos magnéticos oscilam irregularmente, com pequena amplitude com um centro aproximado sobre os pólos de rotação da Terra, em geral provocando um deslocamento contínuo para o oeste do padrão geomagnético (Bloxham, Gubbins, & Jackson, 1989).. A esta variação dá-se o nome de variação secular. Algumas fontes de origem externa causam também variações de longo período no campo. A pode se manifestar na forma de

2.6 Modelo do tipo IGRF

Segundo a informação fornecida pela NASA, o modelo *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) é uma forma empírica de representação do campo magnético principal definida pela *International Association of Geomagnetism and Aeronomy* (IAGA), destinada ao uso científico. Este modelo matemático é um modelo global que representa o CMP sem a componente causada por materiais magnéticos da crosta e correntes elétricas induzidas por campos magnéticos externos à crosta. Este é, por conseguinte, o modelo mais utilizado e são feitas atualizações a cada 5 anos pela IAGA inicialmente sob uma forma provisória (PGRF), posteriormente revista (IGRF) e definitiva (DGRF). Estas revisões são feitas uma vez que existem variações seculares que interferem no CMP e só se conseguem contabilizar à posteriori (Barton, 1997).

O modelo IGRF do campo magnético $\vec{B}(r, \varphi, \theta, t)$ como um gradiente do potencial escalar magnético $\vec{V}(r, \varphi, \theta, t)$, permite obter valores pontuais do campo vectorial geomagnético calculado para uma certa época (t) sobre qualquer ponto situado sobre o núcleo da terra, desde que se conheça as coordenadas geográficas. São fornecidos os valores das variações seculares e dos parâmetros (D, I, H, F, X, Y, Z) mencionadas na secção 2.1.

Ele emprega a expansão de harmônicas esféricas semi-normalizada de Schmidt de grau n e ordem m , usual do potencial escalar magnético em coordenadas geocêntricas, a onde o r é a distância radial a partir do centro da terra, φ é a longitude, θ é a colatitude (ângulo polar). Cada modelo é constituído por um conjunto de coeficientes de Gauss (g_n^m e h_n^m) de harmônicas esféricas numa expansão de series truncadas até o 10° (Chapman & Bartels, 1940) representando o campo principal de uma determinada época, esses coeficientes do modelo IGRF são obtidas baseadas em todas as fontes de dados disponíveis, incluindo medições geomagnéticas de observatórios, navios, aeronaves e satélites. O L representa o grau máximo da expansão permitida.

$$\vec{V}(r, \varphi, \theta, t) = a \sum_{n=1}^L \sum_{m=0}^n \left\{ \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} [g_n^m \cos m\varphi + h_n^m \sin m\varphi] \right\} P_n^m(\cos \theta) \quad (2.24)$$

A grande vantagem do uso do IGRF é que este modelo permite a separação do campo em componentes dipolares, quadripolares, octopolares, etc. Esta separação depende do grau de expansão usado no modelo, desta forma é possível separar a componente dipolar (conceito análogo ao de “campo regional” usada em magnetometria) que é a parcela de maior intensidade do campo principal. Existem tabelas disponíveis online com os valores dos coeficientes do modelo IGRF00.

Segundo Jorge Miranda (2011) é importante compreender a relação entre cada valor do grau n e a dimensão espacial das anomalias magnéticas à superfície da Terra que lhe deverão corresponder. (Backus, Parker, & Constable, 1996) diz que se consideramos como o comprimento de onda a fórmula abaixo:

$$\lambda_c = \frac{2\pi r}{n + \frac{1}{2}} = \frac{2\pi \times (6357)}{11.5} \approx 3810 \text{ km} \quad (2.25)$$

Então para o maior grau ($n = 10$) considerado no IGRF corresponde a uma dimensão característica de 3810 km, valor este considerado muito superior às dimensões típicas de uma fonte crustal.

Comparando os dados de observatórios geomagnéticos com modelos de IGRF, podemos avaliar a qualidade do ajuste de IGRF e efeitos de anomalias de crosta local ou desvios dos dados regionais / globais suavizados do IGRF (Urrutia & Campos, 1993).

Na figura 2.5 é apresentada mapas da intensidade do campo magnético obtido por modelos IGRF e GUFM1 ao longo de alguns séculos, do qual é possível ver o deslocamento espacial da anomalia magnética do Atlântico Sul (SAMA), bem como mudanças da intensidade do sinal.

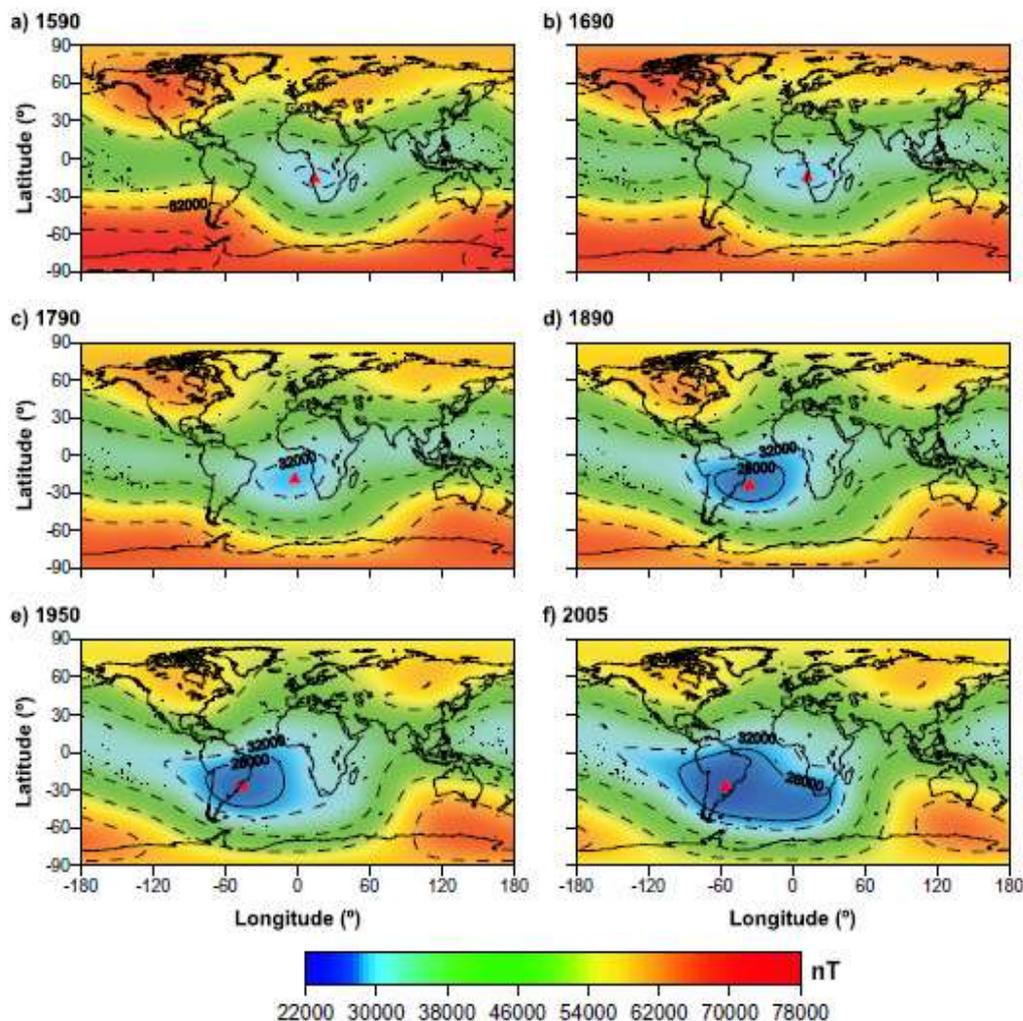


Figura 2.5 Exemplo da intensidade total do campo geomagnético obtidos com os modelos GUFM1 e IGRF. O triângulo vermelho representa uma anomalia magnética (“SAMA”), (Hartmann & Pacca, 2009).

2.7 Anomalias Magnéticas

Para se isolar a componente do campo geomagnético devido a corpos magnetizados em subsuperfície, é necessário que sejam eliminados os efeitos das variações temporais do campo externo (variações seculares e diurnas). Desta forma considerando valores do CMT livres de influências do Campo externo a anomalia magnética \vec{B}^A pode ser definida matematicamente por:

$$\vec{B}^A = \vec{B} - \vec{B}^N \quad (2.26)$$

\vec{B}^N corresponde ao CMP. As anomalias são quantidades vetoriais e para serem descritas é preciso conhecer as três componentes ΔX , ΔY , ΔZ , correspondentes às três direções (Norte-Sul, Este-Oeste e Vertical). Contudo, a utilização de magnetômetros de três componentes em prospeção é pouco frequente, pela necessidade de orientação geográfica absoluta em todos os pontos de medição. Geralmente os magnetômetros utilizados são instrumentos escalares, como os magnetômetros de protões, pelo que, ao subtrairmos à intensidade observada (CMT) a intensidade do campo normal (CMP), obtemos não a

intensidade da anomalia magnética, mas sim a sua projeção segundo a direção do campo normal (Miranda J. M., 2011):

$$\Delta F = \vec{B}^A \cdot \frac{\vec{B}^N}{|\vec{B}^N|} \quad (2.27)$$

Graficamente pode ser representada por:

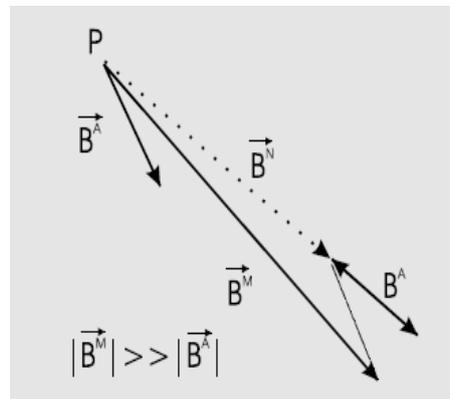


Figura 2.6 Anomalia magnética medida por um magnetómetro escalar e determinada através da forma $|\vec{B}^A| |\vec{B}^N|$, pode ser aproximado à projeção do vetor de campo anómalo na direção do campo normal (Miranda, Luis, & Costa, 2017).

Para determinar a anomalia magnética produzida por um corpo magnetizado tem-se que integrar a equação (2.28) para uma geometria específica, e estabelecer (ou medir a partir de um conjunto de amostras recolhidas) o valor a atribuir à sua Magnetização Volúmica. Um caso muito simples é o que acontece quando o objeto do nosso estudo é um dique, que podemos representar por um modelo do tipo “degrau inclinado”.

2.7.1 Anomalia Magnética Dipolar

Numa investigação de fontes arqueológicas que apresentam propriedades magnéticas, procurasse anomalias magnéticas de natureza dipolar, e elas podem ser identificados nos mapas magnéticos, apresentando sinal duplo, estas anomalias muitas vezes aparecem com formato circular e representam locais a onde o campo magnético difere do restante. O dipolo magnético é uma idealização matemática e infinitesimal de um objeto magnético, no entanto objetos reais causam anomalias que são idênticas (Bevan, 2017). Este dipolo é caracterizado pelos parâmetros abordados na secção 2.1.

As causas mais comuns de anomalias magnéticas incluem diques, sills falhados, deformados e truncados, fluxo de lavas, intrusões básicas, rochas do soco metamórfico e corpos mineralizados de magnetite. As anomalias magnéticas variam em amplitude de algumas dezenas de nT sobre soco metamórfico a algumas centenas de nT sobre intrusões básicas, e podem alcançar alguns milhares de nT sobre mineralizações de magnetite (Miranda, Luis, & Costa, 2017).

Um análises cuidadosas destas anomalias podem fornecer informações relevantes acerca da localização das fontes magnéticas (estas fontes podem ser objetos com propriedades magnéticas), da massa e do volume, incluindo a profundidade que é mais difícil de se estimar. Segundo (Bevan, 2017) uma boa estimativa da profundidade pode ser determinada através da medição do diâmetro da anomalia, para resultados com mais precisão pode se usar programas / softwares que calculam o campo de um dipolo magnético ideal e testa modelos que melhoram se adequam as características do dipolo e desta forma fornece os resultados mais fiáveis. Estas análises são feitas usando a desconvolução de Euler.

O facto de as anomalias apresentarem padrões esféricos não implica que o a fonte anómala seja um objeto com o mesmo formato. A anomalia é sempre encontrada onde o comprimento máximo de um

objeto é menor que a sua profundidade total (profundidade subterrânea mais a altura do objeto magnético).

Na figura 2.7 apresenta-se duas anomalias magnéticas dipolares resultantes de corpos magnetizados que estão enterrados. As características destes dipolos levam a diferentes interpretações sobre o objeto que lhes deu origem. Muitas vezes as anomalias circulares são causadas por objetos que são relativamente mais pequenos que a sua profundidade. Mas nem sempre isto acontece, muitas vezes um poço ou uma bacia cheia e rasa pode causar padrões que sejam similares a uma anomalia dipolar, por isto é preciso se fazer uma análise cuidadosa de várias formas de anomalia. No entanto sabe-se que a média das anomalias magnética dipolares num mapa deve ser aproximadamente zero, isto é uma pista para detetar a natureza da anomalia (Bevan, 2017). Voltando a figura 2.7, pode-se interpretar que: a) a anomalia “B” tem a mesma forma que a anomalia “A”, porém com um comprimento de onda maior, portanto a fonte está mais profunda; b) O comprimento de onda da “B” é maior do que a “A” por isso “B” tem maior magnetização.

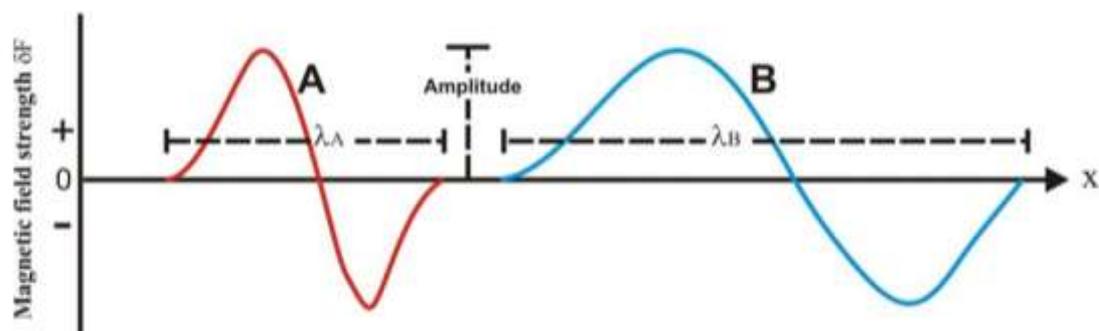


Figura 2.7 Anomalias produzidas por corpos magnéticos enterrados. (Saibi, 2014)

Bevan (2017) sugere algumas análises que devem ser feitas que podem auxiliar a diferenciar anomalia criada por diferentes corpos de origens distintas, por exemplo um tubo de ferro e uma rocha ígnea:

- A localização do centro do objeto que causa a anomalia;
- A percentagem da suscetibilidade magnético presente no objeto;
- direção da magnetização do objeto

2.7.2 Anomalia residual e regional (separação)

Como já referido os dados dos levantamentos magnéticos são a soma de campos magnéticos provenientes de várias fontes subterrâneas. O alvo magnético de levantamento específico na maioria das vezes são estruturas de pequena dimensão e que estão a profundidades rasas, e a resposta do campo magnético deste alvo encontra-se embutida no campo magnético regional que surge de fontes magnéticas que são geralmente maiores ou que estão mais profundas ou mais distantes que a localização do alvo.

É necessário fazer a correta estimativa do campo regional de forma que ao ser removida do campo inicialmente observado se tenha uma boa estimativa do campo residual onde se espera que o campo magnético produzido pelas objetos alvo se destaque. A separação do campo em residual e regional é necessária para uma interpretação quantitativa. A garantia de uma boa interpretação desses campos passa pelo sucesso na separação dos resíduos. Desta forma surge que várias interpretações possam ser feitas a partir de diferentes campos residuais obtidos.

Anomalias magnéticas causadas por um objeto com o mesmo tamanho, composição e profundidade apresentam assinaturas magnéticas diferentes consoante a latitude magnética que se encontra de acordo à variação do CMT com a latitude.

Como já mencionado as rochas são essencialmente constituídas por duas formas de magnetização, uma remanescente adquirida durante a formação das rochas e magnetização induzida que é proporcional ao campo magnético presente e à suscetibilidade magnética das rochas. Os minerais que estão expostos a uma temperatura acima da temperatura de Curie perdem a magnetização, isto leva-nos a ver que a maior parte das rochas com magnetização remanescente estão na parte superior da crosta. A maioria das rochas sedimentares contém pouca ou nenhuma quantidade de magnetite que é um dos principais minerais responsáveis pela magnetização das rochas. As rochas do soco cristalino são geralmente as que mais contribuem para as variações locais no campo magnético.

2.8 Localização da Fonte

Um dos grandes objetivos do método magnético é determinar a localização de fontes magnéticas, principalmente para estimar a profundidade e o local exato a onde se encontram, por isto vários autores tem desenvolvido uma variedade de algoritmos e técnicas para facilitar o processo (ver secções 2.8.1 a 2.8.3). Uma das vantagens do uso destes algoritmos e métodos é que podem ser aplicados a grandes quantidades de dados.

O método magnético não tem uma propriedade que permita identificar a base da estrutura geológica que se pretende mapear/ estudar, contudo ela permite uma boa aproximação da profundidade do topo da fonte magnética. Desta forma será necessário usar uma técnica do Sinal Analítico Aprimorado (*Enhanced Analytic Signal*) de (Hsu, Sibuet, & Shyu, 1996) e de Desconvolução de Euler (Thompson, 1982); (Reid et al., 1990), de forma a obter informações da localização das fontes sobre tudo da profundidade. magnéticas é um método semiautomático desenvolvido por Nabighian (Nabighian, 1972) baseado

2.8.1 Análise do Sinal Analítico (S.A)

O Sinal analítico ou envelope de energia das anomalias no uso de derivadas horizontais e verticais, independente dos parâmetros do CMT. A sua amplitude é uma função simétrica e é proporcional à amplitude de magnetização da fonte. Os picos de sinal analítico estão centrados nas bordas do corpo anómalo correspondente, independentemente da direção de magnetização da fonte, sendo necessário estes estarem isolados e serem de representação bidimensional. Assim, o estudo do sinal analítico torna-se muito importante, especialmente em áreas onde a magnetização remanescente não é conhecida. É um método confiável para delimitar/ localizar fontes magnéticas em regiões de baixa amplitude magnética e apresenta uma grande vantagem devida á exclusão da necessidade de redução ao Pólo, e o conhecimento das características das fontes sem a necessidade de conhecer a direção de magnetização da fonte (Roest, Verhoef, & Pilkington, 1992).

A aplicação conjunta do gradiente vertical e horizontal ao campo anómalo complementa o sinal analítico (Nabighian, 1972); (Nabighian, 1974). Este conseguiu demonstrar através de funções compostas por gradientes ortogonais, a importante característica da amplitude do sinal analítico associada ao facto de esta simbolizar, através dos picos anómalos, os contactos das estruturas (Hsu, Sibuet, & Shyu, 1996).

Sabendo que \hat{x} , \hat{y} e \hat{z} , são os vectores unitários, na direção -x, -y, -z, respetivamente, o sinal analítico do campo potencial anómalo T pode ser descrito como:

$$A(x, y) = \left(\frac{\partial T}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial T}{\partial y} \hat{y} + i \frac{\partial T}{\partial z} \hat{z} \right) \quad (2.28)$$

O seu valor absoluto é dado por:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \quad (2.29)$$

A amplitude máxima do sinal analítico é dependente da intensidade da magnetização, da inclinação do campo terrestre e da direção de *strike* dos contactos geológicos.

Desde que a amplitude do sinal analítico se apresente definida sobre contrastes magnéticos, esta pode ser usada para encontrar a localização horizontal e profundidades dos contactos magnéticos.

Deve-se ter muita atenção à informação obtida pela aplicação desse método devido a diversos parâmetros de análise que podem desajustar os dados:

- I. A amplitude do sinal analítico varia com a magnetização efetiva, levando a problemas quando o S.A é interpretado próximo ao equador magnético;
- II. Quando resulta contrastes que estão proximamente espaçados ou profundos, a sua análise torna-se mais complexa do que se fosse um único contraste magnético, sendo necessário um desenvolvimento do sinal analítico de forma a reduzir este efeito (Hsu, Sibuet, & Shyu, 1996);
- III. O S.A sobre estruturas intersectadas por um ângulo é de difícil análise devido á combinação não linear de sinais;
- IV. Como o S.A é deduzido da derivada do campo anómalo, os erros associados ao posicionamento do navio e ruídos em geral serão realçados (Roest, Vehoef, & Pilkington, 1992).

2.8.2 Desconvolução de Euler

O método de Desconvolução de Euler proposto por Thompson (1982) e aprimorado por Reid et al. (1992) constitui uma forma de estimar a profundidade de fontes magnéticas. É necessário assumir um modelo geológico para a fonte, pelo que geralmente se testam diferentes modelos, de forma de aproximar a fonte estimada ao modelo real. Este método é dado a partir da equação diferencial homogénea de Euler:

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T) \quad (2.30)$$

Onde $x_0, y_0, e z_0$ são as coordenadas da fonte do sinal magnético em relação ao campo total T na posição $x, y, e z$. O valor regional do campo total T é o valor B da equação, chamada também de nível de base. N é o índice estrutural que reflete taxa de decaimento da anomalia com a distância entre a fonte e o campo de medida, sendo um indicador referente à forma geométrica da fonte anómala (tabela 2.1) (Correia, 2008). No caso de corpos pontuais, como é o caso de objetos afundados quando medidos a uma distância significativa, podem ser aproximados por uma geometria esférica, e portanto, deve-se utilizar o índice 3.

Tabela 2.1 Relação entre geometrias das fontes dos sinais magnéticos com seus respectivos Índices Estruturais (adaptado de (Reid, Allsop, Granser, Millett, & Somerton, 1990).

Modelo Geológico	Índice Estrutural Magnético
Esfera	3
Pipe e Cilindro Horizontal	2
Dique e Sill	1
Contacto	0

Na forma matricial a equação de homogeneização de Euler pode ser descrita como:

$$A \times \vec{m} = \vec{c} \quad (2.31)$$

Com m , o vector de parâmetros desconhecidos, A e c são definidos para cada janela móvel de dados com n observações.

De acordo com o procedimento computacional, a desconvolução de Euler estima as coordenadas de localização da fonte anómala (x_0, y_0, z_0) e o nível de base B resolvendo o sistema linear (2.29) de n equações e 4 incógnita via método dos mínimos quadrados, resultando numa solução:

$$\vec{m} = (A^T \cdot A)^{-1} \cdot A^T \cdot \vec{c} \quad (2.32)$$

2.8.3 Redução ao Pólo

Como já referido o campo geomagnético tem uma natureza dipolar, o que faz com que as anomalias magnéticas observadas em latitudes não polares sejam assimétricas, mesmo quando o corpo anómalo seja simétrico. Estas propriedades dificultam a interpretação dos dados magnéticos e é nesta ótica que se introduz o conceito de Redução ao Pólo (Ansari & Alamdar, 2009).

A Redução ao Pólo é efetuada de forma a melhorar a visualização das anomalias, simulando que a fonte está localizada sobre o Pólo magnético para centralizar o pico positivo sobre a fonte anómala, isto é, calcula a anomalia magnética que seria observada com magnetização induzida por um campo vertical. Esta técnica tem algumas desvantagens como a introdução de ruído, a necessidade de em geral ser necessário assumir valores de magnetização remanescente, inclinação e declinação fixas para toda a área, o que em muitos casos restringe a sua aplicabilidade (Ansari & Alamdar, 2009). Ansari e Alamdar usaram a análise do sinal analítico como operador para efetuar a redução ao Pólo uma vez que o S.A pode ser calculado no domínio da frequência e sua amplitude é independente da direção da magnetização. A Redução ao Pólo pode ser definida por um operador matemático no domínio da frequência (Oliveira, 2008):

$$L(\theta) = \frac{1}{[\text{sen}(I_a) - \text{Icos}(I) \cdot \cos(D + \theta)]^2}, \quad \text{se } (I_a < I), I_a = I \quad (2.33)$$

Onde I = inclinação geomagnética, I_a = inclinação para correção da amplitude (nunca $<$ que I) e D a declinação geomagnética (Geosoft, 2014).

3. Introdução ao método de Sísmica de reflexão

A sísmica de reflexão ligeira utilizada neste trabalho é também conhecida como a sísmica de alta resolução (ultra high resolution seismics, UHRS). As indústrias de exploração de hidrocarbonetos e outros recursos naturais como o carvão, minérios, energia geotérmica etc. ao longo dos tempos tem apostado fortemente em desenvolver métodos de sísmica de reflexão que fornecem a melhor informação geológica da subsuperfície terrestre, não somente as indústrias tem apostado na sísmica de reflexão mas também as instituições de interesse ambiental, governação e os investigadores científicos têm bastante interesse neste método, sobretudo pela grande resolução que fornece sobre a informação geológica da subsuperfície. Desta forma este torna-se o método de prospeção geofísica mais utilizada atualmente.

3.1 Princípio de funcionamento do método (meio marinho)

A propagação da energia em forma de ondas elásticas que é libertada pelos sismos trouxe ao homem um conhecimento mais aprofundado sobre o interior da Terra. É a partir dos princípios da sismologia que surgem os métodos de prospeção sísmica, destacando-se a sísmica de refração e a sísmica de reflexão que podem ser aplicadas tanto *onshore* como *offshore*. A sísmica de reflexão é um método bastante vasto em termos de aplicação, isto é, ela pode ser aplicada de várias formas, usando vários métodos e sistemas de aquisição, de acordo com os requisitos e interesses do trabalho, podendo jogar por exemplo com a resolução e profundidade de penetração da energia.

Neste método simula-se uma fonte sísmica através de equipamentos que libertam energia acústica. Esta energia propaga-se radialmente em forma de onda pelo interior da subsuperfície. Sendo a Terra constituída por rochas com características e propriedades físicas diferentes, as ondas deslocam-se a velocidades variáveis. A energia refletida pela subsuperfície / interfaces rochosas é registada por um conjunto de sensores (podendo ser apenas 1 também, no caso de sísmica monocanal) designados por hidrofones (caso de sísmica marinha) que são instalados na superfície da água geralmente num dispositivo flutuante em forma de mangueira, a *streamer*. A informação recolhida relativa à distância entre fonte e os seus objetos geológicos é em tempo duplo (TWT) percorrido; esta informação recebida pelos hidrofones constitui os traços sísmicos. Cada traço sísmico contém informações do TWT e amplitude, que se traduz na geologia local.

Um parâmetro bastante importante na sísmica de reflexão é a impedância acústica. O contraste de impedância acústica se dá quando a onda refletida atravessa camadas da subsuperfície com composições distintas. A onda propagada ao encontrar uma interface poderá apresentar alguns comportamentos em função da impedância acústica I , este pode ser definida como o produto entre a densidade do meio e a velocidade do som.

$$I(z) = \rho(z)c(z) \quad (3.1)$$

Desta equação (3.1) pode-se verificar que a impedância acústica varia diretamente com a densidade do meio ρ , e com a velocidade do som nesse mesmo meio c . Se se considerar que uma onda sonora incide perpendicularmente numa superfície, o coeficiente de reflexão é dado por:

$$\alpha_R = \left(\frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \right)^2 \quad (3.2)$$

Em que Z_1 e Z_2 correspondem impedâncias acústicas em dois meios distintos. Desta equação chega-se a conclusão de que, quanto maior for a diferença entre as impedâncias acústicas, maior será a fração de energia refletida.

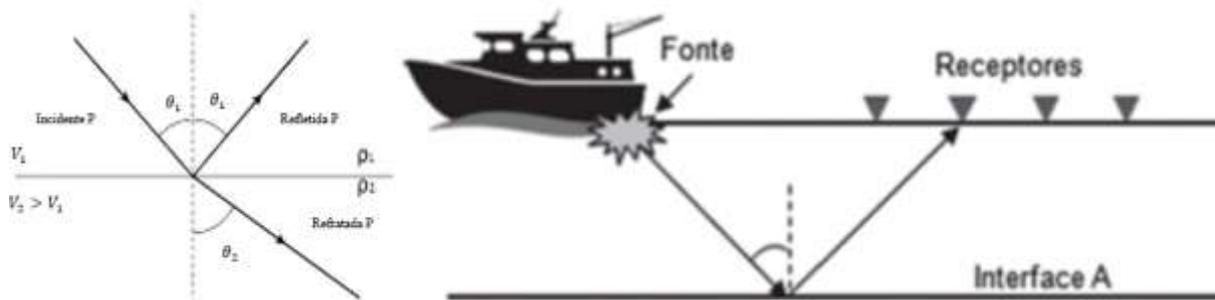


Figura 3.1 Representação de reflexão numa aquisição com o método de sísmica de reflexão do lado direito e do lado esquerdo o fenômeno de reflexão, refração parcial perante uma interface que separa dois meios com propriedades geológicas diferentes. Fonte: (Qconcurros, 2018); (Kearey, Brooks, & Hill, 2002).

Quando uma onda acústica atinge uma interface segundo um determinado ângulo θ_i , parte dela é refletida fazendo com a perpendicular à interface um ângulo θ_r de igual valor, mas de sentido contrário ao ângulo da onda incidente (Fig. 3.1). A outra parte da onda que segue para o segundo meio sofre uma deflexão relativamente ao ângulo de incidência. A este último fenômeno dá-se o nome de refração, sendo o ângulo da onda refratada dependente das propriedades dos dois meios. Perante este fenômeno pode-se escrever a lei de Snell (equação 3.3).

$$\frac{\sin(\theta_i)}{\sin(\theta_r)} = \frac{V_1}{V_2} \quad (3.3)$$

Os modelos de propagação da onda apresentados são bastante simplificados, desprezando vários possíveis fatores, como o coeficiente de transmissividade, reflexões múltiplas, a não absorção, entre outros. Isto implica assumir que o pulso sísmico não muda a sua forma ao se propagar, a inexistência de ruídos ambientais, de difrações, de camadas inclinadas, de heterogeneidade na composição e estrutura das camadas. Apesar da simplicidade o modelo apresentado permite ter uma noção sobre o processo de reflexão de ondas acústicas em meios com propriedades distintas.

Na figura 3.1 tem-se um esquema de aquisição de sísmica linear, onde a fonte e os recetores estão posicionados à superfície do nível médio de água, numa linha reta. As distâncias entre os hidrofones são constantes, porém os *offsets* (distância entre a fonte e os recetores) são variáveis, sendo uma aquisição com arranjo *Common Mid point* (CMP). De entre arranjos de traços existentes este é o fundamental quando o fator principal a levar em conta é a qualidade dos dados. Com esta geometria existe a vantagem de melhorar a qualidade do sinal e atenuar o ruído através da soma dos traços com o mesmo CMP/CDP construindo assim um *Stack*. Nesta geometria um ponto amostrado estará a metade da distância entre o hidrofone e a fonte. Existem outros arranjos de traços como o *Common Source gather*, *Common Receiver gather*, *Common offset*, que permitem realçar outros pormenores.

Na fig. 3.2 são apresentadas várias formas de organizar as fontes e recetores de forma a ter determinadas geometrias / *gathers*, estes são conjunto de traços sísmicos que apresentam os mesmos atributos geométricos e quando são somados (*stacks*) permitem destacar atributos como a amplitude, o sinal, o ruído, os *offsets*, o ângulo de incidência entre vários outros atributos de extrema importância para o processamento sísmico e a obtenção de uma imagem interpretável.

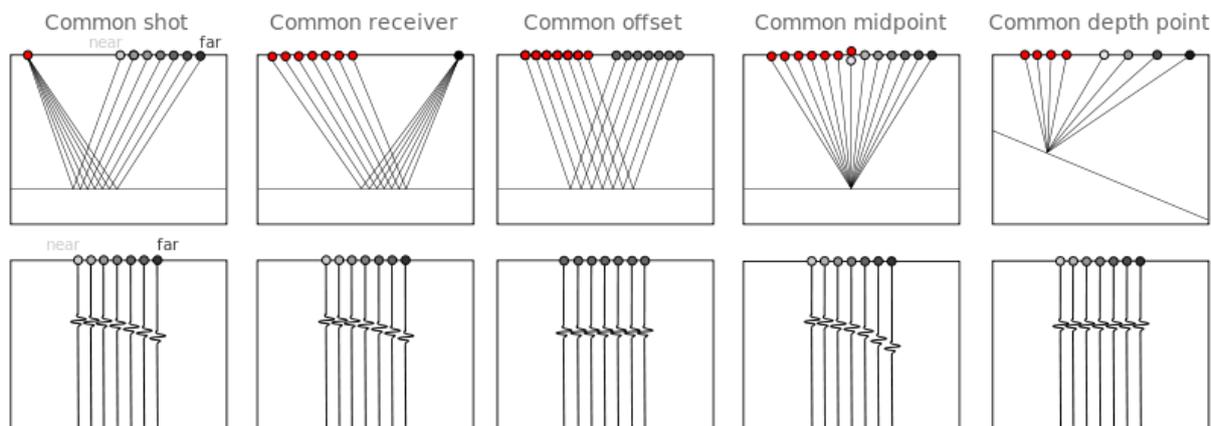


Figura 3.2 Esquema das várias formas de arranjos de dados sísmicos e os stacks resultantes, Fonte: (Gather, 2012).

Um parâmetro bastante pertinente numa aquisição sísmica é a cobertura (fold), que representa o número máximo de vezes que um ponto é amostrado. Geralmente a aquisição deve ser feita em *half fold*, isto é, com uma cobertura média igual a metade do número de canais ou múltiplos desse valor (Alves D. P., 2009).

$$Fold = n_c \frac{\Delta g}{2\Delta s} \quad (3.4)$$

onde n_c é o número de canais usados, Δg é o intervalo entre hidrofones e Δs o intervalo entre tiros.

3.2 Traço sísmico e sinal sísmico

Os traços sísmicos contêm informação sobre a geologia que se quer estudar, porém contêm também sobrepostos outros sinais devidos a ruído que têm que ser eliminados, filtrados ou atenuados durante a fase de processamento de modo a realçar o sinal sísmico devido à geologia. O ruído está presente em diversas formas e com diferentes gamas de frequência e amplitude, por isso torna-se necessário ter um cuidado especial ao aplicar filtros para que não se perca o sinal, e não se confunda sinal com ruído. Os ruídos podem ser de diversas naturezas, tais como (Sheriff and Geldart (1982)):

- ❖ Ruído ambiental, causado principalmente por más condições atmosféricas, pela agitação das ondas ou interferência de espécies aquáticas. Os dados tendem a perder a qualidade do sinal quando existe grande ondulação durante a aquisição;
- ❖ Ruído local, na maioria das vezes provocado pela embarcação ou passagem de outros navios, nomeadamente pela energia proveniente das hélices, presença de outros sinais sonoros ou tipos de ondas etc.
- ❖ Ruído mecânico, que acontece quando por exemplo o *streamer* sofre tensão, e o ruído se propaga pelo interior da *streamer* ao longo de toda a sua secção.

A presença do ruído pode ser avaliada durante o controlo de qualidade dos dados adquiridos, através de espectros de frequência do sinal. Durante a aquisição sísmica foram adquiridos dados para avaliar o ruído sísmico exatamente antes do início de aquisição de uma fiada e logo a seguir. A figura 3.3 representa um espectro de frequência do ruído adquirido durante a aquisição de dados sísmicos deste projeto.

O quadro assinala na imagem o local do espectro a onde é possível verificar a presença do ruído.

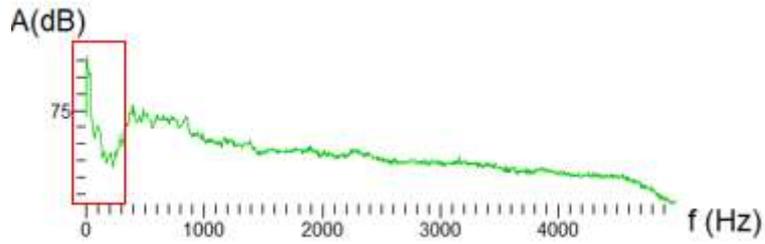


Figura 3.3 Espectro de frequência do sinal de ruído processado durante a aquisição de dados sísmicos do projeto CHIMERA para área CC logo após a fiada C_CC_L28. Na escala vertical cada traço corresponde a 15 dB.

A equação 3.5 e a figura 3.4 traduzem a definição de um traço sísmico $s(t)$ que é o sinal registado pelos hidrofones que resulta da convolução entre o pulso sísmico $w(t)$ que corresponde ao pulso emitida pela fonte e a série temporal de refletividade $R(t)$ mais a adição do ruído $D(t)$ que pode ser de carácter sísmico ou não:

$$s(t) = w(t) * R(t) + D(t) \quad (3.5)$$

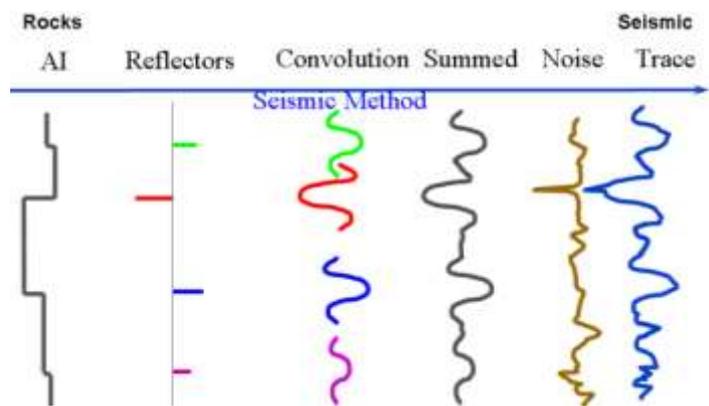


Figura 3.4 Descrição do resultado obtido de um traço sísmico pela convolução de um impulso com uma serie de refletividade. Fonte: (Lancaste, Whitcombe, Walden, Hosken, & Velzeboer, 1981)

Do lado esquerdo na fig.3.4 tem-se a informação sobre a estrutura geológica através da propriedade de impedância acústica e a serie de refletividade, após a convolução com o pulso que é gerado pela fonte sísmica em forma de wavelet e a soma com o ruído chega-se ao traço sísmico. Um conjunto de traços sísmicos somados compõe um *stack*.

Se considerar a função $f(t)$ como uma sequência de impulsos de Dirac, então a operação de convolução (*) entre ela e o $g(t)$ reproduz uma função iniciando-se em cada um desses pulsos (Matias & Costa, 2011).

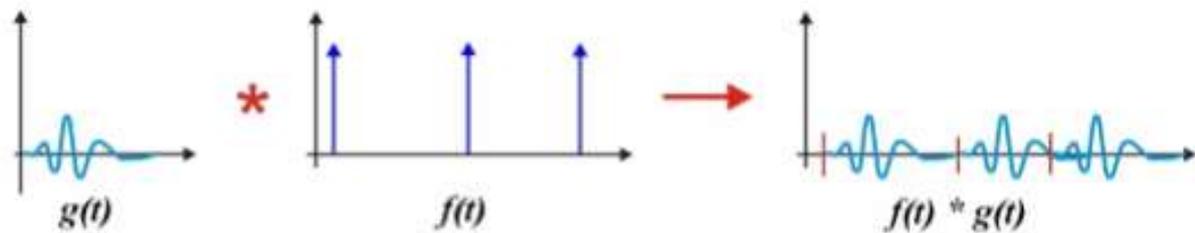


Figura 3.5 Esquema de operação de convolução entre duas funções, em que uma delas é uma sequência de impulsos de Dirac. Fonte: (Matias & Costa, 2011).

A figura 3.5 basicamente ilustra o princípio físico da transformada de Fourier (TF) através da descrição do traço sísmico, em que o teorema diz que a transformada de Fourier da convolução de duas funções é o produto das suas transformadas de Fourier e vice-versa.

3.3 Análises fundamentais para o processamento dos dados sísmicos

Existe uma série de variações sistemáticas que são produzidas com a chegada das ondas sísmicas, o que constitui um conjunto de eventos que serão estudadas nesta secção. Durante o tempo de percurso da onda sísmica, desde o instante em que parte da fonte até ser detetada pelo recetor e gravada, acontecem vários eventos que estarão presentes nos traços sísmicos e podem ser analisados através da junção do conjunto de traços num perfil sísmico.

De entre todos os eventos sísmicos existentes as reflexões primárias são as de maior interesse para este estudo, por isso, tenta-se remover ou atenuar todos os outros eventos (reflexões múltiplas, difrações, *ghost*, reverberações, artefactos, onda direta, refrações) para não afetarem a qualidade do sinal. Segundo Geldart e Sheriff (1990) para reconhecer e identificar estes eventos sísmicos podemos basear-nos em 5 características: a) coerência, b) Amplitude de destaque, c) características, d) NMO e e) DMO.

- **Stack CMP**

Dá-se o nome de “Stack” à junção (soma) dos vários traços registados para o mesmo CMP. A técnica de CMP ou também chamado de CDP consiste em registar dados de uma mesma superfície numeras vezes de acordo com a localização da fonte e dos hidrofones e combinar estes dados para processamento. Esta é a técnica considerada mais importante no que diz respeito a atenuação do ruído (incluindo a reflexão de múltiplos) e melhoramento da qualidade do sinal.

- **Análise de velocidade**

A análise de velocidade é um passo bastante importante no processamento sísmico uma vez que ela apoia na determinação da profundidade e localização horizontal dos refletores, no entanto este é o objetivo secundário/ auxiliar. A grande razão para efetuar a análise de velocidade é otimizar a correção NMO de forma a reposicionar os refletores, este deve ser aplicada de forma a maximizar os eventos primários no *stack* (Geldart & Sheriff, 1990). Na análise de velocidade, ao selecionar as velocidades, está-se a fazer uma distinção entre quais são os refletores primários e quais são os múltiplos. A análise de velocidade consiste em criar modelos de velocidade que variam com o TWT. Para criar o modelo de velocidade é efetuada a picagem de um perfil de velocidades numa série de CDP's. As velocidades são selecionadas seguindo princípios básicos definidos de modo a garantir alguma coerência, destes princípios tem-se que a velocidade deve ser crescente com a profundidade, de forma suave. Para isto “pica-se” os “olhos” que correspondem a campos com maiores valores de velocidade e que se traduzem em eventos primários. Em muitos lugares onde a velocidade aumenta com a profundidade os picos associados a altas velocidades são considerados como refletores primários e os picos associadas a baixa velocidade assume-se como múltiplos (Geldart & Sheriff, 1990), porém nem sempre esta relação é óbvia.

O campo de velocidade é usado para substituir a função de velocidade para cada CMP *gather* ao longo do perfil. O modelo de velocidade muitas vezes falha em termos de precisão na picagem para áreas onde a estrutura da subsuperfície é bastante complexa, portanto nestes casos deve-se usar modelos de velocidade constante (Yilmaz, 1987).

- Correção *Normal-Moveout* (NMO)

O modelo de velocidade obtido pela análise de velocidade é usado para efetuar a correção NMO. A trajetória das reflexões num arranjo de CMP é assumida como sendo hiperbólica devido a diferentes tempos de chegada das reflexões em função dos offsets, para efetuar a correção NMO considera-se que o tempo de chegada das diferentes reflexões para o mesmo ponto da interface é igual e igual ao tempo duplo que seria observado caso o offset fosse zero, desta forma durante o processo de correção as reflexões são reposicionadas removendo o efeito de tempo de percurso (YILMAZ Ö, 1987).

O tempo de percurso das reflexões para diferentes offsets entre a fonte e os hidrofones é obtido através de:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{stack}^2} \quad (3.6)$$

A correção NMO pode ser derivada a partir da fórmula acima e tem-se que:

$$\begin{aligned} \Delta t &= t_0 - t(x) \quad \text{with } t(x) \\ &= \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{v_{stack}^2}} \end{aligned} \quad (3.7)$$

A variação Δt resulta da diferença do tempo de percurso para um recetor a uma distância x da fonte e o tempo de percurso t_0 para uma distância de zero-offset. Desta equação pode-se verificar que a correção NMO depende da velocidade e do *offset*.

Ao aplicar uma correta correção de NMO as reflexões apresentam alinhamentos horizontais enquanto as difrações e múltiplos apresentam alguma curvatura, dado que os seus NMO são muito maiores do que as reflexões primárias, e as refrações têm curvaturas inversas. O alinhamento horizontal só é conseguido usando as velocidades corretas. Caso a velocidade seja bastante baixa ou alta as reflexões serão sobre-corrigidas ou sub-corrigidas conforme se mostra na figura abaixo (Petro, 2019).

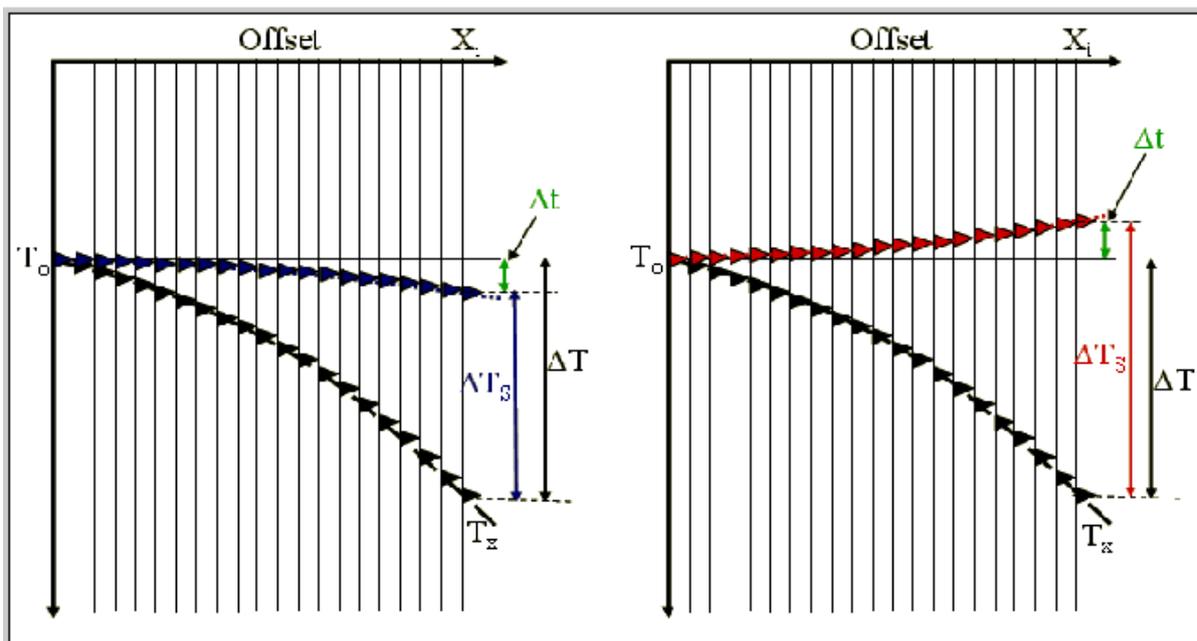


Figura 3.6 Demonstração de um arranjo CMP com uma reflexão Tx (TWT) depois de se aplicar a correção NMO com uma velocidade inicial incorreta. À esquerda tem-se o caso de sub-correção e a direita sobre-correção, Fonte: (Petro, 2019).

- **Desconvolução**

A desconvolução pode ser efetuada antes do *stack* ou após o *stack*, quando é efetuada antes do *stack* melhora a qualidade da resolução temporal, comprimindo a *wavelet* do traço sísmico em *spike*, sem afetar a frequência do sinal. A desconvolução também auxilia na atenuação dos múltiplos e reverberações. Na maioria das vezes a desconvolução é aplicada aos dados pré *stack* traço a traço. A técnica de desconvolução convencional baseia-se no uso de filtros de Wiener. Existem, no entanto, vários métodos através do qual se pode aplicar a desconvolução.

A desconvolução quando é aplicada pós-*stack* tem como objetivo restaurar as altas frequências atenuadas com o *stack* em CMP. Também permite a atenuação de múltiplos de pequeno período e de reverberações.

- **Atenuação de múltiplos**

Múltiplos são eventos que passam por sucessivas reflexões. A amplitude dos múltiplos é proporcional ao produto do coeficiente das reflexões para cada refletor envolvente e são muito baixas para maioria das interfaces, somente o contraste de impedância muito forte gera múltiplos de forma a ser reconhecida como evento (Geldart & Sheriff, 1990).

Existem vários tipos de múltiplos, porém pode-se classificá-los em múltiplos de longo (múltiplos simples e interno) e curto período (*“ghost”*, *peg-leg*, e múltiplos próximos da superfície). Os múltiplos de longo período são aqueles em que apresentam um tempo de percurso mais longo comparado com as reflexões primárias para a mesma interface, desta forma elas aparecem como eventos separados nos registros (Geldart & Sheriff, 1990). Os múltiplos de curto período, por outro lado podem ser registados muito mais cedo do que a respectiva reflexão primária, interferindo na reflexão primária e, mudando a forma de onda de tal forma que aparece um evento particular. O *“Ghost”* é um tipo de múltiplo que afeta bastante os dados de sísmica marinha, devido ao grande contraste de impedância acústica entre a coluna de água e a coluna sedimentar.

A correção NMO permite atenuar um pouco os múltiplos, uma vez que a velocidade geralmente aumenta com a profundidade, e os múltiplos apresentam maior NMO do que as reflexões primárias para o mesmo tempo de percurso. Também é usada a desconvolução para atenuar os múltiplos através de critérios de periodicidade, removendo porções significativas de energia associadas a múltiplos de curto período e atenuando os múltiplos de longo período, preservando a frequência.

- **Migração post-*stack***

O objetivo da migração é reposicionar os eventos sísmicos nas suas verdadeiras posições na subsuperfície e colapsar as difrações. Baseia-se na equação de onda e é um processo determinístico. Para efetuar a migração é preciso conhecer a variação da velocidade, e uma vez que os dados não estejam bem migrados é fácil notar (apresentam sinais como algumas difrações em formato de *“smile”*), podendo indicar a imprecisão dos dados de velocidade utilizadas.

A migração é um dos últimos passos a serem efetuados durante o processamento uma vez que tem melhores resultados quando aplicada a dados apenas com reflexões ou difrações, e é preciso que os dados sísmicos estejam livres de outros eventos considerados como ruído. Após a migração é comum aparecer algum ruído, porém esses possuem características que são identificáveis, como formato de *“smile”* principalmente nas zonas mais profundas onde existe mais ruído e menos sinal. A migração quando bem feita permite obter imagens com qualidades interpretáveis.

- **Filtro passa banda**

Existem várias formas de ruído, que podem ser classificadas como: a) ruído incoerente que é um tipo de ruído aleatório que não é previsível e apresenta certas propriedades estáticas; b) ruído coerente que pode ser devido a energia que viaja essencialmente na horizontal e energia espalhada mais ou menos na vertical (Geldart & Sheriff, 1990). O ruído pode ser periódico ou não, apresentar tendências direcionais, características específicas em termos de frequência e amplitude que resultam de uma série de fenômenos naturais ou não, cuja identificação facilita o processo de atenuação.

Quando o ruído possui uma energia que não se enquadra dentro da banda de frequências do sinal, podem usar-se filtros para remover a banda de frequência do ruído. O problema é quando a banda do espectro de ruído se sobrepõe a banda do espectro do sinal, e nestas situações um filtro não consegue resolver a situação, logo pode usar-se outras técnicas ou princípios como a de Sheriff e Geldart (1982) que consiste em adicionar vários ruídos aleatórios juntamente de forma a haver o cancelamento de alguns. Algumas outras técnicas como o *stack* em CMP, efetuar análise do espectro do ruído podem também ajudar na atenuação.

Time -variant filtering (tvf): As reflexões mais profundas têm mais percentagem de baixa frequência do que as mais superficiais, isto devido a atenuação da energia com a profundidade resultado da absorção e outros mecanismos. Portanto se pode usar o tvf como um filtro passa banda móvel para remover as baixas frequências ou as altas. O método que pode ser aplicado para conseguir tvf é usar intervalos de tempo diferente de acordo com a profundidade (Clarke, 1968).

- **Correções de divergência esférica e estática residual**

Um refletor sísmico contém informação sobre a amplitude e TWT, a informação referente à amplitude traduz conhecimentos acerca das variações da impedância acústica. Quando uma fonte sísmica liberta um pulso a partir de um ponto este liberta ondas acústicas que se vão espalhando de forma esférica, a frente de onda vai divergindo em função da distância à fonte (Wang & McCowan, 1988). Segundo Aki e Richards (1980) as amplitudes destas ondas atenuam proporcionalmente com a distância da fonte. A correção da divergência esférica é usada para contornar esta situação, existem várias técnicas desenvolvidas, no entanto o problema pode ser solucionado usando filtros específicos que introduzem algum ganho nos dados.

A correção estática é aplicada para eliminar o efeito resultante das perturbações causadas pelas interações na interface entre a coluna de água e a coluna de sedimentos, isto é, o efeito causado na zona de baixa velocidade que causam deslocamentos no tempo de chegada das reflexões. Com esta correção os traços sísmicos resultam como se todas as fontes e recetores estivessem posicionados sobre uma mesma superfície plana, no mesmo Datum (Souza, Porsani, & Souza, 2016). Para isto é preciso conhecer a velocidade desta zona (zona de baixa velocidade, ZBV) e a referência altimétrica da fonte e dos hidrofones.

3.4 Interpretação sísmica

A interpretação sísmica é um passo fundamental e decisivo para a determinação do significado geológico associada às sequências deposicionais, às falhas, sequências cronostratigráficas ou outros eventos geológicos. Existem várias razões pelas quais se recorre a interpretação, desta forma o processo de interpretação pode ser subdividido em 3 categorias que estão interrelacionadas: a) estrutural; b) estratigráfica; c) litológica. Para o caso de estudo focar-se-á sobretudo na estratigrafia sísmica como uma ferramenta poderosíssima usada para ter o conhecimento sobre as características das unidades sísmo-estratigráficas existentes na subsuperfície da área e poder quantificar volumetricamente de acordo com a granulometria dos sedimentos considerados úteis para este estudo.

A interpretação sísmica por vezes chega a ser um pouco subjetiva, mas em toda interpretação que seja possível efetuar, ela deve ser o mais claro possível, coerente, respeitar toda as regras e procedimentos de interpretação.

❖ Estratigrafia sísmica

A estratigrafia sísmica é definida com base nas sequências deposicionais, geometrias, descontinuidades, terminações das reflexões, fácies sísmicas. Mitchum (Mitchum, Vall, & Sangree, 1997b)) e Roque (Roque, 2007) defendem que o método de sísmica de reflexão é ideal para definir sequências deposicionais, pois este consiste em dividir a secção sísmica em um conjunto de reflexões concordantes, separadas por superfícies de descontinuidade.

Existem alguns pressupostos que são consideradas na Estratigrafia sísmica que considera que: a) a sedimentação é um processo cíclico; b) as reflexões primárias são produzidas nos locais onde se verifica um contraste abrupto de impedância acústica, sendo paralelas a superfícies de estratificação e a discordância; c) as reflexões têm significado cronostratigráfico (Roque, 2007).

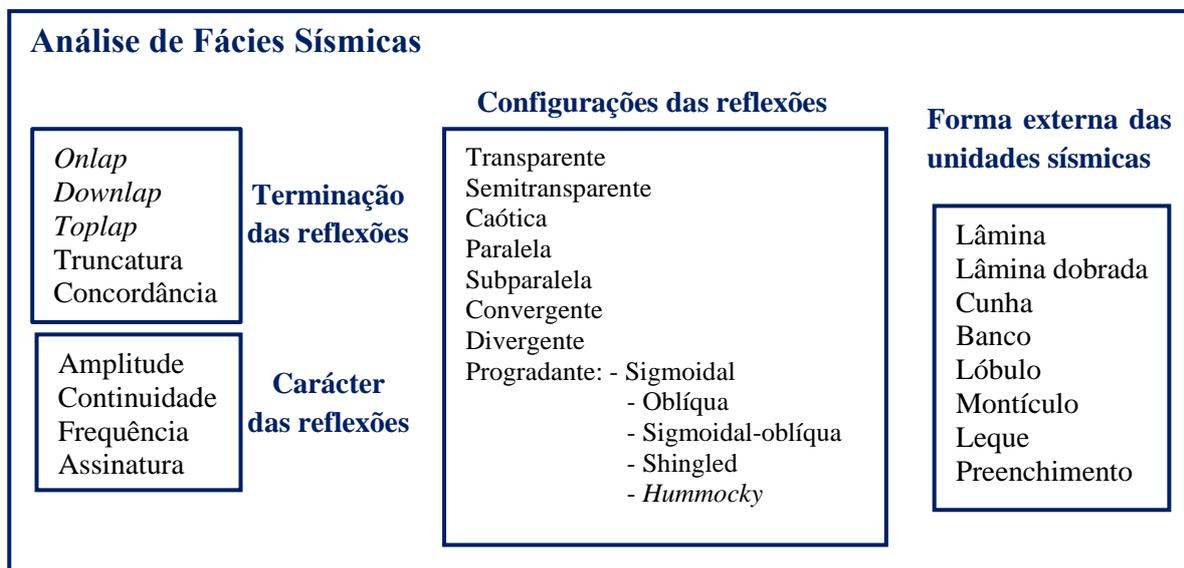
A interpretação sísmica é efetuada a partir de perfis sísmicos de reflexão previamente processadas, usando um conjunto de procedimentos que permitem definir um modelo estratigráfico, e desta forma passar a conhecer a geologia da subsuperfície. Segundo Roque (2007) o procedimento clássico de análise de estratigrafia sísmica deverá incluir alguns passos como:

- Reconhecimento de descontinuidades;
- Definição e descrição das unidades sísmicas e sequências sísmicas;
- Análise de fácies sísmica das unidades sísmicas;
- Calibração estratigráfica das reflexões e unidades sísmicas recorrendo a sondagens ou cores;
- Inferir a litologia a partir da fácies sísmica da unidade (na ausência de cores ou sondagens);
- Estabelecer relações entre a fácies, litologia, energia do meio deposicional ou atividade tectónica.
- E para este caso de estudo deverá incluir a criação de mapas de isóbatas e isópacas para descrever as principais descontinuidades e unidades sísmicas usadas para efetuar o cálculo volumétrico.

Um fator bastante importante para se realizar uma boa interpretação é a qualidade do processamento efetuado. Porém é preciso existir coerência e consistência da interpretação, consistência com todos os dados sísmicos utilizados, e com toda a informação existente acerca da geologia regional e local, pelas sondagens e dragagens, bem como consistência com outros métodos geofísicos utilizados (Roque, 2007). É bastante importante ter coerência na interpretação em todos os perfis sísmicos e as unidades estratigráficas definidas, e empregar de forma correta os conceitos e procedimentos de estratigrafia sísmica.

Para estabelecer as unidades sísmicas é preciso efetuar uma análise das fácies sísmicas, isto é, caracterizar as fácies de acordo com o comportamento das reflexões. Na tabela 3.1 são apresentadas as principais características das reflexões sísmicas que se leva em conta para definir as unidades sismo-estratigráficas (Roque, 2009).

Tabela 3.1 Características das reflexões para análise das fácies sísmicas em interpretação sismo-estratigráfica. (Adaptado de (Roque, 2009).



4. Aquisição de Dados

4.1 Campanha de aquisição de dados

A campanha de aquisição de dados do projeto CHIMERA cobriu a aquisição de dados de sísmica de reflexão, magnética, hidrografia e recolha de amostras de cores e amostras superficiais de sedimentos para as 4 áreas mencionadas. Sendo CC a área de interesse para este estudo, toda abordagem será focada nela.

A marcação das campanhas CHIMERA e a duração da aquisição foi condicionada pelo estado meteorológico, principalmente o estado do mar, e ainda por compromissos de manutenção técnica do navio. Condições marítimas insuficientes obrigaram a interrupções de aquisição e à necessidade de ajuste dos períodos de navegabilidade diários. As condições mínimas favoráveis para assegurar a qualidade dos dados e navegação corresponderam em geral a ondulação inferior a 1,5 m de altura significativa, em dependência do período de onda. A avaliação das condições foi sempre feita com a maior antecedência possível, graças à colaboração da Divisão de Meteorologia do IPMA que diariamente enviou diagramas de previsão para 10 dias.

Todo o planeamento da campanha foi feito com bastante antecedência, levando sempre em conta todos os pormenores de forma a minimizar os eventuais imprevistos. As informações sobre as campanhas de aquisição de dados sísmicos e magnéticos se encontram na tabela 4.1. A campanha inclui a mobilização e desmobilização dos equipamentos, porém na tabela abaixo se apresenta informações apenas dos dias de aquisição de dados.

Tabela 4.1 Informações sobre as campanhas de aquisição de dados magnéticos e sísmico para a área de estudo CC.

Área	Dias de aquisição	Porto de embarque	Equipa
Aquisição de dados Magnéticos			
CC	03-04 / 07 / 2018	Pedrouços	MR, MN, PB, EA, MA, VM
Aquisição de dados sísmicos			
CC	21-22 / 06 / 2018	Pedrouços	MN, PB, PT, EA, MA, VM

4.2 Navio

A campanha de levantamento de dados Geofísicos na área de Costa da Caparica ocorreu em dois momentos, e foram utilizados dois navios de investigação científica do IPMA. Usou-se o NI Diplodus para realizar a aquisição de dados magnéticos e de sonda paramétrica (PE), sendo adquiridos não simultaneamente, mas em dias diferentes, e o NI Noruega para aquisição de dados de sísmica multicanal (SMC) e de multifeixe (MBES), adquiridos em contínuo durante 24h por dia. O levantamento desta área demorou 12 dias a ser realizado. Após a aquisição destes dados uma outra equipa científica realizou a mostragem de sedimentos. A tabela 4.2 indica as características dos navios utilizadas durante a campanha, e estes NI estão representadas na figura 4.1.



Figura 4.1 Os navios de investigação (NI) do IPMA utilizados na aquisição dos dados de batimetria, magnéticos e sísmicos, (A) Diplodus e o (B) Noruega.

Tabela 4.2 principais características dos NI do IPMA utilizados nas campanhas de aquisição de dados geofísicos.

Características / Navio	NI Diplodus	NI Noruega
Comprimento	17,5 m	47,5
Boca	5,25 m	10,3
Lotação	9 (4 trip. + 5)	31 (18 trip. + 13 equi.téc.)
Velocidade de cruzeiro	11 nós	11nós
Endurance	5 dias	29 dias
Motor	340 hp, Caterpillar	1500 hp, Diesel
Equipamentos de elevação	Grua 5 ton	3 gruas, 2 guinchos, 1 pórtico lateral
Laboratórios	6 m2	Húmido 20m2, seco 6m2
Porto regular	Olhão, Algarve	Lisboa
Construção	2005, estaleiros Calypso (Fuzeta, Portugal)	1978, Mjellem & Karlsen, Noruega
Principais utilizações	Campanhas de pesca, geofísicas e habitat mapping	Campanhas de pesca, geofísicas e habitat mapping

4.3 Sistema de Navegação

Os sistemas globais de navegação e posicionamento por satélite (GNSS) permitem a transmissão via satélite de informações da posição, navegação e tempo a qualquer antena recetora preparada para receber esta informações. Estes sistemas encontram-se disponíveis em todo o mundo e são independentes das condições meteorológicas (Seeber, 2003). O GPS, GLONASS (Global naya Navigatsionnya Sputnikovaya System) e o GALILEO são exemplos destes tipos de posicionamento. Estes sistemas permitem a determinação da posição de qualquer antena à superfície terrestre através da captação e descodificação dos sinais de rádio enviados pelos satélites (Matos, 2001).

Surgiram também os sistemas globais de posicionamento com correção diferencial (DGPS) que permitem a determinação da posição de forma mais exata e precisa de qualquer ponto, estação móvel, através da aplicação das correções de posição conhecida, através da estação base (Akbar et al., 2008).

O posicionamento dos equipamentos de levantamento geofísico foi feito com base no posicionamento da embarcação que é determinada por estes sistemas globais de navegação.

O sistema de navegação utilizado nas campanhas de aquisição de dados foi o GNSS POS-MV (fig.4.2) *OceanMaster* da *Applanix* que compreende uma unidade central de comando que serve para definir todos os parâmetros e variáveis necessários e que fornece os dados de posicionamento aos outros equipamentos de levantamento, e um sensor inercial (IMU) que fornece as medições de acelerações angulares e lineares, compensa em tempo real os movimentos do navio e os combina com a azimute calculado a partir de GPS *Azimuth Measurement System* (GAMS) e duas antenas GPS (Trimble). Quando operado com correções diferenciais e de fase da onda transportadora (RTK – *Real Time Kinematic*), permite obter dados de elevada precisão na ordem dos centímetros relativos a altitude, rumo, arfagem (“heave”), posição (x,y,z) e velocidade de forma a assegurar o correto posicionamento dos dados adquiridos. O sistema POS-MV é gerido pelo software *MV-POSView* que permite visualizar, gerir e configurar parâmetros do hardware e comunica com os restantes equipamentos. É preciso um controlo instantâneo da janela do *MV-POSView* (fig. 4.3) durante a aquisição, para verificar e assegurar que o erro de posicionamento dos dados esteja mantido dentro dos limites considerados como aceitáveis, para além disso são também avaliados outros parâmetros.

Durante as campanhas de aquisição de dados foram utilizadas as correções RTK de base virtual da rede SERVIR do Centro de Informação Geoespacial do Exército (CIGeoE), que permitiram obter uma

precisão centimétrica no posicionamento. Estas correções foram complementadas com correções do sistema MarineStar da Fugro (precisão decimétrica) para assegurar elevada qualidade de posicionamento mesmo no caso de eventuais falhas na receção das correções RTK. Ambos os sistemas funcionam em tempo real. Foi adotado o sistema de referência planimétrico oficial de Portugal Continental, ETRS89-PT-TM06 e como referencial altimétrico o Zero Hidrográfico (ZH). E todos os levantamentos foram apoiados pela Rede Geodésica Nacional.

As informações de rumo (“heading”) obtidas pelo sub-sistema GAMS (“GPS Azimuth Measurement System”) ajudam a obter uma maior precisão de posicionamento e altitude.

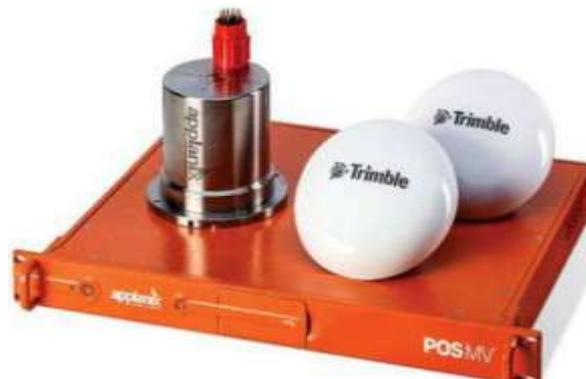


Figura 4.2 Componente do sistema POS-MV Ocean Master. Unidade de processamento e controlo, sensor inercial (“IMU”) e antenas recetoras GNSS Trimble, modelo Zephyr. (Fonte Applanix POS MV, 1993)

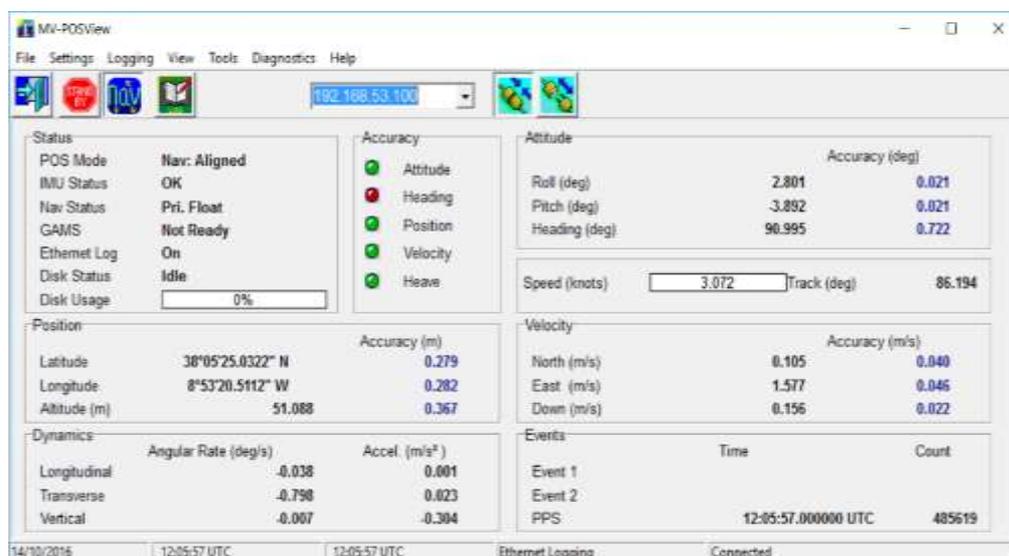


Figura 4.3 Janela principal do software MV – POSView.

As antenas do sistema de posicionamento foram colocadas no ponto mais alto da estrutura das embarcações por cima da ponte de forma a garantir uma boa receção do sinal GPS e da correção da sua posição. Para o controlo da navegação, criação do plano de levantamento e transmissão de dados de posicionamento para os equipamentos de aquisição foi utilizada o software *Teledyne PDS*, este software fornece dados de posicionamento a todos os equipamentos externos (sísmica de reflexão e magnetómetro etc.), configurou-se o software de forma que houvesse uma sincronização entre todos os equipamentos envolvidos. Toda operação de dados efetuados entre o sistema POS-MV para o *Software*

Teledyne PDS e, por conseguinte, para os restantes equipamentos foi assegurada pela rede da área local (LAN).

Os parâmetros dos dados referentes ao ponto de referência do navio introduzidos no software *Teledyne* PDS correspondem ao ponto de referência da unidade inercial (IMU), tendo assim neste ponto os offsets nulos nos três eixos (X, Y, Z), sabendo que no sistema cartesiano considera-se X positivo para estibordo, Y positivo para a proa e Z positivo para cima. Usando este mesmo software foi possível sincronizar todos os outros softwares de forma a ter a mesma referência temporal UTC.

4.4 Levantamento magnético

Durante o levantamento magnético foram adquiridos dados magnéticos correspondente ao CMT a cota aproximadamente constante a cerca de 1,2 m abaixo da superfície do mar. O aparelho utilizado foi um magnetómetro de vapor de césio que foi rebocado pelo navio. Uma vez que a embarcação é na maioria das vezes constituída por material ferromagnético, e o sistema de propulsão e geradores de energia geram campos eletromagnéticos que vão afetar a aquisição torna-se necessário rebocar o instrumento a uma distância considerável do navio, de forma a não ser afetada pelas propriedades magnéticas do navio, porém esta distância nunca é infinita pelo que haverá sempre alguma influência, é no entanto uma distancia suficiente para que a influência seja menor que o valor de CMT a medir e por isso desprezável e que pode ser corrigida em pós-processamento. O levantamento de dados de magnetismo comporta a aquisição em simultâneo de dois tipos de dados magnéticos: dados de levantamento marinho e dados de estação base para posterior correção das variações locais do CE.

4.4.1 Aparelho (magnetómetro) e Montagem do Sistema

O magnetómetro utilizado no levantamento do CMT é classificado como sendo um magnetómetro absoluto. O uso deste aparelho deve-se à sua principal vantagem que é a sua elevada sensibilidade, no valor de 0.01 nT, e taxa de amostragem, 10 Hz.

O instrumento é um magnetómetro marinho escalar de campo total de vapor de césio, modelo G882 *Geometrics* (tecnologia de vapor de césio). O magnetómetro marinho é por norma rebocado a superfície e é constituído por um revestimento exterior robusto normalmente de PVC ou fibra, na parte interior existe um recipiente com sensor que permite fazer a medição do campo, possui uma zona eletrónica que permite a conversão dos dados para forma digital, um cabo eletromecânico que permite rebocar o instrumento, preparado para fornecimento de energia e transmissão de dados, e uma unidade à superfície que recebe os dados do magnetómetro, envia as configurações definidas (ex. Taxa de amostragem) e a alimentação necessária ao sensor (Silva, 2013).

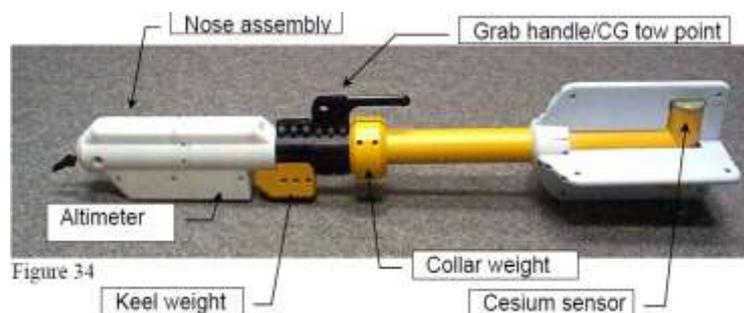


Figura 4.4 Componentes do magnetómetro G-882 (Geometrics), Fonte: Manual do magnetómetro.

Toda a montagem do equipamento foi feita tendo em conta o alvo que se pretende detetar, garantindo a qualidade dos dados. Para este efeito o magnetómetro foi montado de acordo com a configuração de reboque pelo nariz (*nose-tow configuration*, fig.4.4), que permite que o magnetómetro afunde menos, por oposição à configuração de reboque pelo centro de gravidade (*CG-tow configuration*). Para controlar a profundidade do magnetómetro numa profundidade constante de 1.2 m abaixo da superfície do mar, foi amarrada uma boia ao cabo de reboque, a 4 m do magnetómetro.

O magnetómetro foi lançado pela ré da embarcação, à mão, garantindo que ele não tomasse outras direções indesejáveis, e o cabo foi guiado até à caixa de ligações e alimentação do instrumento (*junction box*) na sala de controlo. Esta caixa por sua vez faz a ligação ao computador de controle, que necessita também de um cabo de rede. As coordenadas GPS foram fornecidas através do cabo de rede pelo computador de controle do POS-MV. O software usado para aquisição em tempo real foi o *MagLog* da *Geometrics*, ele fornece a posição absoluta do magnetómetro através do cálculo em tempo real, por um algoritmo interpolador, com base nas informações fornecidas dos offsets de posicionamento da IMU ao ponto de amarração (do cabo do magnetómetro) no navio e comprimento do cabo rebocado levando em análise a trajetória do navio. O esquema da descrição da montagem dos equipamentos se encontra na figura 4.5, este é um esquema usado na aquisição magnética durante o cruzeiro MINEPLAT05 com o NI Noruega, e descreve as conexões efetuadas na aquisição magnética do CHIMERA para CC.

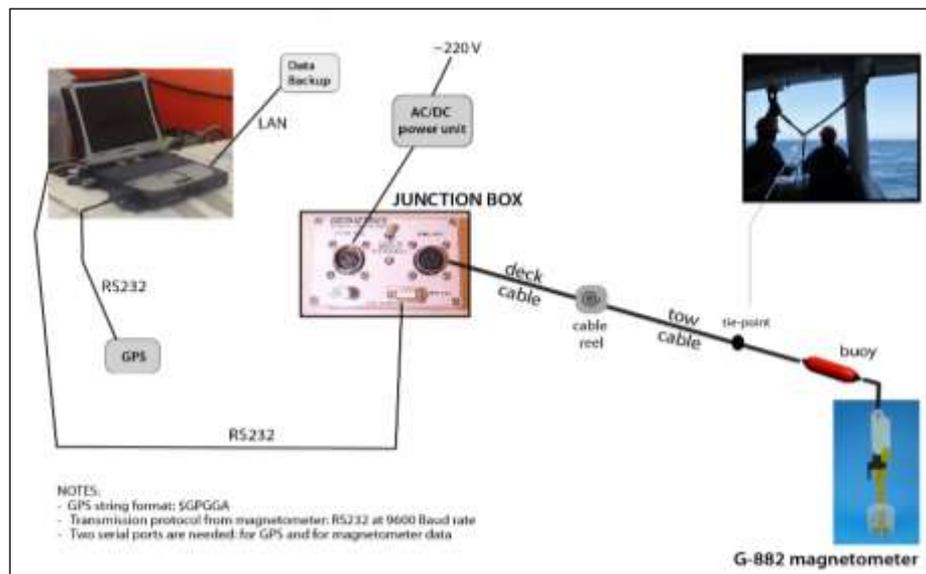


Figura 4.5 Esquema de ligações e instalação do magnetómetro. Fonte: (Noiva, et al., 2019).

4.4.2 Registo do CMT em terra, Observatório Magnético de Coimbra (Portugal)

O observatório magnético de Coimbra está entre os primeiros observatórios criados para monitorização do campo magnético de forma constante, e atualmente é o único que encontra em funcionamento contínuo em Portugal. Esta necessidade de monitorizar o campo de forma contínua deve-se ao facto de existirem variações temporais importantes no comportamento do CM. Estas variações podem acontecer em frações de tempo bastante curto que podem ser capazes de afetar o levantamento, ou mesmo até impedi-lo, pelo que se torna necessário o registo dessas variações de forma que se possa corrigir os dados de um levantamento magnético dessas variações diurnas. Segundo Miranda & Luis (2018) essas variações estão ligadas a efeitos de carácter planetário e efeitos transientes provocados pela interação do CMT com o espaço exterior e se refletem em anomalias de períodos e amplitudes variados. Pode-se concluir que essas variações são devidas a influências do campo magnético de origem externa.

Um dos instrumentos usados no observatório para medição do CMT é o magnetómetro de protões que apresenta características idênticas ao instrumento usado neste levantamento. Este observatório está posicionado de forma a sofrer o mínimo de influência de ruídos magnético possível, e está a uma distância das áreas de levantamento não superior a 160 km.

A variação diurna do CMT registada na estação de base fixa pode ser assumida como a variação diurna local e aplicada como correção aos dados de levantamento. Esta variação foi determinada à taxa de uma medição por minuto, na estação de base do observatório geomagnético de Coimbra, tendo sido estas correções introduzidas durante o processamento dos dados.

A estação a ser usada para fazer os registos do CE deve ser o mais próximo possível da área de levantamento, uma vez que o CE apresenta uma variação em fase e em amplitude variável com a longitude e latitude do local (Marine Magnetics, 2002); (Kearey, Brooks, & Hill, 2002). Na fig. 4.6 apresenta-se um gráfico da variação diurna (VD) do campo registado. São visíveis algumas características da VD, como valor mínimo a volta do meio-dia e ainda é possível notar variações transientes não periódicas entre as 18 horas a 22 h. Alguns autores defendem que durante o dia existem mais variações do campo do que a noite, portanto se a aquisição fosse realizada durante a noite, não seria necessário efetuar a correção da variação diurna, porém não é possível notar isto no registo abaixo.

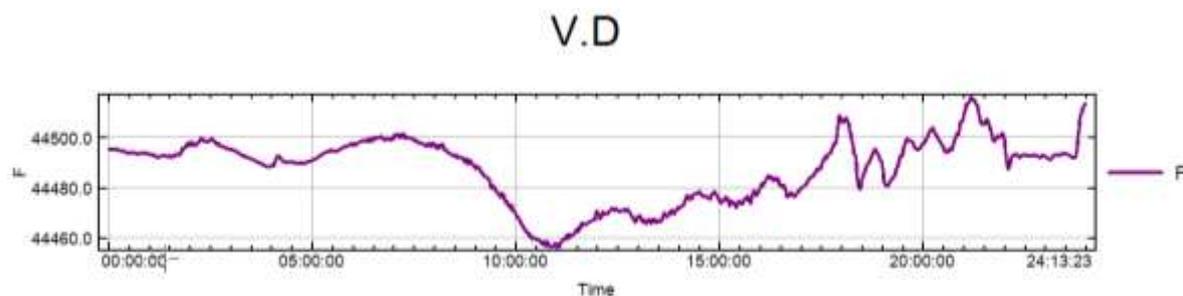


Figura 4.6 Variação do CE para o dia 5 de julho de 2018 durante 24h do observatório de Coimbra (Portugal). Os locais mais irregulares indicam episódios de variações não periódicas, micropulsações.

4.4.3 Posicionamento e Parâmetros de Aquisição

O posicionamento do magnetómetro rebocado pela embarcação foi obtido através de um sistema GNSS em modo diferencial, e do comprimento de cabo de reboque pelo *software* de aquisição *MagLog* com base nos dados de posicionamento relativos à IMU, transmitidos à taxa de 1 Hz pelo software de navegação PDS2000, o software interpola para cada um dos pontos intermédios à taxa de 10 HZ. Desta forma tem-se uma medição a cada 0.3 m, esta alta resolução permitiu compensar as oscilações de alta frequência e baixa amplitude devida as ondulações. O *Maglog* calcula a correção de *layback* e a posição corrigida do magnetómetro, tendo em conta o comprimento do cabo na água, a trajetória do navio e a posição relativa entre a IMU e o ponto de reboque.

Existem vários autores que apresentam várias formas de calcular o *Layback*, no entanto para este levantamento o valor de *Layback* foi de 60 m, valor obtido através de uma regra empírica de 3 vezes o comprimento do navio, de forma a minimizar a influência das componentes magnéticas presentes neste. O cálculo do *layback* depende muito da forma como o cabo se estende ao longo da coluna de água, por este motivo é preciso ter bastante atenção na velocidade de deslocamento da embarcação de forma que seja o mais estável / constante possível. Nesta campanha de aquisição a velocidade média de navegação esteve entre os 5 e os 7 nós (milhas náuticas por hora).

Na figura 4.7 é apresentado um esquema de reboque do magnetómetro, com ilustração de algumas distâncias que são fundamentais ter o conhecimento para o cálculo do posicionamento do magnetómetro, como o *layback*.

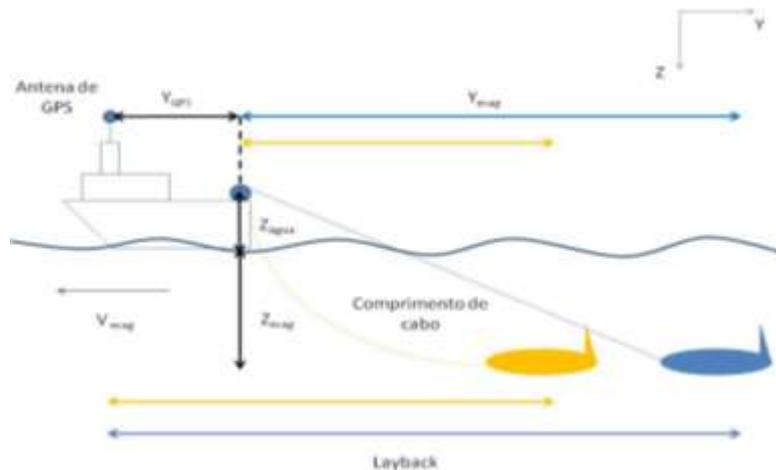


Figura 4.7 Esquema de reboque do magnetômetro a ré da embarcação, a uma velocidade V_{mag} , e distâncias fundamentais para o cálculo do posicionamento do magnetômetro. Fonte: (Silva, 2013).

Foi amarrada uma boia ao cabo do magnetômetro a 4 m de distância deste, permitindo que a profundidade média do sensor se mantivesse a volta de 1.2 m. Caso tivéssemos mergulhado o magnetômetro um pouco mais as anomalias seriam registadas com maior ênfase. A área de CC apresenta baixa profundidade valores entre 20 a 28 m, mantendo o magnetômetro mergulhado a certa profundidade atenua a interferência com os utensílios de pesca, e para aumentar o controlo foi ainda mantida sob vigilância visual pela equipa de marinheiros, afastando sempre que necessário o sensor dos objetos flutuantes.

Na figura 4.8 é apresentada um esquema que demonstra o sistema de aquisição dos dados magnéticos, desta forma tem-se na figura “A” a forma como é acondicionada os equipamentos, na “B” e na “C” pode-se ver a operação de lançamento do magnetômetro na água, com o navio sempre em movimento para que o aparelho não afunda.

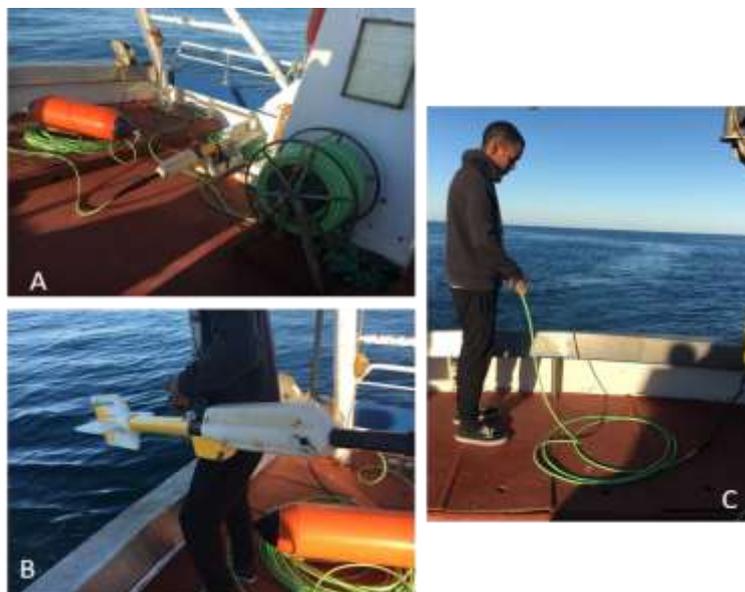


Figura 4.8 O “A” demonstra o acondicionamento do sistema de aquisição de dados magnéticos a bordo do navio Diplodus, “B” e “C” Operação de lançamento do magnetômetro na água.

4.4.4 Grelha de linhas de dados adquiridos

A aquisição dos dados magnéticos foi feita usando um planeamento de fiadas que cobre toda a área demarcada ($\sim 4 \times 1.5$ km), ao longo de fiadas espaçadas de 50 m segundo a direção E-W ortogonais e

fiadas de cruzamento espaçadas de 250 m na direção N-S. Dada a taxa frequência de aquisição, em media o levantamento correspondeu à aquisição ao longo de cada fiada de um valor do CMT a cada 0,30 m.

As fiadas de levantamento não coincidem com as de planeamento uma vez que devido a existência de vários utensílios de pesca entre eles as boias e redes que são muito frequentes nesta área, a embarcação teve que alterar frequentemente a sua trajetória desviando-se desta forma do planeamento. Também devido ao efeito de ondulação e do vento, por vezes variável e intenso, a trajetória real da embarcação apresentou desvios da ordem de alguns metros em relação ao planeamento. O prolongamento das fiadas e a antecipação do início das fiadas, em cerca de 250 m além área de aquisição permitiu o correto posicionamento da embarcação e por conseguinte dos equipamentos sobre as linhas de planeamento e permitiu minimizar erros de cálculo durante as curvas entre fiadas. Sempre que houvesse qualquer interrupção na aquisição dos dados ou qualquer desvio bastante acentuado na embarcação, procedia-se a repetição da fiada de modo a garantir a qualidade dos dados.

Foram feitos levantamentos de 35 fiadas, com comprimento de 4500 m a 2500 m e 15 fiadas de cruzamento com comprimentos de 1100 m a 2000 m. Na figura 4.9 apresenta-se o mapa final de aquisição com as linhas de levantamento magnético para a área de Costa da Caparica.

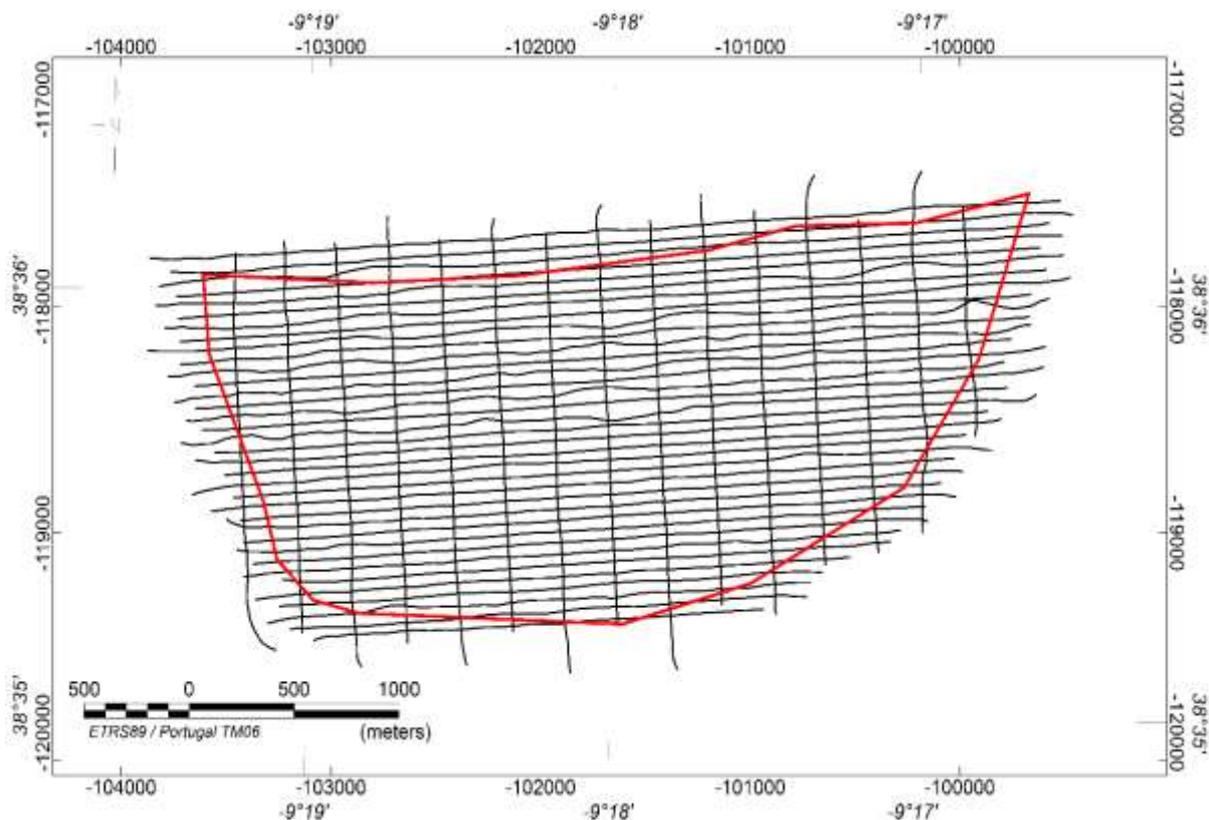


Figura 4.9 Fiadas de aquisição de dados magnéticos para a área de CC.

4.4.5 Controlo de qualidade dos dados

O Controlo de qualidade (Q.C) dos dados é feita de forma a conhecer o quão bem a resposta se ajusta ao problema. Ele é feito em tempo real durante a aquisição dos dados magnéticos e de forma contínua, este foi gerenciada através do software de aquisição *MagLog (Geometrics)*. Através deste software pode-se fazer o controlo de 3 parâmetros, o campo magnético Total registado, a profundidade do magnetómetro e um parâmetro indicador da qualidade do sinal (*signal strength*), na fig. 4.10 é apresentada a janela de aquisição do *software*. Esta monitorização é feita de forma a avaliar a existência

de possíveis ruídos nos dados, ou perturbações mecânicas causadas no magnetômetro por objetos diversos na coluna de águas, ou ainda detetar interrupções na transmissão dos dados.

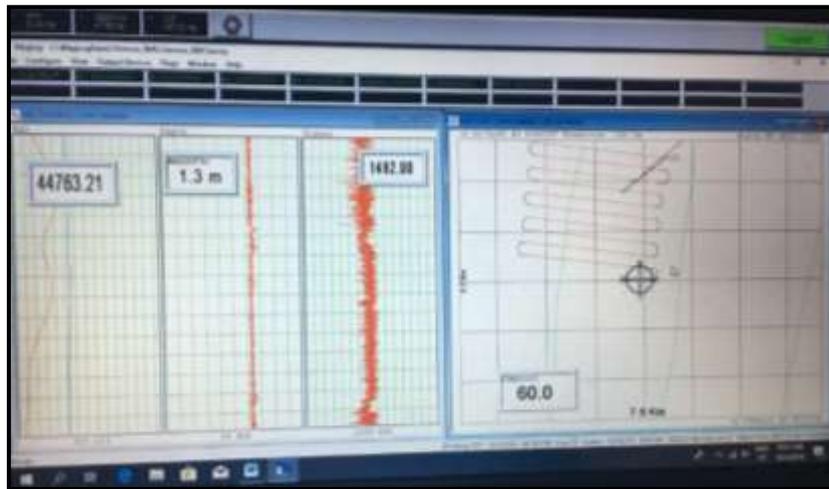


Figura 4.10 Ilustração do software de aquisição *MagLog* durante a aquisição, mostrando a monitorização de parâmetros e trajetória das linhas adquiridas.

4.5 Levantamento Sísmico

O objetivo principal do levantamento sísmico é a obtenção de um conjunto de perfis de sísmica de reflexão multicanal ligeira que permite fazer a descrição da estrutura geométrica dos sedimentos que se encontram na subsuperfície do fundo do mar. Existem diferentes sistemas de obtenção de dados de sísmica de reflexão que permitem obter perfis com características diferenciadas em termos de alguns parâmetros, como por exemplo a resolução vertical e horizontal, penetração, frequência, taxa de disparo etc. Para este estudo utilizaram-se dois sistemas independentes, a sísmica multicanal através do uso de uma fonte de *Sparker* ligeiro e a sísmica monocanal através do uso de uma sonda paramétrica.

4.5.1 Equipamento sísmico

Para a aquisição de dados de sísmica de reflexão de alta resolução foi utilizada o sistema *Sparker* da *GeoMarine Surveys* do IPMA, composto pelos seguintes elementos:

- **Fonte acústica** - Como fonte acústica foi utilizado um *Sparker* ligeiro, com 200 pontas (GEO - SOURCE 200 LW), alimentado por uma fonte que permite uma descarga negativa pulsada de alta voltagem de 100 a 1000 J (GEO-SPARK 1 kJ), com controlo de disparo (*trigger*) remoto, por impulso de 1ms de 5 V através de cabo coaxial ou ethernet.



Figura 4.11 Do lado direito temos o *Geo-Source* ligeiro de 200 pontas e do lado esquerdo a fonte de alimentação pulsada *Geo-Sparker* de 1 KJ.

- **Recetor** - Usou-se uma cadeia de hidrofones ou Streamer de 120 m de comprimento, composta por 24 conjuntos de hidrofones, espaçados entre si de 3.125 m. Nos 24 canais o sinal de cada grupo de hidrofones é pré-amplificado e digitalizado na streamer. Nas secções de cabeça e cauda

do streamer foram instaladas boias e antenas receptoras de GPS, para estabilização, controlo da profundidade e posicionamento.



Figura 4.12 Streamer de 120 m, composta por hidrofones espaçados de 3.125 m com 24 canais. Fonte: (Geo Marine, s.d.).

- **Sistema de aquisição** - Para a conversão do sinal analógico em digital (ADC) foi utilizado o Multitrace 24 da GeoMarine e o software GeoRecorder (também da GeoMarine) que permite uma digitalização a 24 bits e gravação contínua dos 24 canais com uma taxa de amostragem de 10 Hz.
- **Estações de trabalho portáteis** - Usadas para fazer o registo de aquisição dos dados de sísmica multicanal (SMC) (*GeoRecorder*), Controlo de qualidade dos dados (*Radexpro*), e controlo de navegação e posicionamento do navio (*Teledyne PDS2000* e *Applanix POSView*).



Figura 4.13 “A” a montagem dos equipamentos a bordo do Diplodus, “B” o posicionamento dos equipamentos SMC à ré do navio e, “C” laboratório de operações ,operação do SMC, com os sistemas de portáteis montados.

- **Perfilador vertical de Velocidade do Som** da *Teledyne Odom Digibar S2*: Este permite obter perfis da velocidade do som na água (até 500 m de profundidade) que são usados posteriormente no processamento dos dados sísmicos e também da batimetria multifeixe.

Para a aquisição de dados de sísmica de reflexão monocal foi utilizada uma Sonda Paramétrica (PE) de sedimentos modelo SES-2000 Standard, produzida pela Innomar. O equipamento é composto por uma unidade de processamento do sinal, que inclui um PC interno, e um transdutor que foi fixado a um poste vertical no navio e posteriormente mergulhada. Os dados recolhidos (em formato SEG-Y) podem ser processados com qualquer *software* sísmico. A alta taxa de amostragem, pequena área de cobertura e a possibilidade de usar uma gama de frequências que permite otimizar a relação entre a resolução e penetração dos dados são algumas das vantagens deste sistema. O perfil obtido por dados recolhidos por

este sistema apresenta maior resolução nas camadas mais superficiais até mais ou menos 5 m de profundidade podendo-se observar detalhes que não seriam possíveis de observar com o sistema de sísmica multicanal. Na tabela 4.3 encontra-se os valores da resolução da SP e na secção de processamento dos dados será possível avaliar a resolução fornecida pelo sistema nos perfis.



Figura 4.14 Do lado esquerdo temos o SVP e do outro lado o Sistema de sonda Innomar SES-2000 Standard. Direita: (Innomar, 1997); Esquerda: (Seatronics, 1978).

4.5.2 Descrição e Sistema de montagem

Na fig. 4.15 apresenta-se o esquema da geometria utilizada para a aquisição dos dados de sísmica multicanal. As letras correspondem a distâncias fixadas de forma a obter sempre a mesma geometria após a remontagem dos equipamentos.

Os equipamentos foram instalados a bombordo do convés de ré da embarcação, de forma a poderem ser rebocadas com apoio de um pau de carga que permitiu rebocar o *sparker* e a *streamer* a uma distância “C” previamente definida e o mais afastado possível da embarcação de modo a minimizar ruídos provenientes do navio. Foram acopladas boias com recetores de GPS, na cabeça e na cauda do *streamer*. A fonte de alta voltagem pulsada (PPS- *Pulse Power Supply*) ficou instalada no interior de um contentor instalado a ré do navio e foi alimentada por corrente elétrica proveniente de um gerador portátil.

A aquisição de dados ocorreu apenas durante o dia (horas de sol), por isso foi necessário executar operações de colocação e recolha dos equipamentos na água várias vezes. Foram feitas algumas marcas nos cabos de reboque dos equipamentos de forma a minimizar variações na geometria de cada vez que se executasse a ação no dia seguinte.

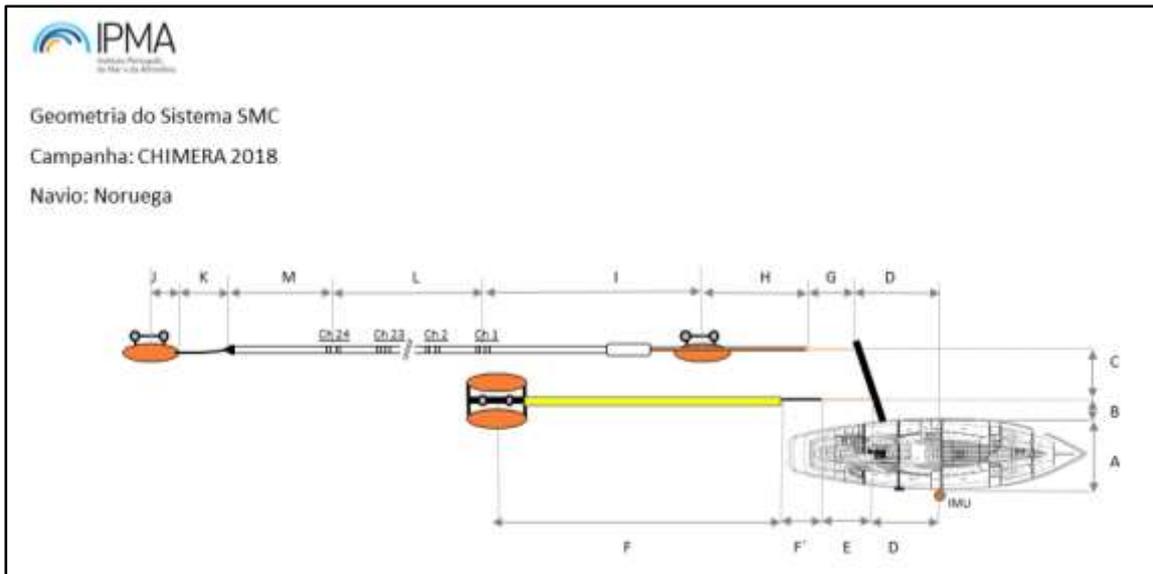


Figura 4.15 Geometria utilizada na aquisição de dados de sísmica de reflexão multicanal, apresentando o reboque do *sparker* e da *streamer*. O esquema não se encontra a escala. Fonte: (Brito, et al., 2019).

Foram feitos dois pontos de ligação de terra independentes, diretamente dos equipamentos e do navio para o mar. Um dos cabos de terra liga-se diretamente à estrutura metálica do navio e o outro à caixa de contatos do carretel da cadeia de hidrofones. Foram também transportadas várias ferramentas e utensílios que permitiram realizar toda a montagem do sistema, bem como as várias ligações efetuadas para transmissão de dados (esquema em anexo, listagem A.1).

A sonda paramétrica utilizada para aquisição de dados de sísmica monocanal foi montada num poste na lateral de bombordo do navio, juntamente com o IMU, e o respetivo computador foi instalada na sala junto à ponte; estes equipamentos foram conectados através dos seus cabos de ligação ao computador de aquisição. Na figura abaixo apresenta-se a instalação para operação da sonda paramétrica, e também é possível identifica o posicionamento do IMU.



Figura 4.16- Sonda paramétrica (PE) instalada a bordo no NI Diplodus. A esquerda tem-se o poste lateral montado com a PE, ao centro pode-se ver a instalação do IMU e à direita o poste com os equipamentos mergulhados, posição de aquisição.

Para fazer a medição da velocidade de propagação do som na água foi amarrado um cabo de mais ou menos 50 m a um *Sound Velocity Profiler* (SVP), este é mergulhado à superfície do mar cerca de 2 minutos para a estabilização da sonda e posteriormente é largado o cabo a uma velocidade constante de forma que o aparelho vai mergulhando e efetuando o registo até tocar no fundo do mar (FM), e

posteriormente é recuperado o aparelho. Após recuperar o aparelho e ter os cuidados necessários com ele, é conectado a um software para leitura dos dados, faz-se a análise dos dados e extraem-se os valores relevantes. Este processo é repetido pelo menos duas vezes por dia.

Todos os dias foram efetuados backups de todos os dados adquiridos e guardados no NAS como no computador de aquisição, e feitos também *Logs* dos dados adquiridos de forma a ter o controlo sobre todos os eventos ocorridos.

4.5.3 Posicionamento e Parâmetros de Aquisição

Para obter o posicionamento dos sistemas acústicos e da cadeia de hidrofones foram fixadas um conjunto de 6 antenas DGPS (*Trimble*) sobre os equipamentos, duas antenas para cada uma das boias, localizadas na cauda e na cabeça do *Streamer*, e sobre o *Sparker*. Os dados de posicionamento são recebidos via *WIFI* pelo programa *GeoRecorder*, permitindo desta forma a sua visualização e controlo em tempo real, bem como a integração com os dados de sísmica.

Com este sistema de controlo assegura-se a geometria assumida pela fonte e cadeia de hidrofones, profundidade de arrasto e posição da frente e da cauda do *streamer* (Noiva, et al., 2019).

Aceitou-se um erro médio de posicionamento dos hidrofones inferior a 1 m para um intervalo de 95% de confiança.

O princípio fundamental de funcionamento do DGPS consiste em comparar as coordenadas reais de um ponto fixo conhecido, a estação de referência situada *onshore*, com as coordenadas obtidas com um recetor de GPS nesse ponto. As diferenças observadas são utilizadas para calcular as correções necessárias aos dados de posicionamento GPS. Essas diferenças são depois transmitidas ao GPS no navio de pesquisa, via rádio ou internet, o qual aplica as correções aos dados (Parkinson & Fitzgibbon, 1986).

Todos os equipamentos e softwares usados na aquisição de dados são pré-configurados, introduzindo um conjunto de parâmetros que possibilita o melhor processamento possível dos dados sísmicos, na tabela 4.3 é possível identificar alguns dos parâmetros e configurações utilizadas na aquisição de sísmica de reflexão nos dois sistemas montados.

Tabela 4.3 Tabela de parâmetros usada durante a aquisição com os sistemas Multicanal e sonda Paramétrica. A velocidade média de aquisição dos dados SMC foi de cerca de 5 nós

Características / Dados	Multicanal	Sonda Paramétrica
Taxa de disparo	2 Hz	± 12 Hz, variável
Amostragem	10000 Hz	± 12000, variável
Janela de gravação	200 ms	15 m
Nível de energia	250 a 200 J	2 pulsos a 8-10 kHz
<i>Offset</i>	2 a 80 m	0
<i>Freq. Central</i>	800-1000 Hz	10000 Hz
Resol. vertical nominal	± 8 cm	± 1 cm, variável
Resol. horizontal nominal	± 1.5 m	± 0.15 m, variável

4.5.4 Planeamento e Grelha de linhas de dados adquiridos

Assim como na aquisição dos dados magnéticos foi projetado um planeamento para a área em estudo, porém este planeamento difere do da aquisição magnética em termos de espaçamento entre as linhas de aquisição. Assim foram planeadas 16 fiadas com direções norte-sul e 7 fiadas na direção Este-Oeste. Os

espaçamentos entre as fiadas são de 250 m nas duas direções. Estas fiadas cobrem toda a área demarcada (CC 5.14 km²). Foi utilizado o mesmo planeamento para aquisição de dados multicanal e monocal. A figura 4.17 e 4.18 apresentam o planeamento utilizado durante a campanha sísmica bem como o mapa de linhas de aquisição adquiridas respetivamente.

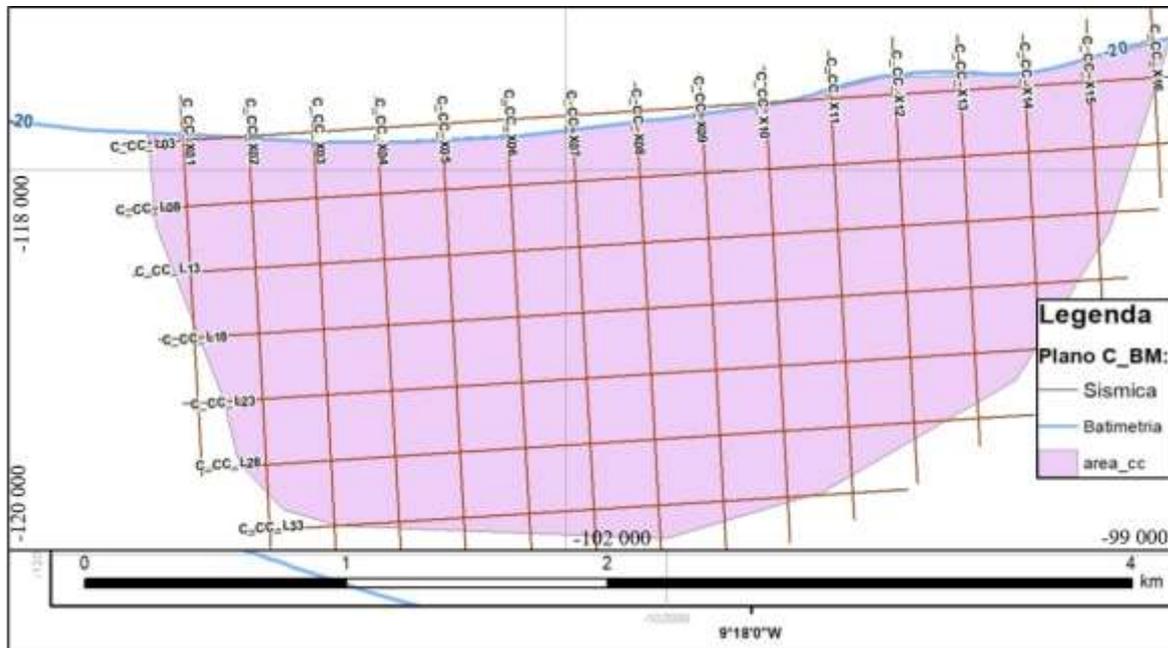


Figura 4.17 Mapa de planeamento de sísmica multicanal e sonda paramétrica para área de CC.



Figura 4.18 Mapa de linhas de aquisição de SMC e PE para a área de CC.

As fiadas foram identificadas para um maior controlo e organização dos dados usando a seguinte notação: C_CC_X01, a onde o C corresponde ao nome do projeto (CHIMERA), CC corresponde à área (neste caso para a área de Costa da Caparica) e X01 corresponde ao número da *crossline* (X), podendo usar o L01 quando se trata das “*inline*” (L).

Durante a aquisição fez-se um prolongamento das fiadas em cerca de 250 m além da área de estudo, permitindo o correto posicionamento da embarcação e dos equipamentos alinhados sobre as linhas de planeamento, após as voltas, e permitiu minimizar erros de cálculo durante as curvas entre fiadas.

As linhas de aquisição sísmica obtidas não coincidem com as de planeamento devido as várias circunstâncias já mencionadas acima que obrigam a navegação a desviar por vezes do planeamento e até adquirir as fiadas em frações que são juntadas posteriormente.

4.5.5 Controlo de qualidade dos dados de SMC e PE

O controlo de qualidade (QC) é feito durante a aquisição de forma a garantir que os dados estejam a ser adquiridos com qualidade necessária mínima de acordo com os requisitos. Para isso é preciso compreender as características do sinal e do ruído e analisá-las. O QC para a SMC é feito de duas formas, ao mesmo tempo que ocorre a aquisição dos dados através da monitorização das janelas do software *Georecorder* verificando os *Shot gathers*, *Trace gathers*, espectro de frequências, monitor de espectro de disparo e de ruído, receção de dados de navegação e baterias dos DGPS's. Esta janela do *software* é apresentada na figura 4.19.

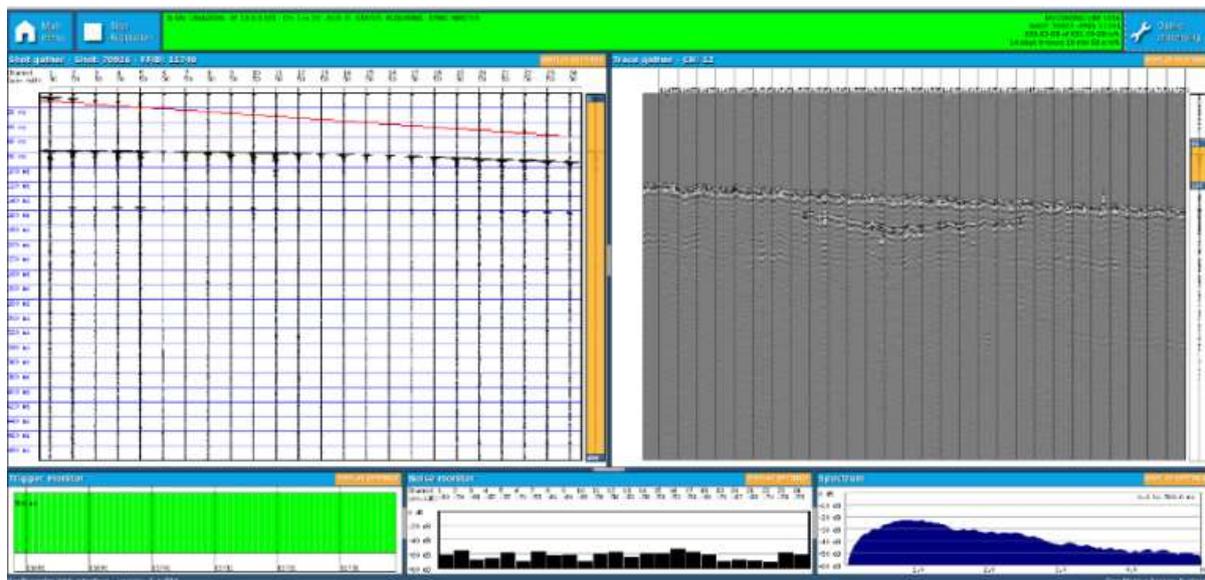


Figura 4.19 Janela apresentadas no software *Georecorder* durante a aquisição de dados sísmicos. À esquerda: *shot gathers*; A vermelho: onda direta (primeira chegada bem marcada com amplitudes positivas). “Time lines” azuis com espaçamento de 10 ms. À direita: *Trace gathers* do canal n° 12. Em baixo à esquerda: Registo de disparo; No meio: Espectro de frequências; À direita: espectro de ruído.

A outra forma é recorrer-se a um pequeno fluxo de processamento usando o *RadexPro 2018* para analisar a informação do sinal recolhida, através da produção de *brutestacks* obtidos por uma serie de passos do fluxo, e processamento dos dados da navegação utilizando o *software Geosuite NaviWorks* para avaliar a qualidade da navegação ao longo do perfil.

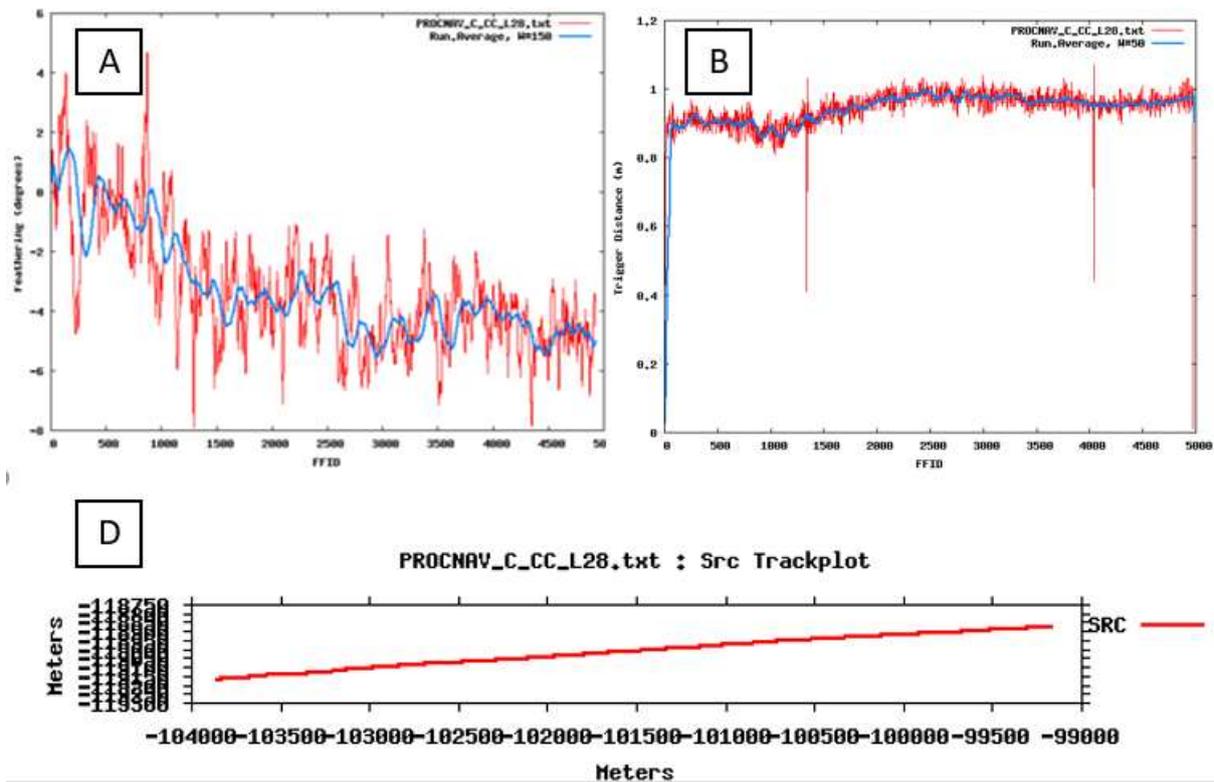


Figura 4.20 Gráficos obtidos com o processamento da navegação para QC para a fiada C_CC_L18 da SMC. “A” - Ângulo de feathering, “B” - Distância de disparos, “D” -Posição da fonte acústica (eixos com igual escala) em coordenadas métricas

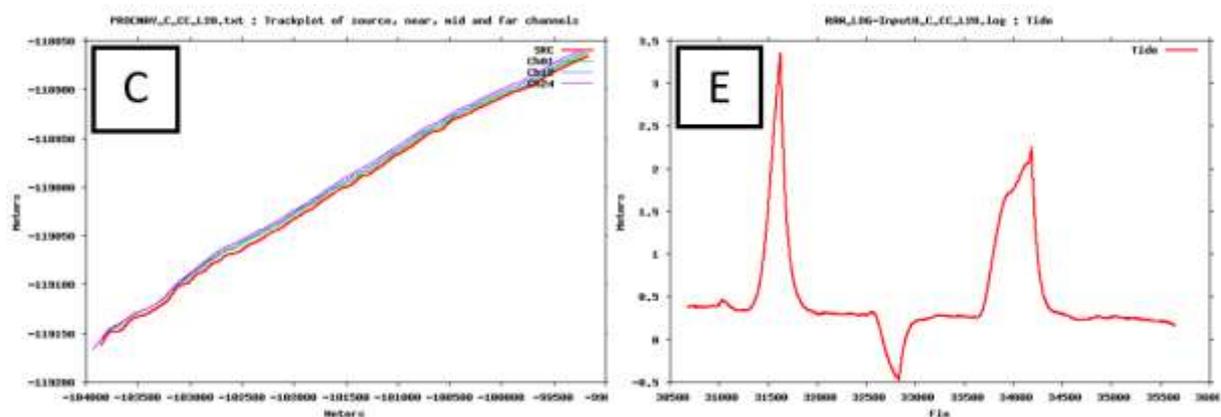


Figura 4.21 Gráficos obtidos com o processamento da navegação para QC para a fiada C_CC_L18 da SMC. “C” - Posição da fonte acústica, canais externos e central da cadeia de hidrofones (eixo com escalas diferentes), “E” -Altura da maré.

Primeiramente processou-se os dados de navegação, que resultou na compilação de uma série de ficheiros com log's de aquisição dos dados de *multitrace*, log com os dados de navegação da embarcação e um ficheiro de saída do *software Geosuite NaviWorks* com o posicionamento do ponto médio (CMP) de cada canal em cada traço (*shot*). Com este processamento foi possível gerar alguns gráficos (fig. 4.20 e fig.4.21) que permitem avaliar os parâmetros de qualidade da navegação para cada linha adquirida.

Na figura 4.21 é possível verificar que os dados de maré (“E”) inferida a partir dos dados de sistema de navegação está com uma variação na ordem dos 3 m (a escala vertical vai dos -0.5 a 3.5), por isto foi efetuada a correção da maré para este perfil e todos os perfis com variações da altura da maré fora do padrão. No gráfico 4.20 “A” permite avaliar o ângulo de alinhamento entre o *streamer* com o rumo do navio (*feathering*) que, deve ser o mínimo possível. O gráfico “B” demonstra os disparos falhados, o

“C” permite avaliar o posicionamento da fonte acústica e dos pontos médios dos canais extremos e central do *streamer* com eixos em coordenadas métricas (X, Y), no gráfico “D” é possível avaliar o posicionamento da fonte acústica, isto é, do *sparker* na água, os eixos estão em coordenadas métricas (abscissas (X), ordenadas (Y)).

Efetua-se o processamento dos sinais sísmicos, não sendo necessariamente durante a aquisição do perfil correspondente. Aplicaram-se os seguintes passos de processamento para cada um dos perfis adquiridos:

- Importação dos ficheiros, em formato SEG-Y, dos ruídos gravados antes e após a aquisição para análise do seu espectro de frequências e importação dos ficheiros SEG-Y dos dados do perfil e os seus respetivos dados de navegação processados;
- É efetuada uma suavização através dos dados da maré de uma média móvel para correção de eventuais variações anómalas.

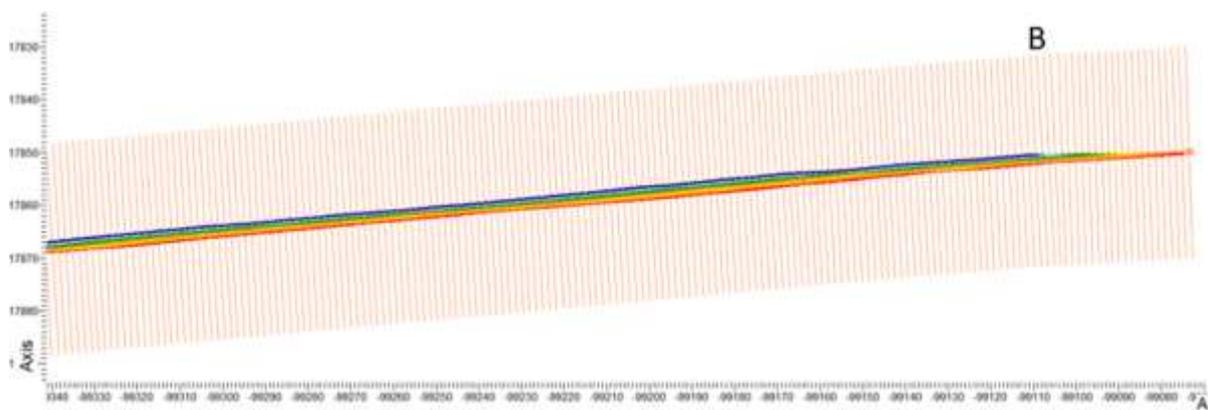


Figura 4.22 Ilustração do processo de “binagem”. Os traços transversais delimitam os *Bins* e os pontos coloridos representam o posicionamento dos 24 canais. Durante este processo pode-se verificar a qualidade de navegação.

- efetuada a atribuição da geometria (fig. 4.22), usando um tamanho de célula (*bin size* = 1.56 m), correspondendo a meio espaçamento de canais que é 3.125 m, para enquadramento dos pontos médios comuns (CDP/ CMP).
- Verificação dos disparos falhados e validação dos offsets calculados por comparação com a onda direta (fig. 4.23), caso os offsets não estejam bem deve reprocessar-se os dados desta linha no *Naviworks* ajustando alguns parâmetros.

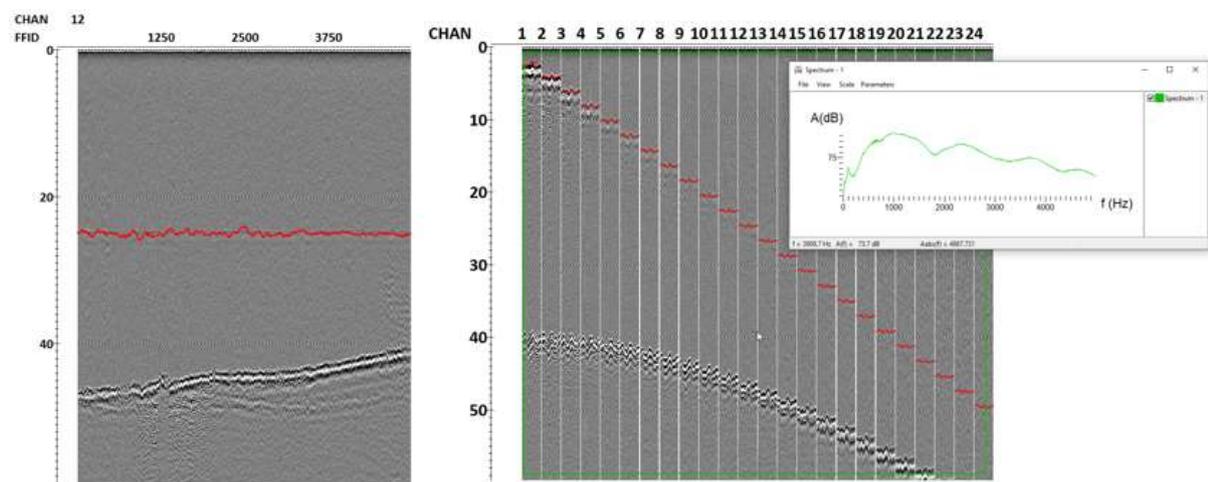


Figura 4.23 Validação dos offsets calculados por comparação com a onda direta em domínio do canal (à esquerda) e em domínio do disparo (à direita) para o perfil C_CC_L28. E o espectro de frequências (Hz) do perfil.

- É efetuada a produção de algumas figuras (fig. 4.24) para avaliar a variação de profundidade do *streamer*, o QC dos *offsets*, o QC do *slant* para verificar a correção nominal da variação de profundidade da cadeia de hidrofones;

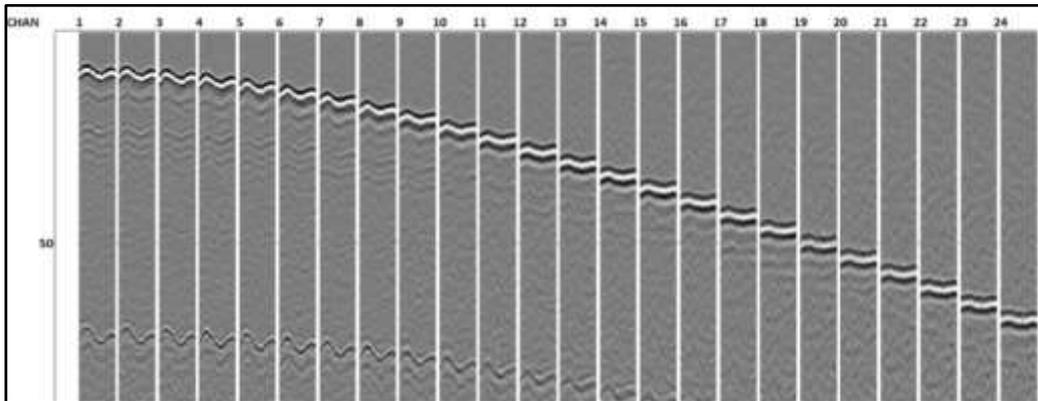


Figura 4.24 Avaliação de profundidade (*slant*) da cadeia de hidrofones por análise da reflexão fantasma do perfil C_CC_L28

- É criada um modelo de velocidades por análise interativa de velocidades o que permite fazer a correção do NMO posteriormente.
- É gerado um *brutestack* (fig. 4.25) e efetuado a análise do espectro de frequências deste para avaliar a qualidade do sinal. No final é exportado o BSKT em formato SEG-Y;

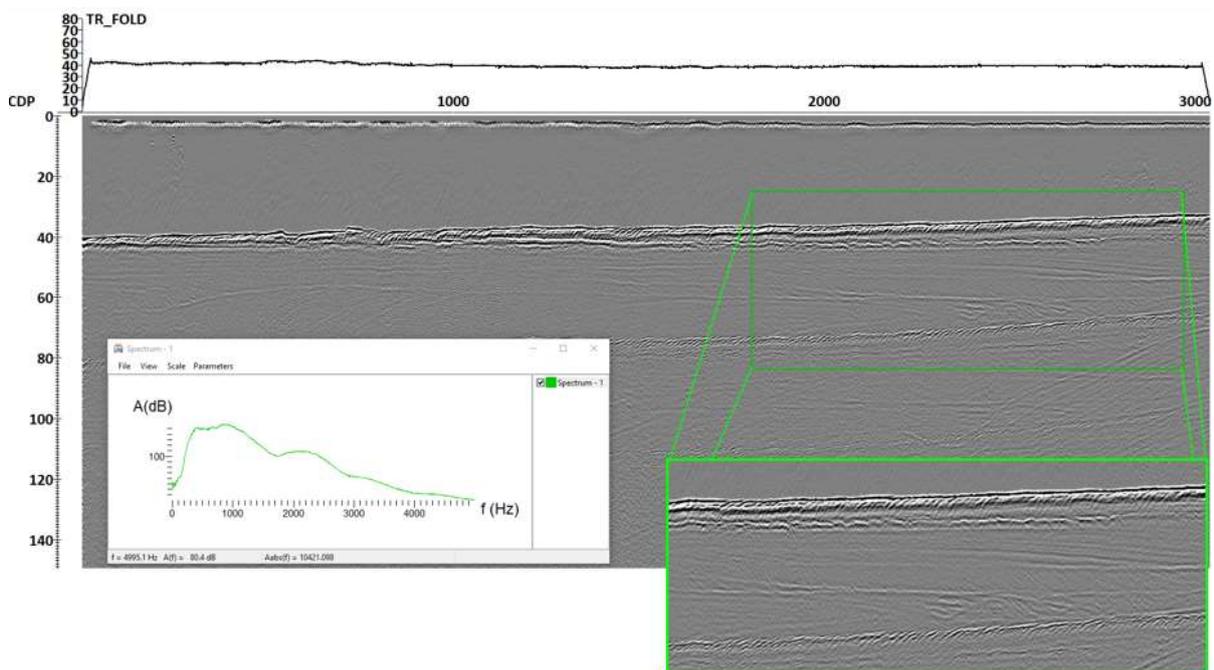


Figura 4.25 BSTK obtido após o processamento de QC do perfil C_CC_L28, coordenada vertical em TWT (ms) e horizontal em CDP. É exemplificado o espectro de frequência da zona verde ampliada em baixo à direita.

Com este fluxo de processamento consegue-se ter uma ideia de como varia a coluna de sedimentos, no entanto não se consegue evidenciar ou diferenciar uma série de eventos. O FM encontra-se com reflexões em espinha de peixe que terá que ser removido posteriormente, os múltiplos terão que ser atenuados, entre vários outros aspetos. No entanto para o QC este perfil serve perfeitamente.

Para o QC dos dados de PE utilizou-se um processamento feito com o programa ISE2 da Innomar. Este QC consiste na aplicação de um filtro de ruído, correções estáticas para corrigir o efeito das ondulações e um filtro de suavização dos dados (Listagem A.2). É ainda verificado o posicionamento dos dados.

No final de cada dia de aquisição é validado o posicionamento de todos os perfis adquiridos através de um sistema de informação geográfica por comparação com as linhas de planeamento. E são efetuados mapas diários de aquisição. Na figura 4.26 apresenta-se o mapa diário de linhas de aquisição obtido no dia 22-06-2018 e o mapa com a localização de todos os pontos a onde foram recolhidas informações da velocidade do som na água ao longo da campanha.

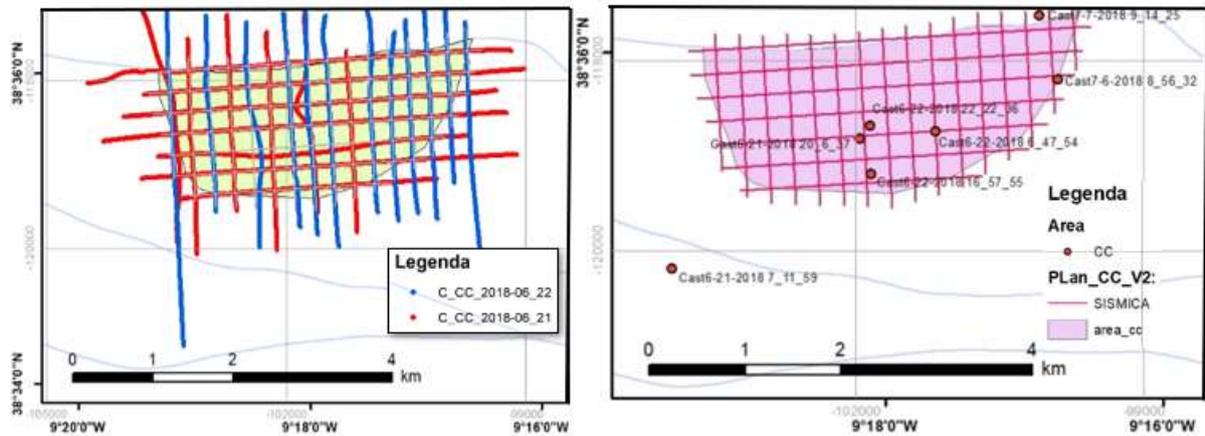


Figura 4.26 Mapa diários de linhas de aquisição (à esquerda) e mapa de localização dos lugares onde foram efetuados o SVP's

Para além dos valores da velocidade do som superficial e da média, o perfilador do som fornece valores de profundidade, temperatura e salinidade.

5. Processamento de dados

5.1 Processamento de dados magnéticos

Todo o processamento dos dados magnéticos para a área de estudo foi feito usando o software *Oasis Montaj* (Geosoft). A figura 5.1 apresenta a localização de algumas das linhas (L05, L17, L18) mais destacadas durante o processamento, e que foram usadas para exemplificar alguns dos passos efetuados, posteriormente são apresentados os passos de processamento aplicados.

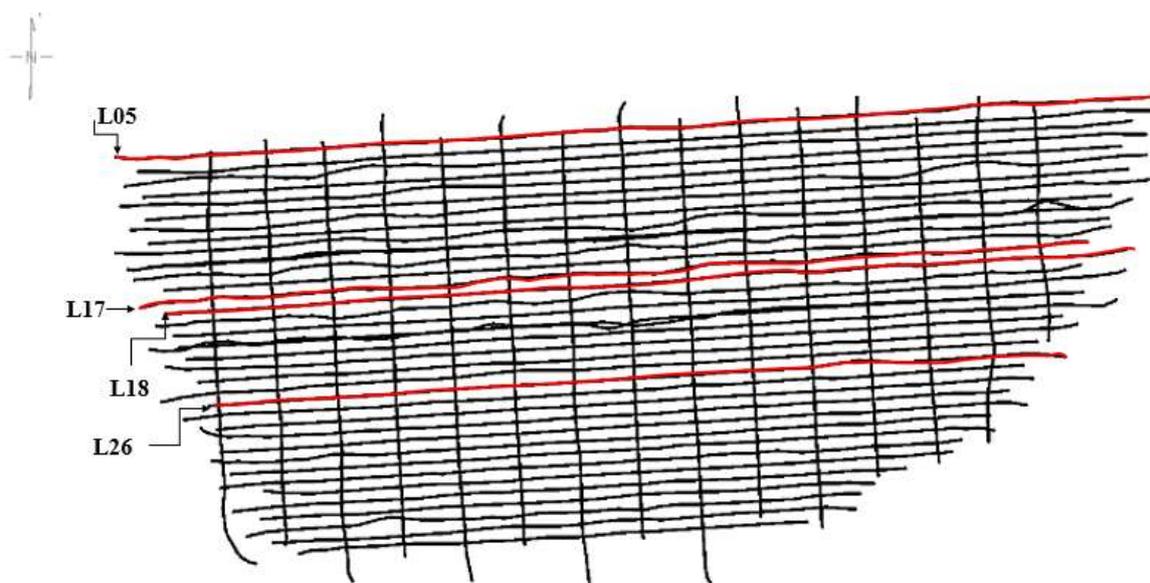


Figura 5.1 Identificação das linhas L05, L17, L18 e L26 usadas durante o processamento para demonstração de alguns procedimentos.

❖ Remoção do ruído (*spikes*) no CMT;

Após a importação do ficheiro dos dados de levantamento magnético em formato *ascii* no *software*, analisou-se os dados de CMT e os dados referentes à qualidade do sinal de forma a verificar a existência de determinados valores que podem corresponder a ruído. Estes valores são facilmente identificados uma vez que se diferenciam dos restantes valores por apresentar valores do CMT extremamente elevados (999999.9) ou valores da qualidade do sinal abaixo dos 1000, (quando o valor do *Signal* estiver acima dos 1000 considera-se que os dados são ótimos). A figura 5.2 demonstra o valor do CMT após ser removido os ruídos em forma de *spike* representada na figura no quadrado assinalado, e a qualidade do sinal na imagem abaixo.

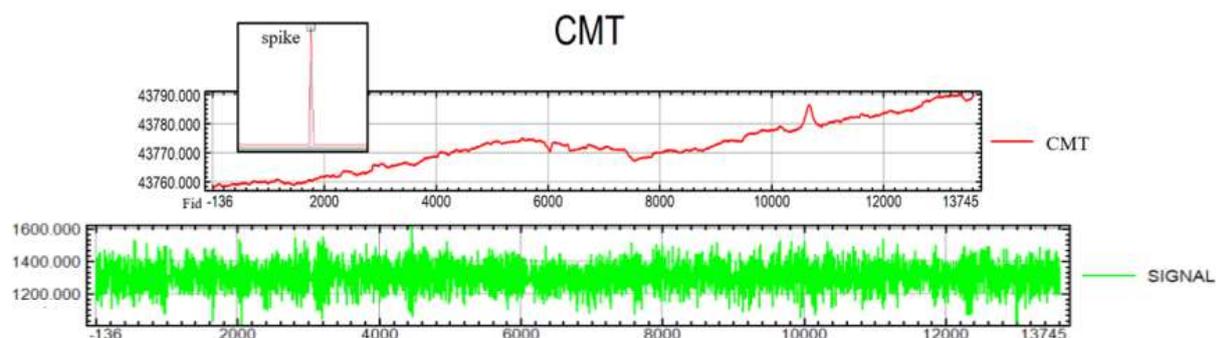


Figura 5.2 Perfil do campo magnético total após remoção do ruído em forma de *spike*, e figura da qualidade do sinal, ambas calculadas para a linha L18. Unidade da escala vertical em nT.

❖ Correção do CMP (usando o modelo IGRF);

Após fazer a verificação do ruído foi calculado o valor do campo magnético principal através do modelo IGRF. O software já fornece alguns modelos IGRF, selecionou-se o melhor modelo fornecido e calculou-se o valor do campo. O modelo fornece o valor do campo magnético principal bem como o valor da inclinação (I) e da declinação do campo (D) para a área de estudo, é introduzido como valor de *input* o valor da latitude, longitude, data correspondente as aquisições, e o valor da elevação (considera-se que a aquisição foi realizada sobre o zero hidrográfico (ZH)) da área. Ao valor encontrado subtrai-se ao CMT e obtém-se o valor de uma anomalia.

Ao comparar as duas grelhas apresentadas na figura 5.3 é possível verificar que removendo o CMP os valores baixam drasticamente, isto comprova que dos campos magnéticos existentes o campo principal é o que tem maior influência. Ao remover o CMP sobra a influência do CE e do CR. As zonas assinaladas pelas elipses representam lugares a onde verificou-se pequenas variações do campo, porém para dimensões reduzidas não se verificam grandes variações do campo, o modelo IGRF é suave. É possível verificar ainda que os valores do campo estão alinhados com as linhas de aquisição, tanto na figura “A” como na figura “B”, para eliminar essas tendências é preciso aplicar ainda mais correções.

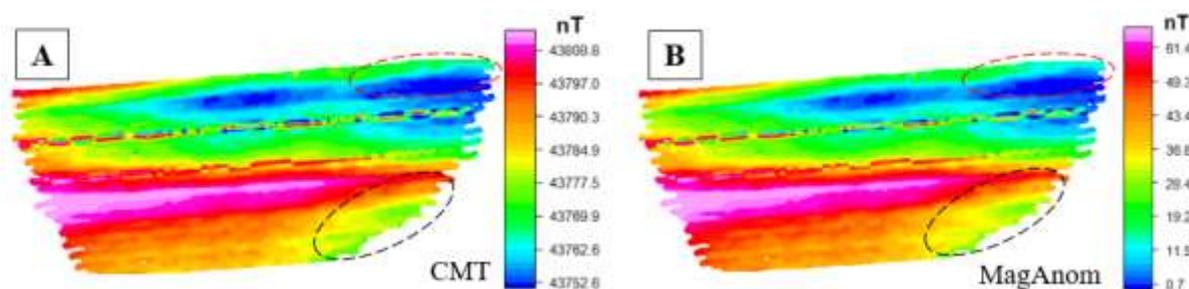


Figura 5.3 “A” Grelha do campo magnético total sem quaisquer correções, “B” grelha de anomalia magnética após ser efetuada a correção do campo magnético principal na área de Costa da Caparica (CC).

❖ Correção da Variação diurna;

Para aplicar a correção da variação diurna usou-se os dados fornecidos pelo observatório geomagnético de Coimbra. Foi necessário fazer um pedido para cedência dos dados uma vez que esta estação não é gerida pelo IPMA. Usou-se dados da variação diurna para área de estudo para os dias de levantamento mais os dados do dia anterior ao levantamento, de forma a ter uma noção de como se procedeu a variação.

Os dados CMT fornecidos foram também analisados de forma a eliminar os ruídos assim como se aplicou nos dados de levantamento magnético e fez-se uma média do valor do campo total para os dados de 6 dias (o levantamento foi efetuada durante 5 dias). A cada valor do campo fornecido pela estação base foi subtraído o valor da média (44487 nT), de forma a ter os valores centrados no zero, obteve-se assim um valor da anomalia diurna. Com base no dia e na hora do levantamento de cada ponto ao longo de cada fiada, fez-se a correção diurna subtraindo o valor da anomalia após a correção IGRF ao valor da anomalia do campo diurno.

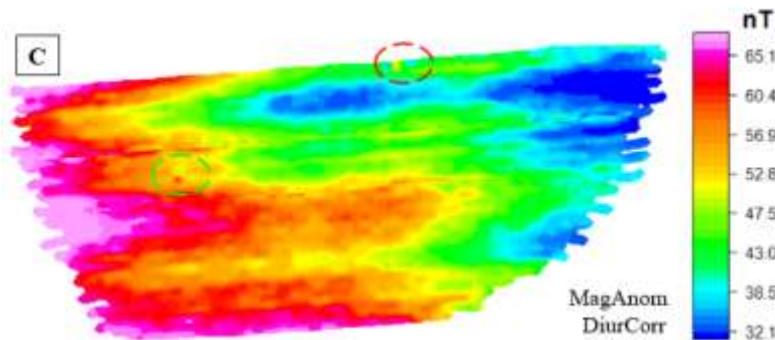


Figura 5.4 “C” Grelha da anomalia magnética após correção do CMP e da variação diurna.

Com este passo de processamento é possível verificar (fig. 5.4) que as tendências do campo na direção do alinhamento das linhas foram praticamente atenuadas, porém é possível ainda verificar alguma assinatura. Os círculos presentes na imagem chamam atenção para detalhes que antes não eram identificáveis.

❖ Nivelamento Iterativo com fiadas de cruzamento

Primeiramente foi necessário definir as fiadas de cruzamento (as *Tielines*) no software, que são as que estão espaçadas de 250 m e com direção Este-Oeste e que são perpendiculares às fiadas (*Lines*) N-S. Este passo do processamento consiste em calcular as diferenças entre os dados das *Lines* e das *Tielines* nos cruzamentos e depois minimizar essas diferenças de forma a nivelar os dados da grelha. Este nivelamento é um processo iterativo em que se percorre todos os pontos da grelha e faz-se esse cálculo, por vezes recorrendo a interpolação de forma a encontrar uma superfície que melhor se ajuste a essas diferenças. Usou-se o valor de 5 m para o tamanho das células da grelha. O melhor método iterativo encontrado é o “*Iterative Levelling*”, ele fornece valores de desvio padrão (DP) a cada iteração de forma a verificar a qualidade do nivelamento. Aplicaram-se duas iterações, inicialmente o DP estava à volta dos 2.486 nT, após a primeira iteração baixou de forma considerável para 0.791 nT e com a segunda iteração não houve grandes melhorias (0.798) e assim chegou-se a conclusão de que apenas duas iterações é o suficiente.

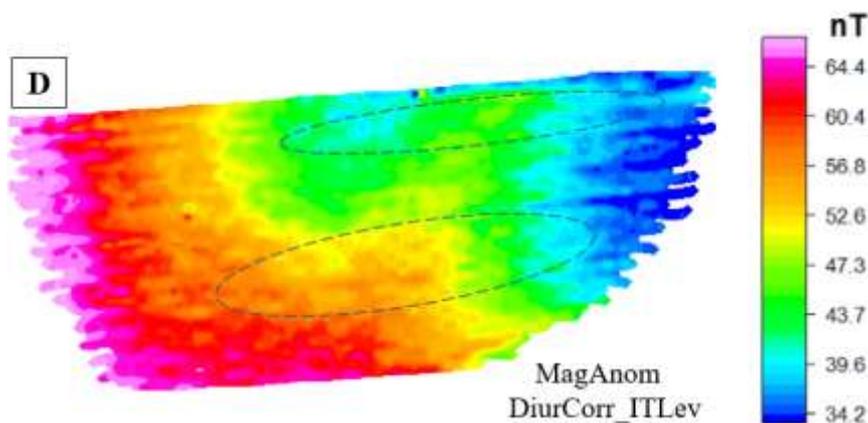


Figura 5.5 “D” Grelha da anomalia magnética após correção do CMP, da variação diurna e do nivelamento com o método iterativo.

É possível verificar na fig. 5.5 que houve um melhoramento significativo da qualidade dos dados após a aplicação deste passo, e percebe-se que a anomalia apresentava um certo alinhamento nas zonas assinaladas que acabaram por desaparecer após este passo de processamento. Após verificação dos dados magnéticos constatou-se que a anomalia na zona assinalada estava de facto a alinhar-se segundo a direção das fiadas Este-Oeste, porém com o nivelamento chega-se ao resultado ideal, e pode-se

comprovar através do perfil de anomalia corrigida da variação diurna da linha L26 (figura 5.6), em que se verifica um efeito suavizado da anomalia representada na zona assinalada acima.

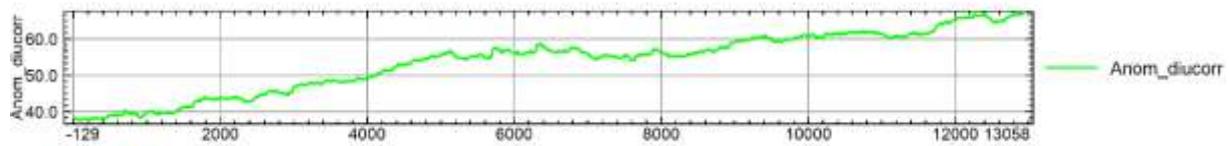


Figura 5.6 Perfil de anomalia corrigida da variação diurna da linha L26, que passa pela zona assinalada na figura 5.5.

❖ Cálculo da anomalia regional e residual;

Após aplicar o passo anterior obtém-se um campo de anomalia composta por altas e baixas frequências, em que os valores de maior comprimento de onda sobressaem sobre os valores de menor comprimento de onda. Usando filtros obtidos com cálculos da transformada de Fourier no domínio das frequências separou-se as componentes de diferentes comprimentos de onda, desta forma usando um filtro passa-alto obtém-se a anomalia residual e passa baixo a anomalia regional.

Realizaram-se vários testes e concluiu-se que um filtro passa alto / passa baixo com parâmetro de 500 m seria suficiente para o cálculo da anomalia residual e regional.

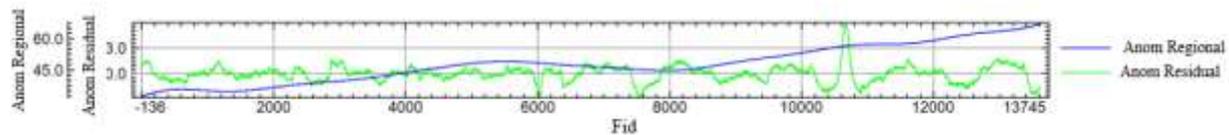


Figura 5.7 Perfil de anomalia regional com variações entre 60 á 45 nT e anomalia residual com valores entre 0 á 3 nT. Valores calculados para Linha L18.

No perfil da figura 5.7 verifica-se que os valores da anomalia regional são muito mais elevados que os da residual, isto faz com que as anomalias residuais não sobressaiam na presença de um campo regional. Assim, torna-se necessário fazer esta separação quando se pretende analisar anomalias/ estruturas com pequeno comprimento de onda. No gráfico de anomalia residual da figura 5.7 é possível destacar uma área (entre 10000 a 12000 *Fid*) onde apresenta valores consideravelmente mais elevada de anomalias o que por sua vez não é possível evidenciar no perfil da anomalia regional.

❖ Cálculo do sinal analítico

Este passo do processamento é efetuado de forma a poder localizar as fontes potenciais (anomalias individuais notáveis). Consiste na aplicação do filtro *Analytic Signal* da transformada de Fourier no domínio das frequências, que destaca as potenciais fontes. Usaram-se os dados da anomalia corrigida do CMP, da variação diurna e nivelada de forma a poder verificar existência de alinhamento de estruturas geológicas com o campo.

As fontes magnéticas destacadas pelo sinal analítico são apresentadas na fig. 5.8. Foi possível identificar duas fontes potenciais, assinaladas pelos retângulos em duas das fiadas de aquisição. Uma fonte existente aí identificada aparece em duas fiadas (L17, L18), com o mesmo valor de anomalia magnética e com a mesma assinatura no perfil, o que leva a crer que o objecto causador se localize entre as duas fiadas.

Os dados de alguns dos cálculos efetuados durante o processamento estão organizados numa tabela em forma de ficheiros Excel e podem ser encontradas em anexo na listagem A.12 e A.13.

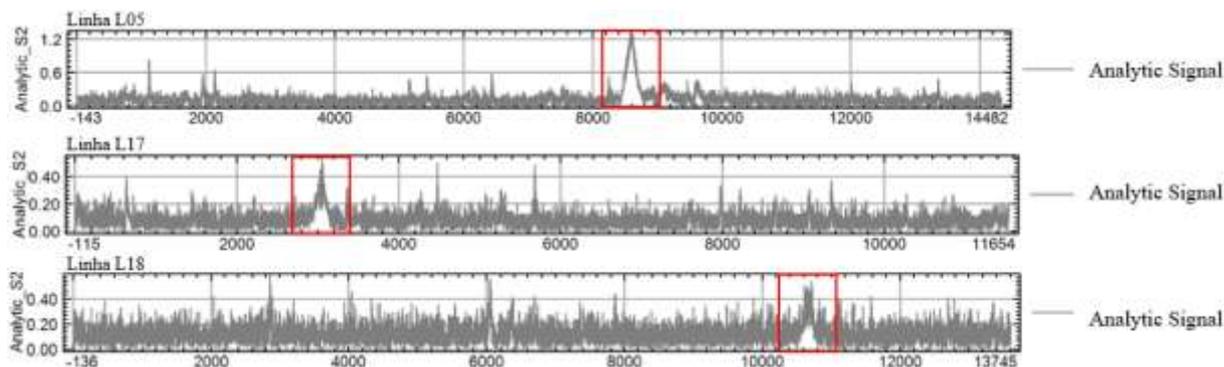


Figura 5.8 Perfil do sinal analítico analisadas nas fiadas L05, L17 e L18.

❖ Cálculo de Redução ao Pólo

Este é uma parte bastante importante do processamento que permite reposicionar os dados do campo observado com uma certa inclinação e declinação magnética, de forma que o campo pareça como se estivesse sobre o pólo magnético. Para efetuar esta parte do processamento usou-se também um filtro aplicado no domínio de frequência de Fourier sobre os dados de anomalias niveladas fornecendo-se os dados da inclinação e declinação magnética observada. Esta parte do processamento foi aplicada de forma a melhorar a qualidade do sinal e apoia imenso na interpretação dos dados, uma vez que qualquer assimetria do campo reduzido ao Pólo pode ser atribuída à geometria da fonte ou às suas propriedades magnéticas (*Geosoft*, Nota Técnica). A figura 5.9 apresenta o mapa de anomalia obtida usando os dados de redução ao Pólo.

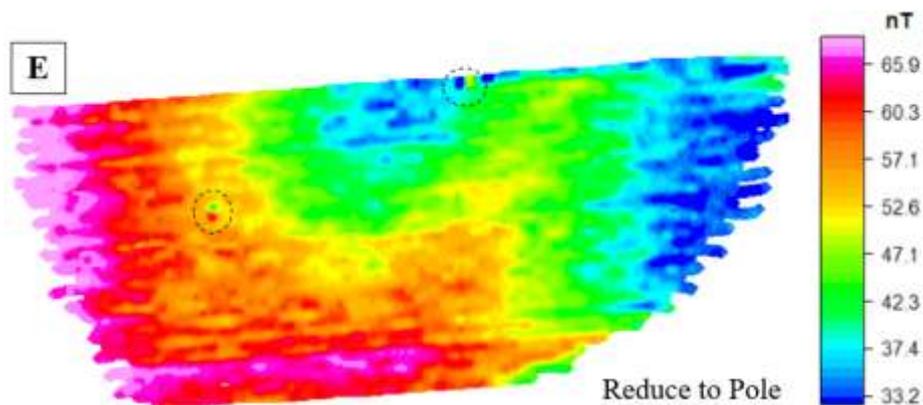


Figura 5.9 “C” Grelha da anomalia magnética após redução ao Pólo, usando Declinação=-2.3 e Inclinação= 52.6. Círculo tracejado indica zonas com anomalias de alta frequência.

Este filtro melhora a qualidade do sinal, porém introduz altas frequências. Ao comparar esta grelha com a da figura 5.5 verifica-se que este tem valores de anomalias mais elevadas, e as anomalias de alta frequência são mais destacadas (círculo tracejado).

5.2 Processamento de dados sísmicos

O processamento dos dados sísmicos é a etapa fundamental e decisiva para obtenção da informação geológica desejada, que possibilita a melhor interpretação. Requer muito cuidado e análise, pois, um mau processamento pode comprometer o bom “imageamento” do objeto geológico e sua compreensão. Durante o processamento foram efetuadas um conjunto de operações de forma a preservar o sinal ao máximo e filtrar todo o ruído possível.

5.2.1 Fluxo de processamento utilizado para os dados de SMC

O processamento foi feito usando *RadexuPro* 2018 e aplicando um fluxo “TRIM” + “FAST” adaptado de um fluxo original fornecida pela empresa *Geosurvey* Lda e descrito em (Duarte, Wardell, & Monrigal, 2017). Foram usados os dados preprocessados de QC e navegação para prosseguir o processamento dos dados para todas as fiadas adquiridas. Os principais passos do fluxo são:

- ❖ **TRIM** - Onde são realizadas as correções geométricas e efetuadas as desconvoluções, esta etapa é constituída pelos seguintes passos:
 - Importação de ficheiros com dados QC, com posicionamento e geometria já definidas;
 - É efetuada a correção da maré;
 - Desconvolução;
 - Determinação de offset por picagem da onda direta;
 - Correção de geometria (*slant*) da cadeia de hidrofones;

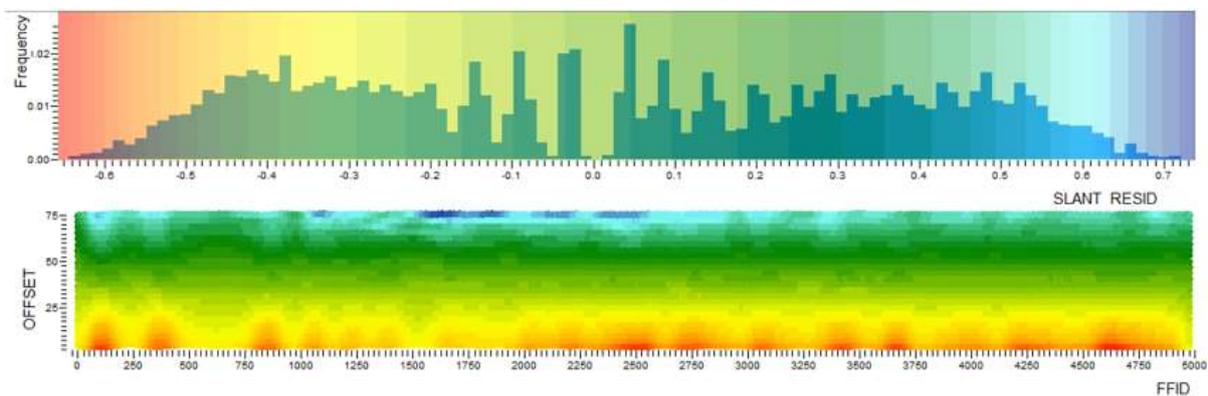


Figura 5.10 Histograma da distribuição da correção do *Slant* em cima e representação da correção em domínio de *offset* vs *FFID*.

O resultado da correção do *slant* é avaliada através dos histogramas apresentados na figura 5.10, a onde é possível avaliar através das cores e do histograma de frequências a correção efetuada.

- Picagem de residuais (do fundo do mar) para efetuar as correções estáticas;
- COSA (*common offset spatial averaging*) para correções estáticas residuais;

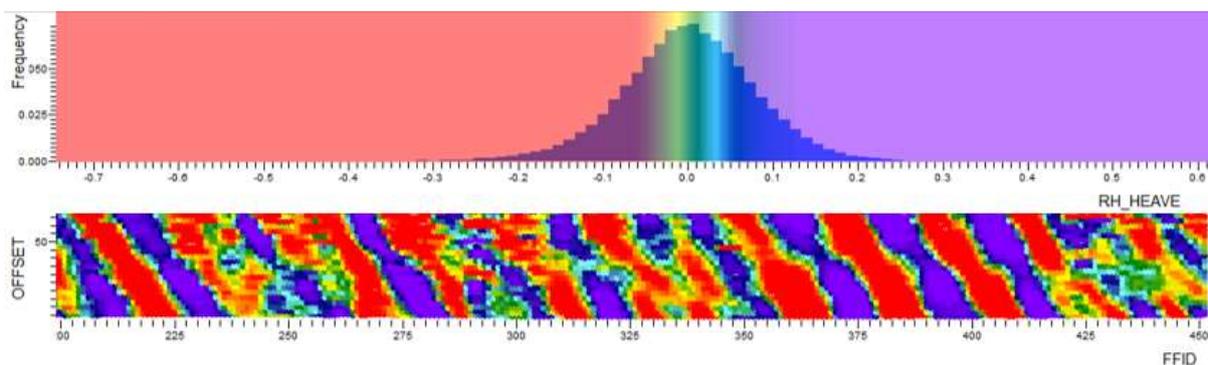


Figura 5.11 Representação da correção dos residuais em domínio de *offset* vs *FFID*, bem como o respetivo histograma de frequências.

A figura 5.11 apresenta o resultado da correção das residuais totais, que se traduz na correção dos movimentos que os recetores e a fonte vão tendo de acordo com a ondulação, o objetivo de efetuar esta correção é retirar este efeito de movimentação que tem implicação em diferentes tempo de percurso das

ondas, uma vez que há instantes em que o *streamer* e a fonte estão mais próximos do FM e outras que estão mais afastadas, desta forma considera-se que o *streamer* e a fonte se encontram sobre o zero hidrográfico de forma linear. Os efeitos vermelhos correspondem a correções negativas na cava da onda e o roxo a correções positivas na crista, as áreas da figura onde não é possível discriminar a posição da movimentação indica zonas onde a correção não foi bem aplicada, para rever esta situação recorreu-se a novas picagens dos residuais.

- Soma de traços por CDP (*Stack*) e exportação de ficheiro SEG-Y- TRIM;

❖ **FAST-** este passo do processamento contém operações para melhorar a qualidade do sinal sísmico.

- Análise interativa de velocidades (IVA), para correção do NMO;

Para a análise de velocidade utilizou-se o ficheiro de velocidade picada durante o QC e aumentou-se o número de CDP's, sobre o qual se fez a picagem. Esta análise foi feita com o objetivo de criar um modelo de velocidade RMS que é usada na correção do NMO. Na figura 5.12 é possível ver do lado direito a correção NMO associada ao atual modelo de velocidade. E pela horizontalidade das reflexões conclui-se que este é um modelo aceitável. As zonas mais colorizadas representam interfaces ou múltiplos e tem valores maiores de velocidade.

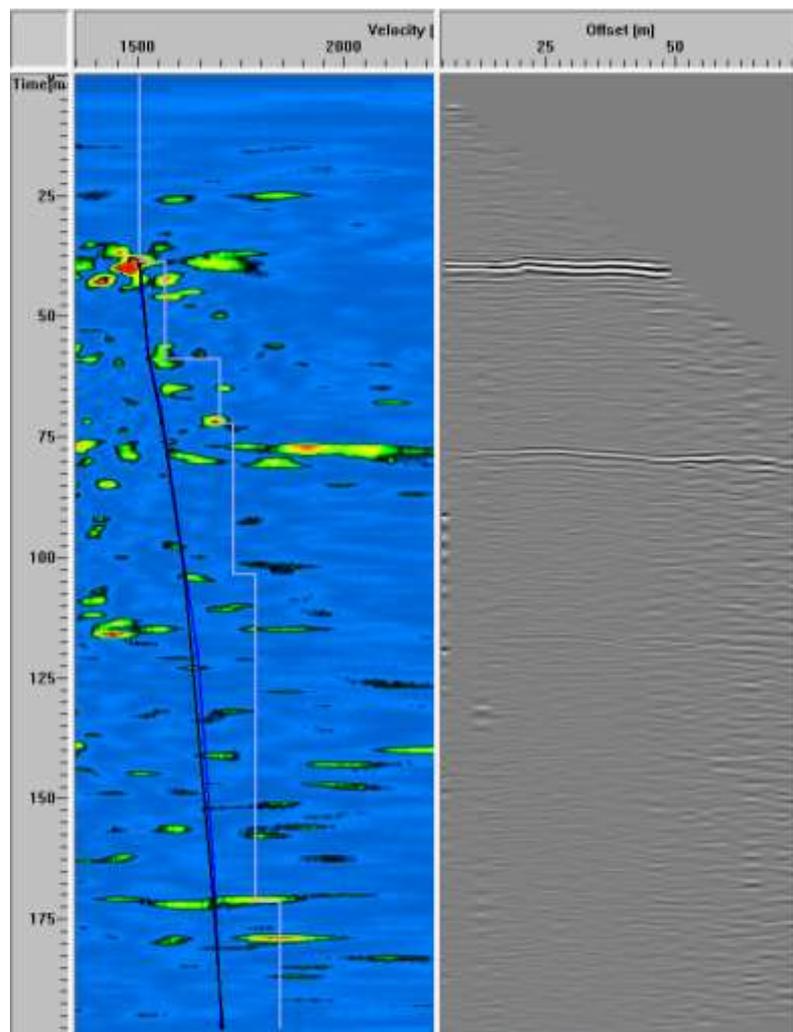


Figura 5.12 Imagem ilustrativo da picagem da velocidade e criação de modelo de velocidade interativo (linhas preta e azul representam velocidades RMS médias e picadas para este CDP, a linha branca a velocidade intercalar), e do lado direito a correção NMO. Escala vertical em TWT (ms) e horizontal em velocidades (m/s).

- É efetuada a soma dos traços (*Stack*) e de seguida a Desconvolução *pos-stack*;
- Atenuação de múltiplos e exportação do ficheiro DEMUL em SEG-Y;
- Migração (*pos-stack kirchhoff time migration*).
- Filtro passa banda variável em tempo e exportação do ficheiro FAST em SEG-Y;

Na figura 5.13 é possível verificar que um dos detalhes melhorados entre o ficheiro BSTK e FAST é o efeito do FM em espinha de peixe, com o processamento completo e a aplicação da correção estática residual por picagem do FM. Outro aspeto que é observável é o facto de o BSTK apresentar várias reflexões internas, muitas destas reflexões correspondem a *ghost* no FM e estes foram removidas durante o processamento. Verifica-se que houve uma atenuação do múltiplo após efetuar a desconvolução do ficheiro, de TRIM para o DEMUL.

A imagem do FAST corresponde aos dados finais após serem migrados e aplicados o filtro passa banda. É possível notar que após a migração houve um ligeiro aumento do ruído/ artefactos nas zonas mais profundas da coluna sedimentar.

Foram verificados constantemente espectros de frequências de forma a avaliar a qualidade da resolução vertical dos dados.

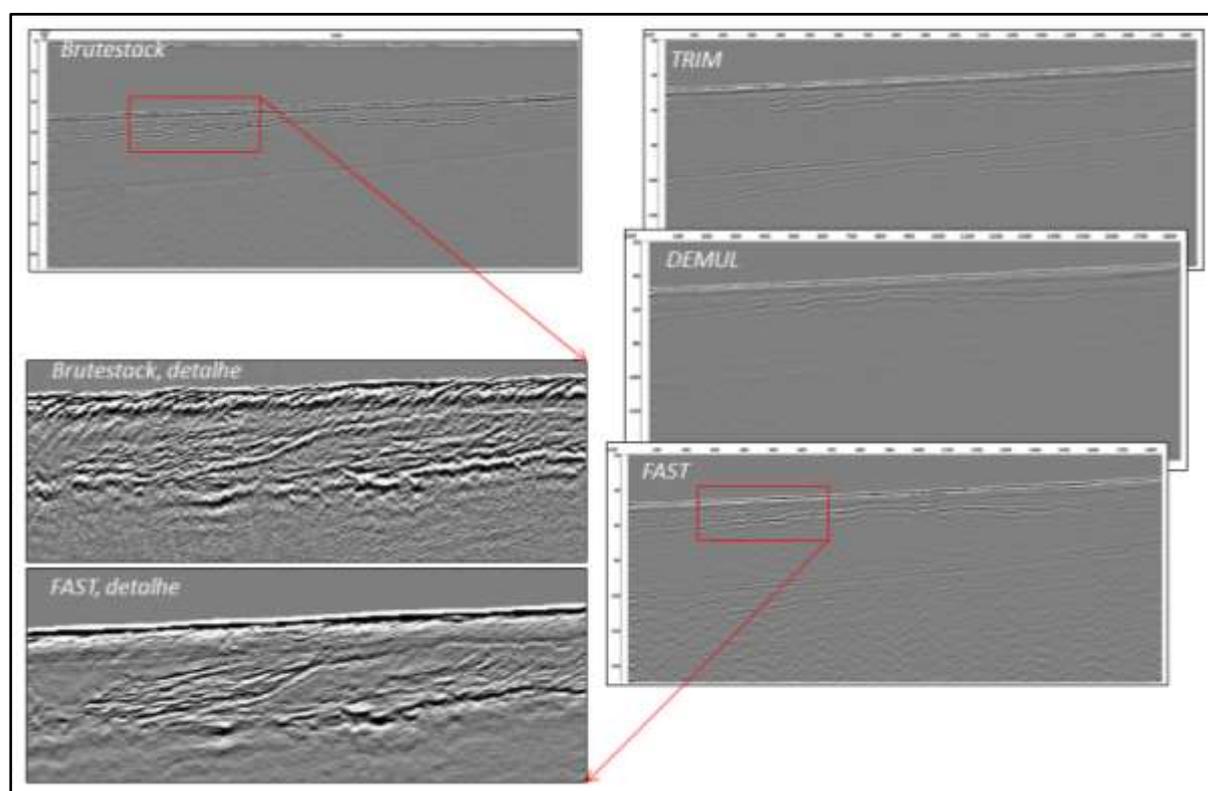


Figura 5.13 Imagem dos passos de processamento num perfil sísmico ilustrando as diferenças resultantes com processamento do tipo *brutestack* (à esquerda), FAST (à direita) e os restantes TRIM e DEMUL. Escala vertical em TWT (ms)

A figura 5.13 é ilustrada unicamente para demonstrar alguns dos passos do processamento, bem como realçar alguns detalhes que foram melhoradas com o processamento. Mais informações sobre a secção sísmica será apresentada no capítulo de resultados e interpretação.

5.2.2 Fluxo de processamento utilizado para os dados de PE

Os dados obtidos pela sonda paramétrica não exigem processamentos elaborado, por isso foi desenvolvido um pequeno fluxo de processamento usando o mesmo software (*Radexpro*), basicamente para aplicar alguns filtros e melhorar desta forma a qualidade do sinal. Este fluxo é constituído pelos seguintes passos:

- Importação do ficheiro no formato SGY;
- Filtro de ruído (*Burst noise removal*);
- Filtro passa banda;
- Correção de amplitude (divergência esférica);
- AGC (*Automatic Gain Control*, operador 2.5 ms);

A figura 5.14 ilustra os resultados obtidos para uma secção do perfil PE após o processamento. O filtro aplicado conseguiu remover o ruído coerente tanto na coluna de água como na coluna sedimentar, com a aplicação da divergência esférica juntamente com AGC tornou-se possível destacar alguns sinais existentes nas zonas mais profundas da coluna sedimentar.

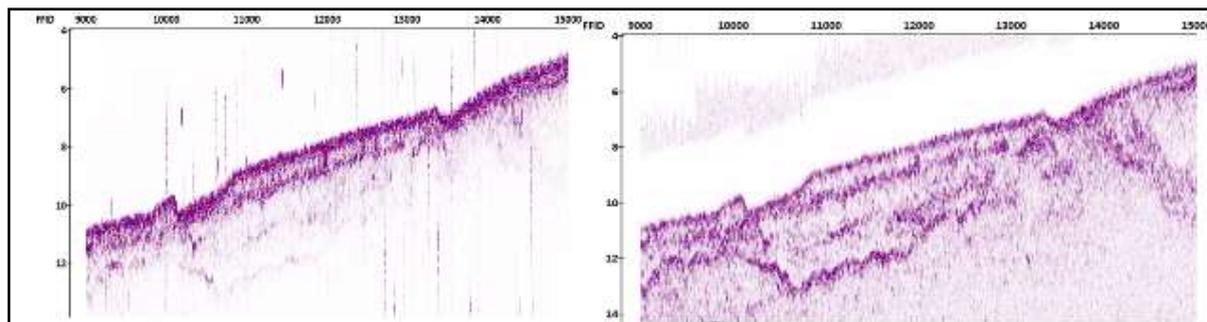


Figura 5.14 Ilustração das diferenças entre secções de PE sem processamento (à esquerda) e com processamento (à direita). Escala vertical em TWT (ms).

Para demonstrar mais detalhes (escalas, localização da linha) obtido com o processamento da PE usando o filtro AGC é apresentado a figura 5.15, uma secção sísmica processada da linha X16.

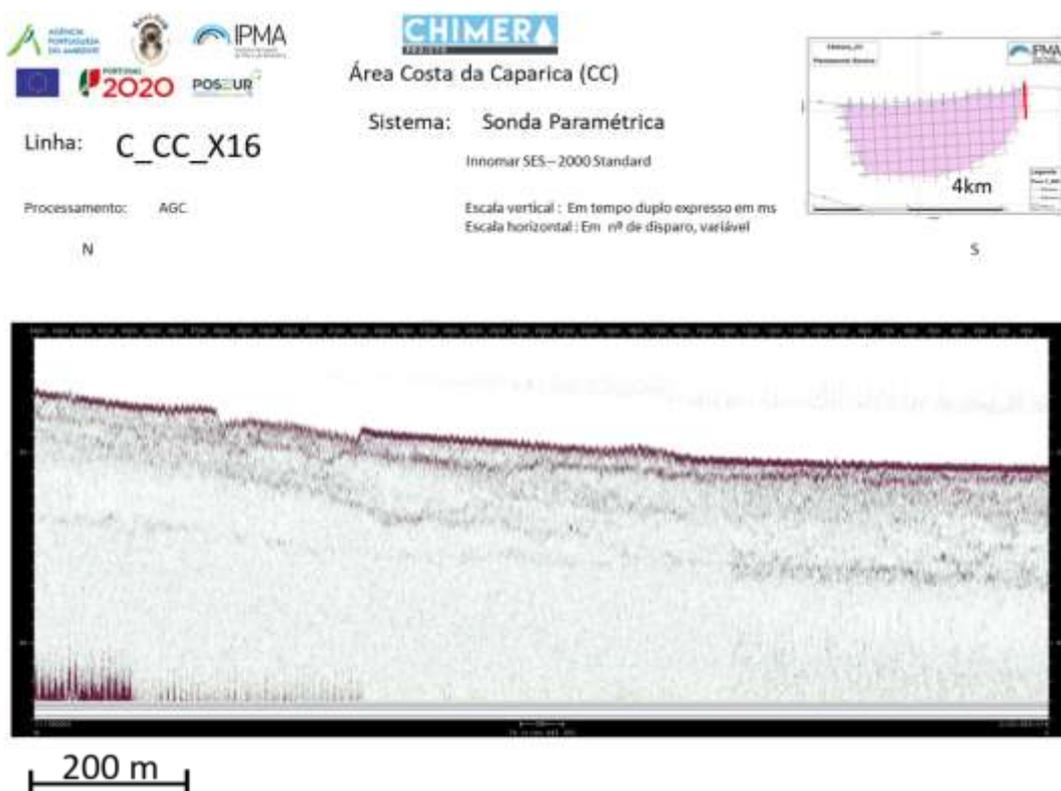


Figura 5.15 Ilustração de uma secção sísmica da PE processada, usando o AGC.

6. Resultados e Interpretação

6.1 Método magnético

Com o processamento dos dados magnéticos obteve-se os mapas finais de anomalia regional, residual e do sinal analítico que serviram de suporte para a realização da interpretação. A interpretação magnética neste estudo pretende compreender as fontes causadoras destas anomalias bem como a sua geometria, localização e eventuais características. Os dados magnéticos foram cruzados com os dados obtidos com a interpretação sísmica de forma a investigar alguma correspondência ou assinatura entre as unidades sísmo-estratigráficas e as anomalias, principalmente as anomalias notáveis que foram identificadas através do sinal analítico. Os mapas obtidos encontram-se representados nas figuras 6.1 e 6.2, respetivamente.

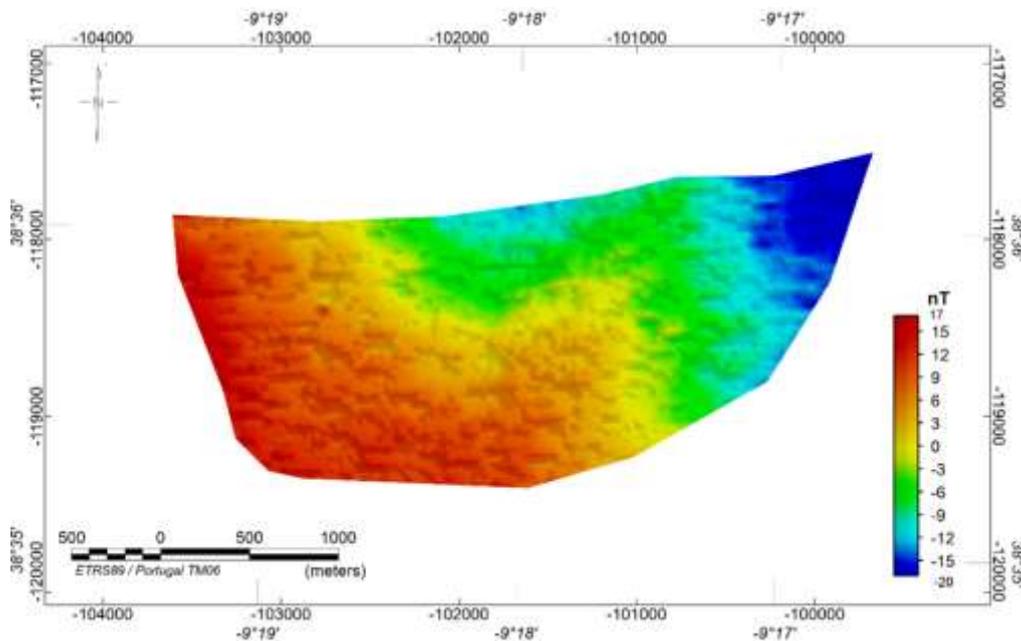


Figura 6.1 Mapa de anomalia magnética regional

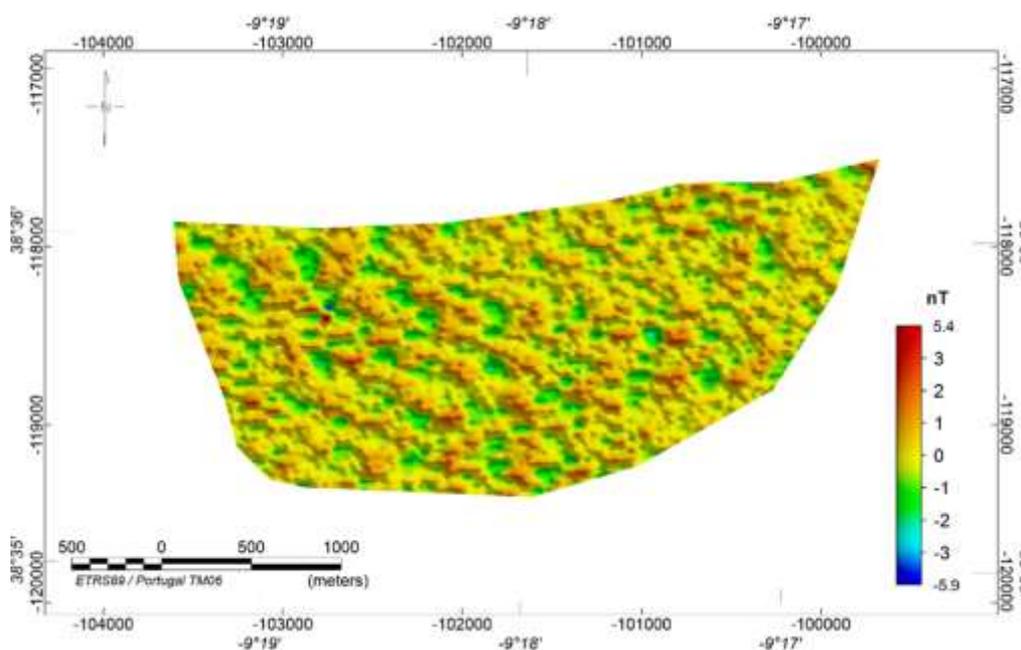


Figura 6.2 Mapa de anomalia magnética residual

6.1.1 Assinatura magnética e cruzamento com unidades sismo-estratigráficas

A assinatura magnética no mapa de anomalia regional da figura 6.1 é caracterizada pela existência de um gradiente negativo de anomalia que decresce de W para E, com variação na ordem dos 37 nT, e por uma lineação aparente segundo a direção NE-SW, estas características podem estar associadas a presença de uma estrutura intra-soco. A estrutura estratificada do soco apresenta direção de inclinação segundo a direção NE-SW.

No mapa de anomalia residual (fig. 6.2) é possível notar que ela é dominada por lineações aparente nas direções NW-SE com valores de amplitude na ordem dos 5.4 a -5.9 nT, verifica-se a existência de anomalias com comprimento de onda na ordem das centenas de metros. Algumas destas lineações aparentam estar associadas a zonas de menor profundidade, que é possível identificar nos perfis sísmicos obtidos com a sonda paramétrica. Esta anomalia poderá estar relacionada também a variação lito-estratigráfico do soco deformado. Na fig. 6.3 mostra-se um mapa de isóbatas de um horizonte que representa uma das inclinações do soco, este horizonte se encontra marcado na figura 6.4 (linha rosa), e é possível verificar que a lineação presente no mapa de anomalia residual está em conformidade com as lineações presentes neste mapa segundo a direção NW-SE representadas pelas isolinhas espaçadas de 10 m.

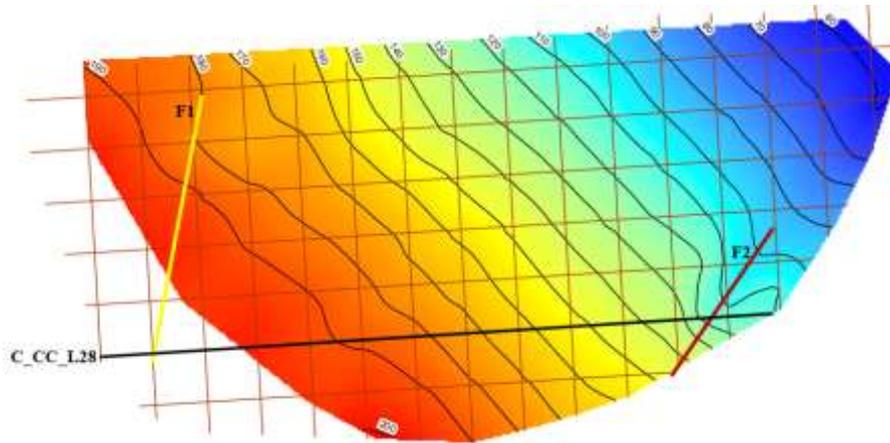


Figura 6.3 Mapa de isóбата de uma reflexão do soco, representando a inclinação deste, com duas falhas com direções NE-SW. As linhas a preto correspondem zonas da área a onde a reflexão está à mesma cota, os valores estão em ms (TWT).

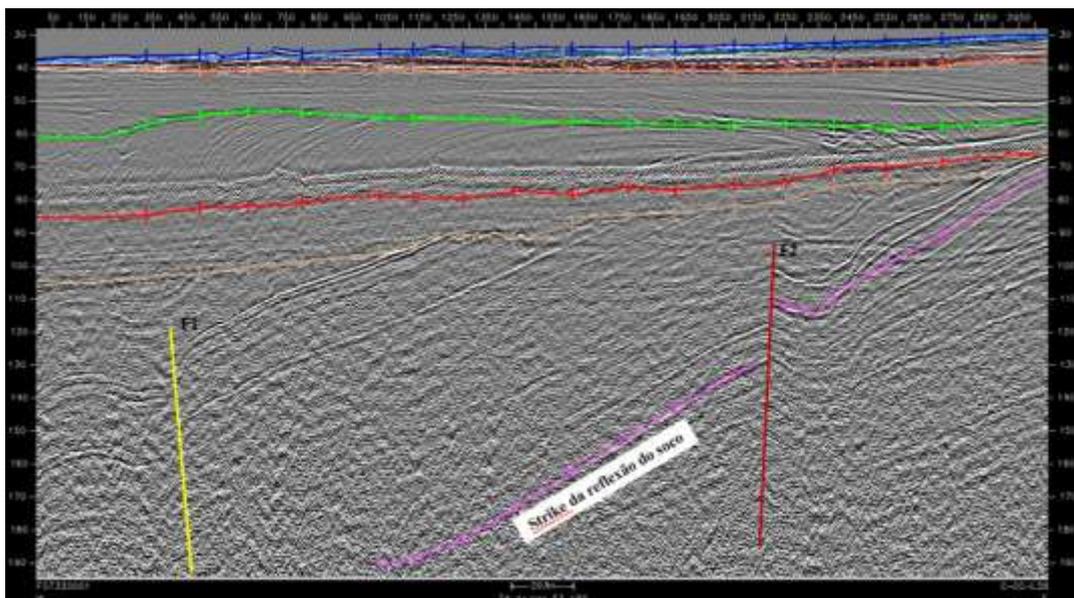


Figura 6.4 Seção Sísmica da Linha L28, com apresentação de duas falhas (F1 e F2) e uma reflexão (linha a rosa) representando o *strike* do *basement*.

Estas lineações referem-se à direccionalidade de vários estratos das anomalias que é evidenciado no mapa da fig.6.2 com direção NW-SE, e também no mapa de anomalia regional. A figura 6.3 permite confirmar que o soco inclina para SW pois vê-se que o horizonte aumenta de profundidade segundo essa direção.

É possível ainda verificar a presença de duas falhas com direção NE-SW, que poderão estar associadas a algumas das lineações presentes no mapa de anomalia regional, separando zonas com comportamentos magnéticos distintos. Estas falhas encontram-se representadas na secção sísmica da figura 6.4, bem como a reflexão que deu origem ao mapa da figura 6.3. O material rochoso que se encontra a Oeste da Falha 1 aparenta mais propriedades magnéticas distintas em relação a outras zonas da área, isto é possível evidenciar através do mapa de anomalia regional da figura 6.1.

6.1.2 Anomalias notáveis/ potenciais estruturas arqueológicas

Ao fazer a combinação de toda informação adquirida e processada anteriormente, nomeadamente os perfis do CMT (fig. 5.2), a anomalia residual (6.2), o sinal analítico (fig. 5.8), soluções de Euler e dados de sísmica consegue-se destacar basicamente duas fontes com maior assinatura magnética ou anomalia notável caracterizável como potencial estrutura arqueológica, sendo uma delas localizada na borda da área de investigação e a outra dentro da área.

No perfil de CMT é possível evidenciar a formação de dipolos nos locais correspondente a estas anomalias. A tabela 6.1 apresenta a informação da localização e características do sinal magnético, presenciada em 3 linhas de aquisição, mas como já discutido durante o processamento existem apenas duas potenciais estruturas e não 3. Porém, uma destas potenciais estruturas se encontra fora da área de estudo, embora sobre uma fiada adquirida. Estas linhas se encontram identificadas na figura 5.1.

Tabela 6.1 Informações sobre as anomalias magnéticas notáveis, localizações e CMT das linhas L05, L17 e L18.

Nº	Long (º)	Lat (º)	CMT (nT)	IGRF (nT)	Anom (nT)
Sinal L05	-9.2959977	38.6027733	43781.2	43752.3	28.9
Sinal L17	-9.3124582	38.5963149	43768.8	43748.8	20
Sinal L18	-9.3125561	38.5958844	43786.4	43748.6	37.8
Nº	A.D.Corr (nT)	A.D.C.Lev (nT)	A.Res (nT)	A.Reg (nT)	S.A (nT)
Sinal L05	52.5	49.1	9.7	39.4	1.2
Sinal L17	47.4	46.7	-6.1	52.9	0.5
Sinal L18	61.2	62.2	5.7	56.5	0.5

Na linha L18 identificou-se uma anomalia positiva de amplitude 5.7 nT e na linha L17 uma negativa de 6.1 nT. Uma vez que a área de estudo não enquadra a anomalia dipolar presente na fiada L05, não se considerou a assinatura magnética nela presente, e também porque só é possível evidenciar uma única anomalia positiva de 9.7 nT, faltando a outra anomalia negativa para formar um dipolo e assim ser considerada como uma fonte. Porém no perfil do CMT (fig. 6.5) é possível ver bem a formação do dipolo. Tudo leva a crer que caso se adquirisse mais uma fiada a norte da L05 seria possível identificar o outro par de anomalia negativa.

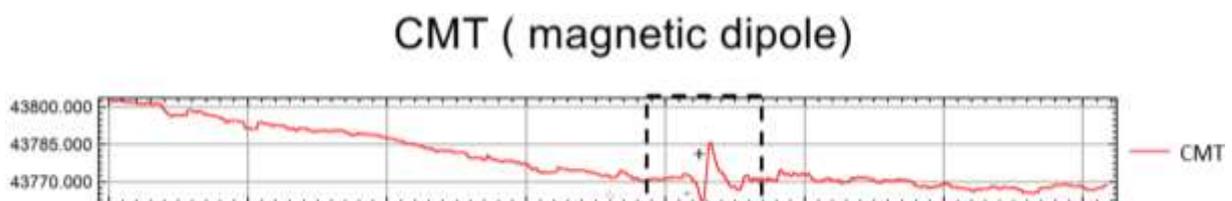


Figura 6.5 Perfil do campo magnético total com presença de um dipolo (quadrado tracejado) na fiada L05.

A profundidade estimada por desconvolução de Euler para identificação da localização do único corpo-fonte (fig. 6.6) é de 27 m abaixo do nível do mar (sem correção da maré), o que poderá ser compatível com algum objeto enterrado 1-3 m abaixo do FM. Estima-se uma extensão lateral de aproximadamente 100 m.

Não se identificou qualquer registo anómalo nos dados de batimetria ou de retrodispersão (outros dados complementares adquiridos pelo sistema multifeixe). Também não foi possível identificar nos dados de sísmica SMC e PE nas linhas próximas as adquiridas para magnética quaisquer evidências de estruturas significativa.

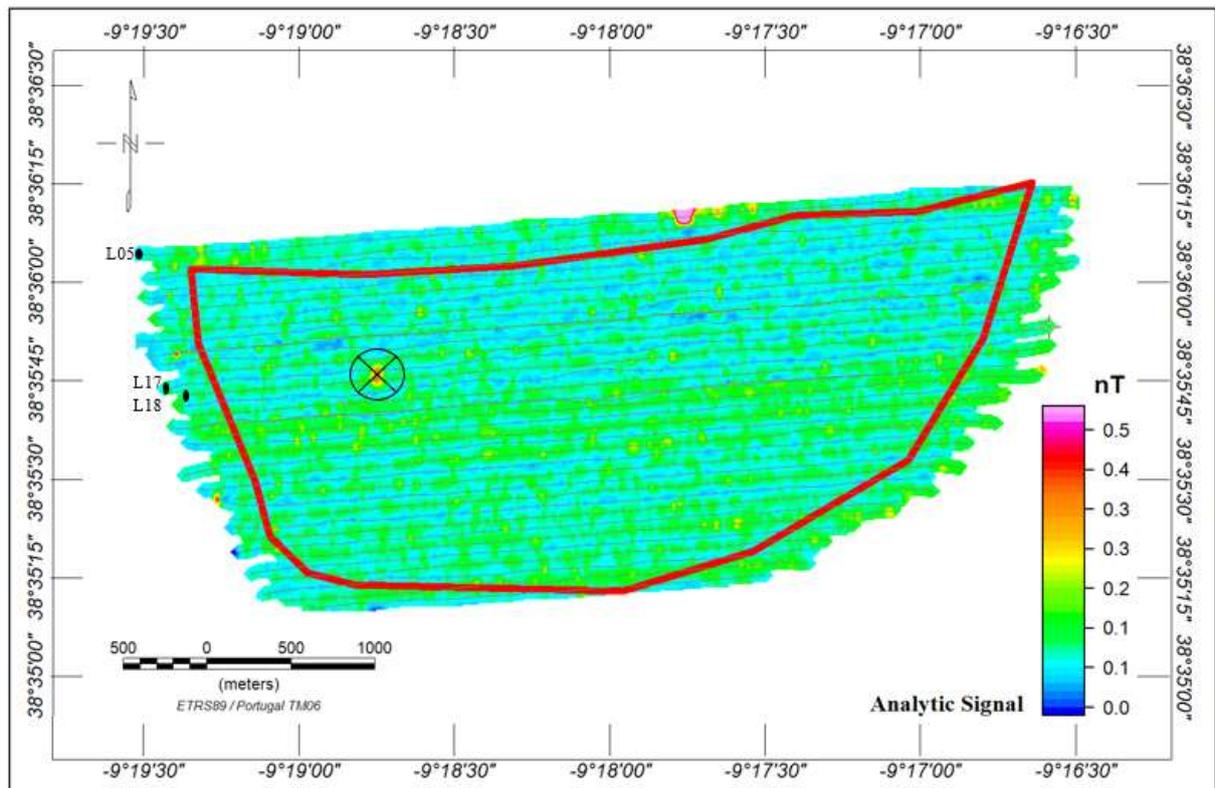


Figura 6.6 Localização da potencial estrutura arqueológico no mapa de sinal analítico, identificação das fiadas com as anomalias notáveis, a área está identificada pela linha a vermelho e a estrutura por um círculo preto.

Embora se tenha usado o mapa do sinal analítico para identificar visualmente a fonte, o valor da anomalia encontra-se ilustrado no mapa de anomalia residual.

6.2 Método de sísmica de Reflexão

O processamento dos dados de sísmica são realizados de forma a permitir a melhor interpretação possível. A interpretação sísmica para este estudo consiste em estabelecer modelos sismo-estratigráfico que permitem a avaliação do volume de sedimentos não consolidados da subsuperfície, cruzando a informação dos perfis sísmicos com a descrição dos dados de amostragem (vibrocores) que foram adquiridos para as áreas de estudo nas zonas mais superficiais (até 3 m), permitindo obter um maior conhecimento sobre o tipo de sedimentos.

Para uma correta interpretação fez-se uma combinação entre os perfis de sísmica de reflexão (SMC) e de sonda paramétrica que foram processados e carregados no sistema de interpretação de dados de sísmica 2D e 3D e de informação geológica e petrofísica – LandMark. Usando a aplicação OpenWorks do SEISLAB (Laboratórios de Geofísica Mrinha da DivGM, IPMA).

Os perfis sísmicos de PE usados de forma a auxiliar na interpretação fornece uma maior resolução nas camadas mais superficiais, o que facilita a distinção das unidades, uma vez que com a os perfis de SMC nem sempre é possível verificar o que acontece no interior das camadas mais superficiais, que são basicamente aquelas de maior interesse para este estudo.

A interpretação foi feita para toda a coluna sedimentar, desde a picagem do fundo do mar (FM) até ao substrato (*bedrock*). Usaram-se os princípios clássicos apresentados por (Pyton, 1977) na interpretação sísmo-estratigráfica.

6.2.1 Modelo sísmo-estratigráficos

“Uma unidade estratigráfica pode ser definida como uma sequência deposicional de sedimentos que possuem a mesma origem genética com padrões estratigráficos definidos de acordo com as terminações das reflexões sísmicas, limitada no topo e na base por inconformidades ou suas conformidades correlativas” (Roque, 2007).

Identificou-se e marcou-se as unidades através das discontinuidades entre sequencias deposicionais identificadas pela análise das suas fácies (configuração das reflexões, continuidade, amplitude, frequências, padrões etc.) e geometrias, a identificação consiste na picagem através de ferramentas oferecidas pelo *OpenWorks* da base ou do topo das terminações das reflexões sísmicas, consoante for mais adequado.

A origem de algumas destas sequências estratigráficas está relacionada a subida e descida do nível médio do mar que se dá com as transições entre eras glaciares, provocando transgressões e regressões marinhas. Outras causas como as correntes litorais, a influência da rede hidrográfica também.

Na figura 6.7 e 6.9 estão representados os perfis com interpretações e sem interpretações para duas linhas com orientação N-S (X12) e E-W(L23), outros perfis com interpretação encontram-se em anexo nas listagens A6-A11. As unidades sísmo-estratigráficas estão numeradas na figura e as discontinuidades estão representadas pelos horizontes com diferentes escalas de cores.

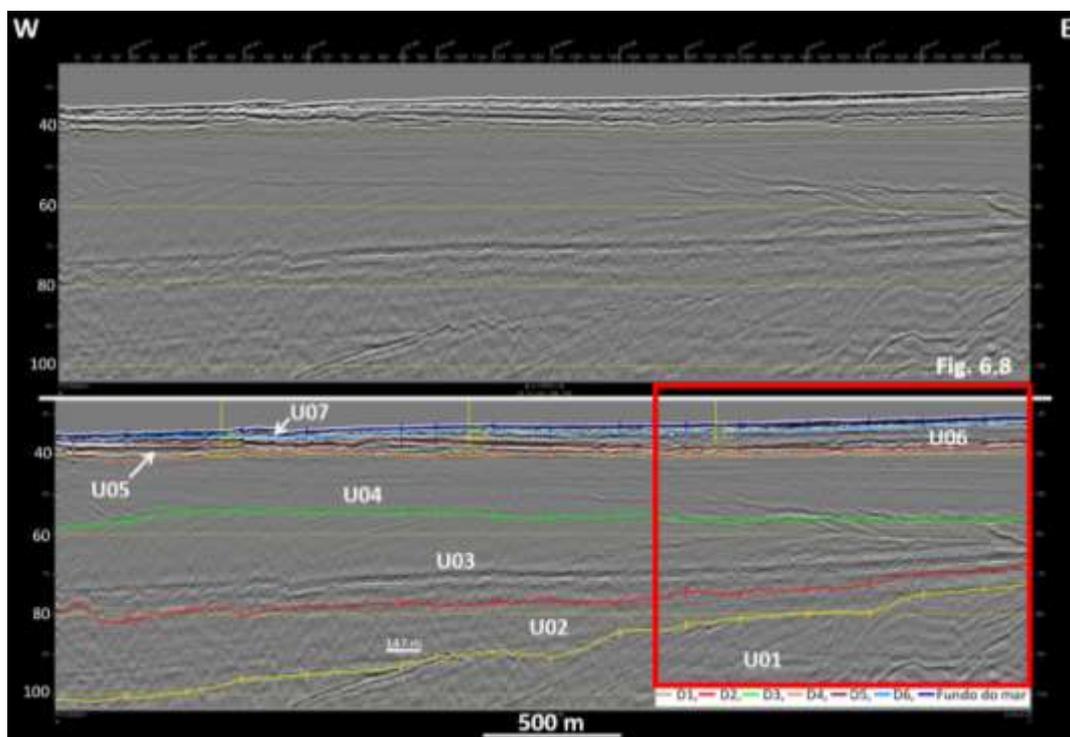


Figura 6.7 Interpretação do perfil sísmico C_CC_L23 com direção E-W, identificação de 7 unidades (U01 a U07) e 6 discontinuidades (D1 a D6), escala vertical em TWT (ms).

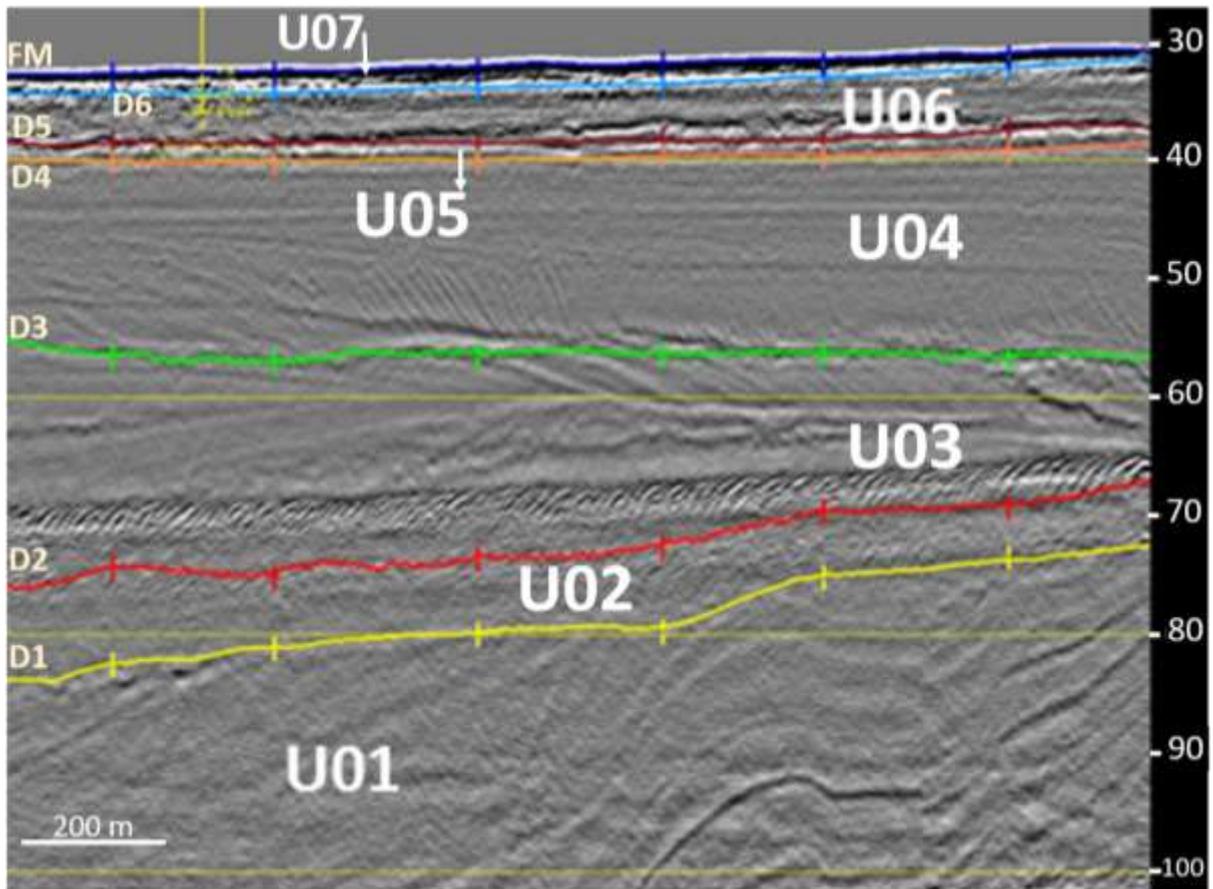


Figura 6.8 Zoom da figura 6.7 para melhor observar os detalhes das unidades (U01 a U07) e descontinuidades (D1 a D6, FM corresponde ao fundo do mar, escala vertical em TWT (ms).

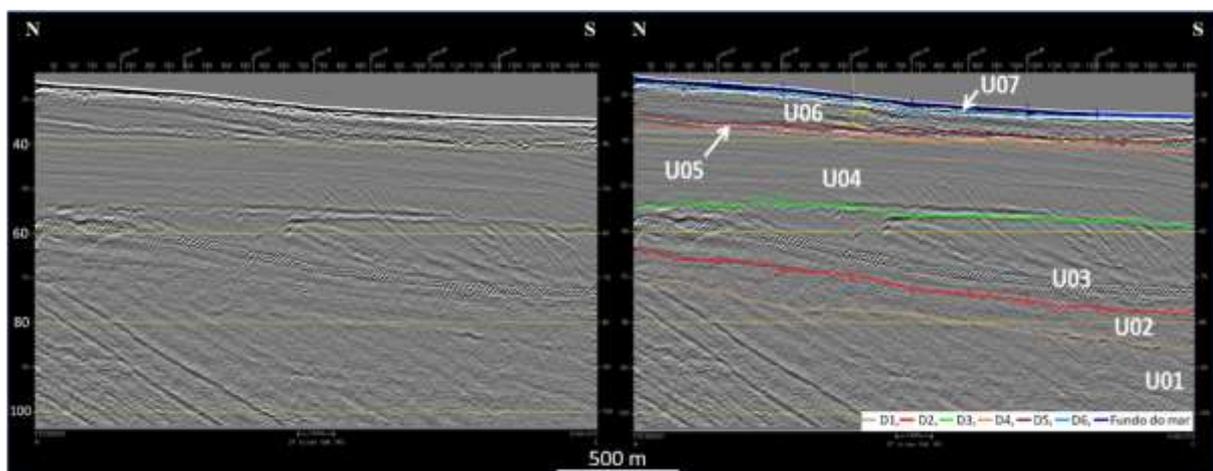


Figura 6.9 Interpretação do perfil sísmico C-CC- X12 com direção N-S, identificação de 7 unidades (U01 a U07) e 6 descontinuidades (D1 a D6), escala vertical em TWT (ms).

Na tabela 6.2 são referenciadas as principais características das unidades identificadas, com as possíveis interpretações.

Tabela 6.2 Tabela do modelo sismo-estratigráfico da área, com as principais características mencionadas. “D” é a descontinuidade.

Unidade	Geometria	Interpretações / obs.
U07	Unidade superficial, sub-paralela ao FM, reflexões imbricadas pouco inclinadas	Sedimentos móveis
U06	Unidade heterogénea lateralmente, apresentando zonas transparentes, com refletores pouco inclinados a sigmoidais	Prisma litoral, delta submarino
U05	Unidade delgada, marcada por reflexões fortes, alta amplitude e baixa frequência, por vezes com terminações em <i>onlap</i> ou com geometria <i>hummocky</i> . E com base irregular erosiva sobre U04	Unidade transgressiva
U04	Unidade constituída por várias sub-unidades progradantes, retrogradantes e agradantes, por vezes com terminação em <i>downlap</i> sobre U03	Prisma litoral, delta submarino
U03	Unidade com geometria externa em cunha, mais espessa para offshore, reflexões internas oblíquas a sigmoidais, com várias sub-unidades progradantes, a topo concordante com D3, assentando em <i>downlap</i> sobre U02, incluindo sub-unidades com fácies caóticas, provavelmente depósitos de massa	Prisma litoral, delta submarino
U02	Unidade com geometria externa em cunha, espessando para <i>offshore</i> , com reflexões paralelas de baixa amplitude e inclinadas para W com terminações em <i>onlap</i> sobre o substrato	Unidade transgressiva
U01	Estratos com deformação inclinando para W limitada a topo por discordância angular erosiva (D1)	Substrato Cretácico/ Miocénico

6.2.2 Descrição das unidades sismo-estratigráficas após correlação com cores

Com base na interpretação foi possível identificar 7 unidades sismo-estratigráficas, não sendo necessariamente o número máximo de unidades possível de identificar na área, mas sim o número máximo de unidades sísmicas necessárias, de forma a assegurar um modelo estratigráfico coerente a nível regional. Apresentam-se mapas de espessura nas figs. 6.10 e 6.12 referente a cada unidade com o mapa da coluna sedimentar, também é apresentada a profundidade das descontinuidades que constituem a base das unidades na figura 6.11 e 6.13. Estes mapas foram projetados no programa informático *Landmark*, através de ferramentas de computação que permitiu efetuar operações entre superfícies interpoladas a partir de horizontes sísmicos picados e outras operações auxiliares. Os mapas foram convertidos de escala de tempo (TWT) em *ms* para espaço em *m* usando para isto a média da velocidade do som na água de 1507 ms^{-1} e na coluna dos sedimentos de 1700 ms^{-1} . As características litológicas resultam da amostragem por sondagens de vibrocores com comprimento máximo de 3 m. Os mapas foram finalizados usando o *ArcGIS*. E desta forma tem-se, do topo para a base:

Unidade U07 - Unidade correspondente as areias móveis, limitada no topo pela descontinuidade do FM (fig. 6.10) e na base pela D06. Ocupa quase toda área de mancha de empréstimo e apresenta um volume de sedimentos de cerca de $5,75 \times 10^6 \text{ m}^3$, sendo que 36,65% desse volume é constituído por areia média e grosseira, considerados como sendo o material útil para alimentação das praias.

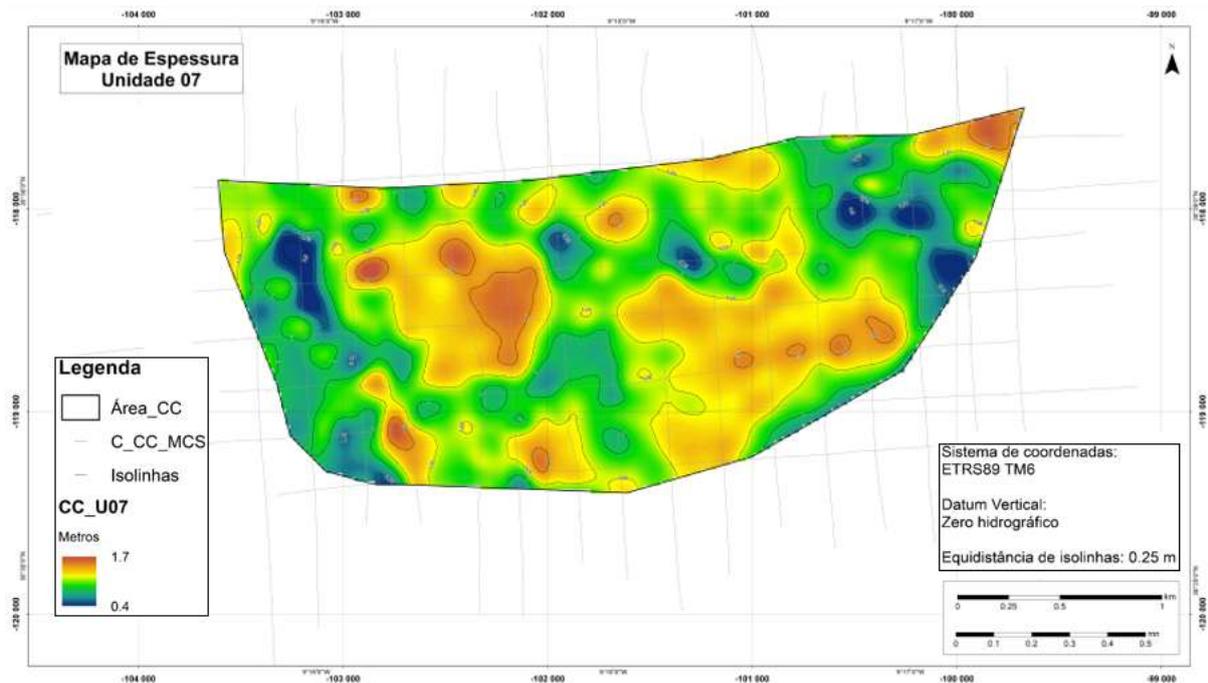


Figura 6.11 Mapa de espessura da unidade mais superficial da área de CC. Espaçamento de isolinhas de 0.25 m.

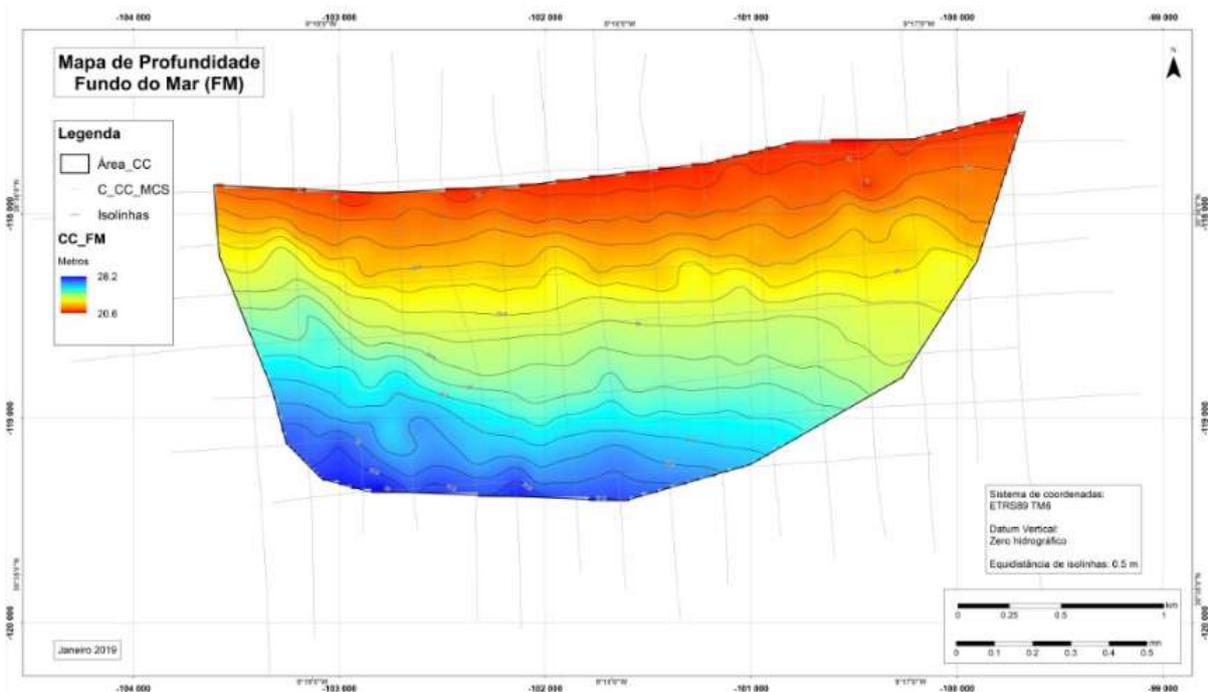


Figura 6.10 Mapa de profundidade do Fundo do Mar (FM) da área de CC. Espaçamento de isolinhas de 0.5 m.

- **Unidade U06** – Limitada no topo pela descontinuidade D06 e na base pela D05. Esta unidade é mais espessa no extremo W e adelgaça em direção ao leste da área. Do volume total de sedimentos cerca de 50,99% são areias médias e grosseiras, o que perfaz $5,75 \times 10^6 m^3$ de sedimento útil.
- **Unidade U05** – Limitada no topo pela descontinuidade D05 e na base por uma descontinuidade bastante irregular e erosiva D04. É a unidade mais delgada com uma espessura média de 1,97 m, ela é mais espessa no extremo W e adelgaça em direção ao leste da área, está presente em toda a área. Cerca de 45% do volume total são sedimentos úteis.

- **Unidade U04** – Limitada no topo pela descontinuidade D04 e na base pela D03. Identificam-se nesta unidade 2 subunidades retrogradantes na zona mais *onshore* com reflexões sigmoides. Ela está presente em toda à área ($4,94 \times 10^6 m^2$). Esta unidade não foi amostrada por nenhuma sondagem por isso não foi possível determinar a sua granulometria.
- **Unidade U03** – Ela é limitada no topo e na base pela D03, D02 respetivamente. É possível visualizar a presença de canais instalados na zona mais offshore e uma subunidade com reflexões muito fortes agradantes. Ocupa toda área de mancha de empréstimo. Com um volume de $78,03 \times 10^6 m^3$ ela constitui a unidade mais volumosa, não foi amostrada por sondagens.
- **Unidade U02** – É limitada no topo e na base pela D02 e D01 respetivamente. A presença de dois múltiplos sucessivos na transição para a U01 dificulta a identificação da sua base, no entanto sabe-se que entre a D01 e D03 existem duas unidades com assinaturas bastante distintas. Ocupa toda a área ($4,94 \times 10^6 m^2$), dado que as sondagens não chegam a atingir a profundidade desta unidade não existe informação para determinar a sua granulometria.
- **Unidade U01** – Esta unidade corresponde ao substrato rochoso. U01 é limitada no topo por discordância erosiva angular D01.

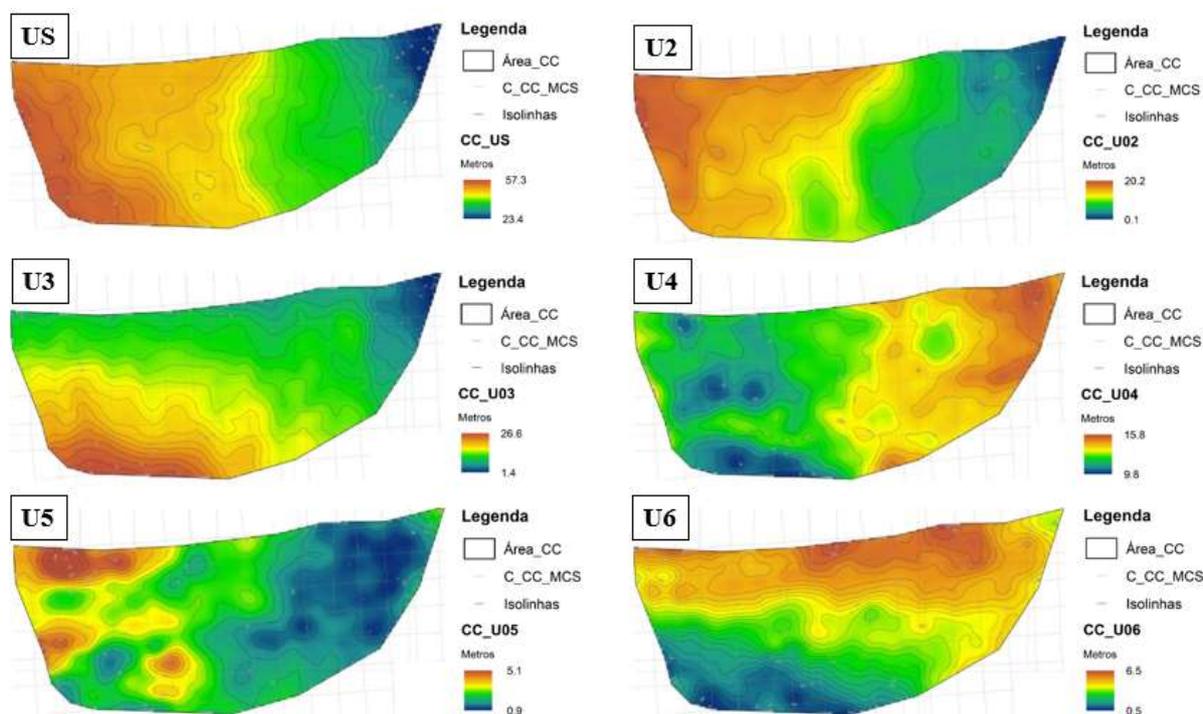


Figura 6.12 Mapas de espessuras referentes à 6 unidades sísmicas, com espaçamento de isolinhas de 1 m, 1.5 m, 1m, 0.5m, 0.25, 0.25, respetivamente à U1-U6. US é a espessura dos sedimentos acima do bedrock.

As unidades mais superficiais (U07, U06 e U05) e de maior interesse para este estudo foram definidas com base no cruzamento de dados de litologia obtidos através de sondagens verticais / cores e também através do uso de perfis obtidos por sonda paramétrica. A combinação desses métodos permitiu a discriminação das unidades. O perfil litológico obtido através de cruzamento de dados com a sísmica de reflexão multicanal se encontra na figura 6.14, e em anexo na listagem A.3 apresento a localização com maior detalhe da área de recolha das amostras verticais e superficiais.

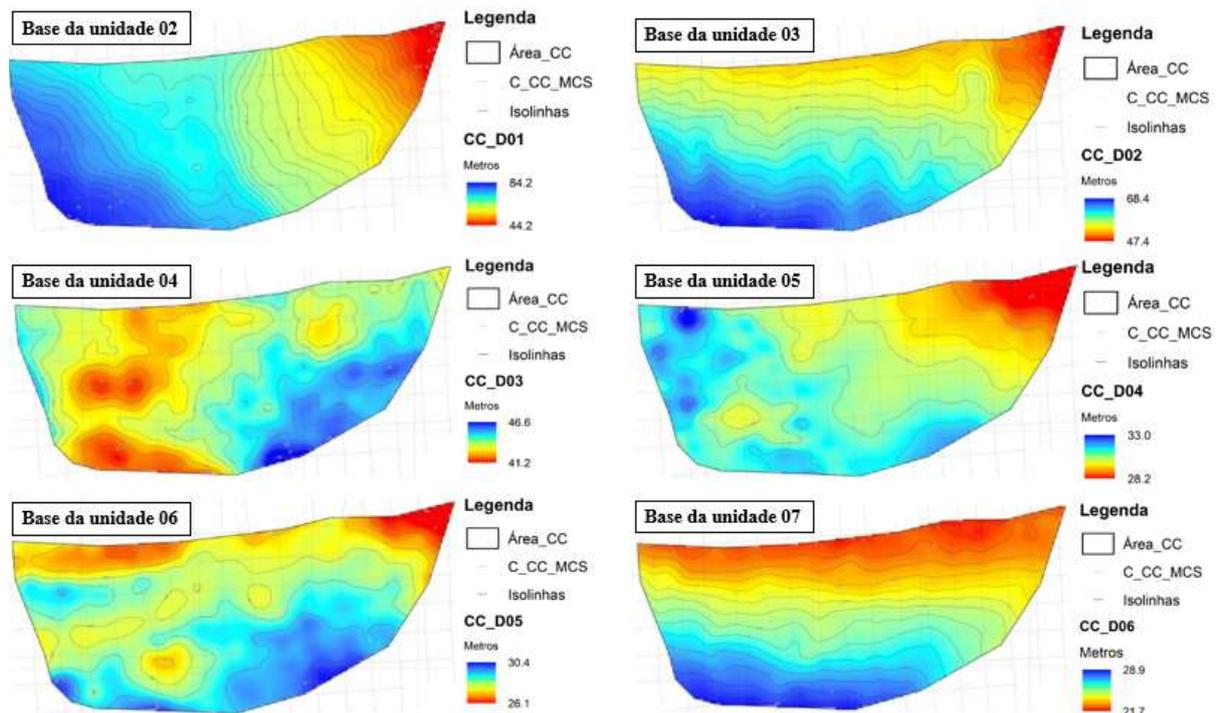


Figura 6.13 Mapas de profundidades referentes a base das 6 unidades sismo-estratigráficas, com espaçamento de isolinhas de 0.5 para D06 até D03 e 1 m para D02 á D01.

Na figura 6.14 apresenta-se perfis litológicos obtidos através da correlação lateral com as amostras verticais.

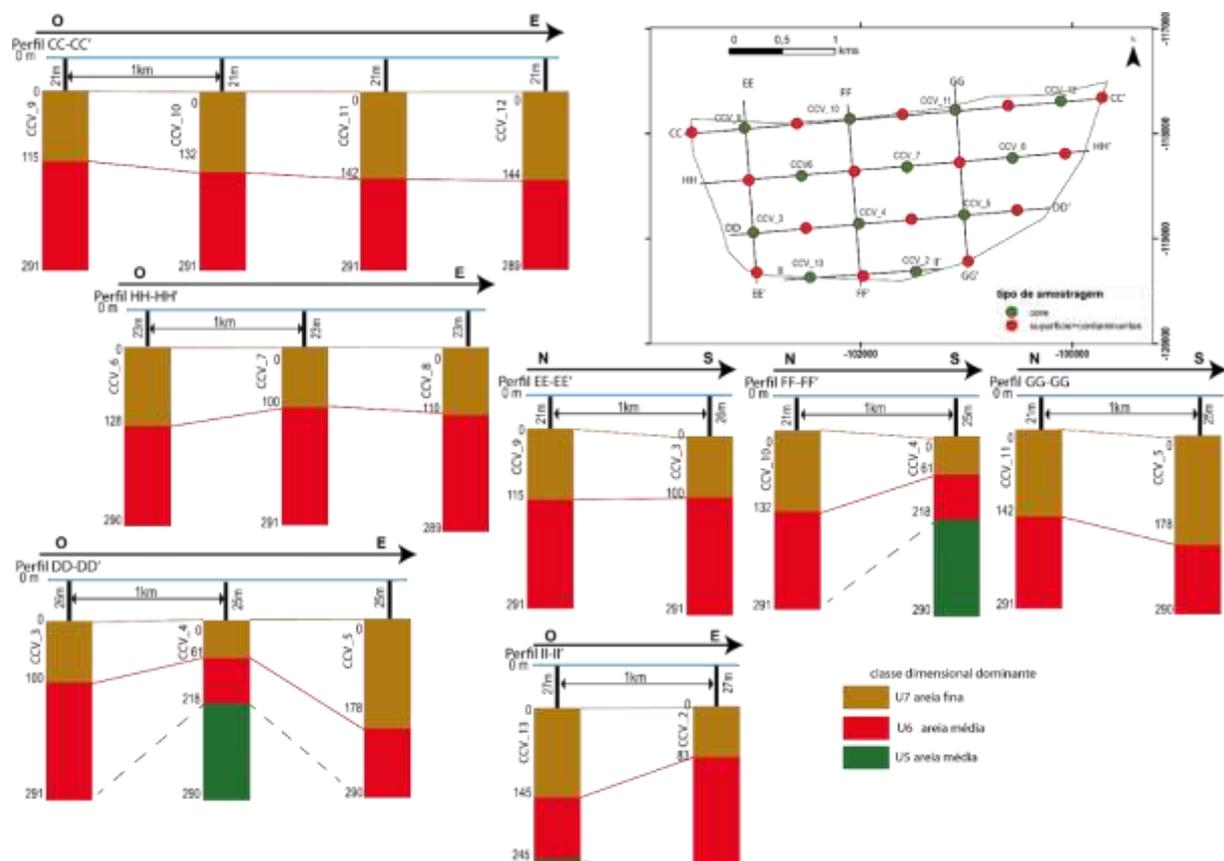


Figura 6.14 Perfis litológico obtidos através do cruzamento dos dados sísmicos com os dados de cores. Identificação da unidade U07-U05 abrangidas pelas sondagens de cores, localização das cores e das amostras de superfície + contaminantes no mapa da CC.

As amostras verticais (cores) representadas na figura 6.14 cruzam as linhas sísmicas L03 (perfil CC-CC' com 4 amostras), L13 (perfil HH-HH' com 3 amostras), L23 (perfil DD-DD' com 3 amostras), e L33 (perfil HH-HH' com 2 amostras) e nas respectivas linhas de cruzamento. Do lado direito se encontra um mapa com a localização dos locais de recolha de todas as amostras.

As unidades U07 e U06 estão presentes em todos os cores. É possível notar tanto pelo perfil como pelos mapas de espessura que de forma geral a unidade U06 apresenta maior espessura que a U07, com exceção de dois cores CCV-4 e CCV-13 que são aquelas que a unidade 5 aparece. A unidade U05 apresenta sedimentos mais grosseiros do que as restantes unidades.

6.2.3 Quantificação volumétrica das Unidades

A quantificação dos volumes de sedimentos consiste em estimar o volume total e percentual de sedimentos que constituem o material considerado “útil” para alimentação das praias segundo os critérios definidos pela Agência Portuguesa do Ambiente (APA). Estes critérios são: sedimentos caracterizados como areia média a grosseira, teor em carbonato não superior a 30%, valores percentuais de cascalho e de material fino como silte e argila serem não superior a 15% e 10 % respetivamente. Estes valores volumétricos são calculados usando as grelhas de espessuras e de profundidades sismo-estratigráficas apresentadas acima, calculando primeiramente o volume total de sedimentos das unidades (tabela 6.3), e em seguida usando os dados das amostras de sondagens verticais recolhidas até 3 m tratadas para calcular o volume percentual correspondente a cada granulometria. O volume percentual foi calculado através do produto do volume de uma certa unidade pela distribuição das frações granulométricas de sedimentos usando ferramentas do Microsoft Excel e *ArcGISTM*.

O volume total do material não consolidado, que são os sedimentos que se encontram acima do substrato rochoso foi calculada usando o mapa de espessura dos sedimentos da coluna sedimentar US presente na figura 6.12 através de ferramentas do ArcGIS e obteve-se o valor de $229.77 \times 10^6 m^3$. Também foi obtido o volume total através da soma dos volumes parciais das unidades (obtidos através da soma dos volumes de toda as unidades) $230.21 \times 10^6 m^3$ e obteve-se uma diferença de $0.4 \times 10^6 m^3$ de sedimentos entre as duas formas de estimar o volume. Esta diferença de volume resulta do processo de recorte da área de algumas unidades no ArcGIS, e da interpolação resultante dos filtros aplicados para suavização das grelhas.

A tabela abaixo apresenta os valores de volume, área e espessura calculadas para toda as unidades, bem como a profundidade das respetivas discontinuidades.

Tabela 6.3 Profundidade das discontinuidades, dimensões e volumetria das unidades

Área	Uni. (U) Des. (D)	Profundidade (m)			Espessura (m)			Área	Volume
		Min.	Max.	Méd.	Min.	Max.	Méd.	m ² (x10 ⁶)	m ³ (x10 ⁶)
CC	FM	20.6	28.2	23.7	---	---	---	---	---
CC	U07	---	---	---	0.4	1.7	1.2	4.9	5.8
CC	D06	21.7	28.9	24.9	---	---	---	---	---
CC	U06	---	---	---	0.5	6.5	3.9	4.9	19.2
CC	D05	26.1	30.4	28.8	---	---	---	---	---
CC	U05	---	---	---	0.9	5.1	2.0	4.9	9.7
CC	D04	28.2	33	30.8	---	---	---	---	---
CC	U04	---	---	---	9.8	15.8	12.8	4.9	63.0
CC	D03	41.2	46.6	43.5	---	---	---	---	---
CC	U03	---	---	---	1.4	26.6	15.8	4.9	78.0
CC	D02	47.4	68.4	59.3	---	---	---	---	---
CC	U02	---	---	---	0.1	20.3	11.0	4.9	54.5
CC	D01	44.2	84.2	70.3	---	---	---	---	---
CC	Espessura acima do soco				23.5	57.3	46.5	5.0	229.769

6.2.4 Percentagem granulométrica presente nas unidades;

Com informações auxiliares fornecidas por uma equipa específica de trabalho do projeto CHIMERA, que processou e fez o tratamento dos dados de amostragens adquiridas (superficial e core) e com o conhecimento do volume total de sedimentos das unidades associadas, calcularam-se as percentagens granulométricas presentes para estas unidades, destacando a informações referente à percentagem da areia média e grosseira que constituem o material útil para alimentação das praias. Estes valores percentuais se encontram na tabela 6.4. Os valores apresentados são até as unidades que o vibrocore conseguiu penetrar para recolher as informações, isto é, unidades presentes até os 3 m.

Tabela 6.4 Percentagem granulométrica de sedimentos presente nas unidades superficiais até 3m.

Granulometria (mediana)							
Unidade	Cascalho	Areia muito grosseira	Areia grosseira	Areia média	Areia fina	Areia muito fina	Fração fina
U07	0.62%	3.51%	10.91%	25.74%	38.26%	11.83%	0.65%
U06	1.32%	5.87%	12.15%	38.83%	34.50%	1.85%	0.02%
U05	6.68%	30.80%	16.59%	29.97%	5.05%	0.18%	0.00%

Somente com está informação sem recorrer a estudos complementares verifica-se que na unidade mais superficial U07, a maior parte dos sedimentos são constituídos por material com granulometria fina, já nas unidades U06 e U05 é possível encontrar uma boa percentagem dos sedimentos úteis para alimentação de praias.

7. Discussão

7.1 Resultados obtidos por estudos complementares

Os estudos efetuados com a amostragem de sedimentos (superficiais e cores) e levantamento hidrográfico (sonda multifeixe e retrodispersão) complementaram e auxiliaram na interpretação e agora na discussão dos resultados obtidos e são de extrema importância não somente para validação dos dados através de cruzamento de informações como já foi referido, mas também para fornecer informações complementares de extremo interesse para este estudo.

❖ Amostras de sedimentos (superficial e core);

Os sedimentos superficiais da CC são predominantemente constituídos por areia cascalhenta e ligeiramente cascalhenta com baixo conteúdo em finos. O conteúdo em cascalho varia entre os 0.1 % e os 18% e os finos não ultrapassa os 3.6 %. O quartzo é o mineral dominante nas amostras, porém foi notada a presença de outros minerais como moscovites, biotites, feldspatos. Em termos de grau de rolamento, os grãos variam maioritariamente entre sub-angulosos e sub-rolados. Na figura 7.1 tem-se o exemplo de uma amostra superficial a onde é possível ver o tamanho dos grãos de cerca de 2 mm e uma imagem de classe de areia grosseira (Mil-Homens, et al., 2019a).



Figura 7.1 Exemplo de Imagens de amostras superficiais com teores de cascalho entre 12-18% (esquerda), e imagem de classe de areia grosseira dominante (direita). Fonte: (Mil-Homens, et al., 2019a).

Segundo a Agência Portuguesa do Ambiente o material é considerado útil caso cumprir alguns requisitos como pertencer a classe granulométrica de areia grosseira a média, não ter teor em carbonatos superiores a 30%, não ter valores de cascalho e de material fino (silte + argila) superior a 15 e 10%, respetivamente. O sedimento útil constitui o material não consolidado para alimentação de praias que após a análise do grau de contaminação, de acordo com a portaria nº 1450/2007, de 12 de novembro, seja considerado “limpo”, isto é, sem contaminações prejudiciais. Os parâmetros químicos a determinar para avaliar a contaminação incluem os metais traços (As, Cd, Cr, Cu, Hg, Pb, Zn), composto organoclorado hexaclorobenzeno (HCB), soma de 7 congêneres de bifenilos policlorados (PAH) e 16 hidrocarbonetos aromáticos policíclicos considerados prioritários (PAH).

Para se obter o volume do sedimento útil, levando em conta os outros critérios restritivos definidos para além da granulometria média e grosseira foi necessário realizarem um estudo do grau de contaminação e constituintes (teor de carbono orgânico, metais) das amostras superficiais, para tal fez-se uma seleção dos níveis. Estes níveis correspondem a individualizações dos pacotes de sedimentos nos 3 m em 6 camadas de igual espessura (50 cm). No nível entre 0 a 50 cm se encontram todas as amostras de superfície estudadas.

Tabela 7.1 Tabela referente a valores de volume de sedimento útil (carbonato < 30%, cascalho < 15% e fração fina < 10%), não útil e do material útil (areia grosseira e areia média) em classes dimensionais para CC. (Mil-Homens, et al., 2019b).

Intervalos de profundidade	Volume de sedimento não útil (m ³)	volume de sedimento útil (m ³)	volume de areia grosseira (m ³)	volume de areia média (m ³)	Material útil (areia grosseira + areia média) (m ³)
0-50cm	0,15X10 ⁶	2,30X10 ⁶	0,30X10 ⁶	0,66X10 ⁶	0,97X10 ⁶
50-100cm	-	2,13X10 ⁶	0,29X10 ⁶	0,66X10 ⁶	0,95X10 ⁶
100-150cm	-	2,13X10 ⁶	0,37X10 ⁶	0,72X10 ⁶	1,09X10 ⁶
150-200cm	-	2,13X10 ⁶	0,32X10 ⁶	0,77X10 ⁶	1,09X10 ⁶
200-250cm	-	2,13X10 ⁶	0,30X10 ⁶	0,98X10 ⁶	1,27X10 ⁶
250-300cm	0,10X10 ⁶	2,02X10 ⁶	0,17X10 ⁶	0,95X10 ⁶	1,12X10 ⁶
Somatório	0,25X10⁶	12,84X10⁶	1,75X10⁶	4,74X10⁶	6,49X10⁶

Na tabela 7.1 são apresentados os valores do volume do sedimento útil considerado e do material útil. A partir da informação sobre o sedimento útil estimou-se o volume correspondente a areia grosseira e média e a soma destes corresponde ao material útil.

Não foram considerados valores de duas amostras para o cálculo do volume de material útil devido a presença de cascalho superior a 15%, e de uma amostra que representa o valor médio para o intervalo considerado (Rosa, et al., 2019). Na listagem A.5 encontra-se o mapa de distribuição do material útil, e se pode verificar as amostras que não foram consideradas para o cálculo do volume.

O somatório dos volumes de matéria útil, respeitando todos os critérios e requisitos, indica um valor de $6,49 \times 10^6 m^3$, e este corresponde a cerca de 51% do volume de sedimento útil estimado e traduz a existência de grande abundância de outras classes dimensionais (como areia fina). É possível verificar nas figuras abaixo (7.2 a 7.4) que de uma forma geral a zona da área com maior potencial de material útil localiza-se mais próximo da costa, porém verifica-se uma tendência decrescente da concentração com a profundidade dos níveis, no nível de 150-200 cm verifica-se um acréscimo de zona de menor potencial próximo a costa. Conjugando ainda outras informações obtidas verifica-se que o volume de areia média apresenta uma tendência crescente em profundidade enquanto que a areia grosseira é quase constante com exceção do último nível (250-300 cm).

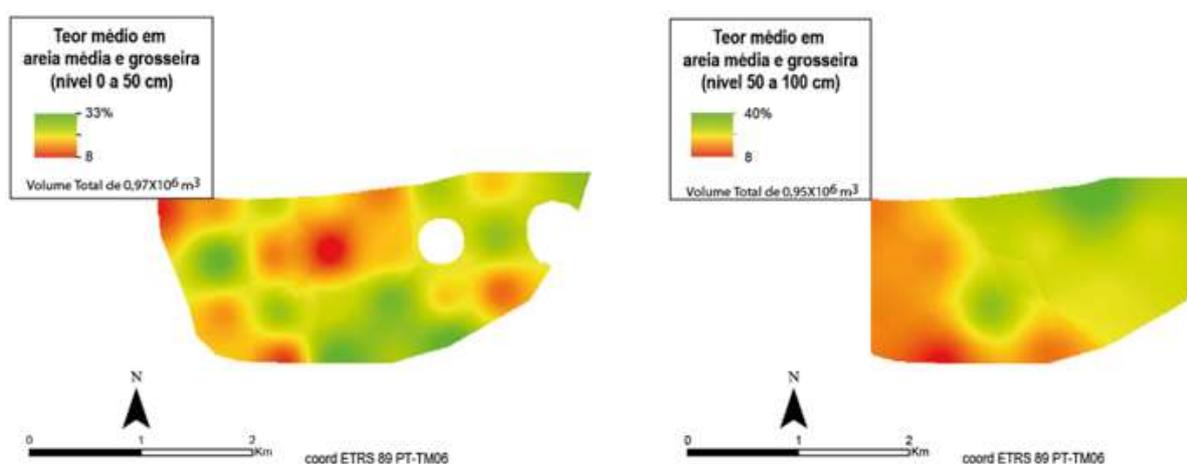


Figura 7.2 Mapas de distribuição espacial das percentagens médias de material útil para os níveis de 0-50 cm e 50-100 cm, (Mil-Homens, et al., 2019a).

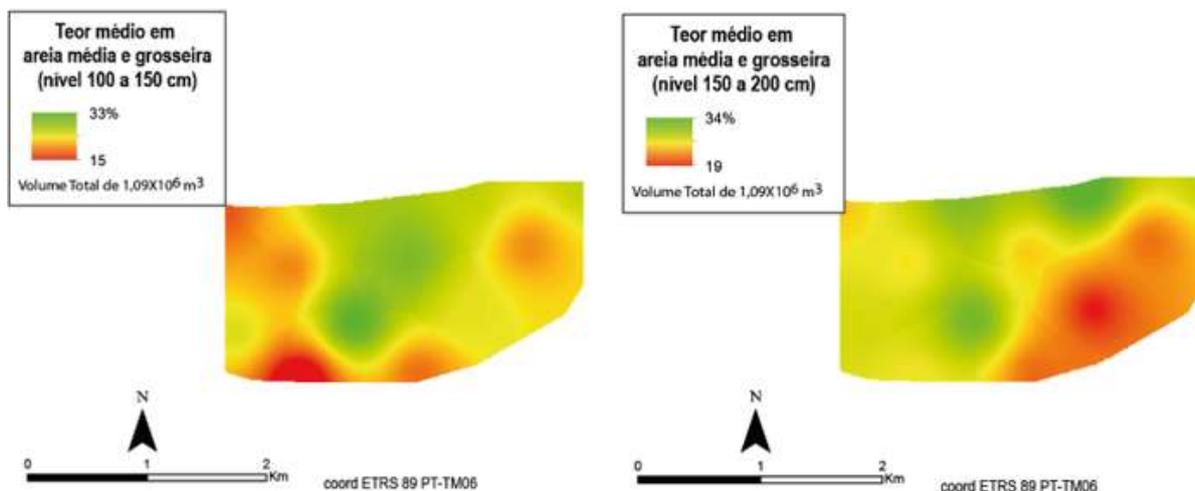


Figura 7.3 Mapas de distribuição espacial das percentagens médias de material útil para os níveis de 100-150 cm e 150-200 cm (Mil-Homens, et al., 2019a).

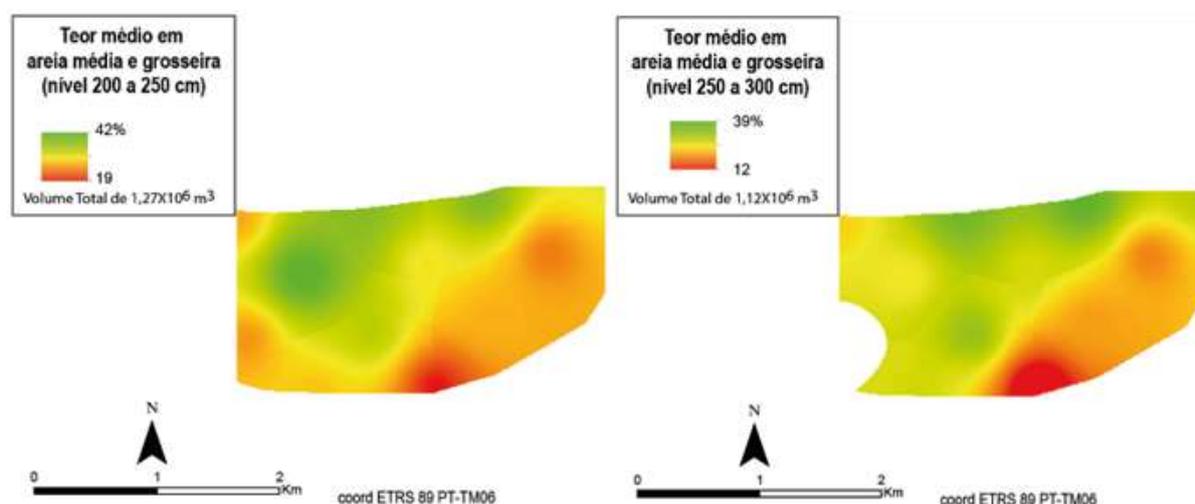


Figura 7.4 Mapas de distribuição espacial dos teores de material útil para os níveis de 200-250 cm e 250-300 cm (Mil-Homens, et al., 2019a).

❖ **Levantamentos hidrográficos (batimetria e retrodispersão);**

Na figura 7.5 apresenta-se o mapa de batimetria da área de Costa da Caparica obtido através do levantamento hidrográfico. É possível verificar que a área possui uma geomorfologia do fundo bastante regular com uma inclinação para sul e presença de várias depressões, a profundidade máxima alcançada é de 28.2 m e a mínima é de 20.4 m, estes valores correspondem aos apresentados na figura 6.11 no mapa do FM obtido através do método sísmico. Estas depressões (listagem A.4) como indicam os dados de amostragem superficial, devem corresponder a zonas de areias médias a grosseiras, que se encontram individualizadas. Tal como na sísmica, não foi identificado qualquer presença de sedimentos consolidados aflorantes.

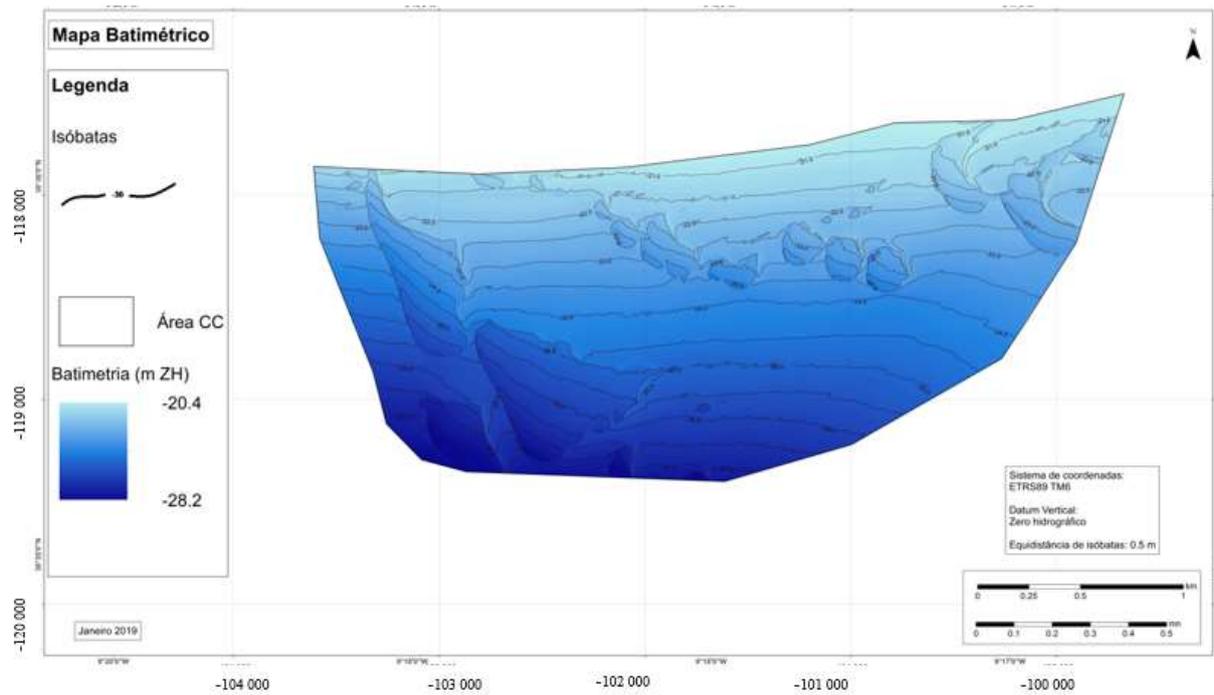


Figura 7.5 Mapa Batimétrico da área de Costa da Caparica. Isóbatas espaçadas de 0.5 m, (Rosa, et al., 2019).

Com os resultados obtidos pelo levantamento de dados hidrográficos com a sonda multifeixe obtiveram também mapas com a distribuição espacial da retrodispersão acústica que conjugada com a os dados da amostragem superficial e batimetria do fundo permitiu caracterizar em termos granulométricos os sedimentos (fig.7.6).

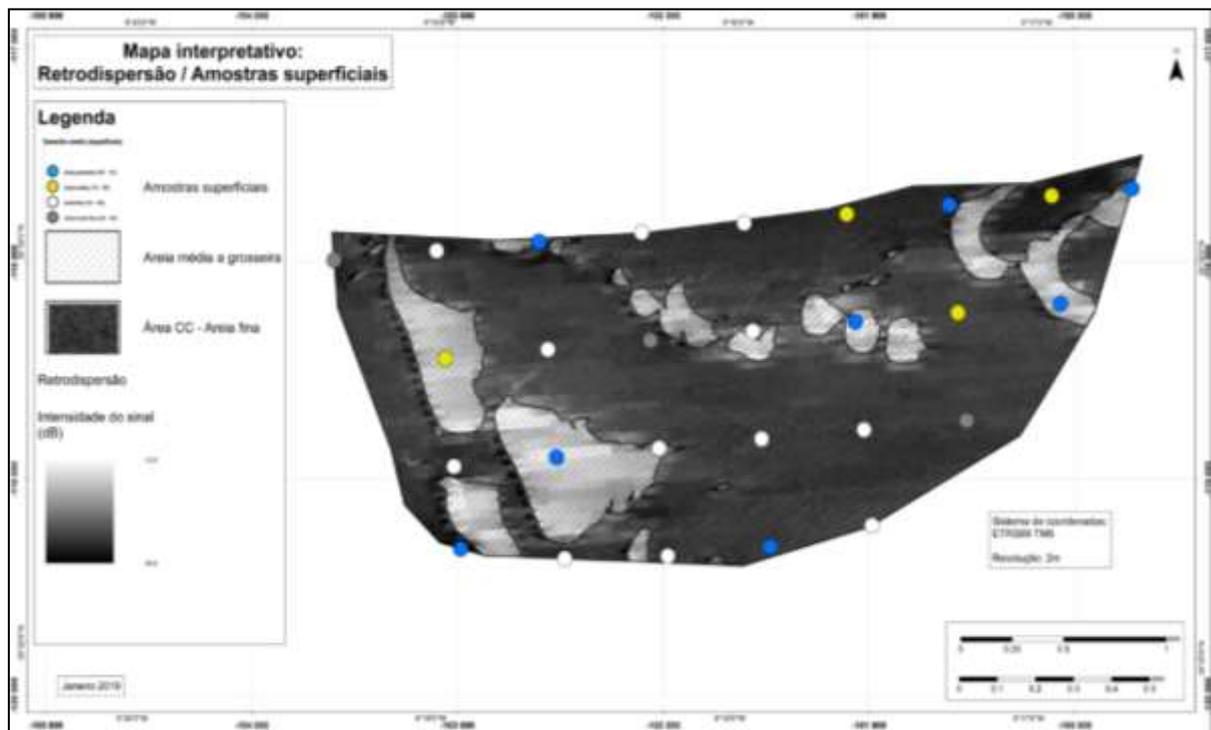


Figura 7.6 Mapa de classificação da natureza do fundo da área de CC, usando dados de retrodispersão e amostras superficiais (Rosa, et al., 2019).

O mapa representado na figura 7.6 apresenta duas zonas com características acústicas diferentes que se traduz em duas zonas com naturezas sedimentares distintas. A zona da área com um tom escuro corresponde a zonas com sedimentos de areia fina e muito fina (intensidade da retrodispersão = -34 dB) que estão presentes em quase toda área, e a zona mais clara corresponde à presença de areias grosseiras a médias (intensidade da retrodispersão = -24dB). Estas classificações apresentam boa correspondência com as amostras superficiais identificadas na figura pelas bolas azuis (areia grosseira), amarelas (média), brancas (fina) e cinzentas (muito fina).

7.2 Cruzamento de dados de geofísica com outros tipos de dados

❖ Cruzamento de dados de sísmica com dados litológicos

Um dos aspetos que é bastante importante referir é o cruzamento entre os dados obtidos com as amostras de cores e os dados sísmicos, isto é, entre a litologia e a estratigrafia sísmica.

A amostragem contínua permitiu a comparação da resolução dos métodos acústicos indiretos com o método direto. No presente caso de estudo verificou-se que a amostragem direta identifica várias variações internas da coluna sedimentar nos 3 m que não são visíveis através dos perfis sísmicos. Com a sísmica identificaram-se apenas as unidades mais representativas verticalmente e a sua continuidade lateral, permitindo o seu mapeamento na área de interesse. Porém, foi possível visualizar as unidades definidas na sísmica nas amostras de cores, e estabelecer assim uma correlação entre os dois dados. Com os perfis sísmicos obtém-se a informação referente ao prolongamento das unidades litológicas para além dos 3 m, e isto é bastante importante uma vez que as camadas mais superficiais de acesso a amostras são os sedimentos móveis e com bastante variação ao longo dos tempos geológicos, e com a sísmica tem-se o conhecimento indireto sobre toda a coluna sedimentar do material consolidado e não consolidado.

O estudo complementar feito pela equipa de recolha de amostras é crucial para o auxílio da interpretação sísmo-estratigráfica das camadas mais superficiais, uma vez que permite validar a informação obtida através da interpretação sísmica (com os dois métodos). E sobretudo fornece informações que não são conseguidas somente com o método de sísmica, como informações da granulometria, composição química dos sedimentos, o grau de contaminação, a percentagem de certas frações, o que permite efetuar o cálculo do volume dos sedimentos úteis que leva em conta todos esses requisitos já mencionados. Através da sísmo-estratigrafia só foi possível obter informação referente ao volume total das unidades, para que se conseguisse ter informação referente apenas ao volume de sedimentos útil levando em conta somente a granulometria (média a grosseira) levar-se-á muito mais tempo na interpretação sísmica de forma a definir frações granulométricas úteis, porém com a informação do estudo litológico chegou-se aos resultados esperado fazendo o cruzamento entre os dados de sísmica e litologia.

A recolha de amostras foi efetuada antes do processamento dos dados sísmicos, o que considero de certa forma que prejudicou a interpretação sísmica, pois as localizações das amostras se encontram desfasadas das linhas de aquisição sísmica o que dificulta imenso a fazer a correlação entre os dados. Caso as amostras tivessem sido recolhidas durante o processo de interpretação seria possível escolher através dos perfis sísmicos os melhores lugares possíveis para fazer a recolha de forma a estudar e avaliar certos aspetos que são visíveis nos perfis sísmicos e principalmente locais a onde possam ser identificadas várias unidades sísmo-estratigráfica. No entanto devido ao tempo estipulado e um conjunto de fatores logísticos tal não foi possível, no entanto fica aqui uma consideração para próximos estudos.

❖ **Cruzamento de dados de sísmica com dados litológicos e hidrográficos**

Com o estudo complementar efetuado através do levantamento de dados com o multifeixe foi possível obter mapas de retrodispersão acústico, mapas batimétricos que foram comparados com os dados de amostras superficiais de sedimentos, esses foram bastante relevantes para o auxílio da validação dos dados tanto de sísmica como os dados de hidrografia. As amostras litológicas correspondem a valores pontuais (1 D) que dão informações locais sobre as características dos sedimentos, porém com a informação da retrodispersão acústico (2D) foi possível juntamente com dados de amostras superficiais ter a informação sobre a granulometria dos sedimentos em toda a área, e juntamente com os dados da sísmica permite validar a informação acerca do relevo do fundo do mar e também contribui na interpretação sísmica. Os mapas batimétricos obtidos após a interpretação sísmica podem ser comparados com os mapas obtidos através do método de multifeixe e validar a informação, o que permite saber por exemplo se a correção da maré aplicada durante o processamento dos dados de sísmica e na interpretação são fiáveis, isto tudo leva a ter conhecimento sobre as características da geomorfologia e relevo da mancha de empréstimo. O mapa batimétrico obtido pela sísmica de reflexão apresenta um ótimo ajuste com os obtidos pelo multifeixe, a diferença máxima obtida é de 1 m, sendo um valor justificável uma vez que se perda alguma resolução durante o processo de produção de mapas através de grelhas.

❖ **Cruzamento de dados de sísmica multicanal e Sonda paramétrica**

O uso de dados de sísmica monocanal (PE) foi uma informação extremamente relevante na interpretação sísmica, pois as camadas de interesse foram interpretadas com base sobretudo na informação fornecida pela PE uma vez que como já foi dito fornece uma alta resolução das camadas superficiais. Mas não se consegue usar estes perfis para fazer um estudo de toda coluna sedimentar, na medida em há dissipação de energia nas camadas mais profundas, sendo assim a sísmica de SMC é a única ferramenta usada para estudar detalhes mais profundas. Para efetuar somente um estudo das camadas mais superficiais até uns 5 m a PE é uma ótima ferramenta, pois a operação de aquisição dos dados bem como o processamento não é tão exaustivo quando comparada com a sísmica SMC. Tem uma grande vantagem de usar diferentes gamas de frequências durante a operação de aquisição, pois estes permitem ajustar o sinal recebido.

❖ **Cruzamento de dados magnéticos com dados sísmicos e hidrográficos**

Não foram verificadas quaisquer assinaturas de anomalias magnéticas nos dados de sísmica e retrodispersão acústica. Também não foram encontradas quaisquer assinaturas referentes a fonte causadora da anomalia encontrada.

O cruzamento desses dados é bastante importante para adquirir informações como a localização da fonte em profundidade, a geometria etc. Caso a profundidade do magnetômetro estivesse mais próximo do FM seria talvez possível detectar mais anomalias magnéticas.

Até aqui foram analisados o cruzamento entre dados de vários métodos geofísicos usados para o caso de estudo, foi evidente a grande importância do uso de todo estes métodos, pois eles complementam-se e permitem validar as informações obtidas e ter um conhecimento mais aprofundado sobre vários aspectos da área de mancha de empréstimo. Esses conhecimentos como: a existência de objetos arqueológicos, a caracterização e contaminação dos sedimentos, o volume do material útil e do sedimento útil, o relevo e a geomorfologia do fundo, a estratigrafia litológica e sísmica etc., permitem que durante o processo de dragagem se possam considerar todo esses aspectos e que se consiga gerir e projetar processos de dragagem para o presente e futuro (com a continuação da erosão costeira um crescente número deste tipo de estudos serão seguramente necessários) da melhor forma possível. Acresce ainda que coadjuva

o processo de dragagem no que refere a escolha do melhor local de fazê-lo, sem desperdiçar os sedimentos ou causar danos naturais.

7.3 Resultados obtidos após o processo de dragagem

O processo de alimentação artificial nas praias da Costa da Caparica teve início no dia 13 de agosto, tendo sido efetuados dragagens e bombeamentos de mais de 1 milhão de metros cúbicos de areia. O processo foi efetuado durante o período de maré baixa, e com baixa ondulação (menos de 2 metros) sem afetar a atividade dos banhistas. A areia utilizada encontra-se dentro do grupo dos sedimentos úteis, com classificação de média a grosseira. É possível encontrar a presença de vários pedaços de conchas nas amostras. Na figura 7.7 apresenta-se a imagem de uma das praias da CC alguns dias após beneficiar da intervenção de alimentação artificial, é possível constatar que uma boa percentagem da areia introduzida já se encontra removida devido ao forte processo dos agentes hidráulicos de erosão.



Figura 7.7 Praia da Costa da Caparica dias após a alimentação artificial

8. Conclusões

Este estudo remete para a ideia de que o uso de métodos multidisciplinares para estudos de mancha de empréstimo e objetos arqueológicos são procedimentos indispensáveis, sem os quais não seria possível chegar aos resultados obtidos, com muita precisão usando apenas um único método.

Com o processamento dos dados magnéticos confirma-se que o campo magnético principal é a componente do CMT com maior peso, pois ao fazer a correção do CMP usando o modelo IGRF vê-se os valores do campo (anomalia) a reduzirem-se drasticamente. A anomalia regional apresenta valores na ordem de grandeza superior a anomalias residuais, de forma que os sinais de anomalia residual não se sobressaem na presença da anomalia regional, desta forma recorre-se a separação do campo anômalo de forma a poder analisar anomalias/ estruturas com pequeno comprimento de onda. O cálculo do sinal analítico é fundamental para localizar as potenciais fontes anómalas.

Um ótimo processamento dos dados sísmicos leva a uma excelente interpretação. De acordo com o modelo sísmo-estratigráfico que a área de CC apresenta pode-se verificar que existe uma boa percentagem de sedimentos não consolidados na área. Existe uma boa correspondência entre os dados sísmo-estratigráficos e litológicos.

O conhecimento acerca da quantificação e distribuição espacial do volume de sedimentos e matérias úteis é sem dúvida de extrema importância para o processo de dragagem, pois com esta informação podem selecionar-se mais adequadamente as técnicas de dragagem, e ter-se-á uma guia para seleção das zonas dentro da área a onde seja mais conveniente a execução da operação.

De acordo com os volumes de sedimentos estipulados pelo grupo de trabalho sedimentar seria necessária, para mitigar a erosão costeira verificada, e para reposição do ciclo sedimentar numa porção de elevada magnitude apresentada na tabela 1.1 ($5 \times 10^6 m^3$). Conclui-se que com o valor de $6.49 \times 10^6 m^3$ de material útil na área de interesse se poderá suprir esse requisito, sobrando valores consideráveis.

A quantidade de material útil quantificada na área de Costa da Caparica, satisfaz as necessidades atuais e futuras da erosão até aproximadamente 2050 caso o processo de erosão continuar a mesma taxa.

O conhecimento sobre as características das várias unidades sísmo-estratigráficas é de extrema importância, pois está constituída uma reserva futura de dragagem de areia, e ainda poderá auxiliar em vários estudos futuramente.

Existe uma coincidência entre as zonas com depressões e as assinaladas com a presença de areias grosseiras a médias, o que indica que os materiais úteis se encontram nas zonas depressivas a nível superficial. A maior quantidade de material útil encontra-se em zonas da área mais próxima da costa, nos primeiros 1.5 metros. Os maiores volumes de areias grosseiras encontram-se mais próximos da costa, enquanto que abaixo desta profundidade estes valores estão localizados mais afastados da costa.

A presença de um único suposto objeto arqueológico identificado não apresenta correspondência com dados acústicos de sísmica e hidrografia e não deverá constituir barreira ou desafios no processo de dragagem uma vez que se tem o conhecimento da sua localização.

9. Referências

- Akbar, S., Thakkae, M., Jones, D., Adom, K., & Rashidi, N. (2008). *GPS Satellite Precision Global Surveying*, "Proceedings of the 2008 IAJC- IJME, Internacional Conference, . Paper 174, IT 304.
- Aki, K., & Richards, P. G. (1980). *Quantitative Seismology. Theory and methods* (2^a ed.). University Science Books.
- Alves, D. P. (2009). *Processamento de dados sísmicos de modo a acentuar as reflexões na camada de água. Tese de Dissertação*. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- Alves, R. F. (2014). *Escola Brasil*. Obtido de Camadas da Terra, Geofísica, Geologia: <https://brasilescola.uol.com.br/geografia/camadas-terra.htm>
- Alves, T. M., Moita, C., Sandnes, F., Monteiro, J. H., & Pinheiro, M. L. (2006). *Mesozoic–Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: The Peniche basin, western*. AAPG Bulletin.
- Ansari, A. H., & Alamdar, K. (2009). *Reduction to the Pole of Magnetic Anomalies Using Analytic Signal*. Department of Mining and Metallurgical Engineering, Yazd University, Yazd, Iran.
- Applanix POS MV, O. (1993). *Applanix POS MV Oceanmaster GPS Inertial, Navigation System*. Obtido de <https://www.uniquegroup.com/item/1015/InertialNavigationSystems/Applanix-POS-MV-Oceanmaster-GPS-Inertial-Navigation-System.html>
- Backus, G., Parker, R., & Constable, C. (1996). *Fundations of Geomagnetism*,. Cambridge, University Press,.
- Barton, C. E. (1997). *International Geomagnetic Reference Field: the seventh* (Vols. Vol. 49,). Journal Geomagnetism and Geoelectricity.
- Bevan, B. W. (9 de Fevereiro de 2017). Analysis of dipolar magnetic anomalies. *Geosight*.
- Blakely, R. J. (1995). *Potencial theory in gravity and magnetic applications* (1^a ed.). Cambridge, University. .
- Bloxham, J., Gubbins, D., & Jackson, A. (1989). *Geomagnetic Secular Variations*. Phil. Transroyal Soc., London.
- Brito, L., Fiolhais, M., & Providência, C. (1999). *Campo eletromagnético* . Mc Graw - Hill, Lisboa.
- Brito, P., Terrinha, P., Almeida, E., Antunes, M., Rosa, M., Neres, M., . . . Batista, L. (2019). *Relatório da Tarefa B, Levantamento de sísmica ligeira de reflexão* . IPMA, APA, Portugal.
- Campbell , W. H. (2003). *Introduction to geomagnetic Fields* (2^a ed.). Cambridge, University Press.
- Chapman, S., & Bartels, J. (1940). *Geomagnetism*. Clarendon Press, Oxford.
- Clarke, G. (1968). *Time-varying deconvolution filters*. Geophysics, 22: 936–944.
- Correia, M. G. (2008). *Estimativa de Profundidades Magnéticas na Província Mineral de Carajás*. Universidade de Aveiro, Brasil, Departamento de Geociências.
- Dias, A. J. (1987). *Dinâmica Sedimentar e Evolução Recente da Plataforma Continental Portuguesa Setentrional*. Dissertação de Doutoramento. Universidade de Lisboa, Portugal.

- Dias, A. J., & Neal, W. J. (1990). Modal Size Classification of Sands - an Example from the Northern Portugal continental- shelf. pp. 426-437.
- Dias, A. J., & Nittrouer, C. A. (1984). Continental-Shelf Sediments of Northern Portugal. pp. 147-165.
- Dias, A. J., Boski, T., Rodrigues, A., & Magalhães, F. (2000). Coastline Evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until Present – A Synthesis. pp. 177-186.
- Duarte, H., Wardell, N., & Monrigal, O. (2017). *Advanced processing for UHR3D shallow marine seismic surveys*. (Vol. 15). Near Surface Geophysics.
- Ernesto, M., & Ussami, N. (2002). *Introdução a Geofísica*. APOSTILA DA DISCIPLINA AGG0115, Departamento de Geofísica.
- Ernesto, M., & Ussami, N. (2002). *Introdução a Geofísica*. Conteúdos da disciplina de geofísica. Departamento de Geofísica da IAG/ USP.
- Fiolhais, C., José, L. M., & Orlando, O. (2000). *Campos e Ondas Eletromagnéticos*. Serviço de Educação, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.
- Font, E. (2017). Magnetismo das Rochas. *Conteúdos da disciplina de Geomagnetismo (mestrado em Ciências Geofísicas)*.
- Gather. (24 de Fevereiro de 2012). *Gather*. Obtido de AgileGeoscience: <http://www.subsurfwiki.org/wiki/Gather>
- Gauss, C. F. (1838). *Allgemeine Theorie des Erdmagnetismus*. General Theory of Terrestrial Magnetism- a revised translation of the German text.
- Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics* (2^a ed.). UK.
- Geo Marine, S. (s.d.). *SEISMIC, GEOTECHNICS & SOFTWARE SOLUTIONS*. Obtido de Geo Marine Survey Systems: <https://www.geomarinesurveysystems.com/>
- Geosoft. (2014). *Magmap - Polo reduction. Technical Note*.
- Godio, A., & Salvatore, P. (2005). *Integrated data processing for archeological magnetic surveys*, . Politecnico de Torino, Italy, Istituto per le tecnologie Applicate ai Beni Culturali- CNR, Rome, Italy,.
- Hartmann, G. A. (2005). *A Anomalia Magnética do Atlântico Sul: Causas e Efeitos*. Dissertação. Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas .
- Hartmann, G. A., & Pacca, I. G. (2009). *Time evolution of the South Atlantic Magnetic Anomaly*. Academia de ciências. doi:10.1590/S0001-37652009000200010
- Hsu, S. K., Sibuet, J. C., & Shyu, C. T. (1996). *High-resolution detection of geologic boundaries from potential - field anomalies. An enhanced analytic signal technique* (Vol. 61). Geophysics.
- Hulot, G., Finlay, C. C., Constable, C. G., & Manda, M. (2010). *The Magnetic Field of Planet Earth*. ETH Zürich, Institut für Geophysik, Sonneggstrasse 5.
- Innomar. (1997). *Efficient Sub-Bottom Profilers made by Innomar*. Obtido de Innomar: <https://www.innomar.com/index.php>
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, L. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration* (3^a ed.). Oxford, Inglaterra: Blackwell Science.

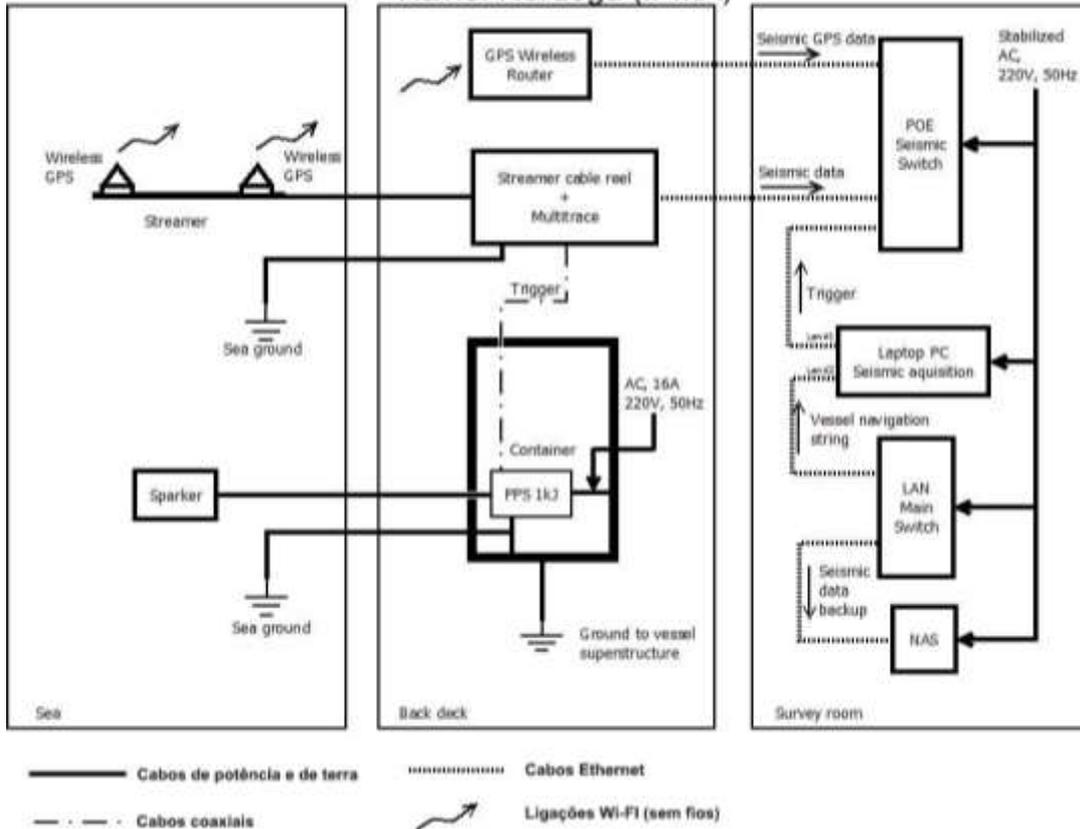
- Kullberg, J. C., Rocha, R. B., Soares, A. F., Rey, j., Terrinha, P., Callapez, P., & Martins, L. (2006). *A Bacia Lusitania: Estratigrafia, Paleografia e Tectónica*. Geologia de Portugal no contexto da Ibéria. Universidade de Évora.
- Lancaste, S., Whitcombe, D., Walden, A. T., Hosken, J. W., & Velzeboer, C. J. (1981). *Background and Theory, seismic inversion*. Obtido de he theoretical seismic reflection response of sedimentary sequences. Geophysics: <https://arkcls.com/wp-content/docs/SCI/od/latest/ch02s01.html>
- Mandea, M., & Macmillan. (2000). *International Geomagnetic Reference Field - eighth generation*. Earth Planets Space 52.
- Marine Magnetics, C. (2002). *SeaSpy Technical Application Guide*. revisão 1.4, Disponível. <http://www.marinemagnetics.com/products/seaspy>.
- Matias, L. M., & Costa, P. T. (2011). *Conteúdos de sismometria das aulas de sismologia*. . Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Material não publicado.
- Matos, J. L. (2001). *Fundamentos de Informação Geográfica* (Vol. 2ª). LIDEL Edições Técnicas, Lisboa.
- Mendiratta, S. K. (1985). *Introdução ao eletromagnetismo*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.
- Merril, R. T., Mcelhinny, M. W., & Mcfadden, P. L. (1998). *The magnetic field of the Earth: Paleomagnetism, the core and deep mantle* (Vol. 63 (International Geophysics Series)). Elsevier, Academic Press, Amsterdam.
- Mil-Homens, M., Guerra, M. T., Gaudêncio, M. J., Salgueiro, E., Terrinha, p., Brito, P., . . . Antunes, M. (2019a). *Relatório da Tarefa C do projecto CHIMERA, Amostragem de Sedimentos*. IPMA, Portugal.
- Mil-Homens, M., Terrinha, P., Brito, P., Magalhães, V., Rosa, M., Neres, M., . . . Pinto, C. A. (2019). *Assessment of offshore Borrow Areas for Beach Nourishment Along Western Portuguese Coast*. IPMA.
- Mil-Homens, M., Terrinha, P., Brito, P., Neres, M., Rosa, M., Magalhães, V., . . . Antunes, M. (2019b). *Relatório Final, Mancha de empréstimo: CC, Costa da Caparica*. IPMA, Portugal.
- Miranda, J. M. (2011). *Introdução ao Geomagnétismo*. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- Miranda, J. M., & Luis, J. F. (2018). *Fundamentos da Geofísica*. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- Miranda, J. M., Luis, J. F., & Costa, P. T. (2017). *Fundamentos de Geofísica*. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- Mitchum, R. M., Vall, P. R., & Sangree, J. B. (1997b). *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part6: Stratigraphic interpretation of seismic reflections patterns in depositional sequences*. (Vol. 26). In: Seismic stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration, Payton,.
- Nabighian, M. N. (1972). *The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation* (Vol. 37). Geophysics.
- Nabighian, M. N. (1974). *Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section* (Vol. 39). Geophysics.

- Noiva, J., Terrinho, P., Brito, P., Rosa, M., Almeida, E., Batista, L., . . . Antunes, M. (2019). *Relatório da Campanha MINEPLAT-05 20019. Campanha de geofísica marinha da Plataforma continental do Alentejo, ao largo de Sines*. INGMAR Cruise Report, IPMA, Portugal .
- Oliveira, R. G. (2008). *Arcabouço Geofísico, Isostasia e Causas do Magmatismo Cenozóico da Província Borborena e de sua Margem Continental (Nordeste do Brasil)*. Tese doutoramento, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Parkinson, B. W., & Fitzgibbon, K. T. (1986). *Optimal locations of pseudolites for differential GPS*. Navigation, 33 (4).
- Petro, B. (2019). *Velocity analysis and NMO-Correction*. Obtido de https://www.bairdpetro.com/pdf_files/p58-62.pdf
- Pyton, C. E. (1977). *Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon Exploration*. Mimos of the American Association of Petroleum Geologists 26.
- Qconcursos. (2018). *Qconcursos*. Obtido de Geofísica e Geologia para Jovens : <https://www.qconcursos.com/questoes-de-concursos/questoes/4abd14f2-6a>
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. J., & Somerton, I. W. (1990). *Magnetic Interpretation in the three dimensions using Euler deconvolution*. (Vol. 55). Geophysics.
- Relatório APA, Fernandes, A. C., Gerras, M. D., Ribeiro, R., Rodrigues, S., & Magenta, H. (2017). *Relatório do Estado do Ambiente Portugal*.
- Relatório GTL, Santos, F. D., Lopes, A. M., Moniz, G., Ramos, L., & Taborda, R. (2014). *Gestão da zona Costeira, O Desafio da Mudança. Relatório do Grupo de trabalho do Litoral*.
- Relatório GTS, Andrade, C., Taborda, R., Rodrigues, A., Pinto, C., Pina, C., . . . Ramos, L. (2015). *Relatório Grupo de Trabalho para os Sedimentos*.
- Roest, W. R., Verhoef, J., & Pilkington, M. (1992). *Magnetic interpretation using 3- D analytic signal* (Vol. 57).
- Roque, C. (2007). *Tectonostratigrafia do Cenozóico das Margens Continentais Sul e Sudoeste Portuguesa: Um modelo de Correlação sismo-estratigráfica*. Dissertação de Doutoramento: Universidade de Lisboa.
- Roque, C. (2009). *Caracterização de Estruturas Tectónicas Ativas da Região Sul de Portugal com Recurso a Ferramentas SIG. O caso da falha de São Marcos-Quarteira*. Universidade Nova de Lisboa .
- Rosa, M., Terrinha, P., Brito, P., Almeida, E., Teixeira, M., Ribeiro, C., & Magalhães, V. (2019). *Relatório da Tarefa A do projeto CHIMERA, Levantamento Hidrográfico*. IPMA, Portugal.
- Saibi, H. (16 de Outubro de 2014). *Lecture N. 3: Geomagnetic*. Obtido de <https://slideplayer.com/slide/8700303/>
- Seatronics. (1978). *Seatronics Sub-bottom Profilers*. Obtido de Seatronics: <https://seatronics-group.com/equipment-sales/>
- Seeber, G. (2003). *Satellite Geodesy* (Vol. 2ª). Walter de Gruyter GmbH & co., Berlin.
- Sheriff, R. E., & Geldart, L. P. (1982). *Exploration Seismology, History, Theory and Data Acquisition* (Vol. 1). Cambridge University Press.

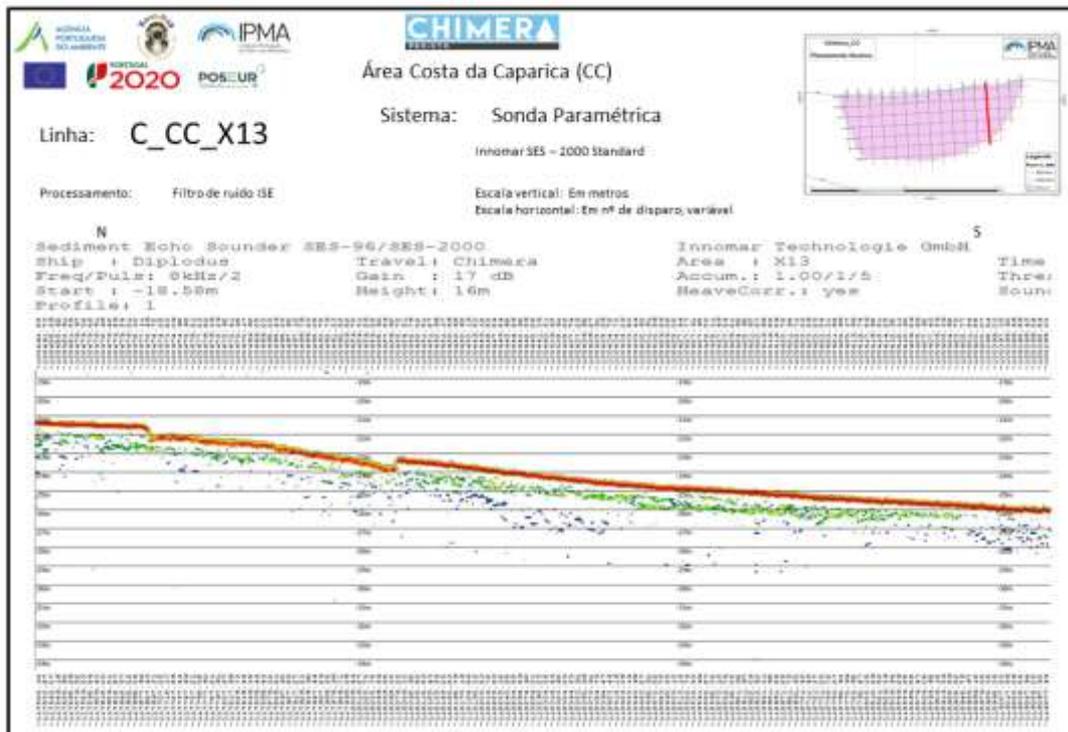
- Silva, S. C. (2013). *Desenvolvimento de uma metodologia para levantamentos magnéticos marinhos para detenção de objetos*. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Tese de Mestrado de Geologia do Ambiente.
- Souza, J. A., Porsani, M. J., & Souza, W. E. (2016). *Correção estática residual aplicada no processamento sísmico da linha 59-RL-44 da Bacia do Parnaíba*. Simpósio Brasileiro de Geofísica, Ouro Preto.
- Thompson, D. T. (1982). *A new technique for making computer - assisted depth estimates from magnetic data*. (Vol. 47). Geophysics.
- Urrutia, F. J., & Campos, E. (1993). *Geomagnetic secular variation in Central Mexico since 1923 AD and Comparison with 1945-1990 IGRF Models*. Geomagnetic, Geoelectric 45.
- Wang, D. Y., & McCowan, D. W. (1988). *Spherical divergence correction for seismic reflection data using slant stacks*. Geological Sciences Department, University of Texas at Austin.
- Yilmaz. (1987). *Seismic Data Processing*. (Vol. 2). Society of Exploration Geophysicists, United States of America,.

A. Anexos

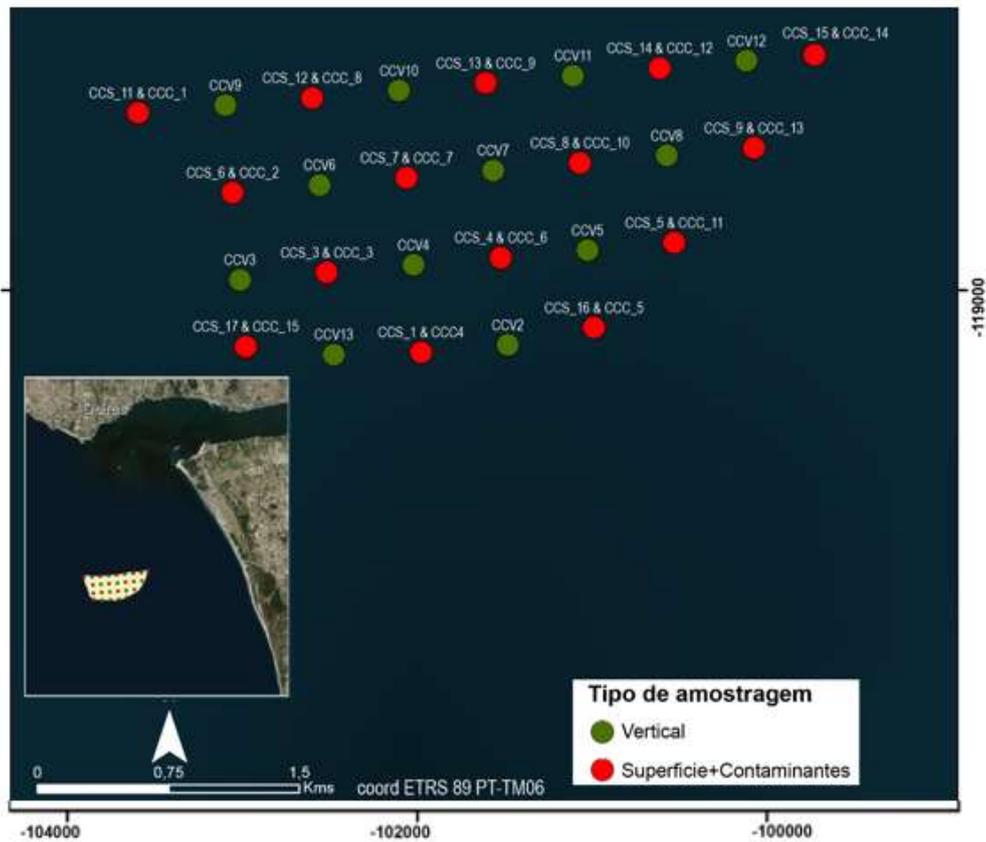
Diagrama de ligações do sistema de sísmica de reflexão
Navio: Noruega (IPMA)



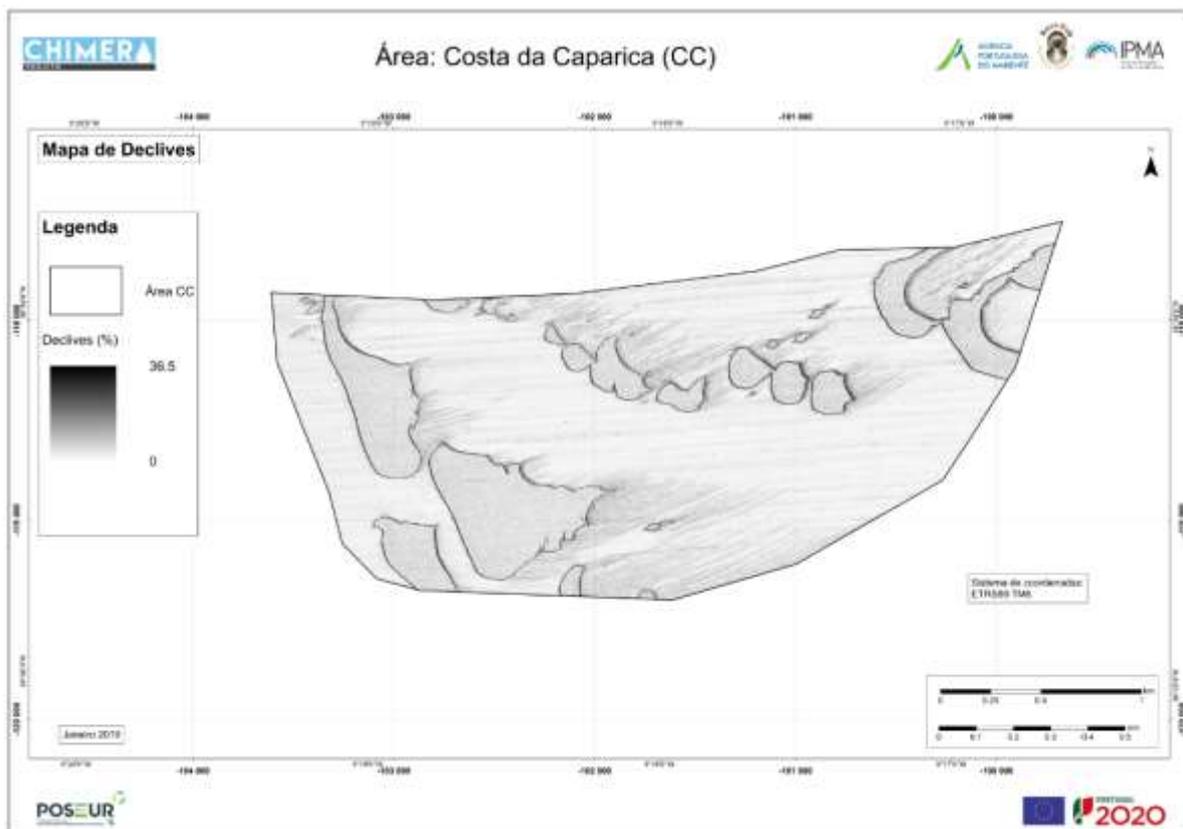
Listagem A. 1 Esquema de ligação do sistema de sísmica de reflexão multicanal. (Noiva, et al., 2019).



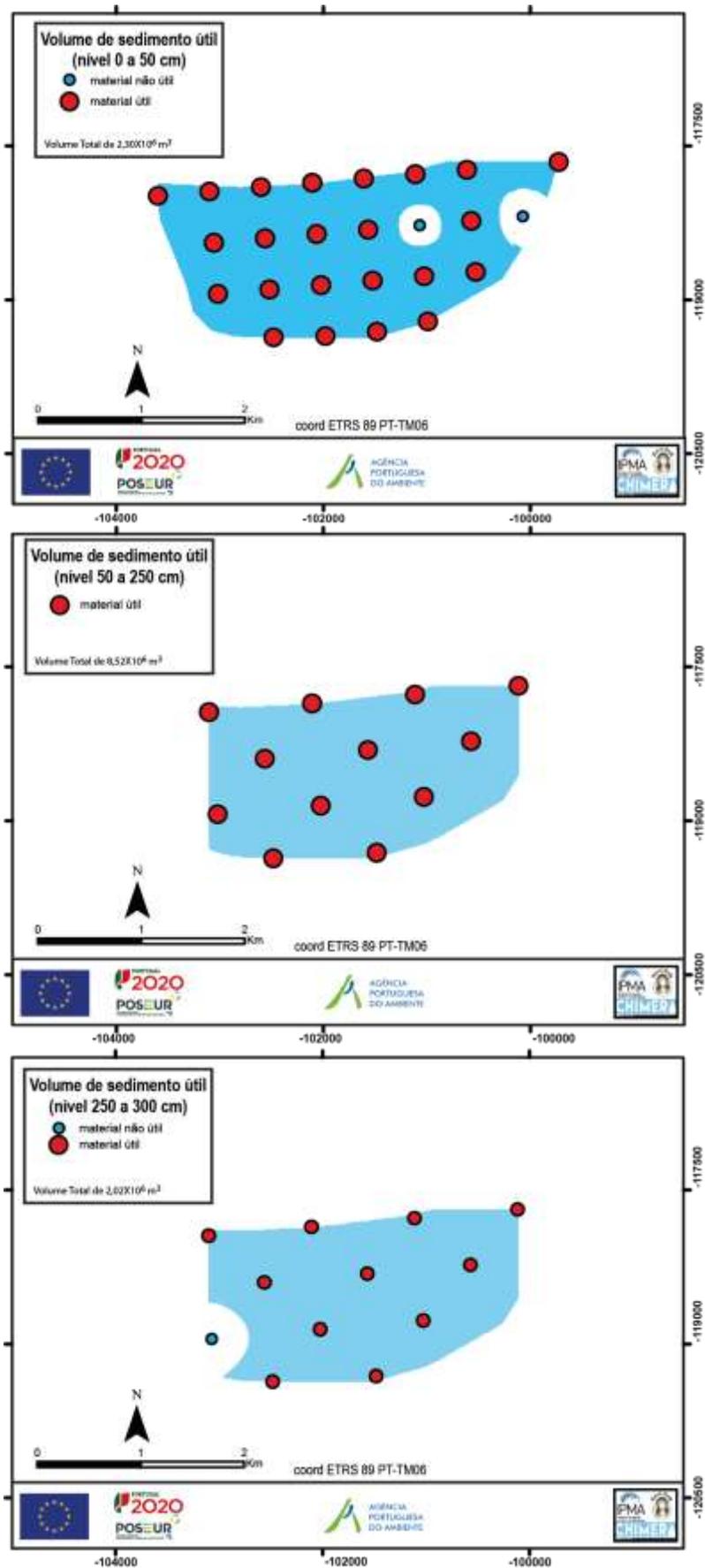
Listagem A. 2 Perfil de sonda paramétrica para QC da linha C_CC_X13, com filtro ISE.



Listagem A. 3 Localização das amostras colhidas na mancha de empréstimo da CC (Mil-Homens, et al., 2019a).

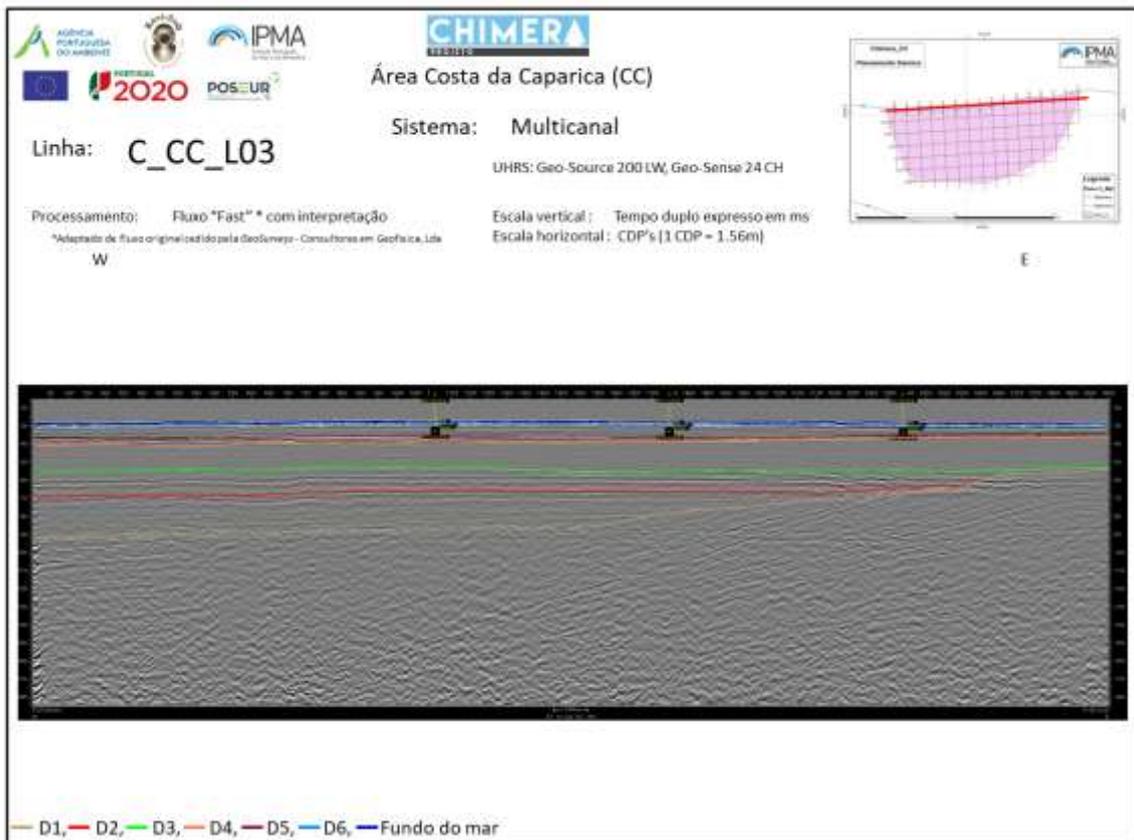


Listagem A. 4 Mapa de declive da CC obtido a partir dos dados de multifeixe, (Rosa, et al., 2019).

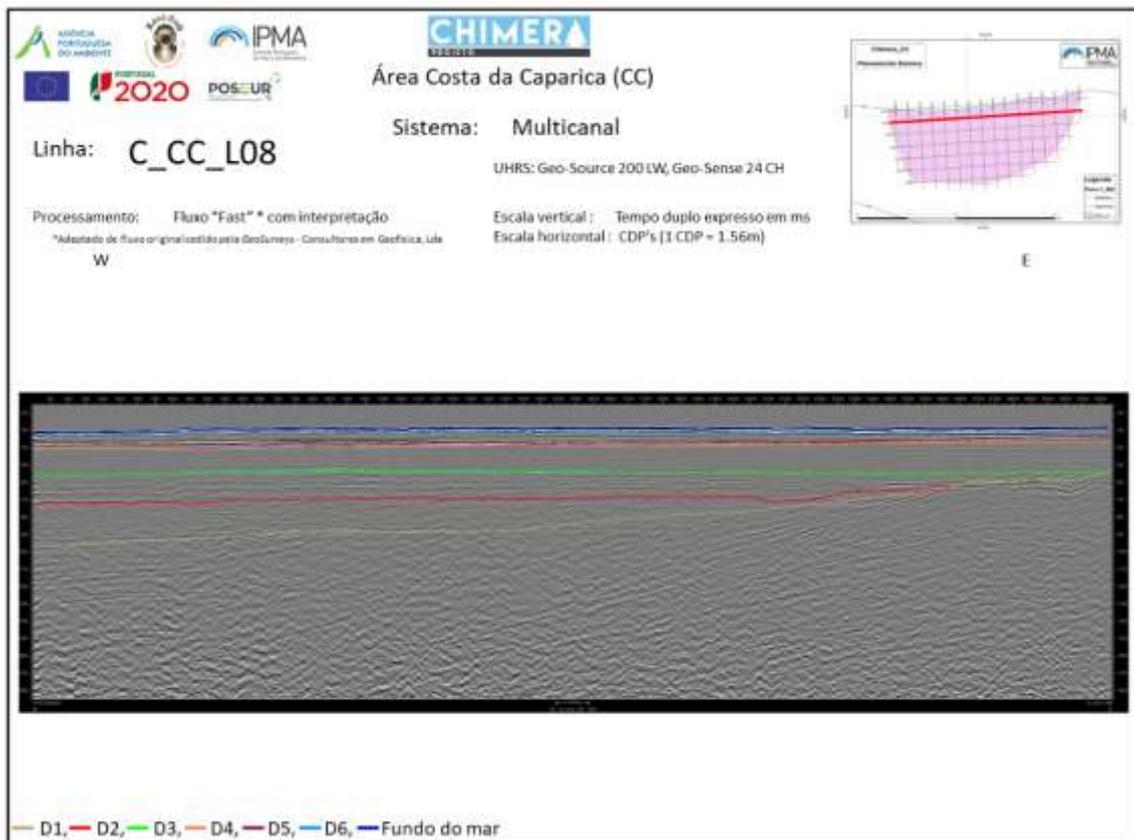


Listagem A. 5 Mapas de distribuição espacial de volume de material útil e não útil encontrado nas amostras entre os níveis de 50 á 300 cm, (Mil-Homens, et al., 2019a).

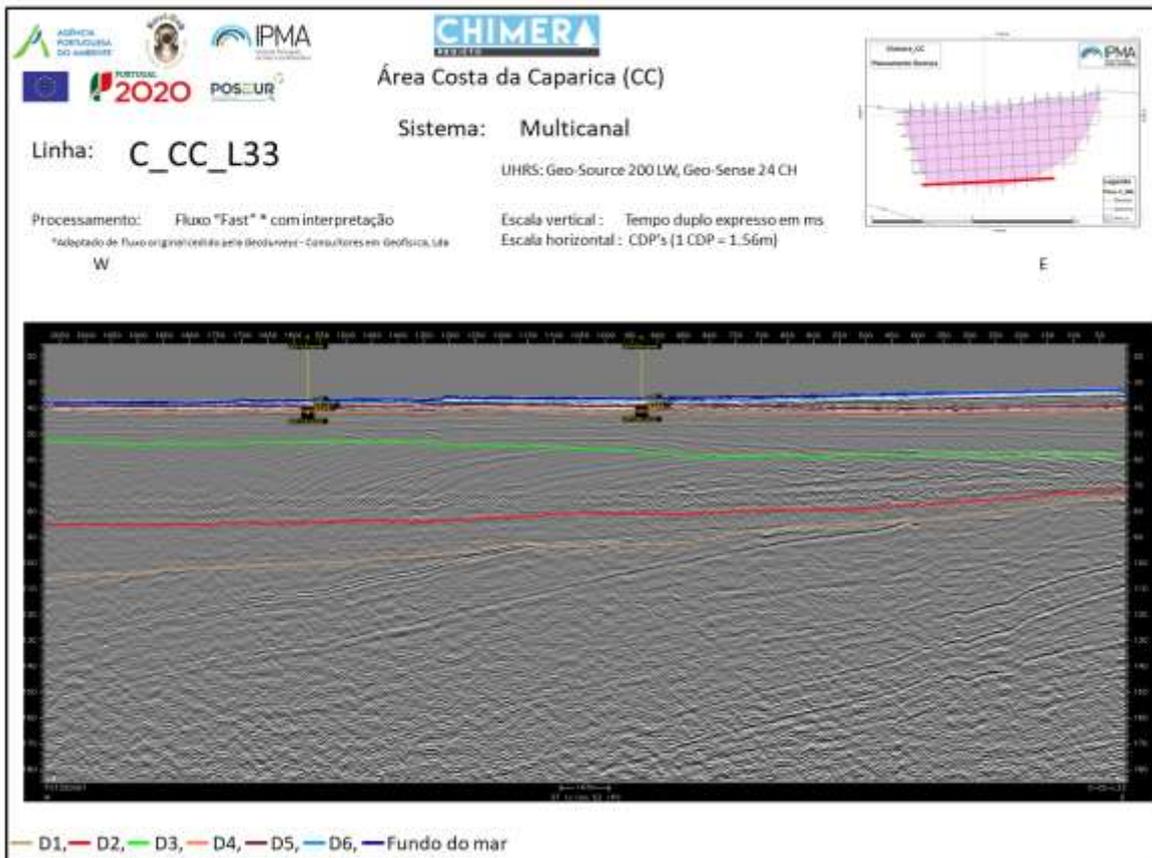
Exemplo de interpretação de outras linhas sísmicas



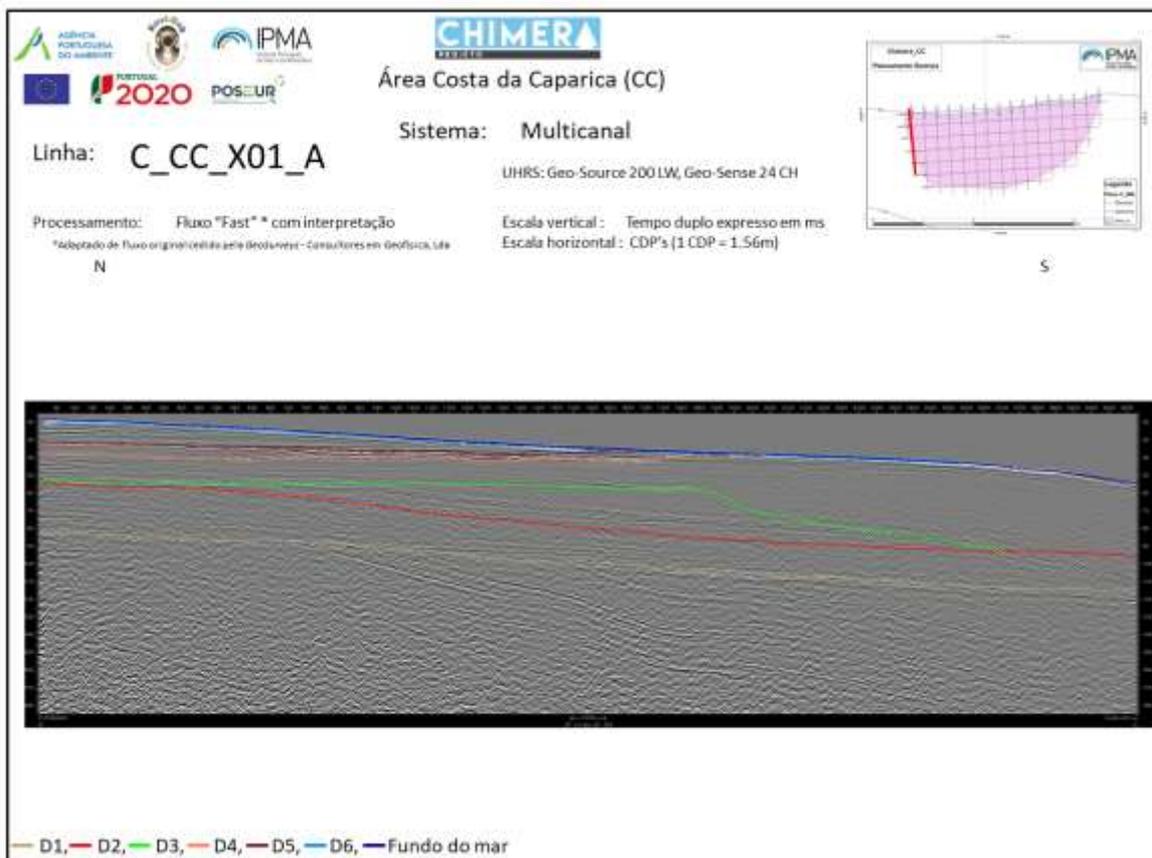
Listagem A. 6 Linha sísmica L03 interpretada, com representação de 3 sondagens verticais.



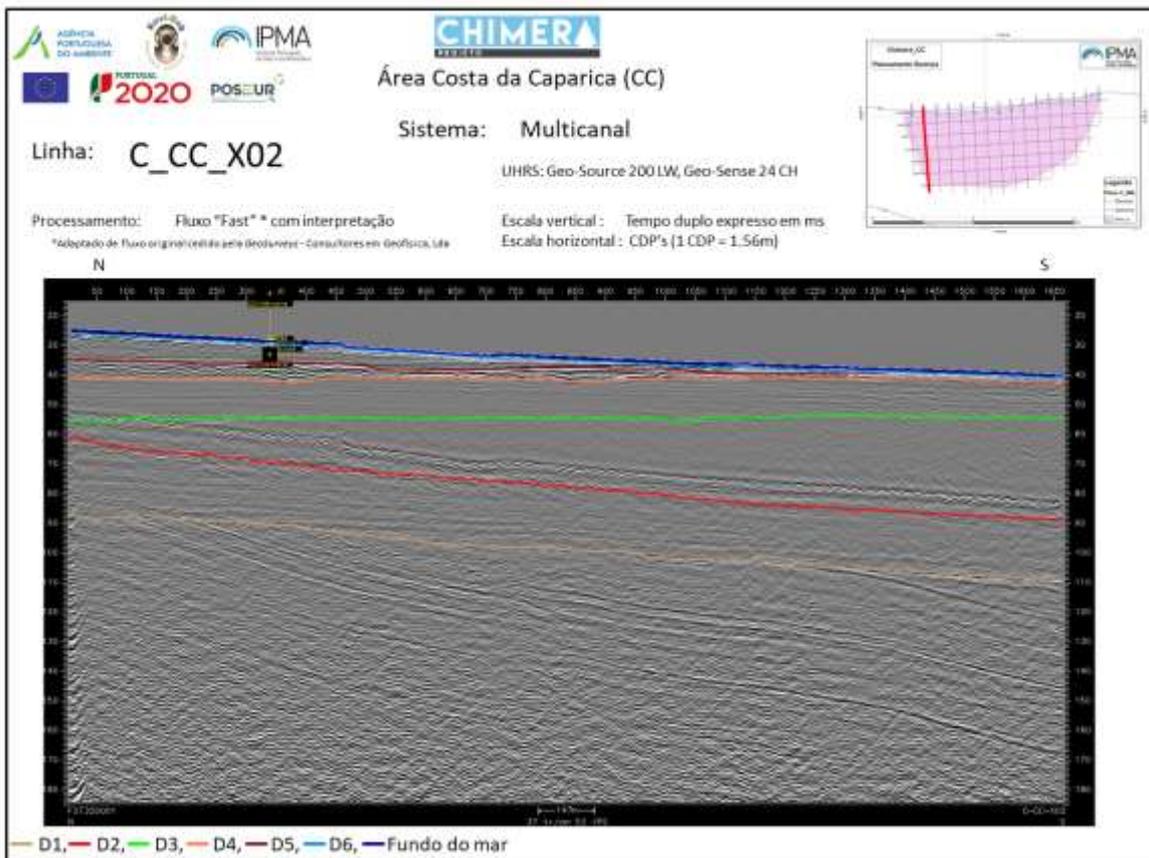
Listagem A. 7 Linha sísmica L08 interpretada.



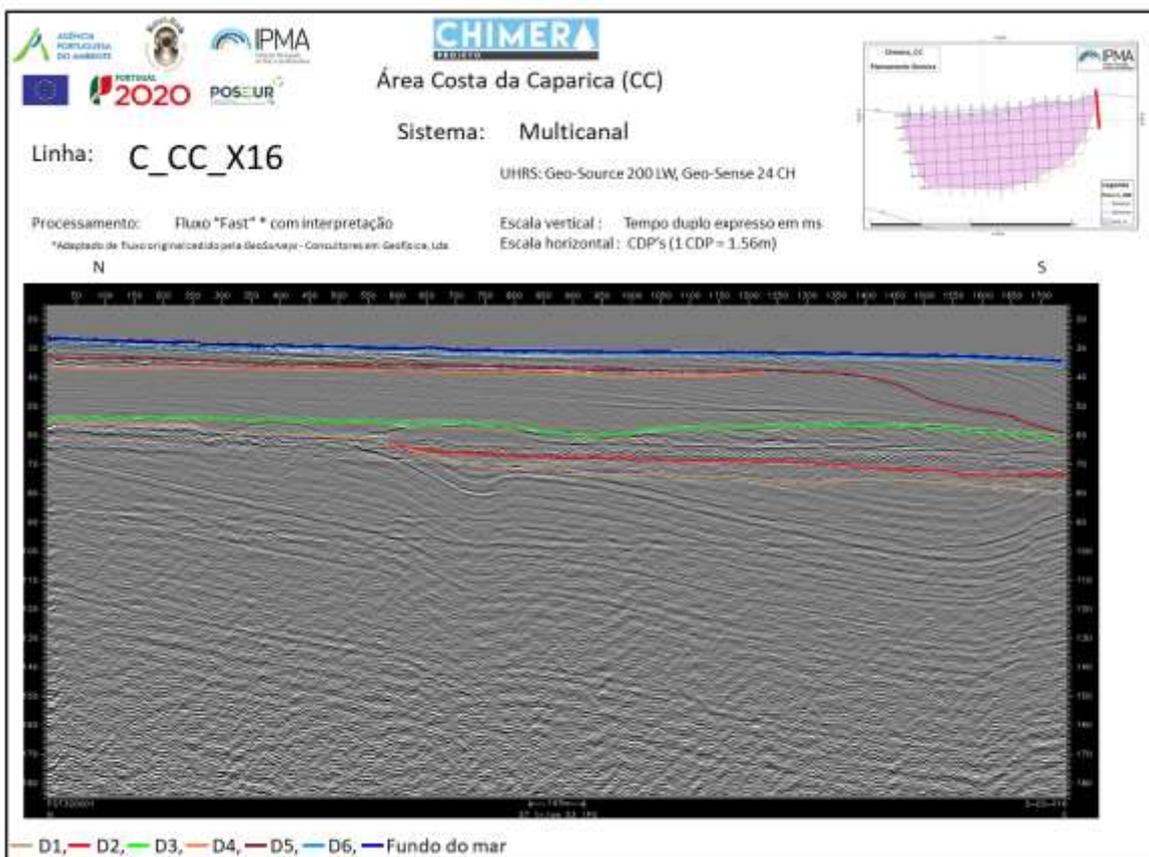
Listagem A. 8 Linha sísmica L33 interpretada, com representação de 2 sondagens verticais.



Listagem A. 9 Linha sísmica X01_A interpretada. O "A" indica que está linha foi readquirida



Listagem A. 10 Linha sísmica X02 interpretada, com representação de 1 sondagens vertical.



Listagem A. 11 Linha sísmica X16 interpretada.

p	MAG1	SUMM1	DEPTH m	DATE	TIME	LOM MAG1	LAT MAG1	X	Y
2715.0	43790.918	1433.000	1.336	2018/07/03	09:21:20.55	-9.3166151	38.6015751	-103097.0605044	-117756.7298673
2716.0	43790.905	1438.000	1.287	2018/07/03	09:21:20.64	-9.3166121	38.6015752	-103096.7990185	-117756.7221344
2717.0	43790.957	1448.000	1.336	2018/07/03	09:21:20.75	-9.3166086	38.6015752	-103096.4941185	-117756.7260643
2718.0	43790.945	1465.000	1.254	2018/07/03	09:21:20.85	-9.3166056	38.6015753	-103096.2326326	-117756.7183315
2719.0	43790.937	1465.000	1.254	2018/07/03	09:21:20.94	-9.3166026	38.6015753	-103095.9712897	-117756.7217000
2720.0	43790.984	1465.000	1.285	2018/07/03	09:21:21.05	-9.3165989	38.6015754	-103095.6448238	-117756.7147531
2721.0	43790.965	1443.000	1.205	2018/07/03	09:21:21.14	-9.3165956	38.6015754	-103095.3613467	-117756.7184584
2722.0	43790.937	1436.000	1.172	2018/07/03	09:21:21.25	-9.3165918	38.6015755	-103095.0301693	-117756.7116237
2723.0	43790.945	1460.000	1.254	2018/07/03	09:21:21.35	-9.3165885	38.6015758	-103094.7426922	-117756.7153290
2724.0	43790.937	1487.000	1.172	2018/07/03	09:21:21.44	-9.3165853	38.6015756	-103094.4637834	-117756.7078207
2725.0	43790.905	1514.000	1.254	2018/07/03	09:21:21.55	-9.3165814	38.6015756	-103094.1240377	-117756.7121996
2726.0	43790.918	1531.000	1.205	2018/07/03	09:21:21.64	-9.3165781	38.6015757	-103093.8364175	-117756.7048035
2727.0	43790.905	1550.000	1.254	2018/07/03	09:21:21.75	-9.3165743	38.6015757	-103093.5053832	-117756.7090702
2728.0	43790.925	1560.000	1.205	2018/07/03	09:21:21.85	-9.3165710	38.6015758	-103093.2177630	-117756.7016741
2729.0	43790.918	1558.000	1.254	2018/07/03	09:21:21.94	-9.3165678	38.6015758	-103092.9389973	-117756.7052670
2730.0	43790.945	1563.000	1.205	2018/07/03	09:21:22.05	-9.3165638	38.6015759	-103092.5903971	-117756.6986568
2731.0	43790.997	1555.000	1.254	2018/07/03	09:21:22.14	-9.3165603	38.6015759	-103092.2854971	-117756.7025866
2732.0	43791.064	1531.000	1.205	2018/07/03	09:21:22.25	-9.3165563	38.6015760	-103091.9368969	-117756.6959764
2733.0	43791.123	1509.000	1.205	2018/07/03	09:21:22.35	-9.3165528	38.6015760	-103091.6319969	-117756.6999061
2734.0	43791.195	1494.000	1.172	2018/07/03	09:21:22.44	-9.3165493	38.6015760	-103091.3270969	-117756.7038358
2735.0	43791.242	1494.000	1.172	2018/07/03	09:21:22.55	-9.3165453	38.6015761	-103090.9784967	-117756.6972255
2736.0	43791.301	1514.000	1.123	2018/07/03	09:21:22.64	-9.3165418	38.6015761	-103090.6735967	-117756.7011552
2737.0	43791.333	1523.000	1.123	2018/07/03	09:21:22.75	-9.3165377	38.6015762	-103090.3162851	-117756.6946572
2738.0	43791.400	1519.000	1.090	2018/07/03	09:21:22.85	-9.3165342	38.6015762	-103090.0113851	-117756.6985869

Listagem A. 12 Tabela com informações sobre a aquisição de dados magnéticos, de uma pequena dimensão da linha L05.

igrf dec	igrf inc	igrf mag	Ann	Blur v	Ann dicorr	CROSS LEVEL	CROSS DIFF	CROSS GRAD	Ann Dicorr Lev	Ann Dicorr Lev FET 500
-2.3	52.6	43750.9	40.0	-22.2	62.3	*	*	*	58.8	-0.6
-2.3	52.6	43750.9	40.0	-22.2	62.2	*	*	*	58.8	-0.6
-2.3	52.6	43750.9	40.1	-22.2	62.3	*	*	*	58.9	-0.5
-2.3	52.6	43750.9	40.0	-22.2	62.3	*	*	*	58.9	-0.5
-2.3	52.6	43750.9	40.0	-22.2	62.3	*	*	*	58.8	-0.5
-2.3	52.6	43750.9	40.1	-22.2	62.3	*	*	*	58.9	-0.5
-2.3	52.6	43750.9	40.1	-22.2	62.3	*	*	*	58.9	-0.5
-2.3	52.6	43750.9	40.0	-22.2	62.3	*	*	*	58.8	-0.5
-2.3	52.6	43750.9	40.1	-22.2	62.3	*	*	*	58.9	-0.5
-2.3	52.6	43750.9	40.0	-22.2	62.3	*	*	*	58.8	-0.5
-2.3	52.6	43750.9	40.1	-22.2	62.3	*	*	*	58.9	-0.5
-2.3	52.6	43750.9	40.0	-22.2	62.3	*	*	*	58.8	-0.5
-2.3	52.6	43750.9	40.1	-22.2	62.3	*	*	*	58.9	-0.5
-2.3	52.6	43750.9	40.0	-22.2	62.3	*	*	*	58.8	-0.5
-2.3	52.6	43750.9	40.1	-22.2	62.3	*	*	*	58.9	-0.5
-2.3	52.6	43750.9	40.2	-22.2	62.4	*	*	*	59.0	-0.4
-2.3	52.6	43750.9	40.2	-22.2	62.5	*	*	*	59.0	-0.3
-2.3	52.6	43750.9	40.3	-22.2	62.5	*	*	*	59.1	-0.2
-2.3	52.6	43750.9	40.3	-22.2	62.6	*	*	*	59.2	-0.2
-2.3	52.6	43750.9	40.4	-22.2	62.6	*	*	*	59.2	-0.1
-2.3	52.6	43750.9	40.4	-22.2	62.7	*	*	*	59.2	-0.1
-2.3	52.6	43750.9	40.5	-22.2	62.7	*	*	*	59.3	0.0
-2.3	52.6	43750.9	40.5	-22.2	62.8	*	*	*	59.3	0.0
-2.3	52.6	43750.9	40.5	-22.2	62.8	*	*	*	59.3	0.0
-2.3	52.6	43750.9	40.6	-22.2	62.8	*	*	*	59.4	0.0
-2.3	52.6	43750.9	40.6	-22.2	62.9	*	*	*	59.4	0.1
-2.3	52.6	43750.9	40.6	-22.2	62.9	*	*	*	59.4	0.1
-2.3	52.6	43750.9	40.6	-22.2	62.9	*	*	*	59.4	0.1

Listagem A. 13 Tabela com informações sobre alguns passos do processamento para linha L05. Tabela incompleta.



Listagem A. 14 Imagens da autora da dissertação retiradas durante a campanha CHIMERA.