

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**Cartografia da Deformação Tectónica de
Idade Pliocénica e Quaternária na Planície
Abissal do Tejo, Talude e Plataforma
Continental Adjacentes com Base na
Interpretação de Perfis Sísmicos de Reflexão e
Batimetria Multifixe**

Luís Filipe Rodrigues Batista

Mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do Território

2009

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**Cartografia da Deformação Tectónica de
Idade Pliocénica e Quaternária na Planície
Abissal do Tejo, Talude e Plataforma
Continental Adjacentes com Base em
Interpretação de Perfis Sísmicos de Reflexão e
Batimetria Multifeixe**

Luís Filipe Rodrigues Batista

Mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do Território

**Tese orientada pelo Prof. Doutor Pedro António Gancedo Terrinha
e pela Doutora Ana Cristina Freixo Pereira Roque**

2009

À minha mulher Sofia

e

Ao meu filho Filipe

Resumo

Foram compilados um conjunto de dados de batimetria multifeixe e sísmica multicanal que permitiram a cartografia de estruturas tectónicas activas durante o Plio-Quaternário na Planície Abissal do Tejo (PAT) e região envolvente. Os dados de batimetria permitiram a elaboração de um mapa da morfologia do fundo com uma malha com uma célula de 250 m e um mapa de declives. No mapa de declives observa-se que os relevos com maior inclinação se encontram relacionados com: a) escarpas de falhas; b) relevos de dureza associados a zonas de grande erosão; c) vertentes de aparelhos vulcânicos. Da interpretação dos perfis de sísmica multicanal foram individualizadas quatro unidades sismostratigráficas correspondentes ao Miocénico superior, Pliocénico inferior, Pliocénico superior e Quaternário. Foram executados mapas de isobatas para os horizontes situados na base e no topo de cada unidade assim como os respectivos mapas de isopacas. Cartografaram-se as estruturas que mostram evidências de actividade durante o Plio-Quaternário com maior detalhe no Promontório do Príncipe de Avis que, apesar de não mostrar actividade sísmica, é uma das zonas com mais estruturas que apresentam evidências de actividade recente. Assim, pode-se constatar que a PAT e as estruturas envolventes apresentam potencial como geradoras de eventos sísmicos e/ou eventos de escorregamentos. Apresenta-se ainda a descrição do método utilizado de conversão de dados de sísmica de reflexão em papel para ficheiros SEG-Y, método usado na conversão de dados na região de talude e plataforma continental da Margem Alentejana.

Palavras Chave: Sismostratigrafia, Neotectónica, Geomorfologia, Plio-Quaternário, Planície Abissal do Tejo

Abstract

Compilation and interpretation of multi-beam bathymetric data and multi-channel seismic data allowed the mapping of tectonic structures in the Tagus Abyssal Plain and surrounding areas, that were active during Pliocene and Quaternary times.

A digital terrain model with a 250 m cell was created from which a slope map derived. The steepest slopes in the study area correspond to i) fault scarps, ii) hard rock reliefs, iii) slopes of volcanic bodies.

From interpretation of the multi-channel seismic profiles the following four seismostratigraphic units were mapped: i) Upper Miocene, ii) Lower Pliocene, iii) Upper Pliocene and iv) Quaternary. Isobath and isopach maps corresponding to the base of the units and their thicknesses are presented.

Folds and faults that show clear evidence of activity during the Pliocene-Quaternary time interval were mapped with special detail in the Principe de Avis Promontory (PPA). Despite the fact that the PPA does not present instrumental seismicity this is one of the structures that shows clearer evidences of recent tectonic deformation.

The maps now produced show that the tectonic structures that surround the Tagus Abyssal Plain have the potential to generate earthquakes and/or gravity slides.

A description of the method used to convert images of seismic reflection profiles printed in paper into SEG-Y is also presented.

Key words: Seismostratigraphy, neotectonics, geomorphology, Pliocene-Quaternary, Tagus Abyssal Plain

Agradecimentos

Gostaria de expressar os meus agradecimentos a todos que, directa ou indirectamente, contribuíram para a realização deste trabalho.


- Ao Prof. Doutor Pedro Terrinha (LNEG/ Universidade de Lisboa) , orientador desta dissertação, por todo o interesse ,motivação, disponibilidade e apoio que mostrou e transmitiu, pela leitura atenta e pelas correcções oportunas e construtivas que permitiram melhorar o trabalho e que muito me ajudaram a crescer cientificamente.
- À Doutora Cristina Roque (LNEG) por todo o apoio, confiança e incentivo que sempre demonstrou, pelos esclarecimentos e ensinamentos que em boa hora me proporcionou e pelas horas que dedicou na supervisão deste trabalho.
- À Doutora Fátima Abrantes, directora da Unidade de Geologia Marinha do LNEG, a minha instituição de acolhimento, que desde o primeiro dia me apoiou e me proporcionou todas as condições para a realização deste trabalho.
- Ao projecto TECTAP - *Estrutura, Estratigrafia e Evolução Tectono-Térmica da Planície Abissal do Tejo* – PTDC/CTE-GIN/68462/2006, à Doutora Maryline Moulin, ao Doutor Luis Matias e a todos os restante membros da equipa pelo apoio e pela cedência de dados e pela partilha de conhecimento que em boa hora me foi concedido.
- Ao Doutor Pinto de Abreu e ao Doutor Nuno Lourenço da Estrutura de Missão para a Extensão da Plataforma Continental (EMEPC), pela cedência dos dados de batimetria multifeixe e pela disponibilidade que sempre mostraram para ajudar.
- À Doutora Teresinha Abecassis da Divisão para a Pesquisa e Exploração de Petróleo (DPEP), pela cedência das Tabelas de navegação da campanha GSI.
- A todos os meus colegas da Unidade de Geologia Marinha (LNEG) pelo excelente ambiente de trabalho, que me têm proporcionado desde que entrei nesta instituição. Um agradecimento muito especial ao grupo da Geologia e Recursos pelo companheirismo e amizade e pelo incondicional apoio que me prestaram ao longo deste trabalho. Tem sido um prazer e um privilégio trabalhar com vocês.
- A todos os colegas de mestrado por terem tornado simples o que às vezes parecia difícil e pela amizade e empatia criada ao longo do curso.
- A toda a minha Família, pelo apoio incondicional que me deram porque sem ele não teria sido possível chegar ao fim.

Índice

Resumo	i
Abstract	ii
Agradecimentos	iii
Índice	v
Índice de Figuras	vii
1.Introdução	1
2.Enquadramento Geológico	3
2.1.Tectónica – Estiramento litosférico (Rifting) Mesozóico e reactivação da Margem	3
2.2.Unidades Morfo-Tectónicas	5
2.2.1.Planície Abissal do Tejo	5
2.2.2.Banco de Gorringe	7
2.2.3.Esporão da Estremadura	10
2.2.4.Crista Madeira-Tore	11
2.2.5.Margem do Alentejo	13
2.2.6.Zona de Transição Oceano-Continente	14
2.3.Sismicidade	15
3.Dados e Métodos	17
3.1.Dados	17
3.1.1.Dados de Batimetria	17
3.1.2.Dados de Sísmica de Reflexão Multicanal	20
3.2.Aquisição Sísmica	23
3.3.Estratigrafia sísmica	24
3.4.Transformação de papel em digital	31
3.4.1.Preparação dos dados	33
3.4.2.Scanner da Imagem	33
3.4.3.Tratamento da Imagem	34
3.4.4.Utilização do script “tif2segv”	38
3.4.5.Construção das tabelas auxiliares	38
4.Caracterização Morfológica	39
4.1.Planície Abissal do Tejo	40
4.2.Crista Madeira-Tore	41

4.3.Esporão da Estremadura	42
4.4.Banco de Gorringe	43
4.5.Margem do Alentejo	46
4.6.Mapa de Declives	51
5.Sismostratigrafia	53
5.1.Caracterização dos horizontes e das Unidades sísmicas	54
5.2.Percurso de Calibração	56
5.3.Mapas de Isobatas.	57
5.4.Mapas de Isopacas	61
6.Estruturas Activas no Quaternário	67
7.Discussão	78
8.Conclusão	79
9.Bibliografia	80

Índice de Figuras

Figura 1.1: Localização geral da área de trabalho	2
Figura 2.1: Mapa da Planície Abissal do Tejo onde se pode observar as zonas de transição oceano-continente (TOC) propostas por: a) Pinheiro <i>et al.</i> , 1992; b) Afilhado <i>et al.</i> , 2008; c) Mougénot, (1988) e Mauffret <i>et al.</i> , (1989b).	6
Figura 2.2: Vista 3D, de sul para norte, do Banco de Goringe. O perfil mostra as elevações principais, Gettysburg à esquerda e Ormonde à direita, separadas por uma sela. A marca a vermelho assinala o local da sondagem DSDP Site 120. Escalas do perfil em metros com sobrelevação de 15x.	7
Figura 2.3: Mapa da sismicidade histórica para a área em estudo onde se observa uma grande concentração de epicentros no Banco de Goringe (BG). PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; MA – Margem do Alentejo. Dados compilados dos seguintes catálogos publicados: catálogo de Ilídio e Mendes Victor, de 1900 a 1969; Catálogo do IM de 1970 a 2000; Boletins provisórios do IGN de 2001 a 2007.	8
Figura 2.4: Unidades litostratigráficas identificadas na sondagem DSDP Site120. A linha a vermelho assinalada aos 120 m representa uma discordância. (Extraída de Ryan <i>et al.</i> , 1973).	9
Figura 2.5: Mapa de localização da Crista Madeira-Tore. PAT – Planície Abissal do Tejo IM - Ilha da Madeira; MST – Montanha Submarina de Tore; MSJ – Monte Submarino Josephine.	11
Figura 2.6: Vista de sul para norte do Monte Josephine. As marcas a vermelho indicam os locais onde foram recolhidas amostras para datação. Escala vertical do perfil varia entre -500m e -4000m com sobrelevação de 6.7x.	12
Figura 2.7: Vista de sul para norte da Montanha Submarina de Tore. As marcas a vermelho indicam os locais onde foram recolhidas amostras para datação. Escala vertical do perfil varia entre -3000m e -5500m com sobrelevação de 14.2x.	12
Figura 2.8: Localização da Margem do Alentejo (MA). CS – Canhão de Setúbal; CSV – Canhão de S. Vicente.	13
Figura 2.9: Actividade sismogénica para a TAP e zonas adjacentes. PAT– Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Goringe; MA – Margem do Alentejo. Dados compilados dos seguintes catálogos publicados: catálogo de Ilídio e Mendes Victor, de 1900 a 1969; Catálogo do IM de 1970 a 2000; Boletins provisórios do IGN de 2001 a 2007.	16
Figura 3.1: Áreas com as diversas fontes de batimetria usadas na elaboração do mapa batimétrico:	18
	18
Figura 3.2: Mapa batimétrico da Planície abissal do Tejo e áreas envolventes.	19
Figura 3.3: Mapa batimétrico da Planície abissal com a localização dos perfis de sísmica multicanal usados na interpretação sismostratigráfica.	21
Figura 3.4: Esquemática de uma sequência deposicional idealizada. Os limites são definidos pelas superfícies A e B. (Extraída de Mitchum <i>et al.</i> , 1977b).	25
Figura 3.5: Exemplo de uma sequência sísmica e das unidades sísmicas que a compõem. Destacam-se as descontinuidades que constituem os limites da sequência sísmica e as que individualizam as unidades sísmicas U1, U2 e U3 assim como as diferentes fácies que caracterizam as várias unidades sísmicas. (Modificada de Vail e Cramez, 1990). Retirado de Roque 2007.	25
Figura 3.6: Tipos de terminação das reflexões e a respectiva interpretação geológica. (Dados extraídos de Mitchum <i>et al.</i> , 1977b; Sangree e Widmier, 1977; Mignot, 1984; Hardage, 1987. Retirado de Roque 2007).	26
Figura 3.7: Parâmetros sísmicos e interpretação geológica. (Dados extraídos de Mitchum <i>et al.</i> , 1977c; Sangree e Widmier, 1977; Mignot, 1984; Hardage, 1987; Catafau, 1987; Lobo, 1995. Retirado de Roque 2007).	27
Figura 3.8: Condições internas das reflexões e ambientes de deposição relacionados. (Dados extraídos de Mitchum <i>et al.</i> , 1977c; Sheriff e Geldart, 1983; Mignot, 1984; Vail e Cramez, 1990). Retirado de Roque 2007.	28
Figura 3.9: Condições internas progradantes e ambientes de deposição relacionados. (Dados compilados de Mitchum <i>et al.</i> , 1977c; Sheriff e Geldart, 1983; Mignot, 1984; Vail e Cramez, 1990). Retirado de Roque 2007.	29
Figura 3.10: Principais tipos de forma externa das unidades sísmicas. (Adaptado de Mitchum <i>et al.</i> , 1977a)	30
Figura 3.11: Forma externa das unidades sísmicas e tipo de ambiente deposicional. (Dados compilados de Mitchum <i>et al.</i> , 1977c). Retirado de Roque 2007.	30
Figura 3.12: Tabela com os perfis MCS seleccionados e com os parâmetros utilizados para execução da digitalização e tratamento das imagens	31
Figura 3.13: Diferença de uma imagem digitalizada com uma resolução de 300 dpi (em cima à esquerda) e 600 dpi (em cima à direita) com os respectivos SEG-Y obtidos em baixo.	33
Figura 3.14: Troço do perfil sísmico GSI-49 onde se pode observar um pequeno desnível entre a linha horizontal mais escura e a linha de tempo dos 0s.	34
Figura 3.15: Pedaco do perfil sísmico GSI-49 onde se coloca em evidencia o ajuste de contraste efectuado: A – Pedaco do perfil após a digitalização; B – Pedaco do perfil com ajuste de contraste	36
Figura 3.16: Eliminação da informação que se encontra fora da caixa assinalada a vermelho.	36
Figura 4.1: Representação dos domínios morfológicos caracterizados neste trabalho	39

- Figura 4.2: A) Vista geral da PAT com a zona do depocentro assinalada com uma cruz no traçado do perfil. As isobatas representam as profundidades dos -5000 m e -5100 m. No perfil a escala vertical varia entre -5000m e -5140m e está sobrelevada 250x. B) Pormenor da morfologia da elevação situada no extremo SW da PAT. A escala vertical varia entre -4850m e -5100m e está sobrelevada 5x. C) Pormenor das elevações e do lineamento no extremo NW da PAT. A escala vertical varia entre -4850m e 4900m e está sobrelevada 25x 40
- Figura 4.3: Morfologia da Crista Madeira –Tore na zona de contacto com a PAT. A escala vertical dos perfis a-b e c-d varia entre -4000 m e -5000 m e está sobrelevada 10x; scala vertical dos perfis e-f e g-h varia entre -3000 m e -4600 m e está sobrelevada 2.5x . 1) promenor da morfologia dos relevos em degrau; 2) Pormenor das elevações no extremo NW da PAT. 41
- Figura 4.4: A) Vertente Sul do Esporão da Estremadura onde se destaca a Este uma rede de drenagem bem encaixada com canais paralelos e profundos com vertentes bastante acentuadas e a Oeste os dois promontórios paralelos. A escala vertical varia entre -3200m e -5000m e está sobrelevada 10x. B) Morfologia do fundo na zona de ligação entre os canhões de Cascais (CC) e de Lisboa-Setúbal (CLS) mostrando evidências de uma série de patamares e degraus associados ao canhão de Cascais. A escala vertical do perfil varia entre -4750 m e -4950 m e está sobreleva de 20x 42
- Figura 4.5: Pormenor do Banco de Goringe com destaque para a assimetria entre as suas vertentes, para as diferenças morfológicas entre os montes Gettysburg e Ormonde e para as dimensões do escorregamento de terra assinalado pela caixa encarnada. 44
- Figura 4.6: Vista do extremo norte do BG onde se destacam algumas formas da morfologia correlacionáveis com cicatrizes de escorregamento de terra. 45
- Figura 4.7: Características da morfologia do fundo na zona do Monte Submarino Hironelle. Destaque para as várias direcções dos lineamentos aí existentes. O perfil mostra a morfologia dos dois canais existentes na passagem do MSH para o BG 45
- Figura 4.8: Margem do Alentejo (MA) com perfil perpendicular à linha de costa onde se mostra o ponto onde o declive aumenta de 0.8° para 2°. PPA – Promontório Príncipes de Avis; EE – Esporão da Estremadura. A escala vertical varia entre 0 e -1400 m e está sobrelevada 5x. O x marca o ponto onde o declive varia de 0.8° para 2°. 46
- Figura 4.9: Características da morfologia da Plataforma continental na zona da Margem do Alentejo. Na Figura destaca-se a extensão da plataforma até à linha batimétrica dos -600 m. No perfil, destaca-se a forma em v e o encaixe de 100 m do canhão de Setúbal, uma bacia de menores dimensões entre a serra da Arrábida e o ponto b (considerado como a extensão submarina do promontório de Sines e assinalado na Figura por um x) e uma bacia de maiores dimensões entre o ponto b e o ponto c. O perfil apresenta uma sobrelevação de 75x e as escalas horizontal e vertical estão em metros e variam respectivamente entre 0 e 120km e 0 e -200m. 47
- Figura 4.10: Características morfológicas da zona da Margem Alentejana onde se observa o paralelismo dos lineamentos assinalados a tracejado. PAT– Planície Abissal do Tejo; MA – Margem do Alentejo; PAA – Promontório Afonso de Albuquerque; PPA – Promontório Príncipes de Avis; PPS – Planalto Pereira de Sousa; PMP – Planalto Marquês de Pombal; BIDH – Bacia Inante D. Henrique; SA – Serra da Arrábida; PS – Promontório de Sines. 48
- Figura 4.11: Aspectos morfológicos do promontório Afonso de Albuquerque. O perfil mostra que o encaixe do canhão de Lisboa-Setúbal é maior do que o encaixe do canhão de Cascais. A escala vertical varia entre -1500m e -3000m e está sobrelevada 5x. 49
- Figura 4.12: Aspectos morfológicos da zona terminal do Promontório dos Príncipes de Avis (PPA) (perfil a-b) e do canal que drena os sedimentos da Bacia Infante D. Henrique (BIDH) (perfil c-d). As escalas horizontais e verticais dos perfis encontram-se em metros e a sobrelevação é de 20x para o perfil a-b e 10x para o perfil c-d. PAT- Planície Abissal do Tejo; BG- Banco de Goringe; CC- Canhão de Cascais; CS- Canhão de Setúbal. 50
- Figura 4.13: Morfologia da escarpa de falha Pereira de Sousa (FPS). BIDH – Bacia Infante D. Henrique; PPA – Promontório Príncipes de Avis; PPS – Planalto Pereira de Sousa. A escala vertical do perfil varia entre -1500m e -3500m e está sobrelevada 5x. 51
- Figura 4.14: Mapa de declives da Planície Abissal do Tejo e áreas envolventes 52
- Figura 5.1: Pormenor do perfil MCS AR10 retirado de Roque (2007) que foi utilizado para a calibração dos horizontes identificados no presente trabalho. 53
- Figura 5.2: Excerto do perfil MCS AR-10 com a interpretação estratigráfica dos horizontes e das unidades identificadas 55
- Figura 5.3: Mapa com percurso de calibração utilizado e áreas com informação sismostratigráfica usada na elaboração dos mapas de isobatas e isopacas. A área a vermelho corresponde à informação relativa ao horizonte Base do Plistocénico (para uma melhor identificação dos perfis ver mapa da Figura 3.3). 56
- Figura 5.4: Mapa de isobatas para o horizonte base do Miocénico Superior. O espaçamento das isobatas é de 250 ms TWT. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Goringe; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório dos Príncipes de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique. 58



- Figura 5.5: Mapa de isobatas para o horizonte base do Pliocénico inferior. O espaçamento das isobatas é de 250 ms TWT. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Gorringe; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório dos Príncipes de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique. 59
- Figura 5.6: Mapa de isobatas para o horizonte base do Pliocénico Superior. O espaçamento das isobatas é de 250 ms TWT. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Gorringe; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório dos Príncipes de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique. 60
- Figura 5.7: Mapa de isobatas para o horizonte base do Plistocénico. O espaçamento das isobatas é de 250 ms TWT. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Gorringe; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório dos Príncipes de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique. 61
- Figura 5.8: Mapa de isopacas para a Unidade Miocénico Superior (U1). O espaçamento das isopacas é de 100 ms TWT. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Gorringe; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório dos Príncipes de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique. 62
- Figura 5.9: Mapa de isopacas para a Unidade Plio-Quaternário. O espaçamento das isopacas é de 100 ms TWT. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Gorringe; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório dos Príncipes de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique. 63
- Figura 5.10: Mapa de isopacas para a Unidade Pliocénico inferior. O espaçamento das isopacas é de 100 ms TWT. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Gorringe; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório dos Príncipes de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique. 64
- Figura 5.11: Mapa de isopacas para a Unidade Pliocénico superior. O espaçamento das isopacas é de 100 ms TWT. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Gorringe; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório dos Príncipes de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique. 65
- Figura 5.12: Mapa de isopacas para a Unidade Quaternário. O espaçamento das isopacas é de 100 ms TWT. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Gorringe; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório dos Príncipes de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique. 66
- Figura 6.1: (página anterior) Mapa com as estruturas cartografadas com base na interpretação sismostratigráfica. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Gorringe; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório Príncipes de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique; FGW – Falha de Gorringe oeste; FMP – Falha Marquês de Pombal; FPS – Falha Pereira de Sousa. F1 a F6 – Falhas no PPA. A tracejado estão represenados os liniamentos observados na batimetria. As falhas a vermelho mostram evidências de movimentação no Quaternário; as falhas a verde mostram evidências de movimentação até ao Pliocénico.  – Falha inversa;  Falha normal 67
- Figura 6.2: Excerto do perfil MCS IAM-4 que corta a zona sul da PAT (ver fig.6.1 para localização). PAT– Planície Abissal do Tejo; CMT– Crista Madeira-Tore; BG- Banco de Gorringe; FGW– Falha de Gorringe oeste. A verde: falhas normais com evidências de movimentação inversa até ao Miocénico médio; A vermelho: falhas normais com evidências de movimentação inversa até ao Quaternário. 69
- Figura 6.3: Excerto do perfil MCS IAM-5E que corta a zona norte da PAT (ver fig. 6.1 para localização). PAT– Planície Abissal do Tejo; CMT– Crista Madeira-Tore. A verde falha normal com evidências de movimentação inversa no Miocénico médio; a vermelho falha normal com evidências de movimentação inversa no Plio-Quaternário; a azul falha normal que separa duas zonas com regime sedimentar diferente. 71
- Figura 6.4: Excerto do perfil MCS AR-2 no extremo norte da PAT (ver fig. 6.1 para localização). PAT– Planície Abissal do Tejo; MSH– Monte Submarino Hirondeil. A vermelho falhas normais com evidências de movimentação no Quaternário. 72
- Figura 6.5: Excerto do perfil MCS IAM-GB2 no extremo norte da PAT (ver fig. _ para localização). PAT– Planície Abissal do Tejo; BG– Banco de Gorringe; FGW– Falha de Gorringe oeste. 73
- Figura 6.6: Excerto do perfil MCS BS-9 (ver fig. 6.1 para localização). PPA– Promontório Príncipe de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique. As falhas F3 e F5 mostram evidências de movimentação inversa na actualidade e a falha F6 mostra evidências de movimentação inversa até ao Pliocénico superior. 74

Figura 6.7: Excerto do perfil MCS BS11 da zona de contacto da PAT com o PPA (ver fig. 6.1 para localização). PAT– Planície Abissal do Tejo; PPA– Promontório dos Príncipes de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique. As falhas F1 e F2 mostram evidências de movimentação inversa na actualidade, a falha F4 mostra evidências de movimentação até ao início do Pliocénico (H2) e a falha F6 mostra evidências de movimentação inversa até ao início do Pliocénico superior (H3).

75

Figura 6.8: Excerto do perfil MCS GSI-68 da zona da Margem do Alentejo (ver fig. 6.1 para localização). CLS- Canhão de Lisboa-Setúbal. J-K – Horizonte que separa os sedimentos do Jurássico dos sedimentos do Cretácico. A calibração destes horizontes foi feita a partir do Poço Pescada retirado de Matias, (2002). A falha a vermelho mostra evidências de movimentação inversa até ao início do Miocénico superior (H1) não afectando os sedimentos posteriores a esse horizonte.

77

1. Introdução

Vários autores têm se dedicado ao estudo das fontes sismogénicas e das estruturas activas da Margem Oeste Ibérica (Terrinha *et al.*, 2003; Zitellini *et al.*, 2009; Neves *et al.*, 2009; Gràcia *et al.*, 2003; Alves *et al.*, 2000). Contudo o trabalho desenvolvido tem incidido mais sobre as zonas sul e norte da Margem, enquanto que os trabalhos executados na PAT (figura 1.1) se têm centrado essencialmente sobre as estruturas profundas ou sobre a zona de transição Oceano – Continente. Desta forma tem havido uma lacuna no que respeita a trabalhos de cartografia quer de estruturas activas quer de sismostratigrafia, para a área da PAT e zonas envolventes.

A localização da zona de transição Oceano – Continente assim como a identificação da fonte do sismo de 1755 são algumas das questões em que o projecto TECTAP – *Estrutura, Estratigrafia e Evolução Tectono-Térmica da Planície Abissal do Tejo* – PTDC/CTE-GIN/68462/2006, procura obter resposta.

No âmbito deste projecto foram disponibilizados um conjunto de dados que englobam batimetria multifeixe, sísmica de reflexão multicanal e uma compilação de dados de sismicidade histórica desde 1900 até 2007.

Os dados foram trabalhados com o auxílio de softwares como ArcGis, Fledermaus e Landmark.

A interpretação deste conjunto de dados teve como objectivos obter: a) um modelo de correlação sismostratigráfica para a área da PAT e zonas envolventes; b) cartografia das principais estruturas activas durante o Pliocénico e o Quaternário; c) enquadrar os principais eventos ocorridos na PAT e áreas envolventes no regime tectónico em vigor.

2. Enquadramento Geológico

2.1. Tectónica – Estiramento litosférico (Rifting) Mesozóico e reactivação da Margem

Desde o Pérmico médio até ao início do Cretácico o supercontinente Pangeia deu origem a uma série de fragmentos continentais, aos quais, estão associados vários episódios de *rifting* continental (Jabaloy *et al*, 2001). De acordo com Pinheiro (1994) foram reconhecidos três episódios de *rifting* que afectam a margem oeste Ibérica: (1) durante o Triássico - início do Jurássico inferior, (2) no Oxfordiano – Kimeridgiano e (3) no Valanginiano – Hauteriviano até ao Aptiano que culmina com a separação da Ibéria da Terra Nova. Trabalhos mais recentes (Whitmarsh *et al*, 2001) mostram a existência das mesmas três fase de Rifting embora lhes tenha atribuído diferentes idades: 1- Jurássico Médio-Sup.-Berriasiano; 2- Valanginiano-Hauteriviano; 3-Barreamiano-Aptiano. Segundo Pinheiro (1994) três ciclos de actividade magmática Mesozóica encontram-se relacionados com as três fases de *rifting* acima descritas. Um ciclo magmático toleítico, representado por intrusões de basaltos e diques doleríticos entre as formações sedimentares do Hetangiano-Sinemuriano, observado no Algarve, Bordeira, Santiago do Cacém e Sesimbra. Um ciclo transaccional, associado à segunda fase de *rifting*, com a actividade magmática a desenvolver-se essencialmente sob a forma de diques (doleritos, gabros e dioritos) com uma orientação NNE-SSW e ESE-WNW (orientações das estruturas variscas que segundo Pinheiro, 1994 condicionam os episódios de *rifting*) sendo que esta actividade vulcânica se encontra concentrada a sul da falha da Nazaré. Apesar de associar esta actividade vulcânica ao segundo episódio de *rifting*, as datações obtidas por Martins (1991 em Pinheiro, 1994) mostram que as mesmas se concentram desde os 130 ± 3 Ma até 144 ± 2 Ma o que leva o autor a sugerir que esta actividade pode estar relacionada com a fase inicial do terceiro episódio de *rifting*. O terceiro ciclo, de natureza alcalina, encontra-se associado à terceira fase de *rifting* e as suas ocorrências magmáticas principais encontram-se

distribuídas no bordo continental Meso-Cenozóico, nomeadamente, Maфра, Runa, Complexo Basáltico de Lisboa e os maciços de Sintra, Sines e Monchique. Pinheiro (1994) conclui ainda no seu trabalho que estes ciclos magmáticos, pouco significativos, estão relacionados com episódios de *rifting* com taxas de estiramento pequenas e alastramento oceânico lento. Destaca-se ainda no trabalho de Pinheiro (1994) que, apesar de terminar a terceira fase de *rifting*, para a Margem Oeste Ibérica, no Aptiano (125 a 112 Ma), este autor sugere o Valanginiano (~Chron M11), 136 Ma, como idade de abertura do oceano Atlântico na Planície Abissal do Tejo, ou seja, haveria uma continuação do *rifting* continental durante aproximadamente vinte milhões de anos subsequentes à rotura litosférica e início da formação de litosfera oceânica.

Varios autores (Juárez *et al*, 1998; Srivastava *et al*, 1990 e Márton *et al*, 2004) atribuem, para a abertura da Baía da Biscaia, um intervalo de tempo compreendido entre o Barremiano e o Maastrichtiano o que levanta a duvida sobre a sua influência quer na fase final de *rifting* na margem oeste Ibérica, quer nas ocorrências magmáticas descritas anteriormente como terceiro ciclo magmático.

A partir do Cenomaniano a trajectória da África em relação à Eurásia muda de NW-SE para SW-NE, dando início aos primeiros eventos da orogenia Alpina (Dewey *et al*, 1989). Na Ibéria registam-se dois eventos maiores de inversão tectónica, associados a essa colisão: a formação da cadeia Pirinéus-Cantábria com clímax no Eocénico e a formação da cadeia Bética no Miocénico. A inversão da bacia do Algarve e a cadeia da Arrábida são duas das principais estruturas, em Portugal, resultantes respectivamente daquelas fases compressivas (Pinheiro, 1994; Kullberg *et al*, 2000; Terrinha, 1998). A inversão tectónica nas bacias mesozóicas da margem oeste Ibérica evidencia um estilo tectónico pelicular (*thin-skinned*), condicionada pelo complexo evaporítico do Hetangiano existente na base.

Ribeiro *et al*, (1990) identificam em Portugal uma convergência Oligocénica entre a Eurásia e África com uma orientação NNE-SSW marcada pela formação de um sistema de *grabens* com a mesma orientação, donde se destaca a Bacia do Baixo Tejo limitada a norte pela falha com o mesmo nome e a sul pela falha da Messejana. Na cadeia da Arrábida, Kullberg

et al, (2000) mencionam a existência de dois episódios de inversão tectónica no Miocénico, Burdigaliano e Tortoniano final, que usaram o sistema de falhas normais, resultantes dos episódios de *rifting*, de direcções aproximadas N-S e E-W (também identificadas por estes autores) para acomodarem a deformação compressiva, tendo as falhas N-S funcionado como rampas laterais e as falhas E-W como cavalgamentos.

A partir do Pliocénico até ao Quaternário a colisão entre África e a Eurásia começou a mudar gradualmente de uma direcção NW-SE para uma direcção WNW-ESE (Ribeiro *et al*, 1986) criando assim condições para a reactivação das falhas de orientação N-S a NE-SW herdadas do *rifting* mesozóico.

2.2. Unidades Morfo-Tectónicas

2.2.1. Planície Abissal do Tejo

A Planície Abissal do Tejo (PAT) localiza-se na zona sul da Margem Oeste Ibérica sensivelmente entre os paralelos 36°30'N e 39°N e os meridianos 10°30'W e 13°W (figura 2.1). É limitada a este pela Margem do Alentejo e a oeste pela crista Madeira Tore. A norte o Esporão da Estremadura separa a Planície Abissal do Tejo da Planície Abissal da Ibéria e a sul a separação com a Planície Abissal da Ferradura é feita pelo Banco de Gorringe e pelo Monte Hirondele. Apresenta uma forma aproximadamente quadrangular com um perímetro de cerca de 780 km, ocupando uma área de aproximadamente 40 000 km². A sua superfície é muito plana apresentando declives muito baixos variando entre 0,1° e 0,06° nos lados Norte e Este e entre 0,04° e 0,01° a Sul e Oeste. Pode ser delimitada pela isobata dos -4800 m e as zonas mais profundas (situadas na zona Sul e Sudeste) atingem pouco mais de -5150 m.

A PAT formou-se durante a abertura do Atlântico norte e coincide com a zona de anomalia tranquila cretácica situada entre a crista Madeira-Tore e a Margem do Alentejo (Mougenot, 1988). Assume-se que a zona de Transição Oceano-Continente (TOC) se encontra na PAT embora a sua extensão e localização exacta ainda levistem algumas questões (ver ponto 2.2.6).

A sua cobertura sedimentar consiste em Turbiditos (depósitos gerados por correntes de turbidez), provenientes na sua maioria dos canhões de Cascais, Lisboa e Setúbal. intercalados por níveis de sedimentação pelágica (Pinheiro 1994).

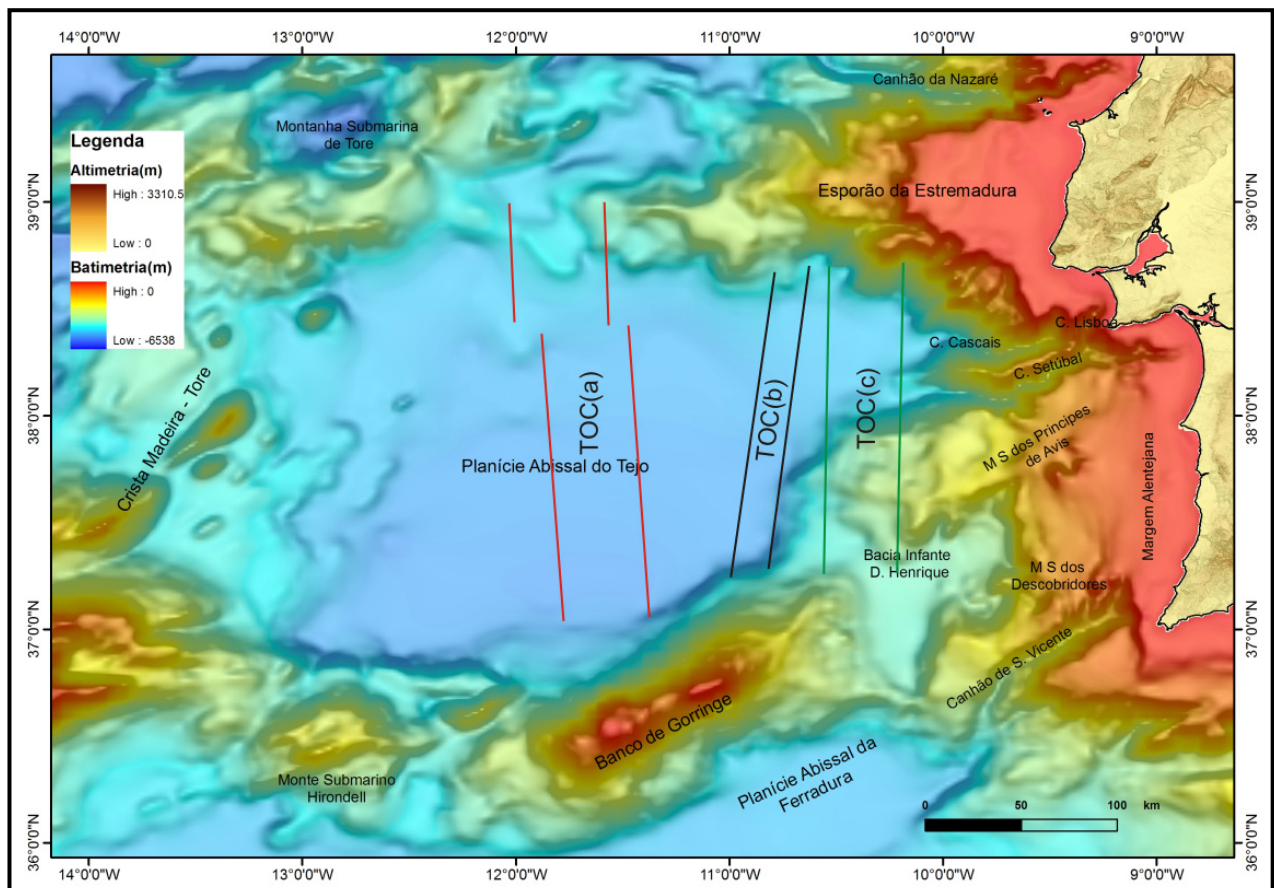


Figura 2.1: Mapa da Planície Abissal do Tejo onde se pode observar as zonas de transição oceano-continente (TOC) propostas por: a) Pinheiro *et al*, 1992; b) Afilhado *et al*, 2008; c) Mougenot, (1988) e Mauffret *et al*, (1989b).

2.2.2. Banco de Gorringe

Situado no extremo Sul da PAT, o Banco de Gorringe (BG) é um relevo submarino que apresenta uma forma alongada segundo uma direcção ENE-WSW. Tem cerca de 250 km de comprimento, 80 km de largura e eleva-se do fundo do mar de uma profundidade de aproximadamente -5000 m apresentando duas elevações principais, Gettysburg e Ormonde respectivamente a -24 e -80 m de profundidade separados por uma sela a -900 m de profundidade (figura 2.2).

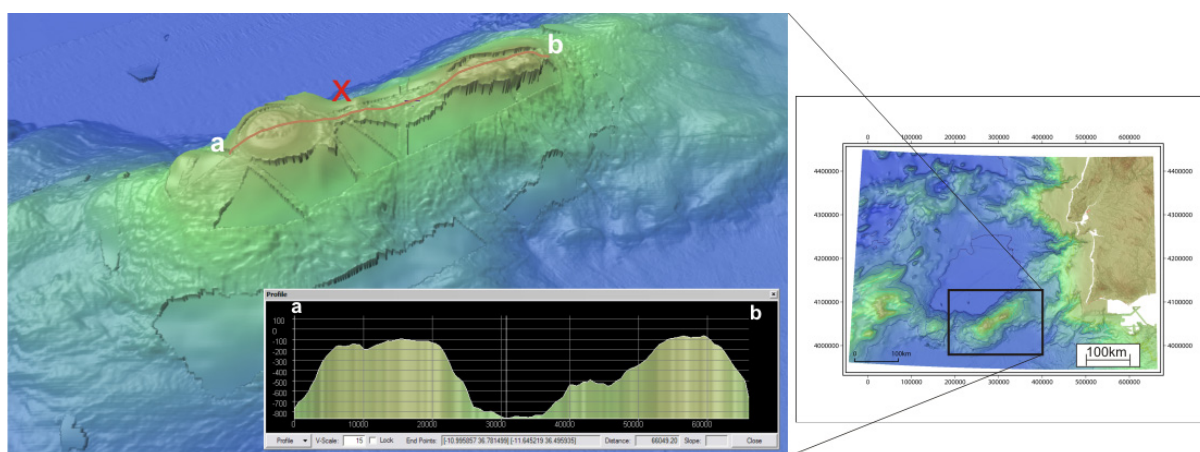


Figura 2.2: Vista 3D, de sul para norte, do Banco de Gorringe. O perfil mostra as elevações principais, Gettysburg à esquerda e Ormonde à direita, separadas por uma sela. A marca a vermelho assinala o local da sondagem DSDP Site 120. Escalas do perfil em metros com sobrelevação de 15x.

O Banco de Gorringe constitui uma das principais anomalias gravimétricas da Terra (Girardeau *et al.*, 1998), coincide com uma das três zonas sismogénicas mais importantes da Zona de Fractura Açores-Gibraltar (figura 2.3) e foi interpretado no passado por diversos autores como um cavalgamento litosférico na fronteira de placas África-Eurásia (e.g., Purdy, 1975 in Pinheiro *et al.*, 1996, Sartori *et al.*, 1994, Terrinha, 1998).

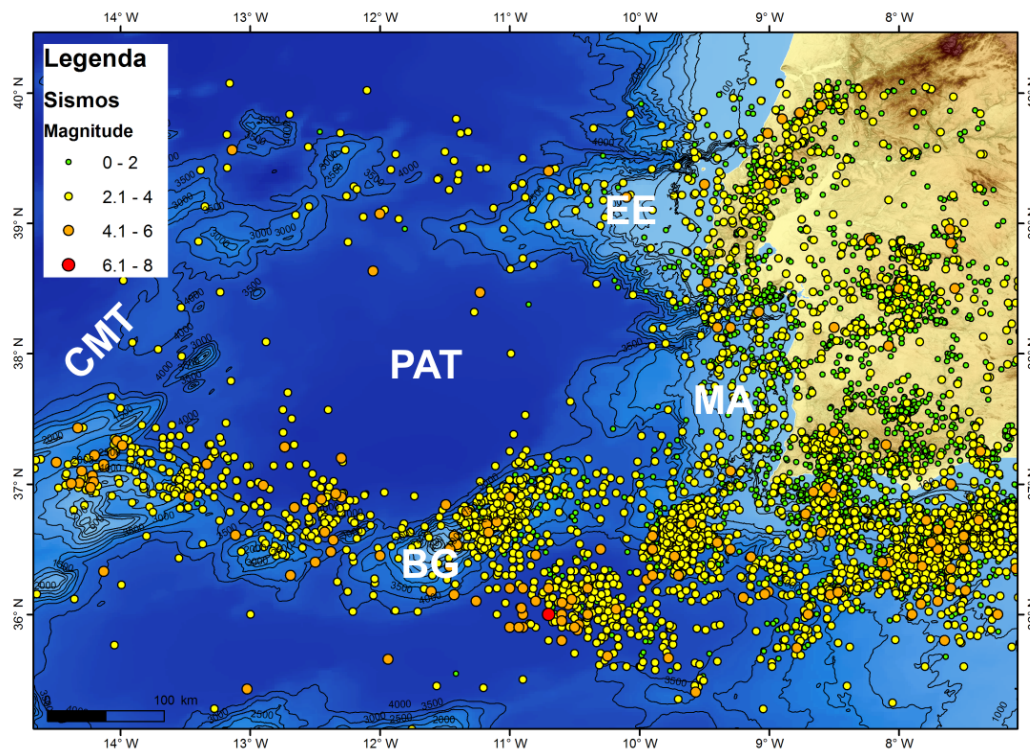


Figura 2.3: Mapa da sismicidade histórica para a área em estudo onde se observa uma grande concentração de epicentros no Banco de Gorringe (BG). PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; MA – Margem do Alentejo. Dados compilados dos seguintes catálogos publicados: catálogo de Ilídio e Mendes Victor, de 1900 a 1969; Catálogo do IM de 1970 a 2000; Boletins provisórios do IGN de 2001 a 2007.

A sondagem DSDP 120 (Ryan et al., 1973), realizada no monte de Gettysburg (figura 2.2) permitiu caracterizar a sua litologia e estratigrafia. Foram identificadas quatro unidades litostratigráficas correspondentes a sedimentos marinhos pelágicos datadas do Cretácico Inferior ao Plistocénico que assentam sobre uma unidade que foi interpretada como composta essencialmente por basaltos e gabros serpentinizados (Ryan et al, 1973) (figura 2.4).

Unidade	Litologia	Idade
1	Ooze de Foraminíferos de cor laranja acinzentada.	<i>Plistocénico</i>
55 m	2 Ooze de Foraminíferos branca. Pelágico.	<i>Pliocénico inferior</i>
120 m?	3 Ooze de Nanofósseis com foraminíferos. Pelágico.	<i>Miocénico inferior</i>
246 m	4 Margas argilosas laminadas. Pelágico.	<i>Cretácico Inferior</i>
253.4 m	5 Série ofiolítica.	

Figura 2.4: Unidades litostratigráficas identificadas na sondagem DSDP Site

120. A linha a vermelho assinalada aos 120 m representa uma discordância. (Extraída de Ryan *et al.*, 1973).

As datações postas em evidência pela cristalização dos gabros indicam uma idade para o Banco de Gorringe de 143 Ma (Féraud *et al.*, 1986 in Girardeau *et al.*, 1998) sendo a sua formação associada à paleo-junção tripla África-América-Eurásia e ao regime extensional que deu início abertura do Atlântico Norte (Terrinha, 1998). De acordo com a sondagem DSDP Site 120, realizada no topo do BG (Ryan *et al.*, 1973), existe um hiato na sedimentação entre o Cretácico inferior e o Miocénico inferior que sugere um primeiro episódio para o soerguimento do BG durante este intervalo de tempo (Roque, 2007). Contudo, a passagem de uma fácies sedimentar característica de águas profundas no Miocénico inferior para uma fácies sedimentar característica de águas pouco profundas no Pliocénico inferior, posta em evidência na mesma sondagem, sugere que o apogeu do soerguimento do BG se tenha dado durante este intervalo de tempo (Ryan *et al.*, 1973).

Foram ainda reconhecidos dois corpos de fácies sísmica caótica, na Planície Abissal do Tejo, associados ao soerguimento do BG. O primeiro corresponde ao corpo D identificado em Mauffret *et al.* (1989 em Roque, 2007) que ocorre acima da discordância angular que separa as sequências 1A e 1B, datadas do Miocénico médio, reconhecidas pelos mesmos autores. O segundo corresponde a um slumpe de extensão limitada e idade provavelmente

tortoniana (Terrinha, 1998). A formação destes corpos poderá estar associada aos episódios tectónicos compressivos que correspondem respectivamente à formação da cadeia de cavalgamentos que formou a Arrábida (Kullberg *et al*, 2000; Ribeiro *et al*, 1990 in Roque, 2007) e à fase final da colisão do arco orogénico de Gibraltar e formação das cadeias Bética e Rifenha, respectivamente no sul de Espanha e no noroeste de África (Roque, 2007).

2.2.3. Esporão da Estremadura

O Esporão da Estremadura (EE) separa a Planície Abissal da Ibéria da Planície Abissal do Tejo. É limitado a norte pelo Canhão da Nazaré e a sul pelo Canhão de Cascais. Apresenta uma forma triangular, com uma orientação E-W. Corresponde a uma das mais importantes morfologias da margem continental Portuguesa e estende-se cerca de 100 km para oeste até perto da Montanha submarina de Tore (Figura 2.1). Após a fase distensiva associada ao *rifting* mesozóico no bordo ocidental da Bacia Lusitaniana, o campo de tensões regional passa de distensivo a compressivo, como consequência da rotação sinistrógi da Península Ibérica e abertura da Baía da Biscaia verificando-se nessa altura um abatimento do bloco ocidental da falha da Nazaré e emersão do EE (Badagola 2008). Este autor refere ainda a obtenção de diversas amostras de basalto alcalino por Mougénot (1976) bastante semelhantes aos basaltos do Complexo Vulcânico de Lisboa reconhecidos no território emerso. Mougénot (1988) refere também uma amostra de basalto alcalino recolhida no Rincão da Pomba que apresenta uma idade de 74 ± 0.7 Ma. Após esta fase de possível actividade magmática, o EE é afectado pela colisão Alpina que gera uma série de dobramentos no Oligocénico (Mougénot, 1988) e exposição sub-aérea na passagem do Paleogénico ao Neogénico (Badagola 2008). Pensa-se que a inversão tectónica das falhas sin-rift durante a fase de compressão Miocénica gerou a morfologia actual do EE (Mougénot, 1988; Neves *et al*, 2008).

2.2.4. Crista Madeira-Tore

A Crista Madeira-Tore representa uma sequência de elevações com uma orientação NNE-SSW, que se prolongam por aproximadamente 900 km e onde se destacam, a ilha da Madeira a sul, o Monte Submarino Josephine ao centro e a montanha submarina de Tore a norte (figura 2.5)

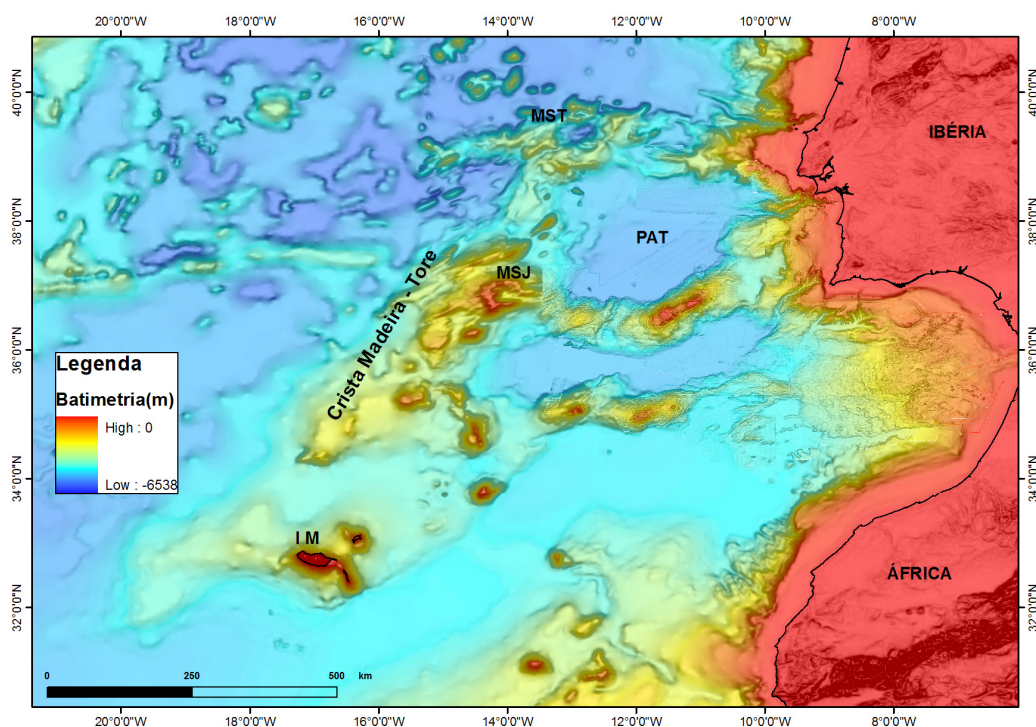


Figura 2.5: Mapa de localização da Crista Madeira-Tore. PAT – Planície Abissal do Tejo IM - Ilha da Madeira; MST – Montanha Submarina de Tore; MSJ – Monte Submarino Josephine.

O Monte Josephine apresenta uma forma circular com um diâmetro de ~30 km, a zona central atinge uma profundidade de ~2200 m e a sua vertente mais alta, a sudoeste, atinge -130 m de profundidade (figura 2.6). A montanha submarina de Tore apresenta uma forma elíptica com 120x90 km, uma zona central que atinge uma profundidade superior a -5000 m rodeada por vertentes com -2500 e -3000 m de profundidade (figura 2.7).

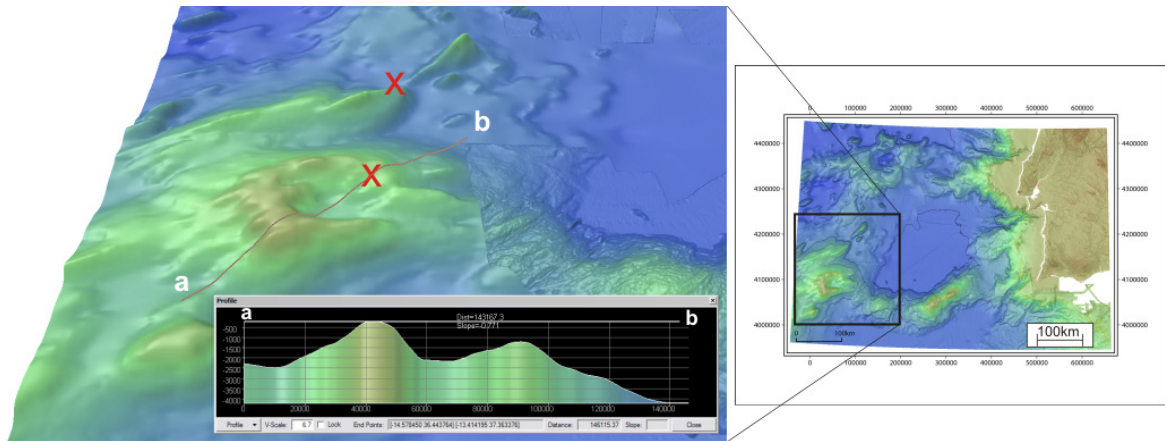


Figura 2.6: Vista de sul para norte do Monte Josephine. As marcas a vermelho indicam os locais onde foram recolhidas amostras para datação. Escala vertical do perfil varia entre -500m e -4000m com sobrelevação de 6.7x.

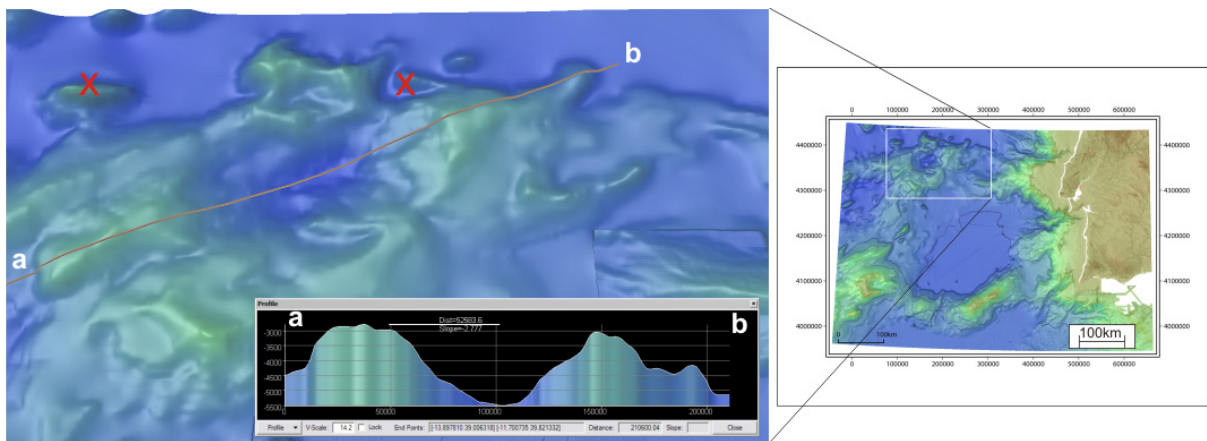


Figura 2.7: Vista de sul para norte da Montanha Submarina de Tore. As marcas a vermelho indicam os locais onde foram recolhidas amostras para datação. Escala vertical do perfil varia entre -3000m e -5500m com sobrelevação de 14.2x.

A sua idade e origem são ainda controversas. Segundo Peirce and Barton (1991 em Pinheiro et al., 1996), a sua formação resultou de actividade vulcânica perto da Crista Médio-Atlântica contemporaneamente com a formação da litosfera oceânica adjacente. Louden *et al.* (2004) identificaram alguns padrões de espessura da crosta, através da utilização de mapas de anomalias da profundidade do soco para as várias fases de abertura do Atlântico Norte, que associaram a vulcanismo do tipo hotspot, donde resultou ainda, segundo estes autores, a Crista Madeira-Tora. Ainda segundo Louden *et al.* (2004) esta actividade ocorreu entre os 130 e os 110 Ma. Geldmacher *et al.* (2006), através de datações

de rochas vulcânicas dragadas em diversas zonas da crista (figura 2.6), identificaram dois episódios maiores de actividade vulcânica: o primeiro na base da crista (80 a >95 Ma) e o segundo nas montanhas submarinas da crista (0.5 a 16 Ma). Merle *et al.* (2006) dataram amostras recolhidas na montanha submarina de Tore (figura 2.7) tendo chegado a um intervalo de tempo para a sua formação de 80 a 88 Ma.

2.2.5. Margem do Alentejo

A Margem do Alentejo estende-se desde o Canhão de Setúbal, a norte, até ao Canhão de São Vicente, a sul, e engloba o talude e a plataforma continentais da margem sudoeste Portuguesa (figura 2.8).

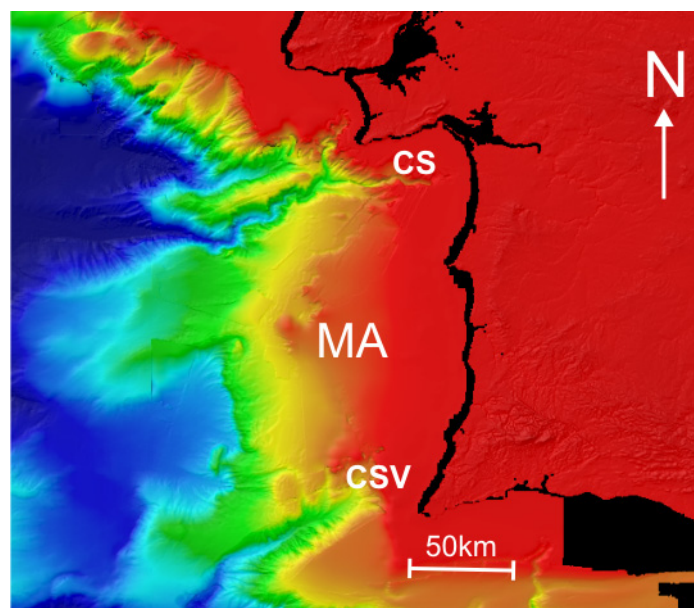


Figura 2.8: Localização da Margem do Alentejo (MA). CS – Canhão de Setúbal; CSV – Canhão de S. Vicente.

Apresenta um declive suave que se estende desde o Canhão de Setúbal até à montanha submarina dos Descobridores e divide-se em dois sectores, norte e sul, por um relevo alongado - o Esporão de Sines - que se estende desde o cabo de Sines até às montanhas submarinas dos Príncipes de Avis. O sector sul da plataforma destaca-se do sector norte

por apresentar um incremento no declive e ser essencialmente composto por rochas do Paleozóico (Alves *et al.*, 2000).

De acordo com a morfologia, Terrinha *et al.* (2003) dividem a zona do talude em três sectores distintos: o sector norte caracterizado pelo canhão de Setúbal, que juntamente com os canhão de Lisboa e Cascais, representam os grandes fornecedores de sedimentos para a Planície Abissal do Tejo; o sector central, que se estende de 37°50' N até 38°20' N, consiste numa superfície de agradação convexa, mergulhando suavemente para oeste e faz a ligação da plataforma interna com a Planície Abissal do Tejo; o sector sul, que se estende desde o Cabo de São Vicente até 37°50' N, apresenta uma morfologia complexa composta por escarpas de falhas activas, escarpas de falhas exumadas e uma bacia interna (Rincão do Lebre).

A formação da Margem do Alentejo ocorreu durante o Mesozóico como consequência das diversas fases de estiramento litosférico ou *rifting* responsáveis pela separação da Ibéria da América do Norte e expansão do Atlântico Norte (Pinheiro *et al.*, 1996).

2.2.6. Zona de Transição Oceano-Continente

A Zona de Transição Oceano-Continente (TOC) na Planície Abissal do Tejo continua sem estar bem constrangida, quer pelo facto de não ter sido sujeita a um estudo tão intenso como por exemplo a Planície Abissal da Ibéria, quer por utilizar vários métodos de estudo indirectos (interpretação de perfis sísmicos multicanal, sísmica de refacção, mapas de anomalias magnéticas e estudos gravimétricos) que só por si, permitem a possibilidade de existência de diferentes interpretações. Debatendo-se com algumas destas problemáticas a TOC tem sido definida, por vários autores, em diferentes zonas da PAT (figura 2.1).

Através da interpretação de perfis sísmicos multicanal, dados de gravimetria e anomalias magnéticas Mougnot, (1988) e Mauffret *et al.*, (1989b) colocam a TOC na base do talude, classificando quase toda a Planície Abissal do Tejo como sendo crosta oceânica. Estes

autores identificam uma unidade sismostratigráfica que consideram como depósitos de sedimentos *sin-rift* sobre crosta continental que não se estendem sobre a crosta oceânica.

Pinheiro *et al.* (1992) sugerem uma zona de transição próxima de 11°30'W numa posição simétrica à zona de transição que foi identificada para a Bacia de South Newfoundland. Estes autores consideram ainda a anomalia magnética M11 (136 Ma) como início da formação de crosta oceânica e reconhecem uma anomalia magnética linear, N-S, bem definida, aproximadamente a 11°24'W, como representante TOC.

Afilhado *et al.* (2008) usando sísmica de refração e relacionando os dados obtidos com interpretações sismostratigráficas e mapa de anomalias magnéticas colocam a zona de transição entre os 10.2°W e 10.5°W identificando assim uma faixa de cerca de 40 km como Zona de Transição Oceano-Continente.

2.3. Sismicidade Histórica

De acordo com vários autores a actividade sismogénica e tsunamigénica na PAT encontra-se relacionada com a convergência entre África (Núbia) e Eurásia e particularmente com a actividade tectónica na zona de fractura Açores Gibraltar que marca essa fronteira (Borges *et al.*, 1996, 2001; Batista *et al.*, 1998; Gràcia *et al.*, 2003; Zitellini *et al.*, 2004). Como consequência, observa-se, na PAT, um padrão de actividade sísmica difuso com concentração da sismicidade no limite meridional da PAT (figura 2.9) e sismicidade menor e mais difusa a norte, no EE e a oeste, no talude e plataforma continentais.

A velocidade estimada para a convergência entre a Núbia e a Eurásia, para os últimos três milhões de anos, no sector oriental da zona de fractura Açores-Gibraltar (entre Gorringe e o estreito de Gibraltar), foi de 4 mm/ano, segundo uma direcção aproximada NNW-SSE (Zitellini *et al.*, 2009). De acordo com Cabral (2003), estas condições permitem às falhas

activas em Portugal continental apresentarem taxas de actividade baixas, normalmente compreendidas entre 0.2 mm/ano e 0.005 mm/ano (Cabral, 1995 em Cabral 2003).

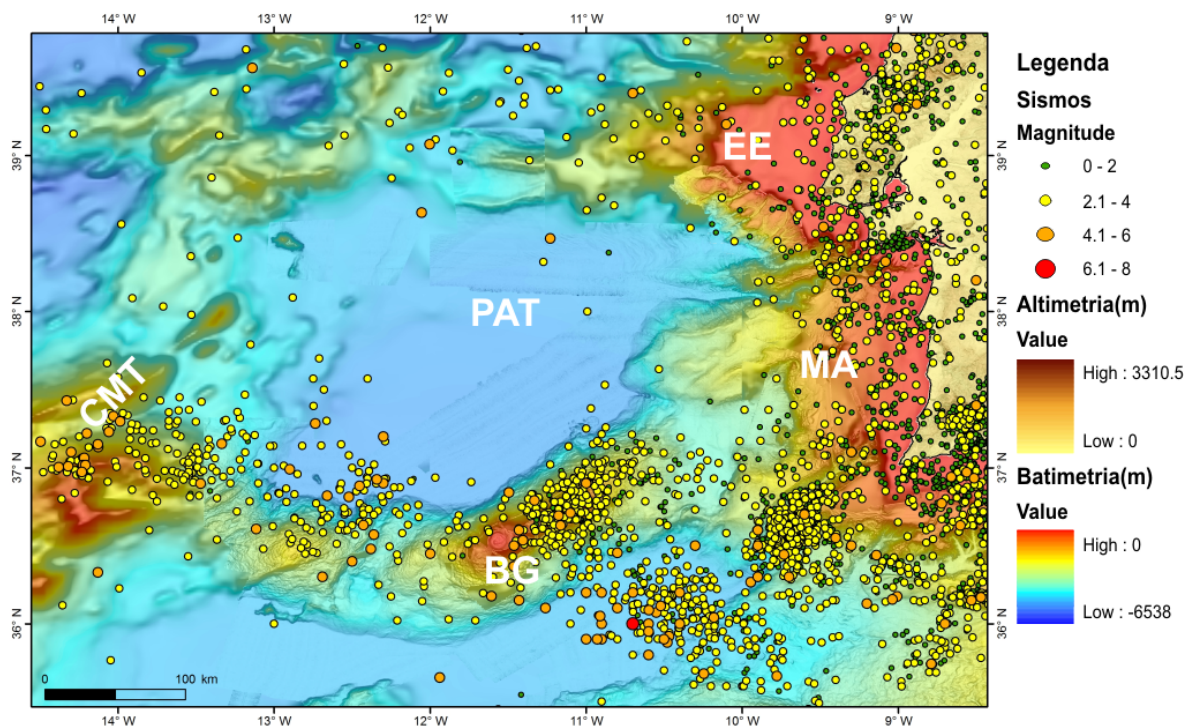


Figura 2.9: Actividade sísmogénica para a TAP e zonas adjacentes. PAT– Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Gorringe; MA – Margem do Alentejo. Dados compilados dos seguintes catálogos publicados: catálogo de Ilídio e Mendes Victor, de 1900 a 1969; Catálogo do IM de 1970 a 2000; Boletins provisórios do IGN de 2001 a 2007.

A margem continental portuguesa e o território emerso tal como a PAT, podem ser classificados como tendo uma actividade sísmica moderada caracterizada por uma ocorrência de pequenos eventos ($M < 5.0$) e ocasionalmente de eventos maiores ($5.0 \leq M \leq 7.8$) (Borges *et al*, 2001). Contudo, deve ter-se em consideração que, um padrão de sismicidade difuso e a rara ocorrência de sismos de grande magnitude podem significar que as estruturas que apresentam pouca actividade possam estar associadas a sismos de grande magnitude como pode ser o caso do sismo de 1 de Novembro de 1755 (Terrinha *et al*, 2003).

3. Dados e Métodos

3.1. Dados

Para a realização deste trabalho foram utilizados dois tipos de dados: dados de batimetria que permitem o reconhecimento da morfologia do fundo oceânico e dados de sísmica de reflexão multicanal que permitem um reconhecimento da morfologia e da estruturas internas da crosta.

3.1.1. Dados de Batimetria

Os dados de batimetria adquiridos por eco-sonda multi-feixe utilizados neste trabalho constituem uma compilação de diversas fontes, nomeadamente da compilação da batimetria multi-feixe SWIM (Zitellini *et al*, 2009) que, por sua vez, trata-se duma compilação de várias campanhas de batimetria multi-feixe, da batimetria multi-feixe adquirida na campanha LXCan (Valadares e Roque, 2007) e da batimetria multi-feixe adquirida no quadro dos levantamentos batimétricos do Projecto de Extensão da Plataforma Continental, executados pela EMEPC (Estrutura de Missão Para a Extensão da Plataforma Continental). Nas zonas não abrangidas por esta compilação de dados de batimetria multi-feixe foram usados dados da batimetria GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) de acordo com o mapa da figura 3.1. Para a produção do mapa batimétrico da figura 3.2 usou-se uma grelha com uma célula de 250 m.

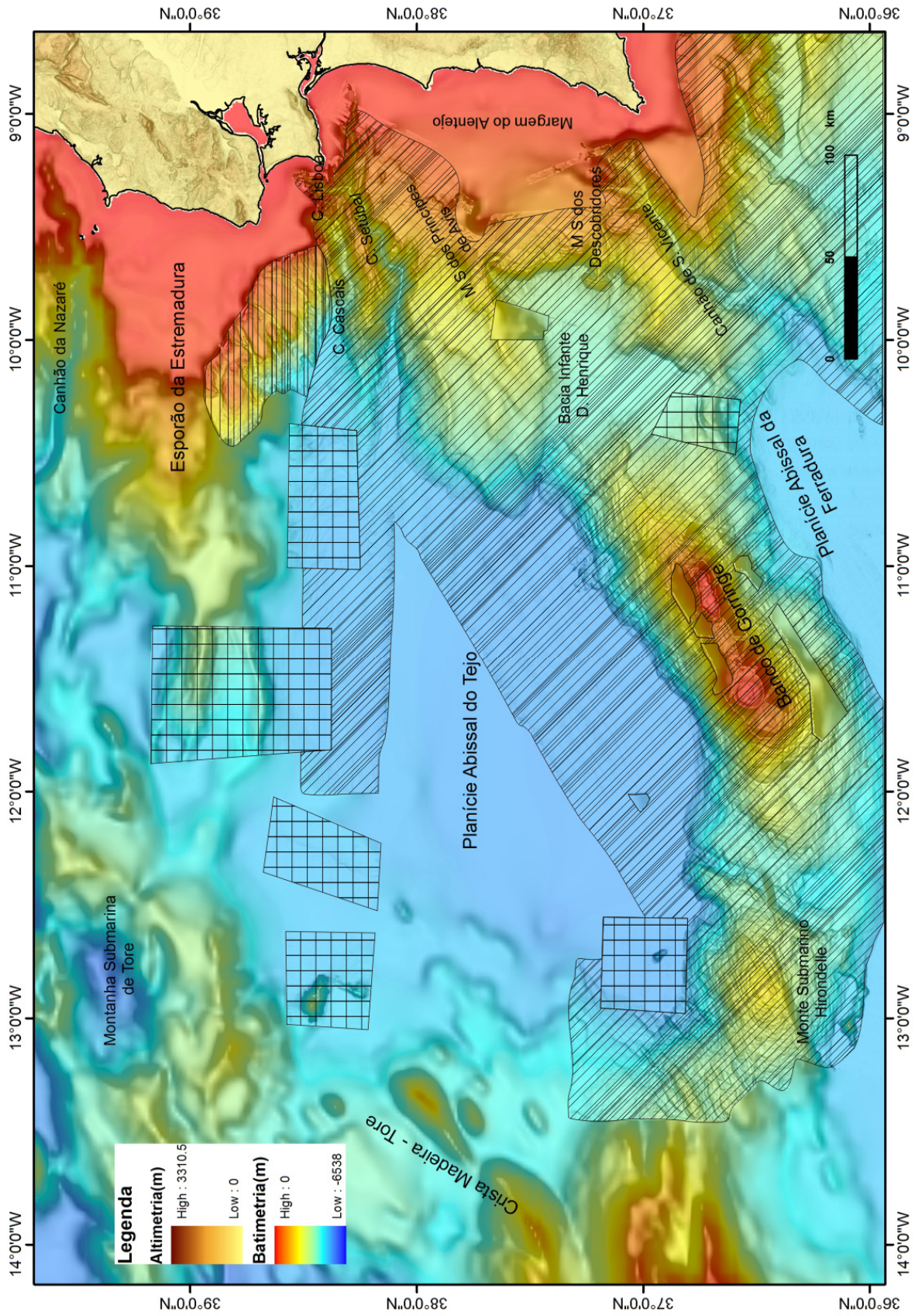


Figura 3.1: Áreas com as diversas fontes de batimetria usadas na elaboração do mapa batimétrico:
 Batimetria EMEPC Batimetria LXCan Batimetria SWIM Batimetria Gebco

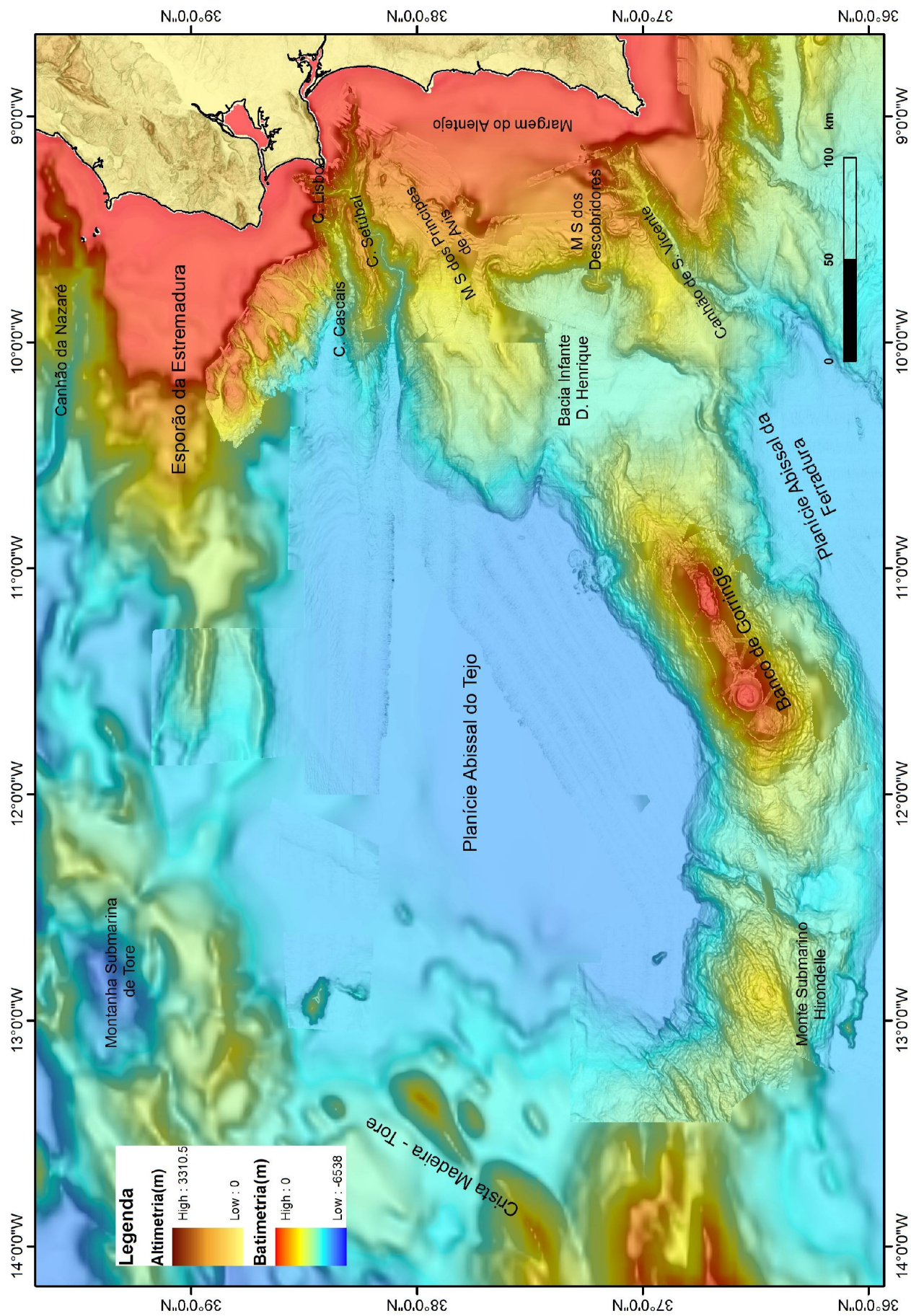


Figura 3.2: Mapa batimétrico da Planície abissal do Tejo e áreas envolventes.

3.1.2. Dados de Sísmica de Reflexão Multicanal

Os dados de sísmica de reflexão multicanal utilizados neste trabalho encontram-se no arquivo da Unidade de Geologia Marinha do Laboratório Nacional de Energia e Geologia. Os perfis utilizados estão em formato digital (com excepção para a campanha GSI-84 que se encontrava impressa em papel e que foi transformada em formato digital de acordo com o processo que será descrito no ponto 3.4.) e foram integrados num projecto de interpretação sísmica através dos softwares OpenWorks, SeisWorks e ZMap-plus, cedidos pela Landmark Corporation.

As campanhas utilizadas são designadas pelos acrónimos dos respectivos projectos e as suas características técnicas descritas seguida e sucintamente.

IAM

Os perfis de sísmica multicanal IAM (Iberian Atlantic Margin) (figura 3.3) foram adquiridos em 1993 pelo navio oceanográfico *Geco Sigma*. Foi usada uma fonte acústica de 36 canhões de ar dispostos em 6 grupos, com um volume total de 123,3 litros e uma pressão de 10^7 Pa. A cadeia de hidrofones possuía um comprimento de 5000 metros, com 192 canais de 40 hidrofones dispostos de 25 em 25 metros. O intervalo entre disparos foi de 75 m e a taxa de amostragem de 4 ms (Banda *et al.*, 1995).

ARRIFANO

Os perfis de sísmica multicanal ARRIFANO (Arco Rifano) (figura 3.3) foram adquiridos em 1992 a bordo do navio oceanográfico italiano R/V *OGS-Explora*. Foi usado, como fonte acústica 32 canhões de ar com uma capacidade total de 80 litros. A cadeia de hidrofones possuía um comprimento de 3000 metros, possuindo 120 canais com os hidrofones agrupados de 25 em 25 metros. O intervalo de disparo foi de 50 m e a taxa de amostragem de 2 ms (Sartori *et al.*, 1994)

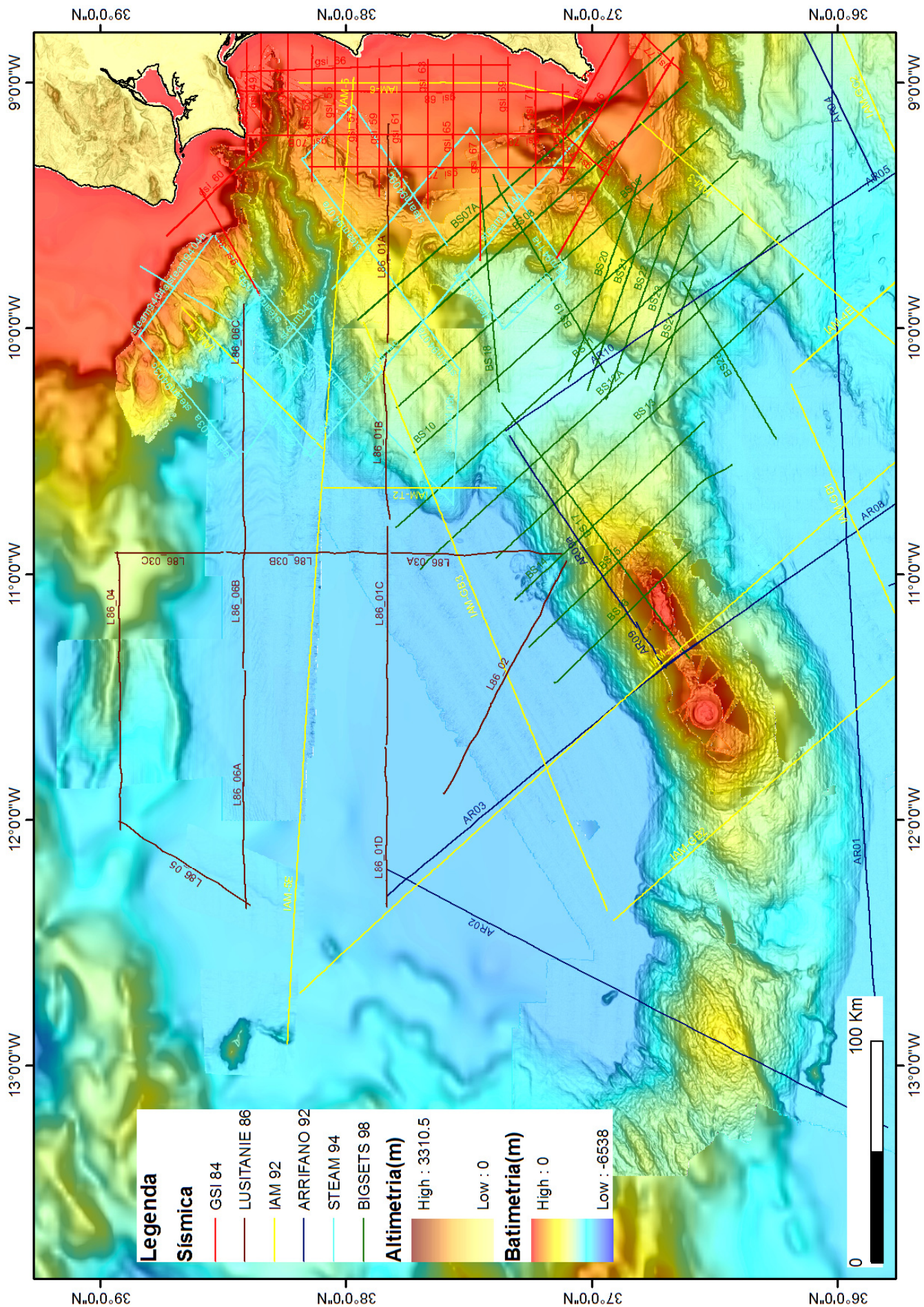


Figura 3.3: Mapa batimétrico da Planície abissal com a localização dos perfis de sísmica multicanal usados na interpretação sísmostratigráfica.

LUSITANIE 86

Os perfis de sísmica multicanal LUSITANIE 86 (figura3.3) foram adquiridos em 1986 com instrumentação do Institut Français du Pétrole, que incluía dois canhões de água Sodera de 400 in³ e uma cadeia de hidrofones com 96 canais. O intervalo de disparo foi de 50 m e a taxa de amostragem de 2 ms (Mauffret *et al.*, 1989)

BIGSETS

Os perfis de sísmica multicanal BIGSETS (Big Sources for Earthquake and Tsunamis) (figura3.3) foram adquiridos em 1998 pelo navio oceanográfico R/V Urania. Foi usado, como fonte acústica, quatro canhões de ar do tipo SODERA-SSI GI-GUN que variavam entre 150 in³ e 250 in³. A cadeia de hidrofones usada 37.5 m e 50 m e a taxa de amostragem foi de 1 ms (Zitellini *et al.*, 2001).

STEAM 94

Os perfis de sísmica multicanal STEAM 94 (figura3.3) foram adquiridos em 1994 a bordo do navio oceanográfico MV Zirfaea. Foi usado, como fonte acústica, um canhão de ar com uma capacidade total de 10 in³ e como fonte receptora uma cadeia de hidrofones com 12 canais espaçados de 25 m. O intervalo de disparo foi de 25 m e a taxa de amostragem de 0.5 ms (STEAM report, 1994)

GSI 84

Os perfis de sísmica multicanal GSI 84 (figura3.3) foram adquiridos pelo navio oceanográfico Canadiano M/V P.E. Haggerty, durante a campanha, GSI-84 realizada pela Geophysical Service Incorporated entre 1 de Novembro e 30 de Dezembro de 1984, na plataforma Continental Oeste Portuguesa. Foi usado como fonte acústica uma cadeia de canhões de ar de 2775 in³. A cadeia de hidrofones possuía um comprimento de 3000 metros, possuindo 120 canais com 27 hidrofones cada. O intervalo de disparo foi de 25 m e a taxa de amostragem de 2 ms (Alves *et al.*, 2000).

3.2. Aquisição Sísmica

Os objectos geológicos estudados em Geologia Marinha encontram-se, na grande maioria dos casos, sob a coluna de água e não são de tão fácil acesso como os que se encontram em terra. A necessidade de estudar a geologia nesses ambientes levou ao desenvolvimento de métodos geofísicos indirectos que, através da utilização de ondas acústicas, conseguem atravessar a coluna de água, os sedimentos e rochas sob o fundo marinho, e reproduzir, com alguma fiabilidade, imagens da morfologia do fundo e das estruturas internas da crosta.

Neste trabalho foram utilizados dados provenientes de dois métodos que utilizam ondas acústicas: Sísmica de Reflexão e Eco-sonda Multifeixe.

A Sísmica de Reflexão consiste na utilização de ondas acústicas produzidas e manipuladas artificialmente que, através da sua propagação pelos materiais constituintes da crosta, geram padrões acústicos ao serem reflectidas, nas superfícies de interface entre rochas diferentes com contraste de impedância acústica elevado (relação entre a velocidade de propagação das ondas sísmicas e a densidade do meio que atravessam). Estes padrões de reflexão são posteriormente convertidos em informação geológica de acordo com modelos de interpretação sismostratigráfica, estrutural e tectónica (Duarte, 2007). O sistema é constituído por uma componente emissora denominada fonte acústica e uma componente receptora denominada cadeia de hidrofones (streamer). Esta pode ser simples ou composta, de acordo com a aquisição, respectivamente, de sísmica monocanal ou multicanal.

A Eco-sonda Multifeixe é um sistema que permite obter dados de batimetria reproduzindo uma imagem da morfologia do fundo do mar. O sistema é composto por dois transdutores, correspondendo a um transmissor e a um receptor. O transdutor transmissor é composto por várias eco-sondas de alta precisão que emitem vários feixes acústicos dispostos sob a forma de leque de modo a cobrir uma determinada faixa do fundo oceânico. A dimensão desta faixa varia de acordo com o ângulo de abertura entre os feixes e a profundidade. O transdutor emissor

recebe o eco das ondas emitidas e calcula o tempo entre a emissão e a recepção para as várias direcções dos feixes determinando a morfologia do fundo (Duarte, 2007).

3.3. Estratigrafia sísmica

De acordo com Emery e Myers (1996) a estratigrafia sísmica tem sido, nos últimos 30 anos, a área das Ciências da Terra que mais se tem desenvolvido. Esta metodologia de interpretação de linhas de sísmicas foi desenvolvida e formalizada, nos anos 70 do século XX, por um grupo liderado por R. Mitchum e P. Vail e publicada na Memória nº 26 da *American Association of Petroleum Geologists*: “*Seismic stratigraphy: Applications to hydrocarbon exploration*” (Payton, 1977).

Trata-se de uma técnica que permite interpretar informação geológica a partir de reflexões sísmicas (Mitchum *et al.*, 1977a; Emery e Myers, 1996). De acordo com Roque (2007), a Estratigrafia Sísmica consiste num modelo conceptual e numa metodologia de interpretação de linhas sísmicas que inovou os métodos clássicos de análise de bacias. Segundo este autor trata-se de uma metodologia desenvolvida com base na informação contida em linhas sísmicas de reflexão, estando focalizada na interpretação das superfícies sismostratigráficas e permitindo extrair informação geológica relacionada com variações eustáticas, eventos tectónicos e/ou sedimentares.

As reflexões sísmicas são geradas nas interfaces físicas das rochas (ver ponto 4.1), sendo paralelas a superfícies de estratificação ou discontinuidades, ambas com significado cronostratigráfico (Mitchum *et al.*, 1977b; Roque, 2007). Considerando que as reflexões traduzem relações geométricas entre este tipo de superfícies é possível efectuar correlações cronostratigráficas. Com base nestas relações torna-se então possível inferir, espessuras sedimentares (geralmente medidas em tempo duplo) e combinando com dados geológicos obtidos em sondagens ou cores inferir ambientes deposicionais, paleobatimetria, história sedimentar, relevo e topografia, paleogeografia e história geológica (Mitchum *et al.*, 1977a). De acordo com estes autores a sequência deposicional constitui a base do modelo de Estratigrafia Sísmica sendo definida como uma unidade estratigráfica constituída por uma sucessão contínua

de estratos, geneticamente relacionados e limitada na base e no topo por discordâncias ou pelas suas conformidades correlativas (figura 3.4). Mitchum *et al.*, (1977b) definiram três novos conceitos utilizados na análise estratigráfica: sequência sísmica, unidade sísmica, fácies sísmica (figura 3.5).

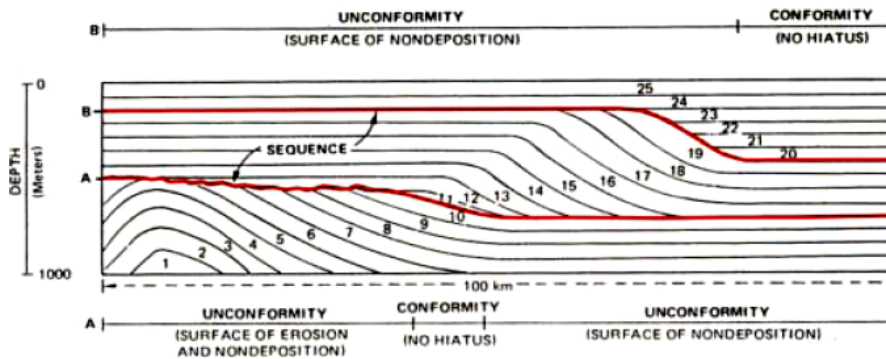


Figura 3.4: Esquemática de uma sequência deposicional idealizada. Os limites são definidos pelas superfícies A e B. (Extraída de Mitchum *et al.*, 1977b).

Na interpretação de linhas sísmicas de reflexão utilizam-se as relações geométricas entre as reflexões para definir sequências sísmicas, os seus limites e tentar deduzir as características do ambiente deposicional (Roque, 2007).

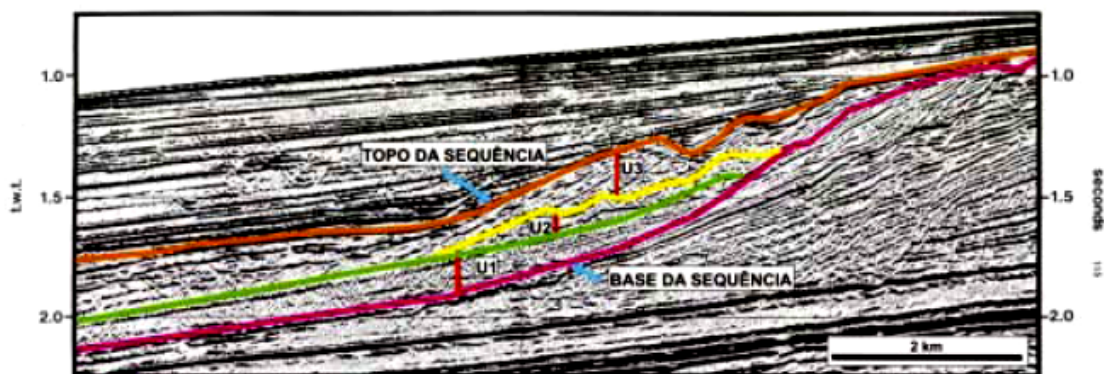


Figura3.5: Exemplo de uma sequência sísmica e das unidades sísmicas que a compõem. Destacam-se as discontinuidades que constituem os limites da sequência sísmica e as que individualizam as unidades sísmicas U1, U2 e U3 assim como as diferentes fácies que caracterizam as várias unidades sísmicas. (Modificada de Vail e Cramez, 1990). Retirado de Roque 2007.

A análise da fácies sísmica consiste na identificação de: a) geometria e tipo de terminação das reflexões; b) carácter das reflexões; c) configuração das reflexões internas; d) forma externa das unidades sísmicas.

a) Geometria e tipo de terminação

A geometria e o tipo de terminação das reflexões permitem-nos identificar os limites, superior e inferior das unidades sísmicas. São possíveis distinguir cinco tipos de terminações de reflexões: *onlap*, *downlap*, *toplap*, truncatura e concordância. A sua definição e o seu significado geológico encontram-se descritos na figura 3.6.

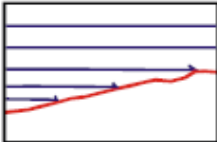
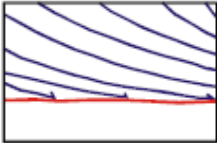
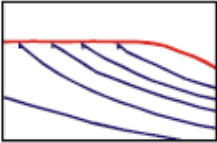
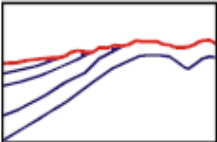
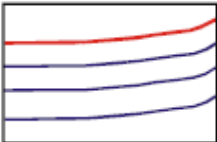
Terminação das reflexões	Definição	Interpretação geológica
<p>Onlap</p> 	Terminação lateral progressiva de reflexões inicialmente horizontais ou inclinadas contra uma superfície com inclinação superior.	É indicador de não deposição. Em alguns locais este padrão de terminação de reflexões é controlado pelas irregularidades do fundo. Constitui o indicador mais fiável para identificar o limite inferior de uma sequência sísmica.
<p>Downlap</p> 	Terminação lateral de uma reflexão inicialmente inclinada contra uma superfície de menor inclinação ou horizontal.	É frequentemente indicador de um hiato de não deposição.
<p>Toplap</p> 	Terminação tangencial de reflexões inclinadas contra uma superfície suprajacente com menor inclinação.	É considerado uma evidência de não deposição (<i>sedimentary bypassing</i>). Raramente resulta de erosão.
<p>Truncatura</p> 	Terminação lateral das reflexões contra uma superfície discordante de origem erosiva ou estrutural que limita superiormente uma sequência sísmica.	Indica a presença de uma superfície erosiva ou estrutural. Trata-se do critério mais fiável para identificar o limite superior de uma sequência sísmica.
<p>Concordância</p> 	As reflexões apresentam uma disposição sensivelmente paralela ao limite superior/inferior de uma sequência sísmica, estando ausente qualquer descontinuidade angular.	Manutenção das condições deposicionais.

Figura 3.6: Tipos de terminação das reflexões e a respectiva interpretação geológica. (Dados extraídos de Mitchum et al., 1977b; Sangree e Widmier, 1977; Mignot, 1984; Hardage, 1987. Retirado de Roque 2007).

b) Carácter das reflexões

O carácter das reflexões transmite-nos informação geológica (Mitchum *et al.*, 1977c), sendo por isso um dos parâmetros utilizados para a caracterização da Fácies Sísmica.

Na avaliação do carácter das reflexões estimam-se os seguintes parâmetros: *continuidade das reflexões*, *amplitude das reflexões*, *frequência das reflexões*, *assinatura*. O seu conceito e interpretação geológica encontram-se descritos na figura 3.7.

PARÂMETROS SÍSMICOS	CONCEITO	INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA
<i>Continuidade das reflexões</i>	Corresponde à justaposição lateral de reflexões sucessivas num mesmo horizonte e está directamente relacionada com a continuidade física deste.	Indica a continuidade da estratificação, a extensão de um ambiente de deposição e energia envolvida nos processos sedimentares. A continuidade elevada de um horizonte testemunha a manutenção das condições de sedimentação sem perturbações do regime energético; em oposição, a fraca continuidade evidencia um ambiente sujeito a variações da energia de deposição.
<i>Amplitude das reflexões</i>	Refere-se à amplitude máxima da onda reflectida, e depende directamente do coeficiente de reflexão e do contraste de impedância acústica. Está também relacionado com o espaçamento dos estratos e o conteúdo em fluidos.	O forte contraste de impedância acústica entre dois meios traduz-se por uma grande amplitude, evidente no registo sísmico pela ocorrência de uma marca muito sombreada. A magnitude e continuidade lateral deste parâmetro permitem deduzir o tipo de litofácies presentes tirar ilações acerca da energia do meio. Uma variação rápida de amplitude revela uma súbita modificação na natureza das formações, e ocorrem em ambientes caracterizados por níveis de energia e deposição elevados. A estabilidade do valor da amplitude ao longo de distâncias consideráveis traduz uma importante continuidade dos estratos e uniformidade da litologia. Geralmente, identificam-se fortes amplitudes na fácies detrítica de plataforma, onde existem intercalações de depósitos de alta e baixa energia. Em oposição, as fracas amplitudes observam-se nos ambientes cuja energia é constante.
<i>Frequência das reflexões</i>	Trata-se do intervalo de tempo entre reflexões sucessivas.	Está intimamente relacionada com as características instrumentais, sendo porém, afectada pelo conteúdo em fluidos, e sobretudo pela espessura das camadas sedimentares, com a qual apresenta uma relação inversa. Assim, as frequências elevadas correspondem a estratos finos, enquanto que as zonas de transição apresentam valores baixos para este parâmetro.
<i>Assinatura</i>	Consiste nas características particulares exibidas por um horizonte.	Estas características permitem, com algumas precauções, a sua identificação quando a continuidade é pequena.

Figura 3.7: Parâmetros sísmicos e interpretação geológica. (Dados extraídos de Mitchum *et al.*, 1977c; Sangree e Widmier, 1977; Mignot, 1984; Hardage, 1987; Catafau, 1987; Lobo, 1995. Retirado de Roque 2007).

c) Configuração das reflexões internas

As relações geométricas das reflexões sísmicas no interior duma unidade sísmica permitem-nos, muitas vezes associar a fácies sísmica a processos de deposição, erosão, paleotopografia ou à presença de fluidos. Podem-se distinguir vários tipos de configurações como mostram as figuras 3.8 e 3.9

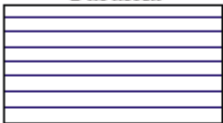
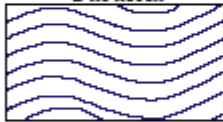
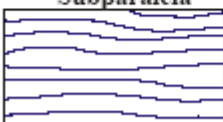
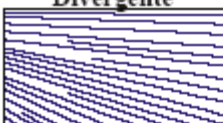
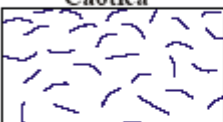

Configurações das reflexões	Descrição	Ambiente sedimentar
<p>Paralela</p> 		
<p>Paralela</p> 	As reflexões dispõem-se paralelamente, apresentando boa amplitude e continuidade.	A sua presença sugere sedimentação segundo taxas uniformes ou a ocorrência de subsidência gradual e regular. Ocorrem frequentemente nas plataformas continentais ou em bacias estáveis.
<p>Subparalela</p> 		
<p>Divergente</p> 	As reflexões apresentam um padrão divergente ou convergente, verificando-se variações laterais de espessura das unidades, a qual aumenta ou diminui, respectivamente em direcção à bacia.	Ambos os tipos de configuração estão associados a variações laterais da taxa de sedimentação ou à progressiva inclinação da superfície de deposição.
<p>Caótica</p> 	As reflexões são descontínuas e dispõem-se desordenadamente, sendo caracterizadas por frequências elevadas.	Traduzem grande variabilidade das condições do ambiente de deposição. Esta configuração é geralmente reconhecida nas estruturas de deslizamento gravítico (<i>slumps</i>), nos complexos de erosão e nas formas de preenchimento de alta energia, nas zonas afectadas por dobramentos ou falhas.
<p>Transparente</p> 	Este tipo de configuração caracteriza-se pela ausência total ou parcial de reflexões ou pela inexistência de continuidade lateral.	Traduz a presença de litologias muito homogêneas (sem contraste de impedância acústica), ou fortemente deformadas e/ou metamorfizadas, ou a ocorrência de corpos ígneos ou massas salinas. Uma sedimentação rápida e uniforme de depósitos argilosos apresenta igualmente este tipo de resposta acústica.

Figura 3.8: Configurações internas das reflexões e ambientes de deposição relacionados. (Dados extraídos de Mitchum *et al.*, 1977c; Sheriff e Geldart, 1983; Mignot, 1984; Vail e Cramez, 1990). Retirado de Roque 2007.

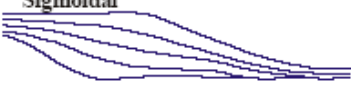

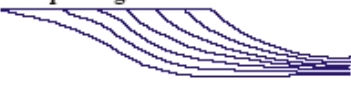
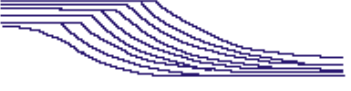

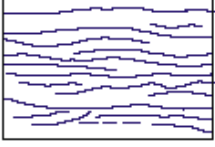
Configurações Progradantes	Descrição	Ambiente Sedimentar
<p>Sigmoidal</p> 	<p>As reflexões dispõem-se em sigmoide, apresentando inclinação e espessura mais elevada nos segmentos médios, terminando em concordância relativamente ao limite superior e em <i>downlap</i> em relação ao limite inferior da unidade.</p>	<p>Esta configuração testemunha um ambiente de deposição de baixa energia e escasso acarreo sedimentar, sujeito a subsidência rápida</p>
<p>Obliqua paralela</p> 	<p>O conjunto das reflexões é interpretado como exclusivamente progradante (sem agradação). Em ambos os casos, as reflexões terminam em <i>toplap</i> em relação ao limite superior da unidade. Considerando a terminação das reflexões na base da unidade distinguem-se dois tipos de configuração:</p>	<p>A gênese deste padrão de reflexões progradantes está dependente da conjugação de diversos factores, em particular, de um importante acarreo sedimentar num ambiente de alta energia, subsidência nula ou insignificante, e estabilidade do nível do mar.</p>
<p>Obliqua tangencial</p> 	<p>- Paralela: as reflexões apresentam inclinação constante com terminação em <i>downlap</i>.</p> <p>- Tangencial: a inclinação das reflexões diminui progressivamente do topo para a base da sequência progradante terminando em concordância.</p>	
<p>Sigmoidal-obliqua</p> 	<p>Este tipo de configuração progradante resulta de combinações de progradações sigmoidais e oblíquas, reflectindo a alternância de episódios agradacionais e de não deposição, respectivamente.</p>	<p>O seu desenvolvimento está associado a um ambiente deposicional dominado por energia elevada.</p>
<p>Shingled</p> 	<p>As reflexões apresentam geometria oblíqua, embora com pequena inclinação.</p>	<p>Geram-se por progradação em águas pouco profundas.</p>
<p>Hummocky</p> 	<p>As reflexões são descontínuas e irregulares, geralmente com inclinações opostas.</p>	<p>Esta configuração é interpretada como resultante da interdigitação de pequenos lóbulos de progradação desenvolvidos em ambiente de plataforma interna, em águas pouco profundas numa posição prodeltaica ou interdeltáica.</p>

Figura 3.9: Configurações internas progradantes e ambientes de deposição relacionados. (Dados compilados de Mitchum *et al.*, 1977c; Sheriff e Geldart, 1983; Mignot, 1984; Vail e Cramez, 1990). Retirado de Roque 2007.

d) Forma externa das unidades sísmicas.

Permite identificar e individualizar uma unidade sísmica em relação às unidades que lhe são próximas e permite-nos inferir o tipo de ambiente sedimentar. Distinguem-se diversos tipos de forma externa, como mostra a figura 3.10, associadas a diferentes tipos de ambiente sedimentar (figura 3.11).

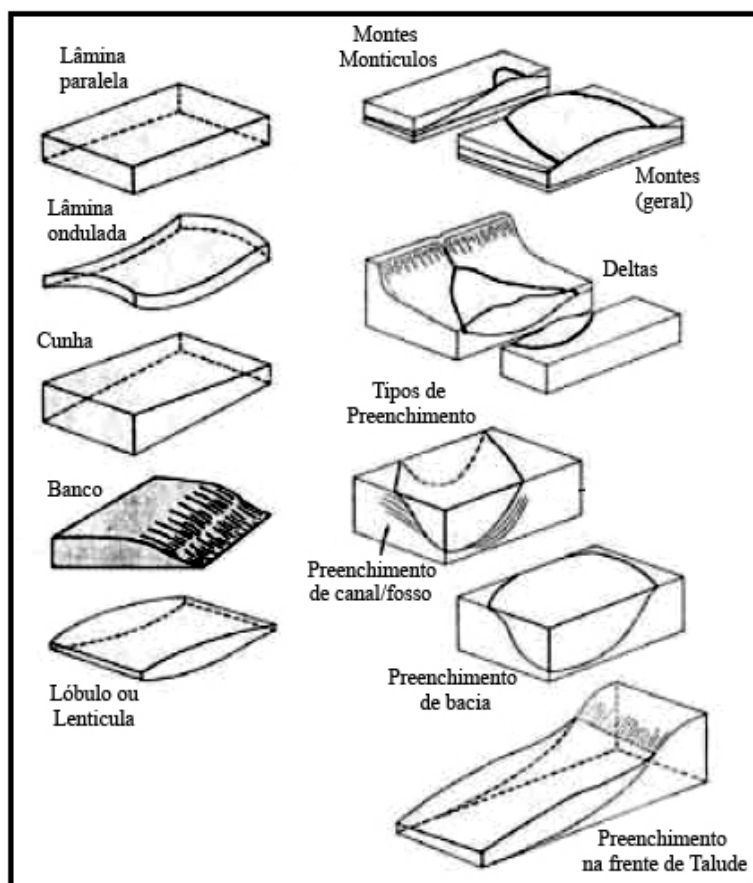


Figura 3.10: Principais tipos de forma externa das unidades sísmicas. (Adaptado de Mitchum *et al.*, 1977a)

FORMA EXTERNA	AMBIENTE DE DEPOSIÇÃO
<i>Lâmina paralela</i> <i>Cunha</i> <i>Banco</i>	Estas formas podem atingir grandes dimensões e ocorrem com frequência associadas a depósitos de plataforma, apresentando configurações paralelas, divergentes ou progradantes.
<i>Lâmina ondulada</i>	Correspondem geralmente a sedimentos pelágicos ou hemipelágicos depositados em ambiente profundo e de fraca energia.
<i>Lóbulo</i>	Ocorre com frequência em depósitos de talude.
<i>Montes</i> <i>Montículos</i>	Estas formas apresentam uma origem variada (ex.: edificações carbonatadas, diapiros, deslizamentos). As suas dimensões são geralmente pequenas e a configuração das reflexões é variada, mas geralmente quando a origem é detrítica traduz um nível de energia elevado.
<i>Preenchimento</i>	À semelhança das formas acima descritas, a configuração das reflexões internas pode ser variada (ex.: preenchimento em <i>onlap</i> , caótico, progradante, divergente). Podem atingir grande extensão, correspondendo a bacias ou apresentar dimensões mais restritas (ex. canais).

Figura 3.11: Forma externa das unidades sísmicas e tipo de ambiente deposicional. (Dados compilados de Mitchum *et al.*, 1977c). Retirado de Roque 2007.

3.4. Transformação de papel em digital

A recuperação dos registos em papel dos perfis de sísmica multicanal GSI 84 e a sua transformação em formato digital permitiu, através da utilização de softwares específicos, a aplicação das novas técnicas de interpretação sísmica, possibilitando assim a introdução de novos dados no estudo da PAT.

Foram seleccionados 26 perfis (figura 3.12) localizados Margem Alentejana (figura 3.3).

Nome original da linha	SCANNER					Tratamento da Imagem			Nome do ficheiro SEGY	
	Cor	Dpi	Formato	Tamanho final do ficheiro(MB)	Nome do ficheiro	Ajuste no contraste	Redimensionamento (resample: Bicubic)			Nome do ficheiro
						input levels	Colunas	Linhas		
S84-39	B/W	300	Tif	275	GSI_39_M_orig.TIF	50/150	23244	3500	GSI_39.tif	gsi_39.segy
S84-47	B/W	300	Tif	241	GSI_47_M_orig.TIF	45/200	21150	2500	GSI_47.tif	gsi_47.segy
S84-49	B/W	300	Tif	236	GSI_49_M_orig.TIF	45/200	20580	2500	GSI_49.tif	gsi_49.segy
S84-51	B/W	300	Tif	206	GSI_51_M_orig.TIF	50/200	19272	2500	GSI_51.tif	gsi_51.segy
S84-53	B/W	300	Tif	279	GSI_53_M_orig.TIF	45/200	24060	2500	GSI_53.tif	gsi_53.segy
S84-55	B/W	300	Tif	246	GSI_55_M_orig.TIF	50/200	22752	2500	GSI_55.tif	gsi_55.segy
S84-57	B/W	300	Tif	237	GSI_57_M_orig.TIF	50/200	22308	2500	GSI_57.tif	gsi_57.segy
S84-59	B/W	300	Tif	273	GSI_59_M_orig.TIF	45/200	24336	2500	GSI_59.tif	gsi_59.segy
S84-60	B/W	300	Tif	300	GSI_60_M_orig.TIF	50/200	27012	2500	GSI_60.tif	gsi_60.segy
S84-61	B/W	300	Tif	307	GSI_61_M_orig.TIF	45/200	26316	2500	GSI_61.tif	gsi_61.segy
S84-63	B/W	300	Tif	305	GSI_63_M_orig.TIF	45/200	26352	2500	GSI_63.tif	gsi_63.segy
S84-65	B/W	300	Tif	263	GSI_65_M_orig.TIF	45/200	23772	2500	GSI_65.tif	gsi_65.segy
S84-66	B/W	300	Tif	615	GSI_66_M_orig.TIF	45/200	59208	2500	GSI_66.tif	gsi_66.segy
S84-67	B/W	300	Tif	426	GSI_67_M_orig.TIF	70/190	35988	4000	GSI_67.tif	gsi_67.segy
S84-68	B/W	300	Tif	697	GSI_68_M_orig.TIF	45/200	71766	2500	GSI_68.tif	gsi_68.segy
S84-69	B/W	300	Tif	231	GSI_69_M_orig.TIF	50/215	21756	2500	GSI_69.tif	gsi_69.segy
S84-70	B/W	300	Tif	384	GSI_70_M_orig.TIF	45/200	34584	2500	GSI_70.tif	gsi_70.segy
S84-70B	B/W	300	Tif	365	GSI_70B_M_orig.TIF	45/200	35310	2500	GSI_70B.tif	gsi_70B.segy
S84-71	B/W	300	Tif	246	GSI_71_M_orig.TIF	45/200	20532	2500	GSI_71.tif	gsi_71.segy
S84-72	B/W	300	Tif	620	GSI_72_M_orig.TIF	50/125	58476	2500	GSI_72.tif	gsi_72.segy
S84-73	B/W	300	Tif	230	GSI_73_M_orig.TIF	50/180	17352	3700	GSI_73.tif	gsi_73.segy
S84-74	B/W	300	Tif	474	GSI_74_M_orig.TIF	55/200	41400	3750	GSI_74.tif	gsi_74.segy
S84-75	B/W	300	Tif	199	GSI_75_M_orig.TIF	60/180	14148	3850	GSI_75.tif	gsi_75.segy
S84-76	B/W	300	Tif	573	GSI_76_M_orig.TIF	60/200	51240	4000	GSI_76.tif	gsi_76.segy
S84-77	B/W	300	Tif	187	GSI_77_M_orig.TIF	50/215	17040	2500	GSI_77.tif	gsi_77.segy
S84-78	B/W	300	Tif	514	GSI_78_M_orig.TIF	65/200	43914	4000	GSI_78.tif	gsi_78.segy

Figura 3.12: Tabela com os perfis MCS seleccionados e com os parâmetros utilizados para execução da digitalização e tratamento das imagens

A escolha do método de transformação dum perfil sísmico em papel para formato digital resultou do facto de existirem na Unidade de Geologia Marinha do LNEG as ferramentas necessárias para a sua execução e por ser um método já utilizado no departamento em dados semelhantes aos que aqui vão ser trabalhados, com obtenção de resultados satisfatórios. Foi ainda equacionada a hipótese de utilização de outros programas/software de conversão tais como o “Image to SEG-Y” (*Chesapeake Technology, Inc.*) e o “SeisTrans” (SEISCANEX). Este último trata-se de um software capaz de reconstruir a forma do traço da onda. Através da medição da energia positiva da onda, representada pelos vários tons de cinzento dos *pixéis*, consegue extrapolar um valor numérico para a energia negativa da onda (Miles *et al.*, 2007). Para os dados em questão revelou-se ser um software que poderia apresentar bons resultados, no entanto, trata-se de um software que necessita ser adquirido e os valores em causa (3850 Euros) estão acima das possibilidades financeiras deste trabalho. Quanto ao software “Image to SEG-Y” também se tratava de um software comercial que além da sua aquisição necessitava de algum tempo de aprendizagem sobre o seu funcionamento. Decidiu-se então pelo uso do software TIF2SEGY (MacRae, 2001). Este software transforma cada coluna de *pixéis* existente numa imagem raster, num traço sísmico e, cada *pixel* dessa coluna, numa amostra com um determinado valor de amplitude. O resultado final é gravado num ficheiro *.SEG-Y com os valores de amplitudes sob a forma de números decimais (*floating point*) de 32-bit e com formatação IBM, sendo a ordem de escrita dos bytes sob a forma “*big-endian byte order*”. O formato *.SEG-Y foi criado pela *Society of Exploration Geophysicists* (SEG) com a finalidade de guardar os vários atributos de uma linha de reflexão sísmica de uma forma ordenada (Badagola, 2008).

Para a realização deste método de digitalização dos dados em formato papel para formato digital *.SEG-Y são necessárias as seguintes ferramentas:

- Scanner de grande formato
- Software de tratamento de imagem
- Sistema operativo Linux/Unix
- Script "tif2segy"

3.4.1. Preparação dos dados

O primeiro passo na preparação dos dados consistiu na realização de testes sobre um dos perfis com o objectivo de perceber se a qualidade dos resultados era aceitável e ter uma noção do tempo que poderia envolver a realização de todo o processo. Para isso escolheu-se um perfil sísmico com um tamanho médio em relação aos demais e executou-se todo o processo.

3.4.2. Scanner da Imagem

O scanner da imagem foi realizado num scanner de grandes formatos “HAWKEYE CX36” existente no DGM – INETI que utiliza o software “JET image NET 6.3.4”. Foram configurados os seguintes parâmetros para a digitalização dos perfis: Tipo do Original – B&W; Formato – TIF; Resolução do scanner – 300 dpi (figura 3.12).

Os perfis seleccionados para a execução do trabalho apresentam uma área a digitalizar entre 185 cm x 85 cm e 650 cm x 85 cm, gerando ficheiros com tamanhos que podem ir dos 10 MB a 1000 MB dependendo da resolução utilizada para a execução do processo de digitalização.

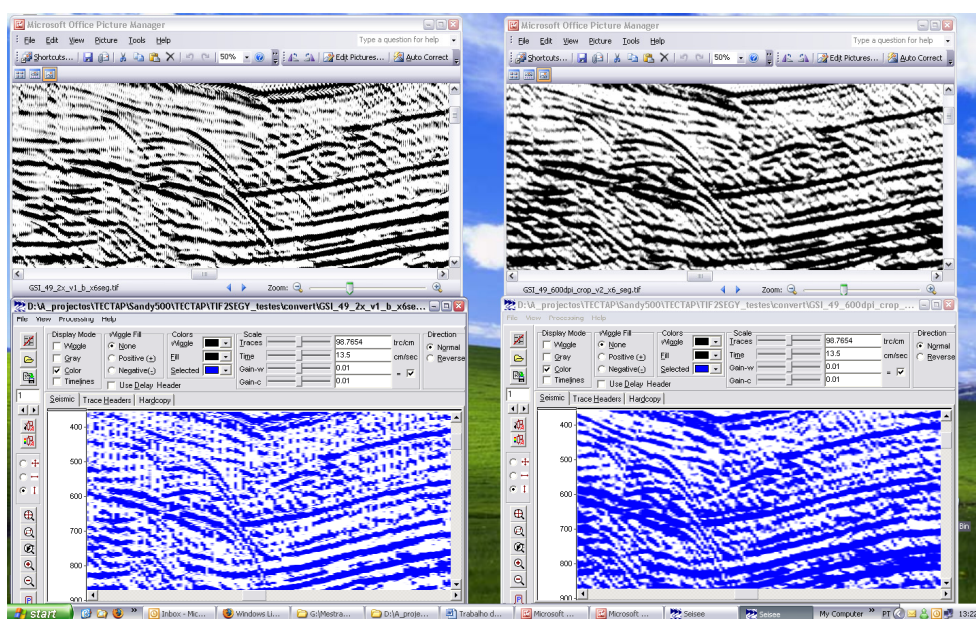


Figura 3.13: Diferença de uma imagem digitalizada com uma resolução de 300 dpi (em cima à esquerda) e 600 dpi (em cima à direita) com os respectivos SEG Y obtidos em baixo.

Foram escolhidos 300 dpi (figura 3.13) como parâmetro de resolução do scanner, por ser um bom compromisso entre o tamanho do ficheiro (em média 300 Mb, ver figura 3.12) e a resolução necessária para que seja possível individualizar os traços na imagem digitalizada.

Para o formato do ficheiro escolheu-se o formato “Tif “ por ser este o que o script "tif2seggy" usa.

3.4.3. Tratamento da Imagem

Após a transformação dos perfis em imagens digitais é necessário aplicar algumas correcções para que a imagem final apresente as melhores condições para obtenção dum bom resultado a quando da sua transformação num ficheiro SEG-Y. Para esta tarefa utilizou-se o software de tratamento de imagem “Adobe Photoshop versão 9.0”. Foi necessário realizar quatro ajustes sobre a imagem inicial: uma correcção geométrica, um ajuste no contraste, o corte da imagem e o seu redimensionamento, que se explicam seguidamente.

- Correcção geométrica

Podem existir dois tipos de deformações no papel, a saber: um, anterior ao processo de digitalização, relacionado com o seu manuseamento ao longo do tempo ou por variações durante a sua impressão, outro provocado por algumas mudanças de direcção durante a fase de digitalização (figura 3.14).

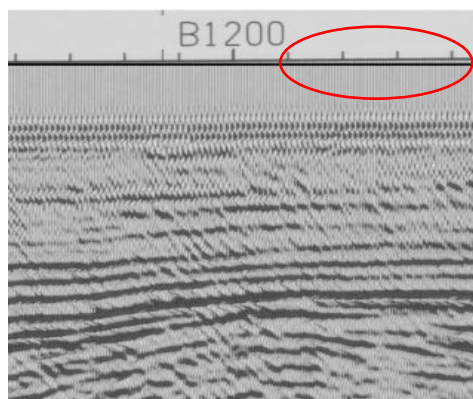


Figura 3.14: Troço do perfil sísmico GSI-49 onde se pode observar um pequeno desnível entre a linha horizontal mais escura e a linha de tempo dos 0s.

Estas variações são susceptíveis de introduzir algum erro durante o processo de conversão em *.SEG-Y, sendo necessário verificar a verticalidade dos traços sísmicos e se, as linhas isotemporais são rectas e horizontais como forma de o minimizar. Para tal, utilizou-se a ferramenta “crop perspective” que permite realizar pequenos ajustes na imagem quando esta se encontra ligeiramente deformada como o exemplo da figura 3.14. Esta ferramenta resulta muito bem quando a deformação é contínua (como pode acontecer à imagem depois de digitalizada). Se a deformação variar ao longo do perfil é necessário cortar a imagem em secções menores e usar o “crop perspective” ou uma ferramenta de rotação de imagem de acordo com a que apresentar melhora resultado. Estas ferramentas movimentam toda a imagem ou seja, movimentam todos os pixéis na direcção pretendida o que ajuda a colocar a informação na sua posição mais correcta. É também necessário verificar se a deformação é constante ao longo do traço. Por exemplo, as linhas isotemporais podem encontrar-se apenas deformadas até aos 1000 ms e as restantes não apresentarem deformação alguma. Por outro lado, a informação sísmica que normalmente é analisada encontra-se registada nos primeiros 1000 ms a 2000 ms o que pode justificar o rearranjo dessas linhas isotemporais em detrimento das outras. É por isso necessário realizar este processo criteriosamente e verificar para toda a imagem quais os ajustes que devem ser realizados de modo a conservar a informação original o mais fidedignamente possível.

- Ajuste no contraste

Após garantir dentro das condicionantes atrás descritas, que os pixéis da imagem apresentam agora uma distribuição ortogonal, foi necessário realizar um ajuste no contraste da imagem. A digitalização transforma a imagem original numa imagem em tons de cinzento sendo por isso necessário o seu ajuste para que o branco do papel seja branco e o preto dos traços seja preto (figura 3.15). Este ajuste tem de ser feito independentemente para cada linha e é necessário garantir que não se está a transformar em branco alguns tons de cinzento pertencentes ao traço ou em preto alguns tons de cinzento pertencentes ao branco do papel. Com este ajuste tentamos

garantir que todos os tons de cinzento transformados em amostras o são realmente, evitando assim a produção de artefactos.

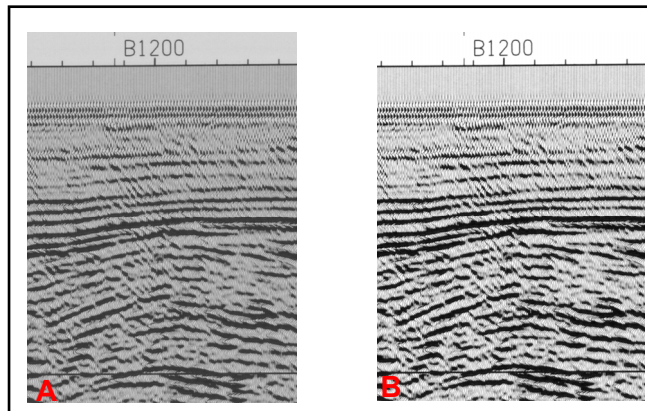


Figura 3.15: Pedaco do perfil sísmico GSI-49 onde se coloca em evidencia o ajuste de contraste efectuado:
A – Pedaco do perfil após a digitalização; B – Pedaco do perfil com ajuste de contraste

- Corte da imagem e redimensionamento

A imagem final a ser transformada em SEG-Y deve conter apenas a informação referente à sísmica, sendo por isso necessário eliminar tudo o que seja cabeçalho, escalas ou outro tipo de informação registada no papel que não seja o perfil sísmico. Utilizando a ferramenta de corte do software procedeu-se à eliminação de tudo o que era excedente (figura 3.16).

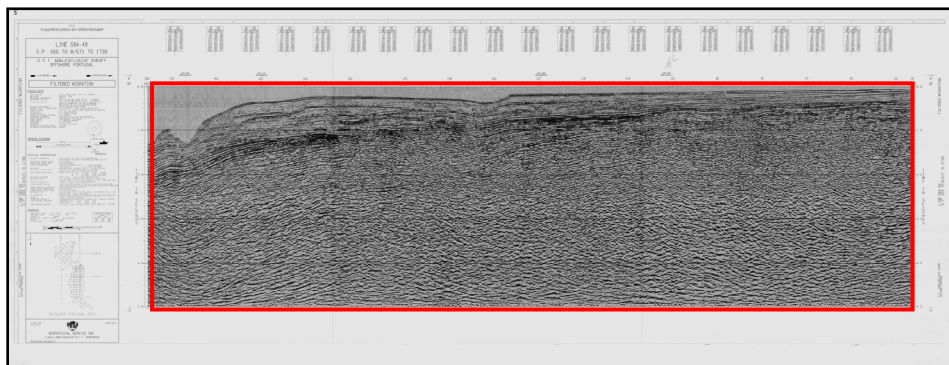


Figura 3.16: Eliminação da informação que se encontra fora da caixa assinalada a vermelho.

O Tif2Segy transforma cada coluna de pixéis num traço e cada pixel da coluna numa amostra sendo por isso necessário proceder a um redimensionamento da imagem final. Este procedimento é bastante importante pois aqui ficarão definidas as relações entre nº de traços e *shot points* assim como a relação entre taxa de amostragem e tempo duplo de registo (TWT).

O número de pixéis que se obtém depois da digitalização da imagem está directamente relacionado com o tamanho da imagem inicial e com a resolução usada no processo de digitalização que, para este caso e como foi justificado atrás, foi de 300 dpi. Daqui resultaram imagens com um tamanho médio de 25 000 x 10 000 pixéis. Tendo em conta que as imagens para serem transformadas em SEG-Y deveriam ter em média um tamanho de 3 500 x 5 000 pixéis (valor médio para o número de traços e tempo do traço nos perfis originais) foi necessário proceder ao seu redimensionamento.

Para reduzir o número de colunas, de 25 000 para 3 500, seria reduzir significativamente a resolução da imagem o que nos levou a optar por atribuir um valor de seis colunas de pixéis para cada traço definindo assim um valor múltiplo de seis para o número de traços representado originalmente no perfil em papel; ou seja, se o perfil apresentava originalmente 3 500 traços passaria a ter $6 \times 3\,500 = 21\,000$ traços, o que corresponderia a um número mais próximo do valor obtido após o processo de digitalização.

Como resultado final, o tempo total do traço (TWT) deve ser igual ao que se encontra no perfil original. Para que isso seja possível, é necessário definir uma relação entre taxa de amostragem e número de pixéis por amostra a ser introduzida no programa de conversão. Para os nossos perfis o tempo total do traço é de cinco segundos o que nos permite escolher um intervalo de amostragem de 0,001 s para 5 000 amostras ou 0,002 s para 2 500 amostras. Como a maioria dos perfis sísmicos existentes na base de dados que é usada pelo software de interpretação apresentam taxas de amostragem de 0,002 s/amostra e 0,004 s/amostra optou-se por transformar os perfis com uma taxa de amostragem de 0,002 s/amostra, porque algumas funcionalidades do software de interpretação, nomeadamente a intercepção de perfis, só é possível quando ambos apresentam a mesma taxa de amostragem.

3.4.4. Utilização do script “tif2segy”

Uma vez executados os procedimentos acima descritos em todos os perfis correu-se o script tif2segy e obteve-se como resultado final os respectivos ficheiros *.SEG-Y (tabela 3.12).

3.4.5. Construção das tabelas auxiliares

Para que se possam introduzir os ficheiros na base de dados e estes fiquem preparados para serem utilizados pelo software de interpretação é necessária a criação de três tabelas: Tabela de coordenadas dos perfis (GSI_xy), tabela de relação shot-traço (GSI_shot_trace) e a tabela com o traço mínimo e máximo para cada perfil (GSI_min_max).

4.1. Planície Abissal do Tejo

A PAT apresenta uma profundidade média que varia entre -5000 m no extremo norte e -5120 m no extremo sul, sendo nessa zona que se encontra o depocentro actual da bacia com -5140 m (figura 4.2A). O seu declive, segundo a direcção N-S é de 0.1°

No canto SW da PAT destaca-se uma pequena elevação com uma forma sub-alongada com um eixo maior de 8 km segundo uma direcção NW-SE, eixo menor 5 km e uma altura máxima de 200 m atingindo a profundidade de -4850 m (figura 4.2B).

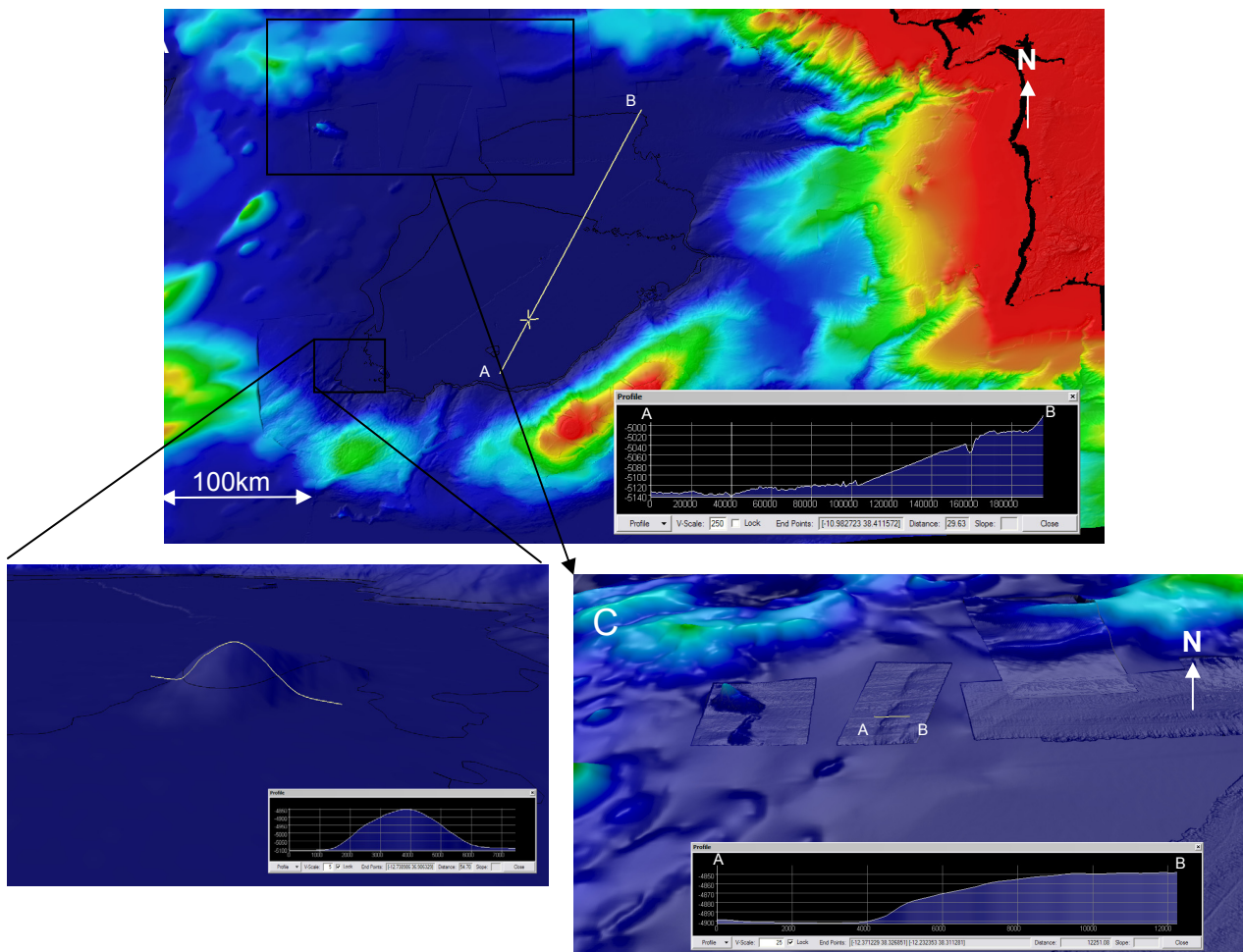


Figura 4.2: A) Vista geral da PAT com a zona do depocentro assinalada com uma cruz no traçado do perfil. As isobatas representam as profundidades dos -5000 m e -5100 m. No perfil a escala vertical varia entre -5000m e -5140m e está sobrelevada 250x. B) Pormenor da morfologia da elevação situada no extremo SW da PAT. A escala vertical varia entre -4850m e -5100m e está sobrelevada 5x. C) Pormenor das elevações e do lineamento no extremo NW da PAT. A escala vertical varia entre -4850m e 4900m e está sobrelevada 25x

4.2. Crista Madeira-Tore

A CMT limita a PAT a oeste através de uma série de elevações que variam entre -2000 m e -3600 m, entre a montanha submarina de Tore e a montanha submarina Josephine. O seu contacto com a PAT faz-se de forma suave com declives entre $1,5^\circ$, perto da montanha submarina Josephine e $0,5^\circ$ no contacto a norte junto de Tore. A zona central apresenta três degraus segundo uma direcção NW-SE com um comprimento de 50 km. As suas escarpas variam de 600m para a 1ª mais a NW, 300m para a segunda e 200 m de altura para a escarpa que contacta com a PAT e os declives são respectivamente de $3,8^\circ$, $1,8^\circ$ e $1,6^\circ$ (figura 4.3).

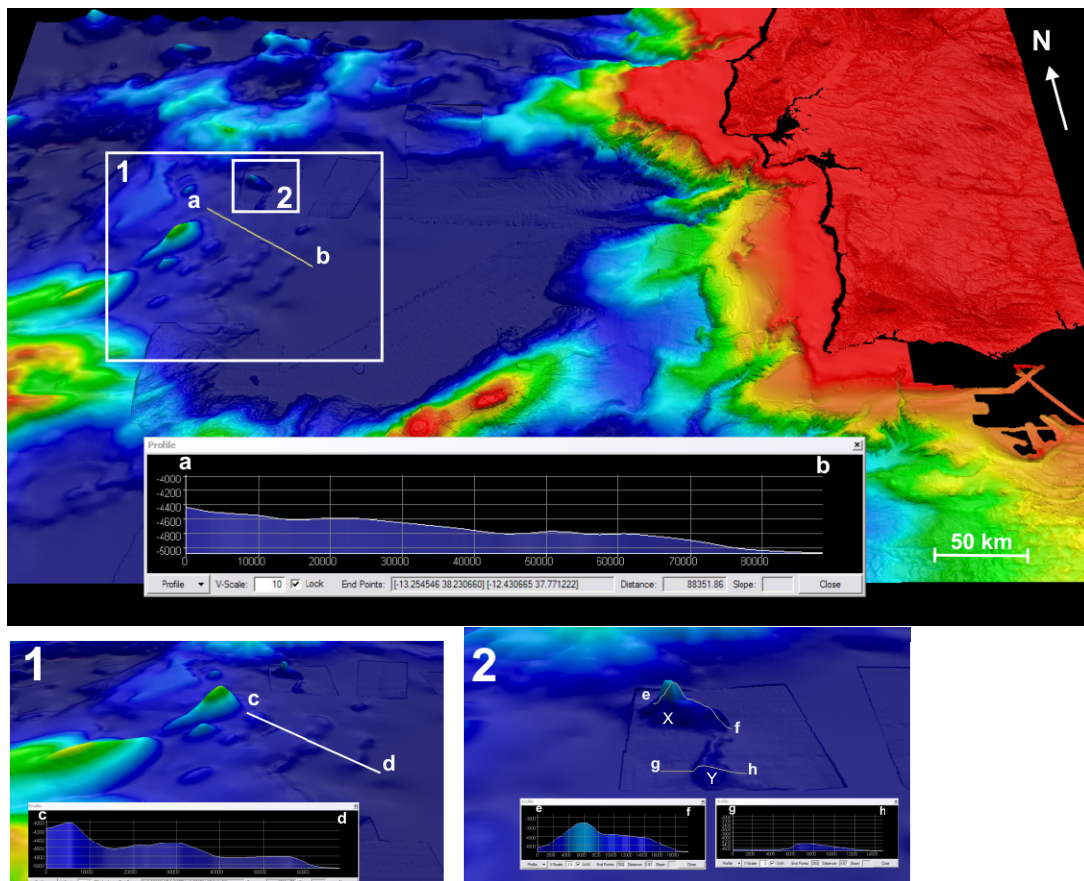


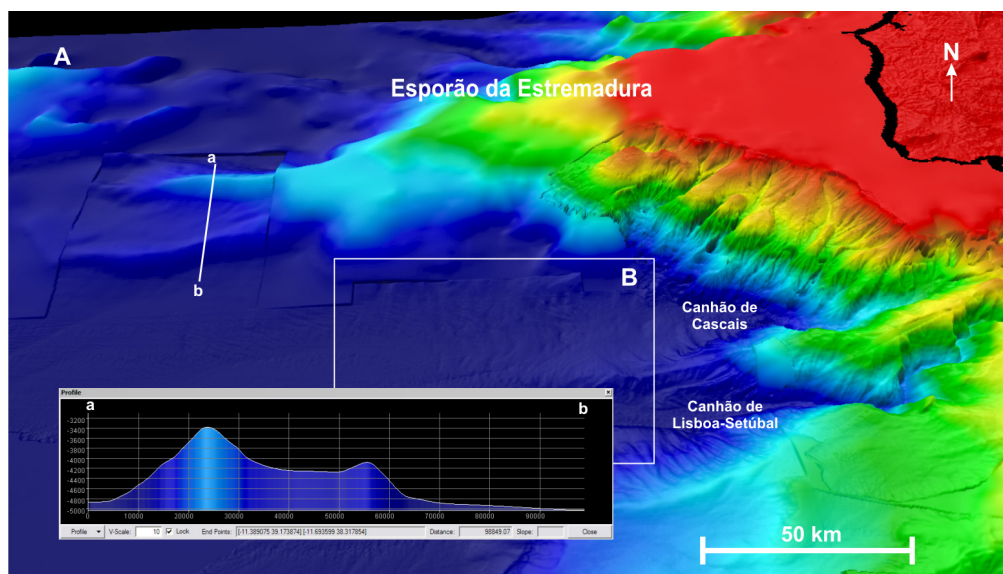
Figura 4.3: Morfologia da Crista Madeira –Tore na zona de contacto com a PAT. A escala vertical dos perfis a-b e c-d varia entre -4000 m e -5000 m e está sobrelevada 10x; scala vertical dos perfis e-f e g-h varia entre -3000 m e -4600 m e está sobrelevada 2.5x . 1) promenor da morfologia dos relevos em degrau; 2) Pormenor das elevações no extremo NW da PAT.

No extremo NW, fazendo a passagem entre a CMT e a PAT encontram-se duas elevações com morfologias idênticas mas direcções e dimensões diferentes (X e Y na figura 4.3-2). A elevação X

apresenta um alongamento de 16 km segundo uma direcção NW-SE com vertentes simétricas com comandos entre 1400 e 700 m sendo a profundidade do topo de -3200 m. A elevação Y (figura 4.3-2) apresenta um alongamento de 12 km segundo uma direcção ENE-SWS, vertentes assimétricas com a vertente a oeste mais inclinada que a vertente a este, comandos que variam entre 300 e 50 m e o seu ponto mais elevado atinge uma profundidade de -4400 m. Mais a este, entre a CMT e a zona terminal do EE (figura 4.2-C), destaca-se um lineamento com uma orientação NNE-SSW materializando um pequeno degrau com uma elevação de cerca de 50 m do bloco Oeste.

4.3. Esporão da Estremadura

O EE, que limita a PAT a norte, é um relevo trapezoidal, alongado segundo a direcção E-W, cujo topo se encontra aplanado desde o litoral até às profundidades limítrofes da plataforma continental que podem atingir cotas batimétricas extremas inferiores a 400m (Badagola, 2008). O talude se encontra extremamente ravinado pelos sistemas de canhões da Nazaré a norte e de Cascais a sul. Na base do talude, a profundidades da ordem dos 4000 m o EE apresenta relevos lineares de orientação E-W que atingem os 50 km de comprimento e que estabelecem uma ligação morfológica com a CMT (figura 4.4).



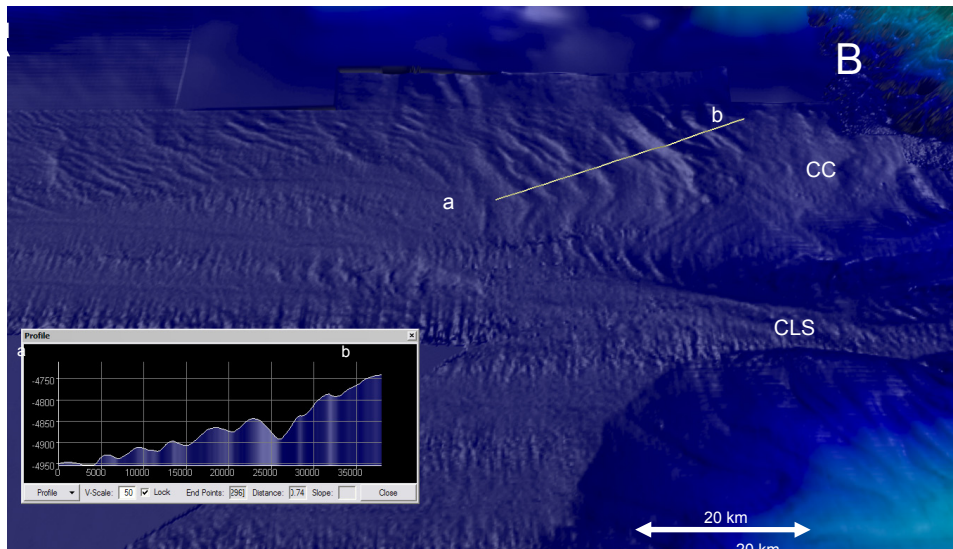


Figura 4.4: A) Vertente Sul do Esporão da Estremadura onde se destaca a Este uma rede de drenagem bem encaixada com canais paralelos e profundos com vertentes bastante acentuadas e a Oeste os dois promontórios paralelos. A escala vertical varia entre -3200m e -5000m e está sobrelevada 10x. B) Morfologia do fundo na zona de ligação entre os canhões de Cascais (CC) e de Lisboa-Setúbal (CLS) mostrando evidências de uma série de patamares e degraus associados ao canhão de Cascais. A escala vertical do perfil varia entre -4750 m e -4950 m e está sobrelevada de 20x

O relevo a norte apresenta vertentes assimétricas com um comando de 1400m e um declive de 4.7° na vertente norte e um comando de 800m para um declive de 6° na vertente sul. O relevo a sul também apresenta vertentes assimétricas. Um comando de 700m e um declive de 4.3° na vertente sul e um comando de 200m para um declive de 1.7° na vertente norte (figura 4.4).

Na figura 4.4-B mostra-se um pormenor da morfologia relacionada com a zona terminal do canhão de Cascais. Estas formas sinuosas apresentam padrões em V associados com os vales, tratando-se provavelmente de Figuras provocadas pela erosão do fundo

4.4. Banco de Gorringe

A sul, a PAT encontra-se limitada pelo Banco de Gorringe (BG) e pelo monte submarino Hirondelle. O Banco de Gorringe é uma montanha submarina alongada segundo a direcção SW-NE. A base da vertente NW situa-se a -5000 m e apresenta um declive de 12° . A base da

vertente SE tem início a -4500 m e apresenta um declive de 5° (figura 4.5). No topo, as duas elevações que formam o BG, são separadas por uma sela e apresentam uma morfologia diferente. Gettysburg que atinge uma profundidade mínima de -24 m apresenta uma forma circular com um diâmetro aproximado de 16 km e uma altura média das suas vertentes, tendo como base o valor de batimetria para o topo da sela, é de 700 m. Ormonde atinge uma profundidade de -80 m, apresenta uma forma elíptica com cerca de 25 km de comprimento para o eixo maior e 12 km para o eixo menor e as suas vertentes apresentam também um comando médio de 700 m tomando como ponto de referência o topo da sela. Esta morfologia pode estar associada a uma forma esculpida pela erosão durante um período de exposição subaérea.

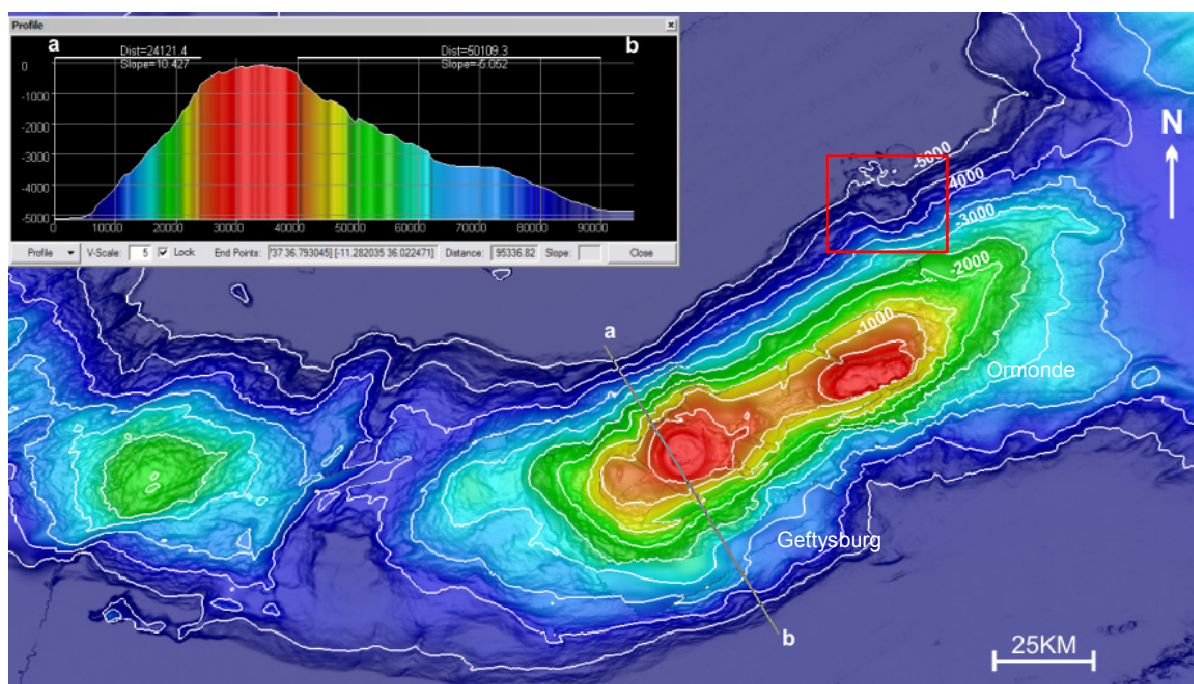


Figura 4.5: Pormenor do Banco de Goringe com destaque para a assimetria entre as suas vertentes, para as diferenças morfológicas entre os montes Gettysburg e Ormonde e para as dimensões do escorregamento de terra assinalado pela caixa encarnada.

A vertente NW apresenta várias cicatrizes de escorregamentos de terra sendo estes mais frequentes no extremo N. Nessa zona localiza-se uma cicatriz com 25 km de extensão entre a cabeceira (*headscarp*) e o depósito frontal, 10 km de largura e um desnível de 1600 m que corresponde a um escorregamento com capacidade de mobilizar cerca de 80 km³ de sedimentos (figura 4.6).

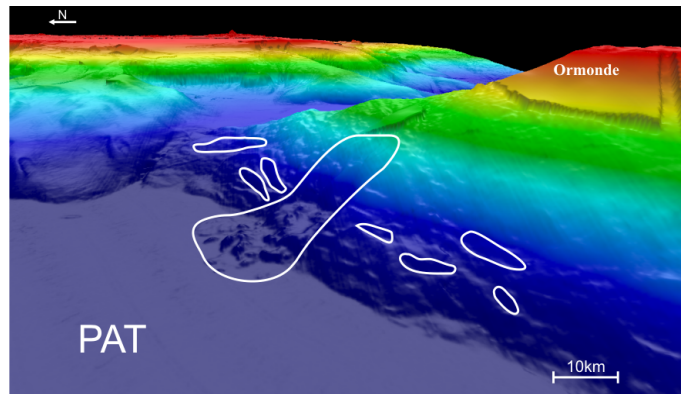


Figura 4.6: Vista do extremo norte do BG onde se destacam algumas formas da morfologia correlacionáveis com cicatrizes de escorregamento de terra.

O Monte Submarino Hirondelle (MSH) separa-se do Banco de Goringe por um vale com cerca de 20 km de largura que se transforma, na sua metade norte, em dois vales separados por um relevo alongado (figura 4.7). A sua vertente associada ao MSH apresenta uma forma rectilínea com 70 km de comprimento segundo a direcção NNE-SSW, com um declive de 1200 m no extremo sul que diminui para 500 m no extremo norte e um declive médio de 12°. Os dois vales apresentam a mesma direcção NNE-SSW, têm o fundo ligeiramente aplanado e o vale a oeste é mais encaixado que o vale a este. A forma do MSH é circular com 20 km de diâmetro e o seu topo encontra-se a -2000 m de profundidade.

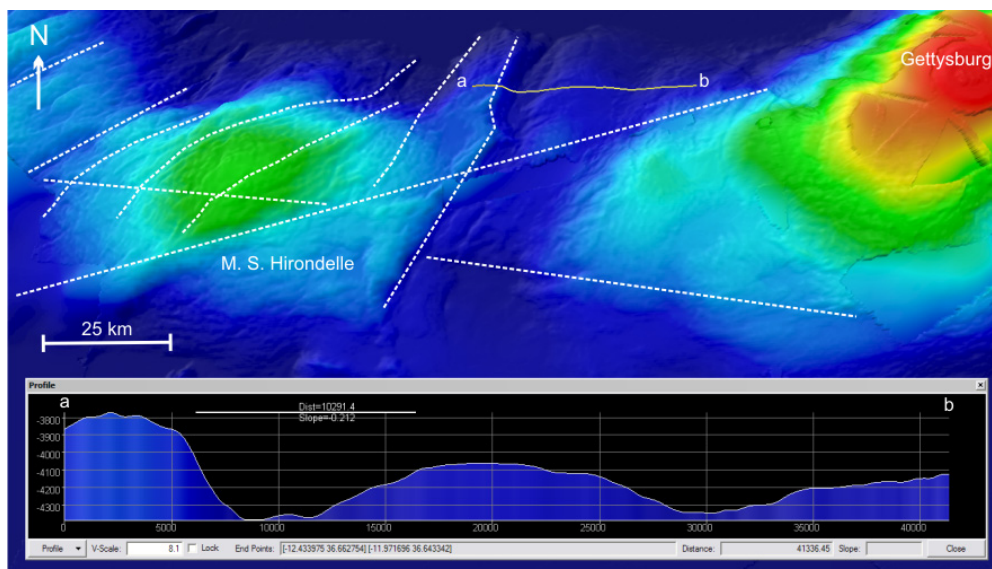


Figura 4.7: Características da morfologia do fundo na zona do Monte Submarino Hirondelle. Destaque para as várias direcções dos lineamentos aí existentes. O perfil mostra a morfologia dos dois canais existentes na passagem do MSH para o BG

A morfologia do fundo na área do MSH é caracterizada por uma série de lineamentos (figura 4.7) correspondendo às direcções NNE-SSW (direcção das formas descritas anteriormente), NE-SW observada no topo do monte e na zona a oeste deste, ENE- WSW caracterizada pelo lineamento com maior expressão na zona e com a orientação da falha inversa da base do BG e E-W sendo esta a direcção que se apresenta com menos expressão. Estes lineamentos sugerem a existência de várias famílias de falhas.

4.5. Margem do Alentejo

A Margem do Alentejo engloba a zona da Plataforma continental e a zona do Talude. A plataforma continental neste sector apresenta valores de declive de 0.8° que, ao alcançarem a curva batimétrica dos -600 m (ponto assinalado com x na figura 4.8) passam a ter valores de 2° . Pode-se então dizer que para este ramo da margem o talude começa na batimétrica dos -600 m.

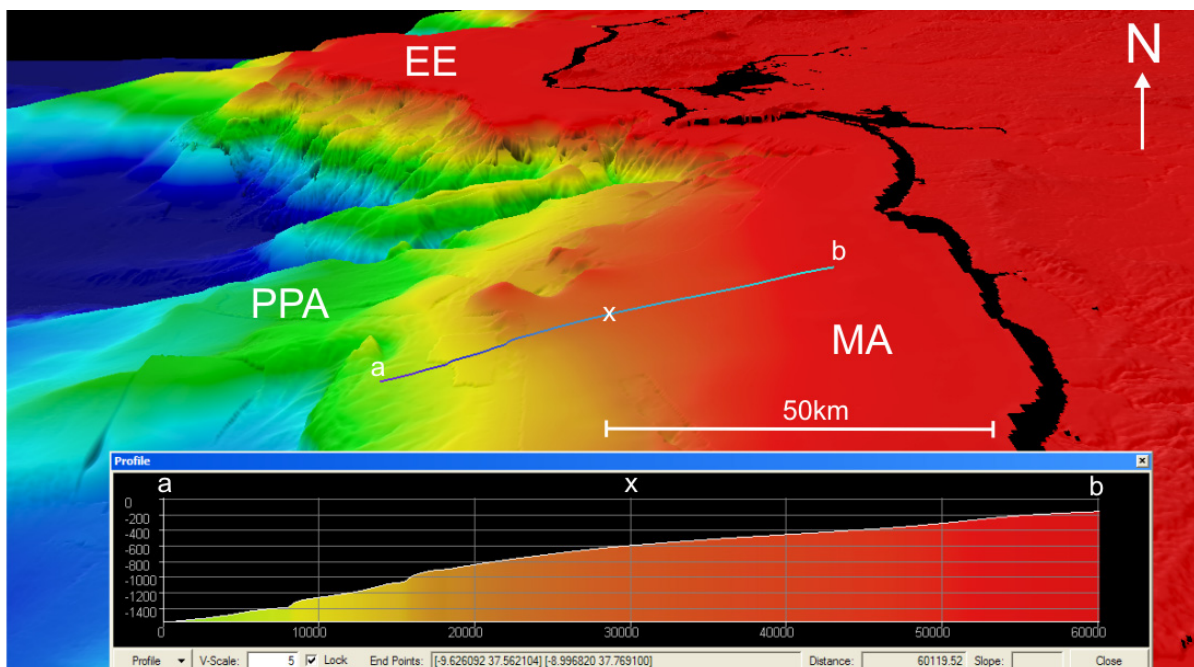


Figura 4.8: Margem do Alentejo (MA) com perfil perpendicular à linha de costa onde se mostra o ponto onde o declive aumenta de 0.8° para 2° . PPA – Promontório Príncipes de Avis; EE – Esporão da Estremadura. A escala vertical varia entre 0 e -1400 m e está sobrelevada 5x. O x marca o ponto onde o declive varia de 0.8° para 2° .

A Plataforma continental nesta área apresenta como formas de relevo principais o encaixe do Canhão de Setúbal, um alto morfológico que é considerado como sendo a extensão submarina do promontório de Sines e por duas bacias, situadas entre a Serra da Arrábida e o Cabo de São Vicente separadas pelo promontório atrás referido (figura 4.9).

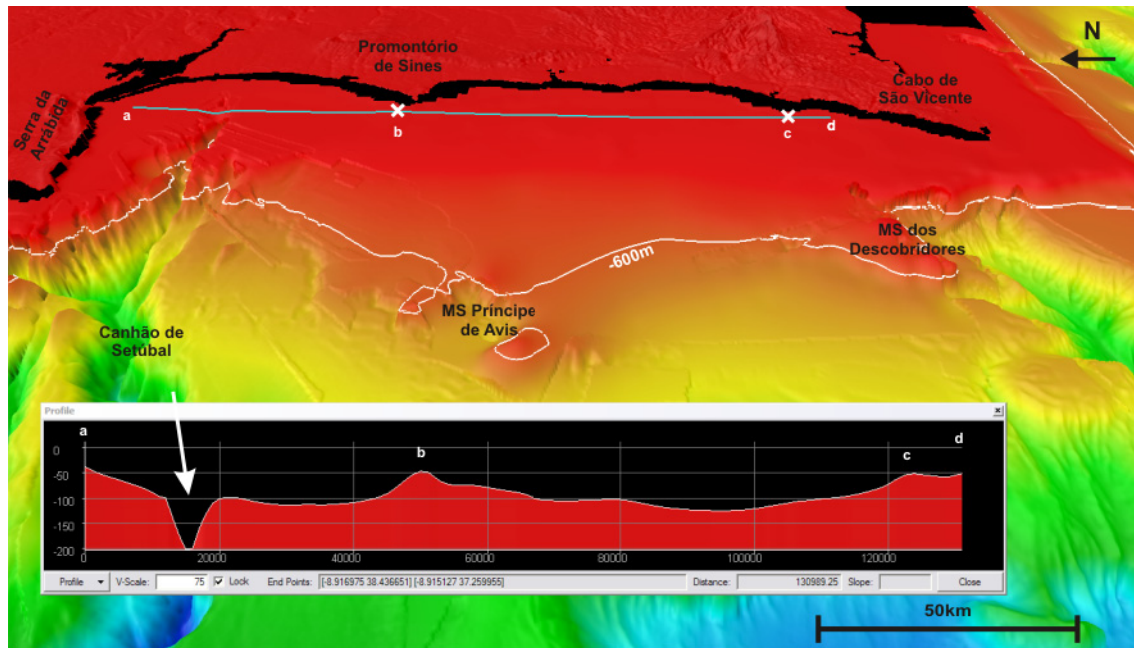


Figura 4.9: Características da morfologia da Plataforma continental na zona da Margem do Alentejo. Na figura destaca-se a extensão da plataforma até à linha batimétrica dos -600 m. No perfil, destaca-se a forma em v e o encaixe de 100 m do canhão de Setúbal, uma bacia de menores dimensões entre a serra da Arrábida e o ponto b (considerado como a extensão submarina do promontório de Sines e assinalado na figura por um x) e uma bacia de maiores dimensões entre o ponto b e o ponto c. O perfil apresenta uma sobrelevação de 75x e as escalas horizontal e vertical estão em metros e variam respectivamente entre 0 e 120km e 0 e -200m.

O talude pode ser dividido em quatro sub-zonas elevadas: promontório Afonso de Albuquerque (PAA), promontório dos príncipes de Avis (PPA), planalto Pereira de Sousa (PPS) e planalto Marquês de Pombal (PMP) e por uma depressão; a bacia Infante D. Henrique (BIDH) (figura 4.10).

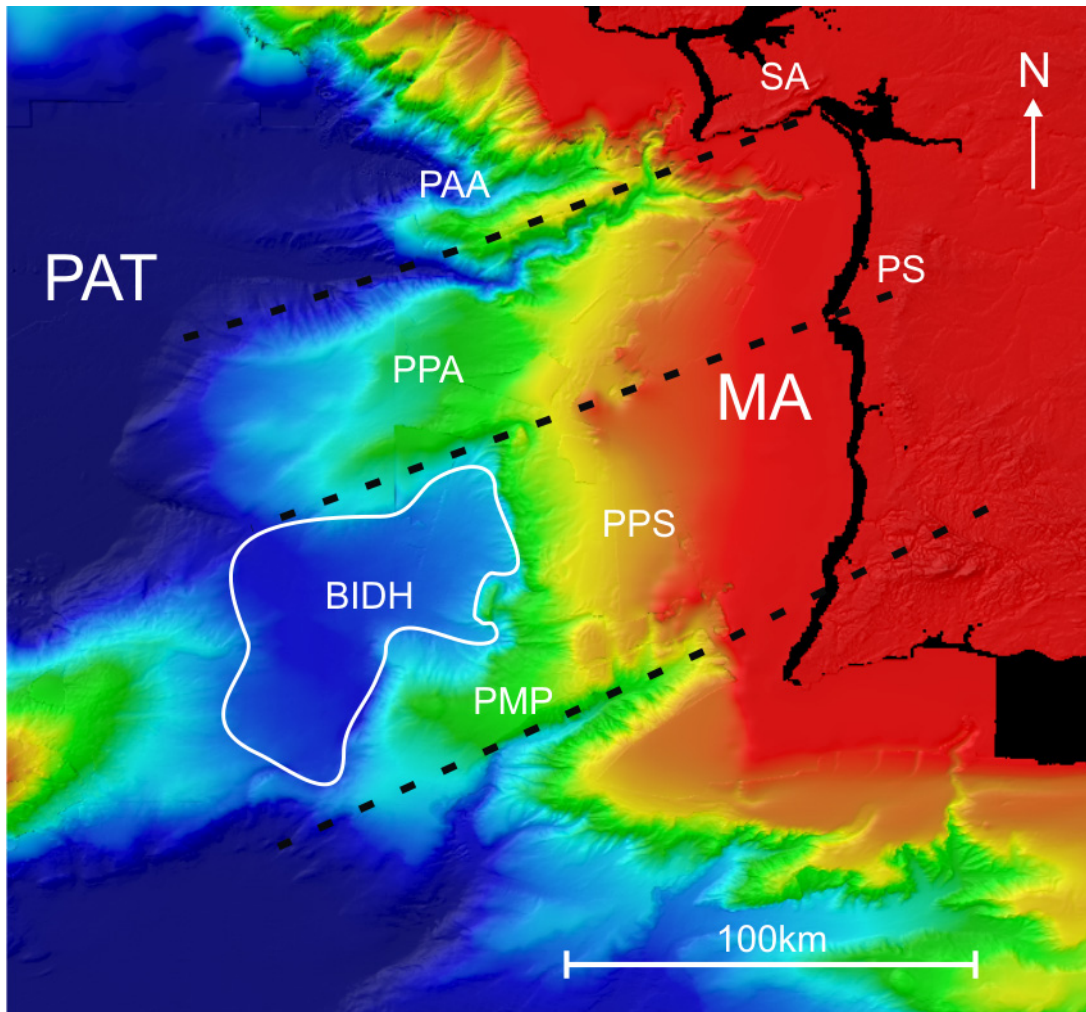


Figura 4.10: Características morfológicas da zona da Margem Alentejana onde se observa o paralelismo dos lineamentos assinalados a tracejado. PAT– Planície Abissal do Tejo; MA – Margem do Alentejo; PAA – Promontório Afonso de Albuquerque; PPA – Promontório Príncipes de Avis; PPS – Planalto Pereira de Sousa; PMP – Planalto Marquês de Pombal; BIDH – Bacia Inante D. Henrique; SA – Serra da Arrábida; PS – Promontório de Sines.

O PAA, também considerado como a continuação submarina do relevo emerso da serra da Arrábida, é um relevo alongado segundo uma direcção NE-SW e separa o canhão de Cascais do canhão de Lisboa-Setúbal. As suas vertentes são ligeiramente assimétricas, com um comando de 1500 m e declive de 13° na vertente norte e um comando de 1800 m e declive 15° na vertente sul (figura 4.11).

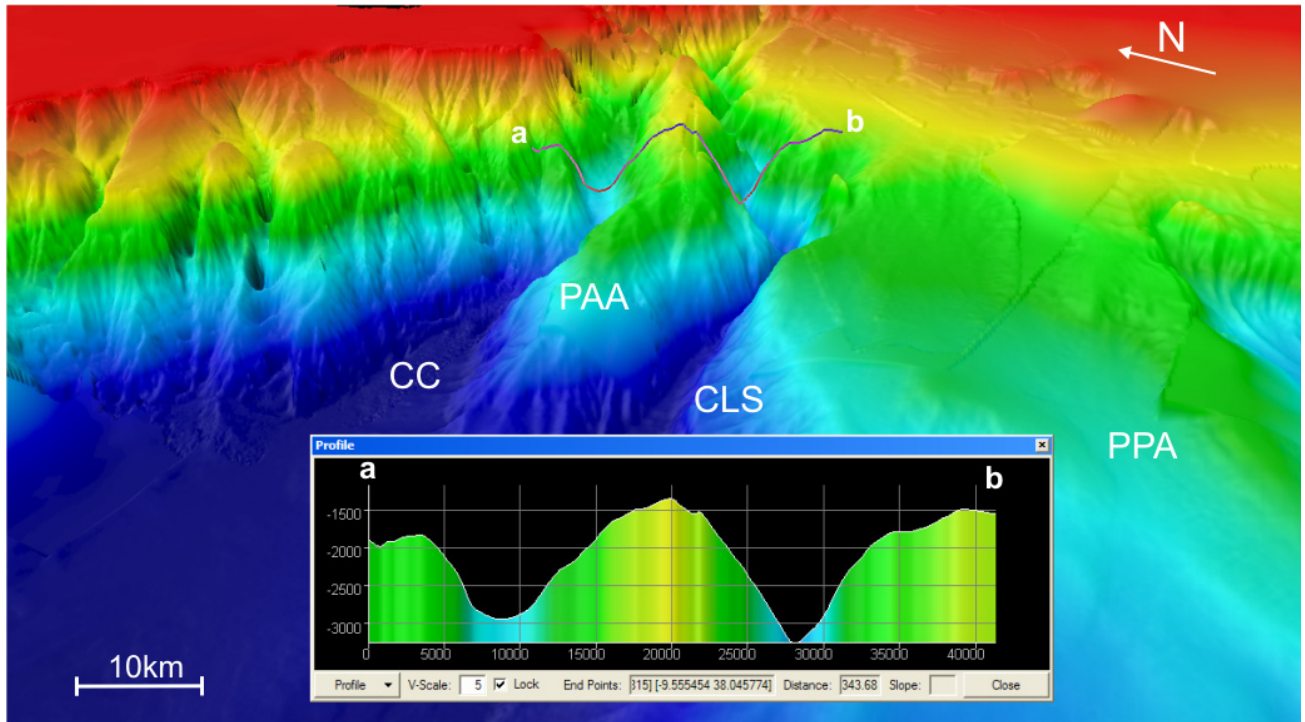


Figura 4.11: Aspectos morfológicos do promontório Afonso de Albuquerque. O perfil mostra que o encaixe do canhão de Lisboa-Setúbal é maior do que o encaixe do canhão de Cascais. A escala vertical varia entre -1500m e -3000m e está sobrelevada 5x.

O PPA apresenta uma forma alongada com cerca de 100 km de extensão segundo uma direcção NE-SW. O seu topo varia entre os - 1500 m e os -5000 m de profundidade e o seu declive médio anda na ordem dos 2º segundo a direcção NE-SW. A sua vertente a norte corresponde à vertente sul do canhão de Setúbal e apresenta um declive que varia entre 6º a montante e 3º a jusante do canhão. A sua vertente sul corresponde ao limite norte da BIDH e apresenta um declive que varia de 4.5º a NE e 3.5º a SW (figura 4.12).

A SW, na zona de contacto com a PAT, o promontório apresenta duas formas elevadas e alongadas que correspondem à expressão morfológica de duas falhas inversas, e um canal, que separa o PPA do BG, e que drena os sedimentos da BIDH para a PAT. Este canal apresenta uma morfologia em forma de escada com os degraus a formarem fossos circulares fazendo lembrar as marmitas de gigantes (figura 4.12).

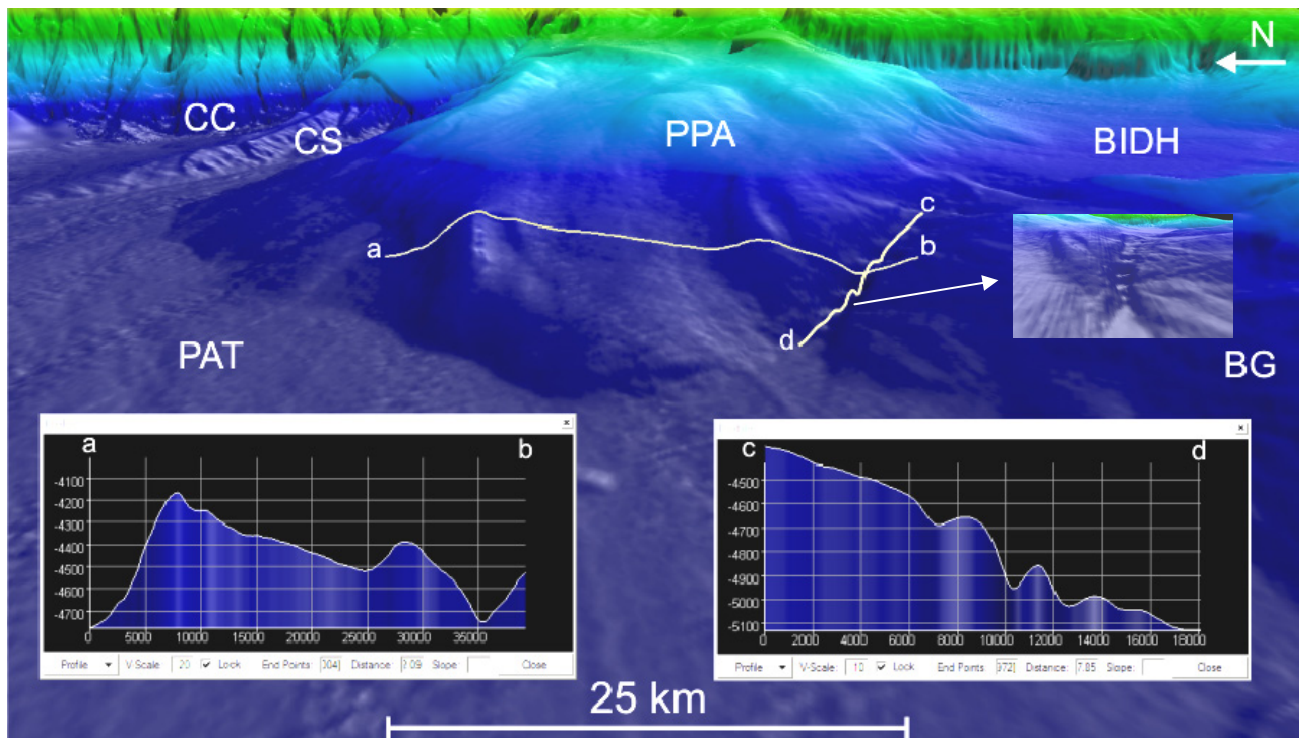


Figura 4.12: Aspectos morfológicos da zona terminal do Promontório dos Príncipes de Avis (PPA) (perfil a-b) e do canal que drena os sedimentos da Bacia Infante D. Henrique (BIDH) (perfil c-d). As escalas horizontais e verticais dos perfis encontram-se em metros e a sobrelevação é de 20x para o perfil a-b e 10x para o perfil c-d. PAT- Planície Abissal do Tejo; BG- Banco de Gorringe; CC- Canhão de Cascais; CS- Canhão de Setúbal.

A BIDH é uma depressão confinada pelos seguintes relevos maiores PPA, BG, PPS, PMP. Apresenta um perímetro aproximado de 300 km, tem uma área com cerca de 3.500 km² e a sua profundidade varia entre os -3200 m do lado norte e os -4000 m do lado sul.

A passagem do talude a oeste para a BIDH dá-se através de uma vertente bastante abrupta de direcção N-S, um declive médio de 14°, um comando de 1000 m e um comprimento de 50 km pela qual se faz a drenagem de parte dos sedimentos da Planície Alentejana e que se encontra identificada como a escarpa da falha Pereira de Sousa (figura 4.13).

A BIDH recebe dos relevos adjacentes, mas principalmente dos planaltos Marquês de Pombal e Pereira de Sousa, abundantes descargas de massa, turbidíticas, detríticas e de deslizamentos gravíticos (Gràcia *et al.*, 2003, Terrinha *et al.*, 2003).

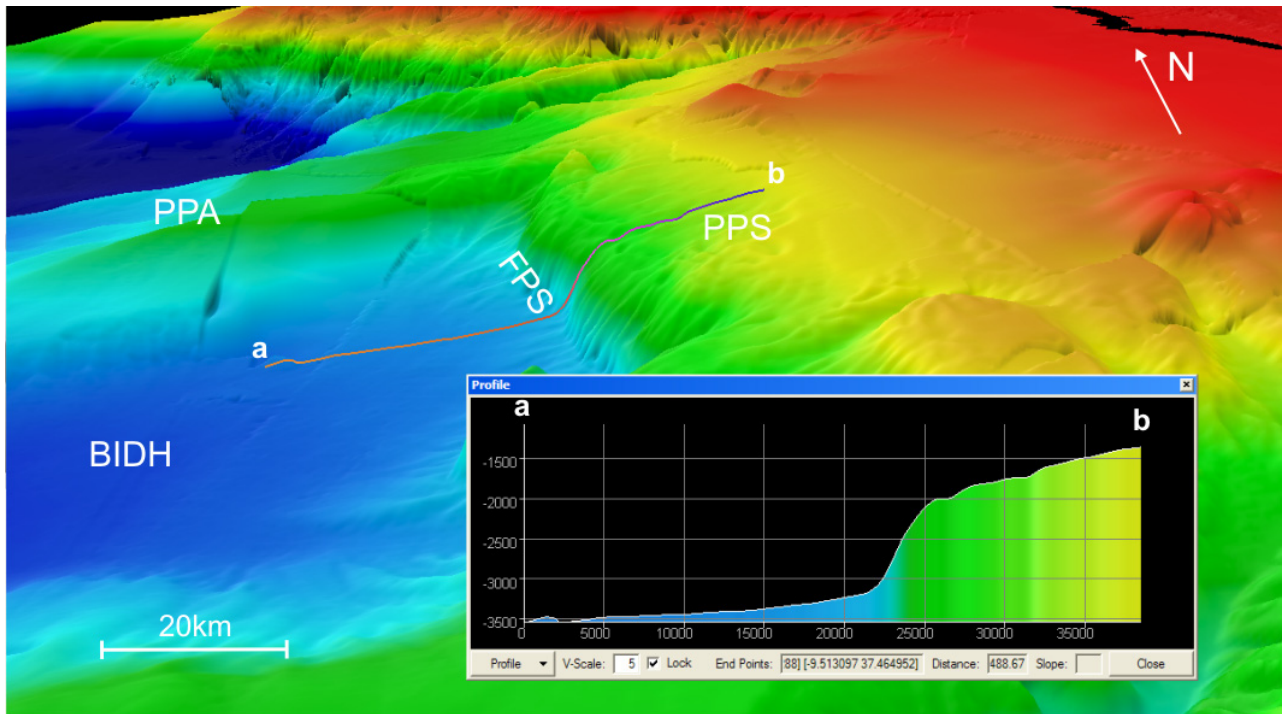


Figura 4.13: Morfologia da escarpa de falha Pereira de Sousa (FPS). BIDH – Bacia Infante D. Henrique; PPA – Promontório Príncipes de Avis; PPS – Planalto Pereira de Sousa. A escala vertical do perfil varia entre -1500m e -3500m e está sobrelevada 5x.

Estes produtos sedimentares deixam as suas marcas morfológicas apenas detectáveis em registos de sonar lateral e sondas multi-feixe, por serem de pequena amplitude vertical embora possam exceder em continuidade longitudinal as duas dezenas de quilómetros.

4.6. Mapa de Declives

A análise deste mapa mostra que a Pat apresenta valores de declive inferiores a 5° (Figura 4.14). Os valores mais elevados situam-se em zonas que correspondem a escarpas de erosão associadas aos canhões ou de exposição de rochas de estratigrafia mais antiga e, por conseguinte, mais dura (resistente à erosão), p.ex. a falha pereira de Sousa.

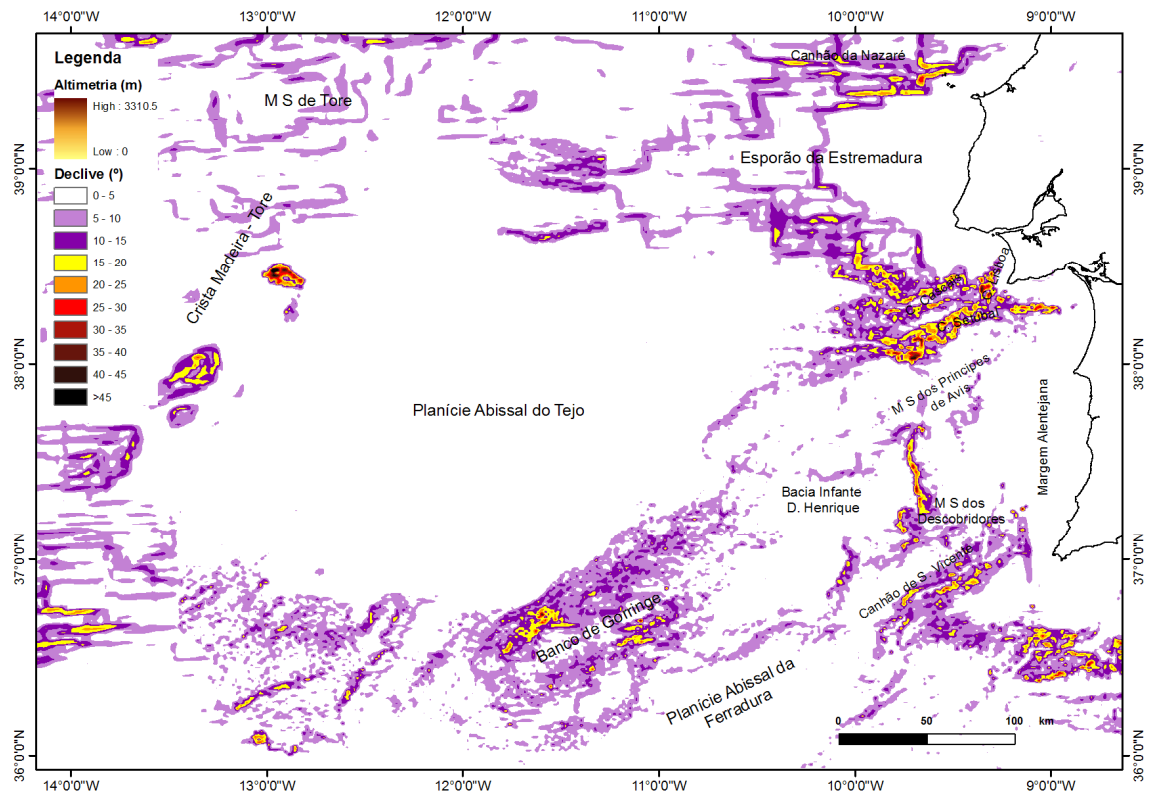


Figura 4.14: Mapa de declives da Planície Abissal do Tejo e áreas envolventes

As estruturas elípticas da CMT que poderão ser de origem vulcânica também apresentam valores de declives elevados. Os cavalgamentos mais importantes têm associados valores entre 5° e 15° como é o caso das frentes de cavalgamento (Gorringe e Marques de Pombal e PPA). No caso do Gorringe, o lado sul da sua vertente NW apresenta os valores mais elevados de declive (entre 15° e 25°) (Figura 4.14). Como foi observado anteriormente a vertente NW do BG tem tendência a gerar escorregamentos de terra.

Na zona terminal do EE e no MSH observam-se valores de declive entre 5° e 15° que pela geometria da sua disposição podem estar associados a escarpas de falhas.

5. Sismostratigrafia

Para a calibração cronostratigráfica das linhas sísmicas efectuada na área em estudo foi necessário recorrer aos trabalhos de outros autores, uma vez que, não existem na região sondagens que possam datar os horizontes interpretados. Recorreu-se ao trabalho de Roque (2007) e seleccionaram-se os horizontes com informação relevante para o processo de calibração, identificados por este autor no perfil MCS AR10 (figura 5.1). Foram escolhidos os seguintes horizontes: base do Miocénico superior (M2), base do Pliocénico inferior (P), base do Pliocénico superior (P2), base do Plistocénico (P5).

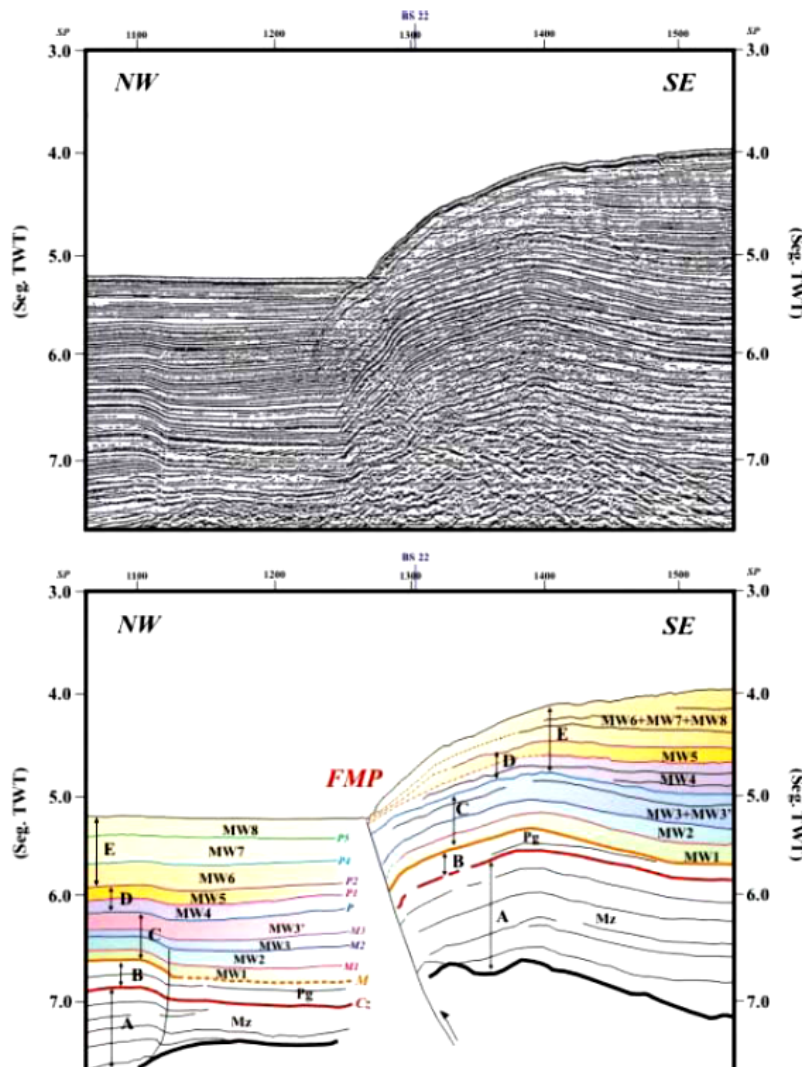


Figura 5.1: Pormenor do perfil MCS AR10 retirado de Roque (2007) que foi utilizado para a calibração dos horizontes identificados no presente trabalho.

5.1. Caracterização dos horizontes e das Unidades sísmicas

Base do Miocénico Superior (H1) – Este horizonte é caracterizado por uma reflexão que apresenta boa continuidade lateral e boa amplitude.

Base do Pliocénico inferior (H2)– De uma forma geral este horizonte é caracterizado por uma reflexão com boa amplitude e boa continuidade lateral podendo por vezes apresentar amplitudes moderadas.

Base do Pliocénico Superior (H3) – Este horizonte é caracterizado por uma reflexão que apresenta boa continuidade lateral e amplitude moderada.

Base do Plistocénico (H4) – Este horizonte é caracterizado por uma reflexão que apresenta boa continuidade lateral e boa amplitude.

A identificação destes horizontes permitiu individualizar quatro unidades sísmicas, designadas da mais antiga para a mais recente U1 a U4, e que apresentam as seguintes características (Figura 5.2)

Unidade U1 – Esta unidade é limitada a muro pelo horizonte H1 e a tecto pelo horizonte H2 e corresponde a sedimentos do Miocénico superior. As reflexões que caracterizam esta unidade são paralelas a sub-paralelas e apresentam, de uma forma geral, boas amplitudes e boa continuidade lateral. Apresenta uma forma que varia entre tabular e tabular ondulada.

Unidade U2 – Esta unidade é limitada a muro pelo horizonte H2 e a tecto pelo horizonte H3 e corresponde a sedimentos do Pliocénico inferior. As reflexões que caracterizam esta unidade diferem, da base para o topo, de reflexões com amplitude e continuidade lateral moderada passando por reflexões com boa continuidade e boa amplitude e terminando com reflexões que apresentam fraca amplitude e continuidade lateral. Estas características das suas reflexões internas dão a esta unidade uma configuração interna que varia entre sub-paralela e semi-transparente. A sua forma varia entre tabular e tabular ondulada.

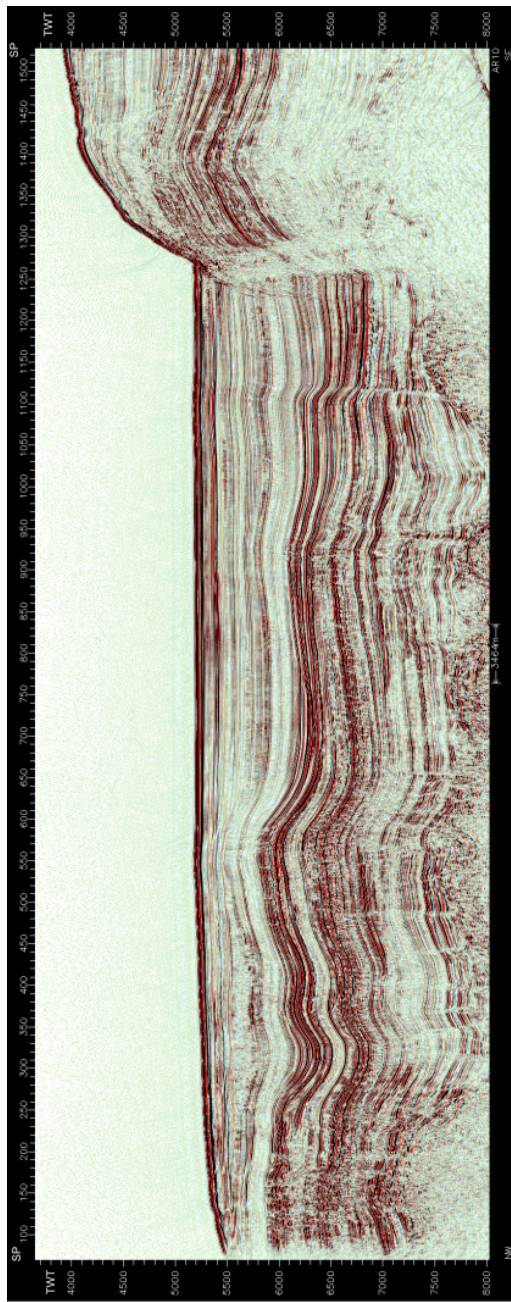
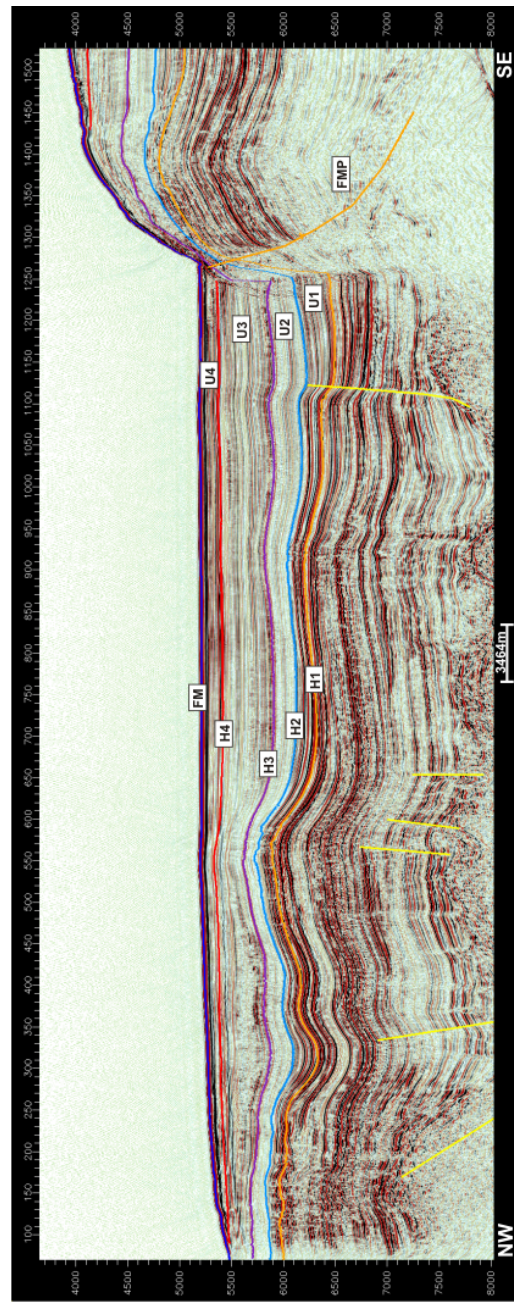


Figura 5.2: Excerto do perfil MCS AR-10 com a interpretação estratigráfica dos horizontes e das unidades identificadas



Unidade U3 – Esta unidade é limitada a muro pelo horizonte H3 e a tecto pelo horizonte H4 e corresponde a sedimentos do Pliocénico Superior. É caracterizada por reflexões que mostram uma continuidade lateral e uma amplitude moderada. A sua configuração interna varia entre níveis paralelos a sub-paralelos e níveis semi-transparentes. Apresenta uma forma geral tabular.

Unidade U4 – Esta unidade é limitada a muro pelo horizonte H4 e a tecto pelo fundo do mar (FM) e corresponde a sedimentos do período Quaternário. As suas reflexões internas apresentam uma boa amplitude e uma boa continuidade lateral. A sua configuração interna é paralela e a sua forma geral é tabular.

5.2. Percurso de Calibração

Para a cartografia dos horizontes que permitiram a individualização das unidades sísmicas acima descritas foi necessário seguir um percurso de calibração de acordo com a malha de perfis MCS existente (figura 5.3), com início no perfil sísmico AR-10.

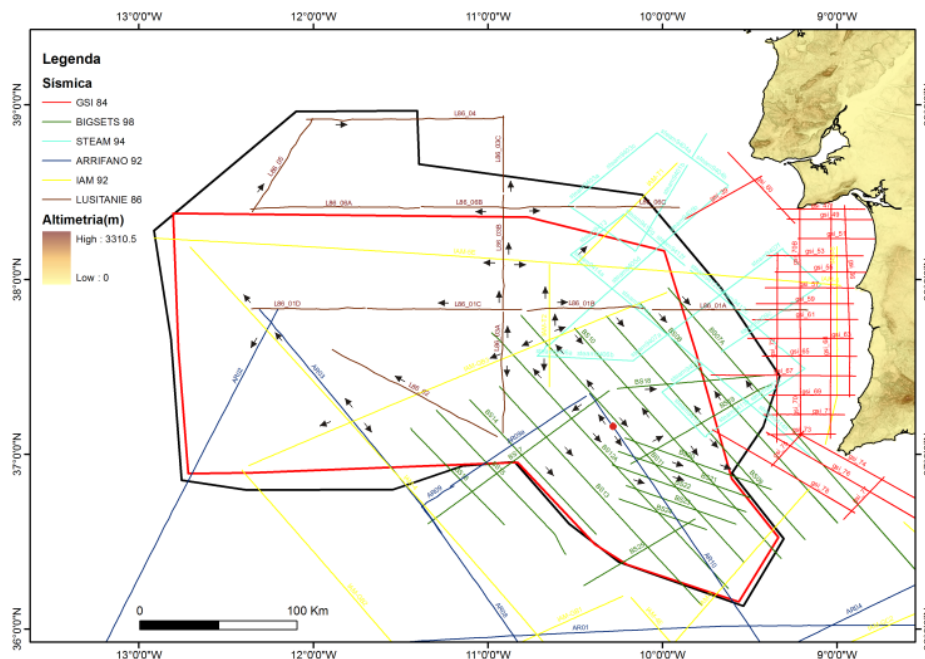


Figura 5.3: Mapa com percurso de calibração utilizado e áreas com informação sismostratigráfica usada na elaboração dos mapas de isobatas e isopacas. A área a vermelho corresponde à informação relativa ao horizonte Base do Plistocénico (para uma melhor identificação dos perfis ver mapa da figura 3.3).

A cartografia dos horizontes e das unidades sísmicas apresenta um maior grau de confiança, nas zonas meridional e oriental devido à maior concentração de perfis MCS nestas áreas (figura 5.3). É assim possível um maior cruzamento da informação, podendo ser cartografados objectos com dimensões na ordem dos 25 km. Em contrapartida a área setentrional e ocidental apresentam um maior grau de incerteza onde o menor dos objectos cartografados apresenta dimensões na ordem dos 60 km. Não foi possível a cartografia do horizonte Base do Plistocénico na área mais a norte porque, nos perfis MCS aí presentes, a sua proximidade com o fundo do mar ser semelhante à resolução vertical dos perfis. Deduz-se, conseqüentemente, que a espessura de sedimentos do Quaternário nesta zona, seja reduzida, i.e. inferior a 100 ms TWT, aproximadamente.

A interpretação dos perfis de sísmica multicanal e a cartografia dos horizontes sismostratigráficos permitiram a elaboração de alguns mapas de Isolinhas (Mapas com linhas que unem pontos à mesma profundidade – Mapas de Isobatas e mapas com linhas que unem pontos com a mesma espessura – Mapas de Isopacas). Para a elaboração destes mapas foi utilizado um algoritmo de interpolação da extensão Spatial Analyst do software ArcGis versão 9.3 da ESRI. As unidades utilizadas na elaboração dos mapas foram mili-segundos em tempo duplo, ms TWT (Two Ways Travel Time), uma vez que, para transformar tempo em profundidade, seria necessário o conhecimento das velocidades de propagação do som nos sedimentos aí existentes.

5.3. Mapas de Isobatas.

O padrão do mapa de isobatas para o horizonte da base do Miocénico Superior (H1) apresenta bastante semelhança com a morfologia existente na actualidade (figura 5.4, comparar com figura 3.2).

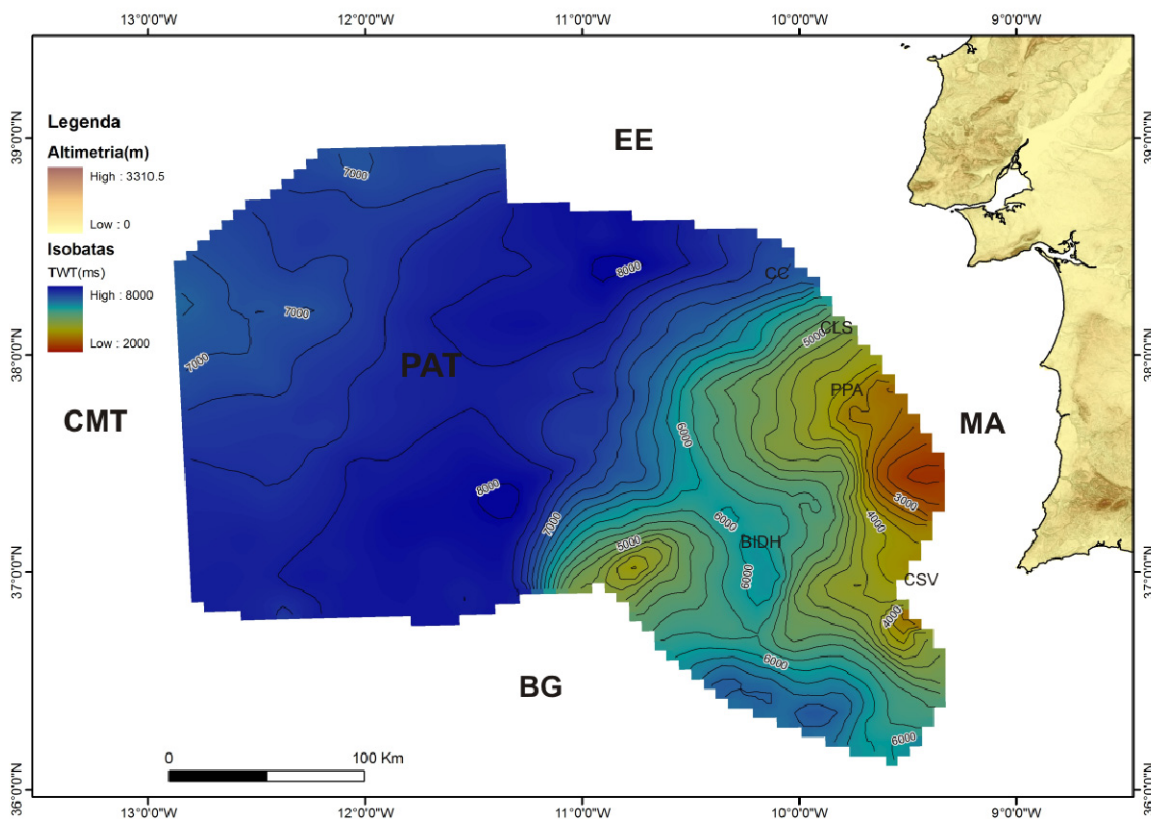


Figura 5.4: Mapa de isobatas para o horizonte base do Miocénico Superior. O espaçamento das isobatas é de 250 ms TWT. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Gorringe; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório dos Príncipes de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique.

A PAT encontra-se definida na zona onde o horizonte apresenta maior profundidade. A zona correspondente à Margem do Alentejo apresenta-se com o promontório do Príncipe de Avis bem definido assim como a bacia Infante D. Henrique. O Banco de Gorringe, embora não representado na sua totalidade, apresenta o seu extremo nordeste já definido assim como o canal existente entre este e o promontório dos Príncipes de Avis. A zona dos canhões de Cascais e Setúbal-Lisboa parece confluir num único canal, embora na zona de contacto entre o PPA e a PAT pareça existir um canal incipiente localizado sob o actual Canhão de Setúbal-Lisboa.

O mapa de isobatas para o horizonte Base do Pliocénico inferior (H2) não apresenta grandes diferenças em relação ao mapa anterior, do Miocénico Superior (H1, figura 5.5). Observa-se uma

ligeira diminuição de profundidade na PAT começando a desenvolver-se, a sul, uma zona de maior profundidade. A norte parece começar a desenvolver-se um relevo na zona do EE e começa a haver maior evidências de um canal precursor do actual Canhão de Lisboa-Setúbal.

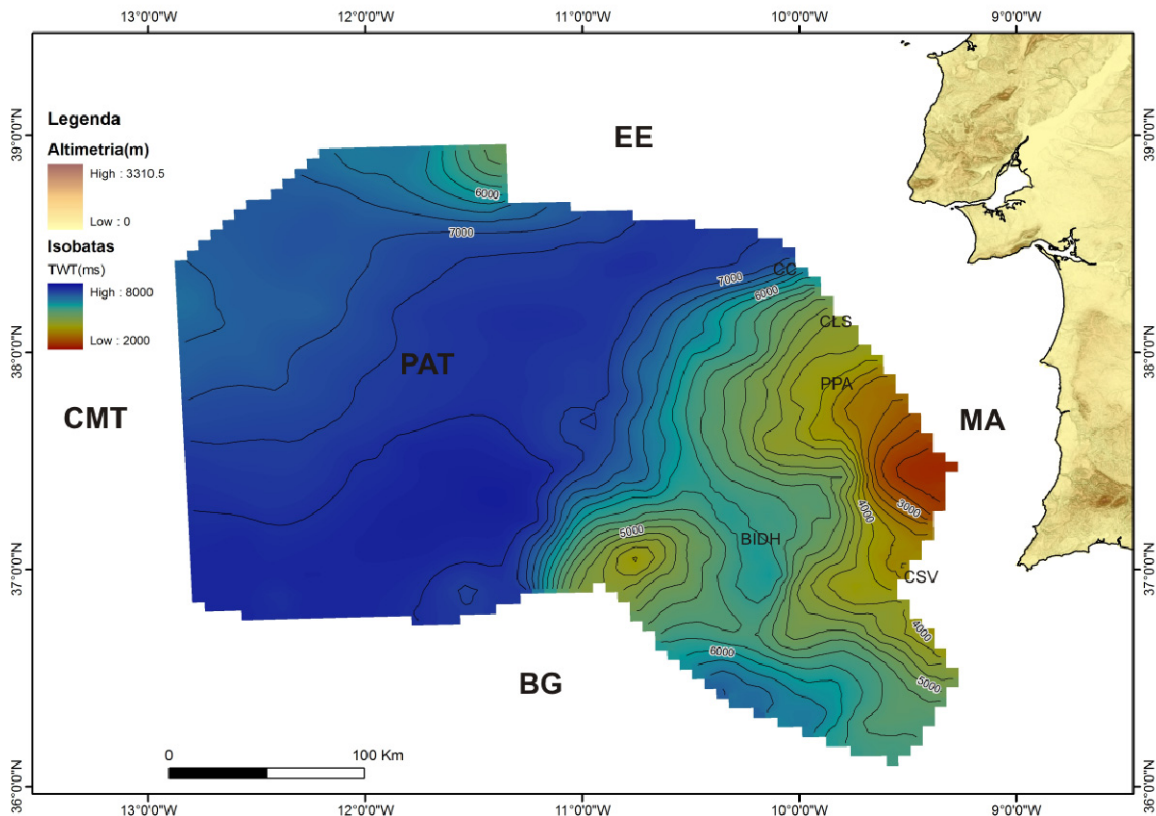


Figura 5.5: Mapa de isobatas para o horizonte base do Pliocénico inferior. O espaçamento das isobatas é de 250 ms TWT. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Gorrington; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório dos Príncipes de Avis; BIDH – Baía Infante D. Henrique.

O mapa de isobatas para o horizonte Base do Pliocénico Superior (H3) apresenta uma morfologia em conformidade com o mapa anterior, Base do Pliocénico inferior (H2, figura 5.6). Continuação da definição da zona de maior profundidade a sul da PAT e do desenvolvimento dos relevos a norte da mesma, designadamente, a zona terminal do EE. Começa a definir-se o canal do Canhão de Lisboa-Setúbal.

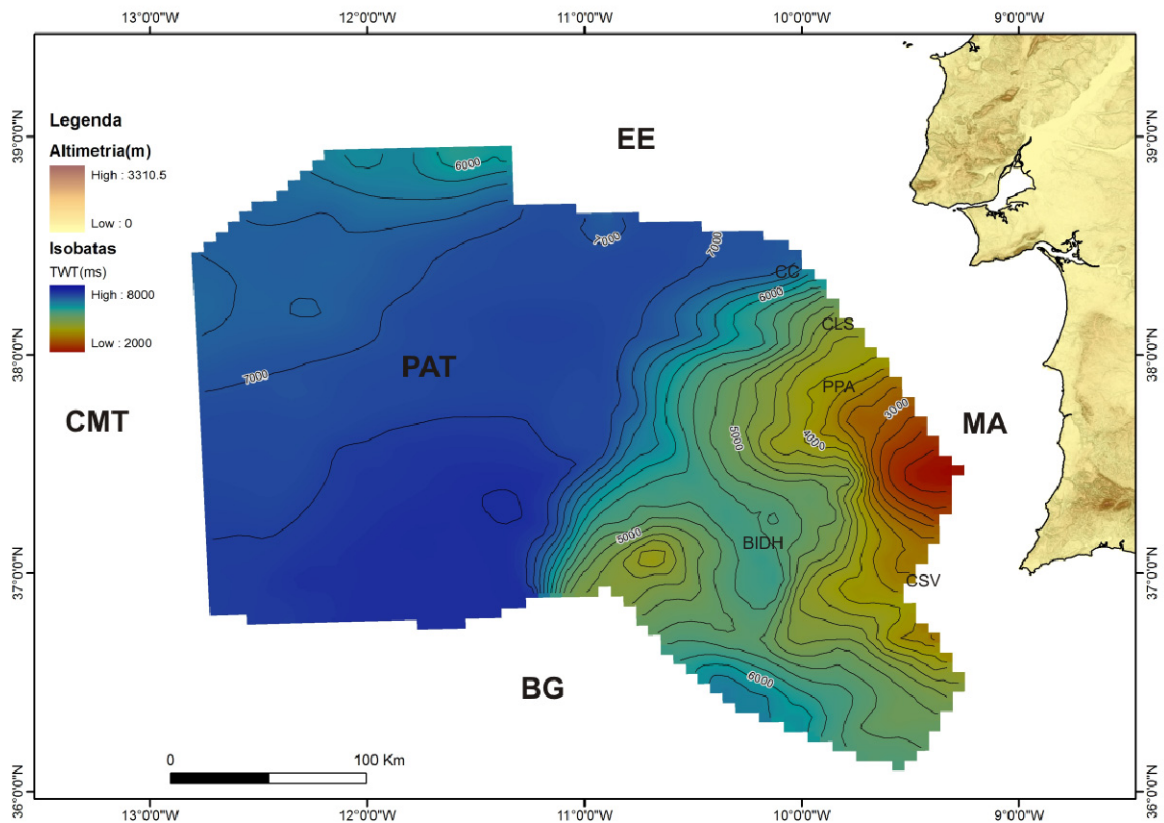


Figura 5.6: Mapa de isobatas para o horizonte base do Pliocénico Superior. O espaçamento das isobatas é de 250 ms TWTT. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Gorringe; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório dos Príncipes de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique.

O mapa de isobatas do horizonte Base do Plistocénico (H4) apresenta uma morfologia idêntica à do fundo do mar actual (figura 5.7).

A zona de maior profundidade da PAT está bem definida a sul, o canal do canhão de Setúbal-Lisboa está bem marcado na morfologia e começa a diferenciar-se o promontório que separa os dois canhões. A bacia Infante D. Henrique apresenta uma morfologia semelhante à actual e o canal que serve de drenagem dos sedimentos desta bacia para a PAT apresenta-se já bem definido.

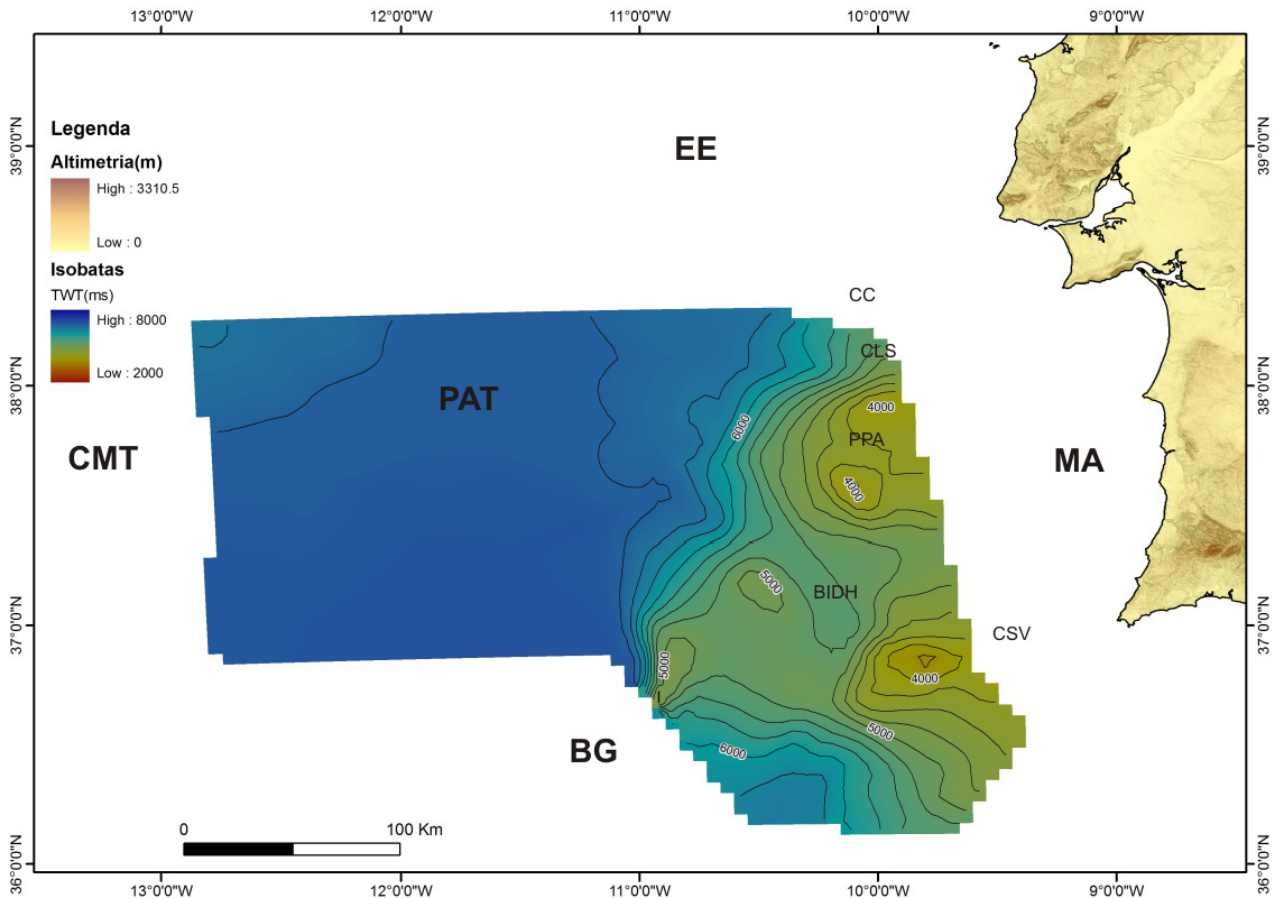


Figura 5.7: Mapa de isobatas para o horizonte base do Plistocénico. O espaçamento das isobatas é de 250 ms TWT. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Gorringe; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório dos Príncipes de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique.

5.4. Mapas de Isopacas

O mapa de isopacas da unidade sísmica do Miocénico superior (U1) resulta do cálculo da diferença entre a profundidade dos horizontes Base do Miocénico Superior (H1) e Base do Pliocénico inferior (H2), obtendo-se assim um mapa com a espessura de sedimentos para o Miocénico superior (figura 5.8). De acordo com este mapa observa-se que esta unidade tem espessura reduzida apresentando os seus valores máximos (600 a 800 ms twt) de maior volume

na zona norte da PAT junto ao EE. Apresenta ainda, uma zona de espessura bastante reduzida (100 ms twt), com uma orientação NE-SW entre a PAT e a MA.

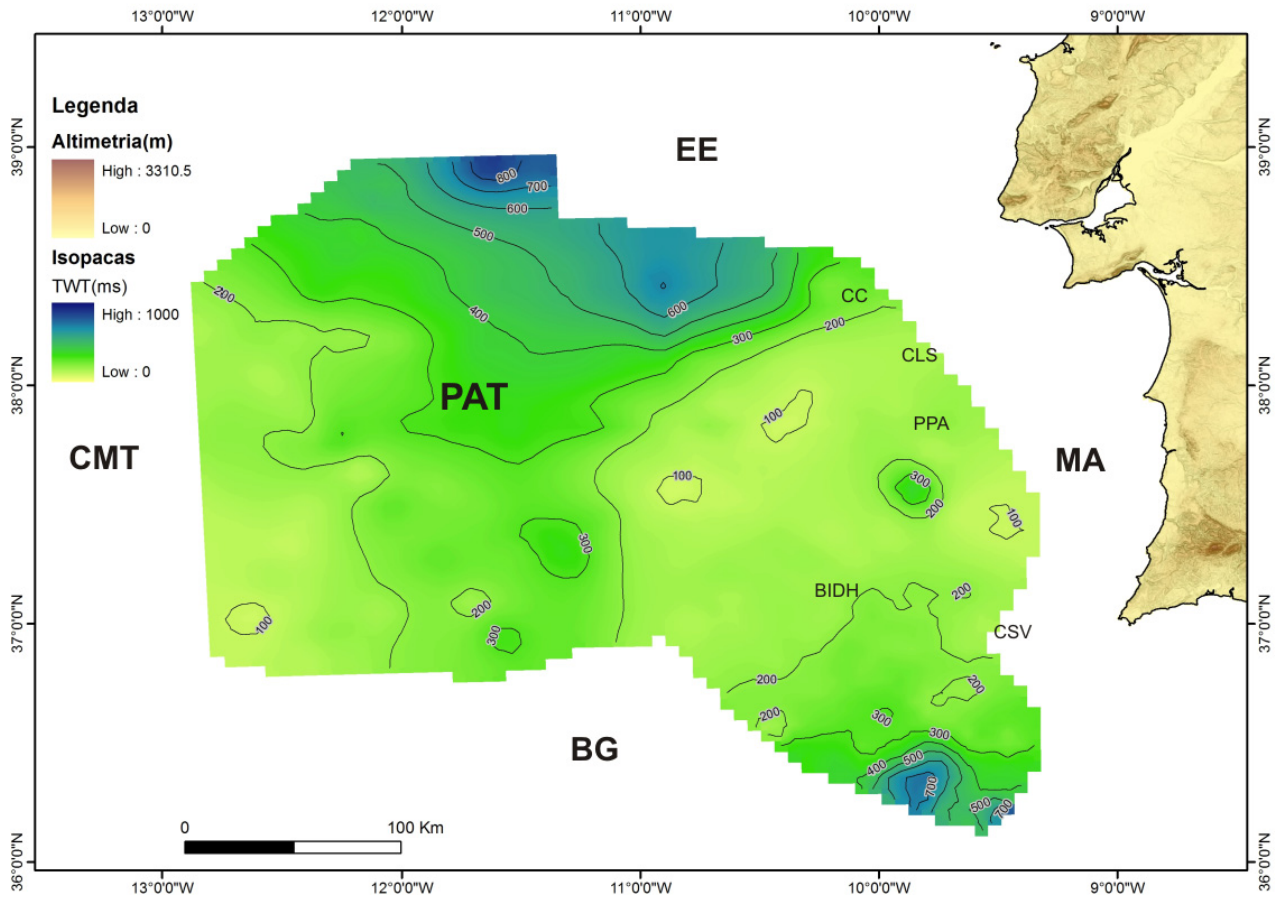


Figura 5.8: Mapa de isopacas para a Unidade Miocénico Superior (U1). O espaçamento das isopacas é de 100 ms TWT. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Gorringe; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório dos Príncipes de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique.

Foi elaborado um mapa de isopacas para o conjunto das unidades sísmicas U2, U3 e U4 referentes aos sedimentos de idade Plio-Quaternário (figura 5.9) por ser o objecto de estudo neste trabalho e por representar, em tempo geológico, valores da ordem de grandeza da unidade anterior, permitindo deste modo uma melhor comparação com o mapa anterior.

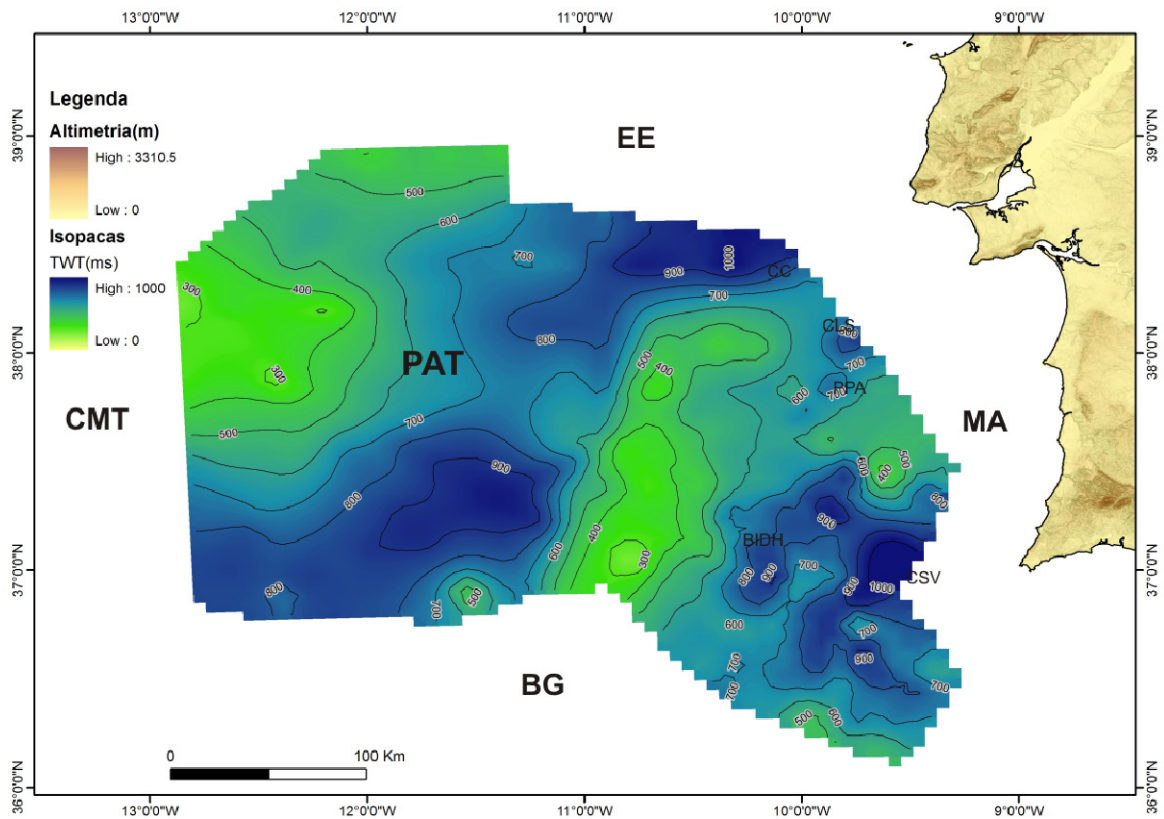


Figura 5.9: Mapa de isopacas para a Unidade Plio-Quaternário. O espaçamento das isopacas é de 100 ms TWT. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Goringe; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório dos Príncipes de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique.

Este mapa resulta do cálculo da diferença entre a profundidade do horizonte (H2) base do Pliocénico inferior e o fundo do mar. Nele observa-se a existência de três depocentros distintos, localizados, dois na PAT e um na BIDH. A oeste da PAT e entre esta e a BIDH ocorrem duas zonas de espessura mais reduzida com uma direcção preferencial NNE-SSW.

O mapa de isopacas da unidade Pliocénico inferior resulta do cálculo da diferença entre a profundidade do horizonte base do Pliocénico inferior (H2) e do horizonte base do Pliocénico superior (H3) (figura 5.10). Apresenta, de um modo geral, espessuras reduzidas embora se note um aumento de sedimentação nas zonas norte e centro da PAT, na zona sul da BIDH e na zona do canhão de S. Vicente.

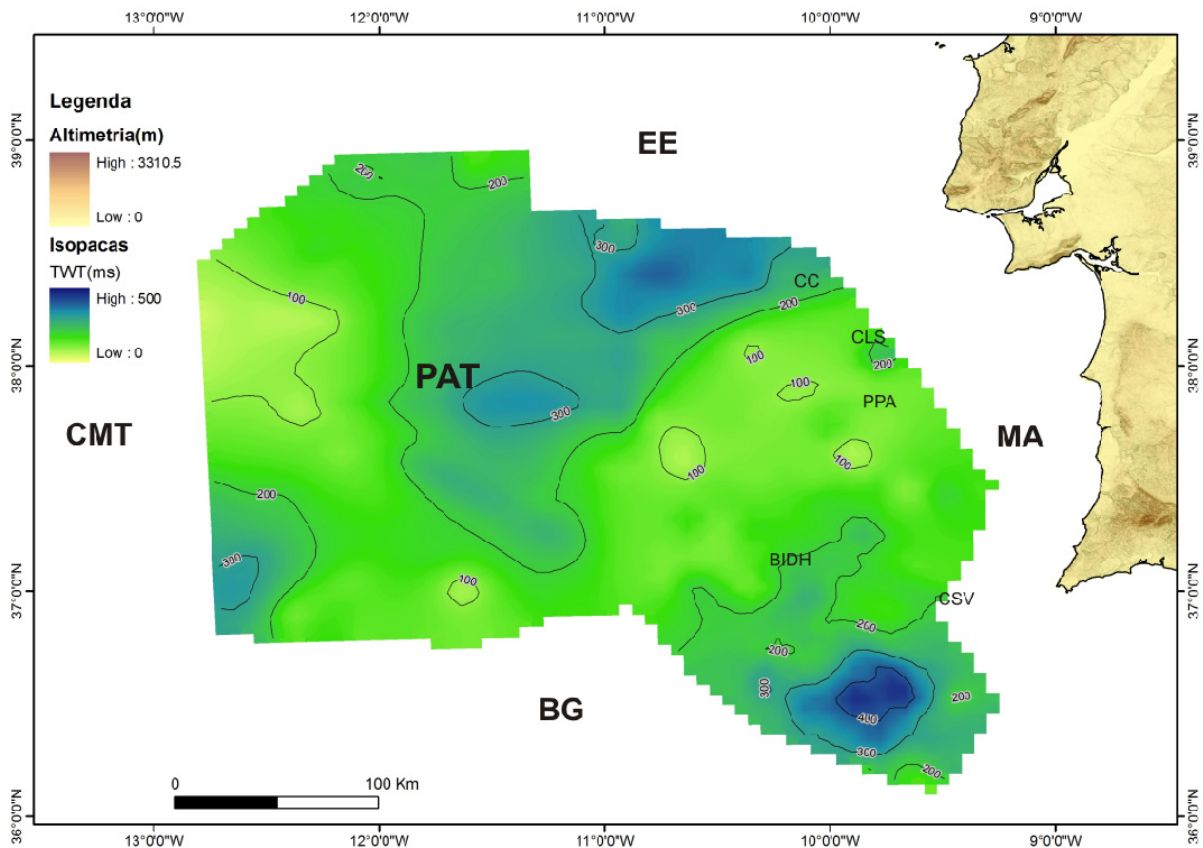


Figura 5.10: Mapa de isopacas para a Unidade Pliocénico inferior. O espaçamento das isopacas é de 100 ms TWT. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Gorringe; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório dos Príncipes de Avis; BJDH – Bacia Infante D. Henrique.

O mapa de isopacas da unidade Pliocénico superior resulta do cálculo da diferença entre a profundidade do horizonte base do Pliocénico superior (H3) e do horizonte base do Plistocénico (H4) (figura 5.11). Pela dificuldade em cartografar o horizonte base do Plistocénico na zona norte da área relacionada com a falta de dados e com a baixa resolução dos perfis existentes, este mapa apresenta uma menor área interpretada. É possível observar neste mapa que há um aumento significativo da espessura de sedimentos na zona sul da PAT e na zona sudeste da BJDH. Estas duas zonas encontram-se separadas por uma zona de espessura mais reduzida com orientação NNE-SSW que por sua vez está cortada pelo canal que liga a BJDH à PAT.

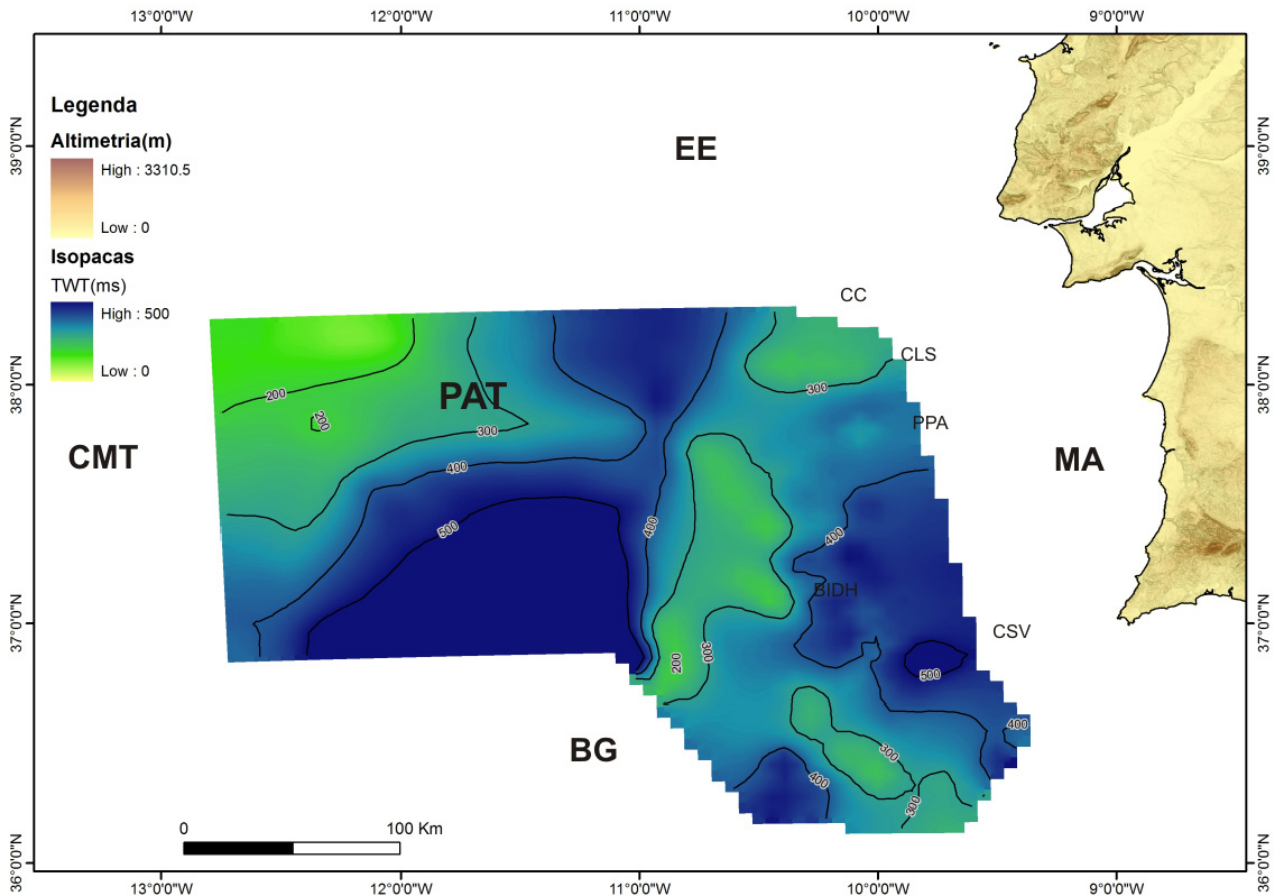


Figura 5.11: Mapa de isopacas para a Unidade Pliocénico superior. O espaçamento das isopacas é de 100 ms TWT. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Gorringe; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório dos Príncipes de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique.

O mapa de Isopacas para a unidade Quaternário resulta do cálculo da diferença entre a profundidade do horizonte base do Plistocénico (H4) e do horizonte fundo do mar (figura 5.12). As zonas com maior espessura de sedimentos encontram-se na zona sul da PAT e na zona da BIDH. Na extremidade SW do promontório dos Príncipes de Avis observa-se uma zona com espessura de sedimentos bastante reduzida com uma forma ligeiramente alongada segundo a direcção NW-SE.

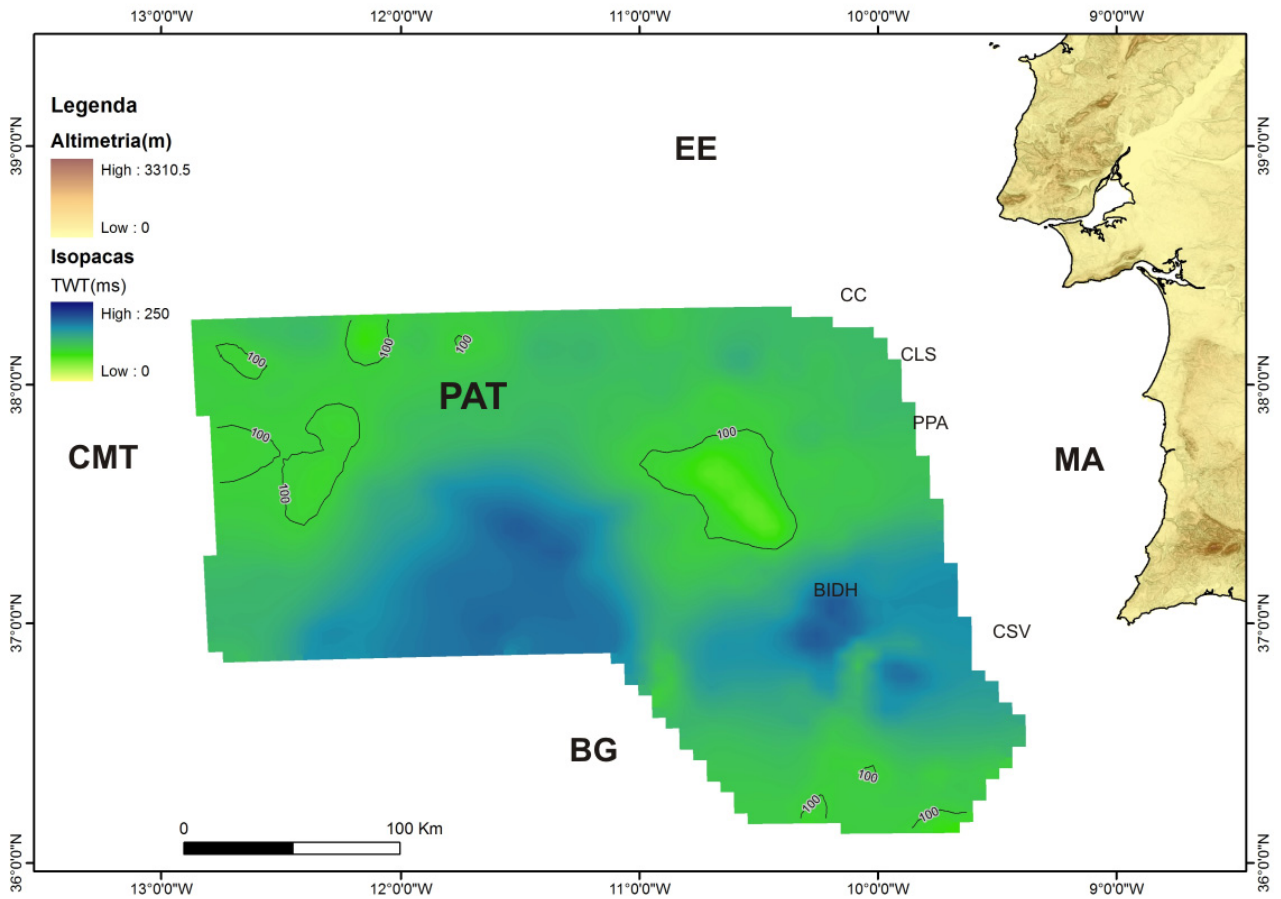


Figura 5.12: Mapa de isopacas para a Unidade Quaternário. O espaçamento das isopacas é de 100 ms TWT. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Goringe; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório dos Príncipes de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique.

6. Estruturas Activas no Quaternário

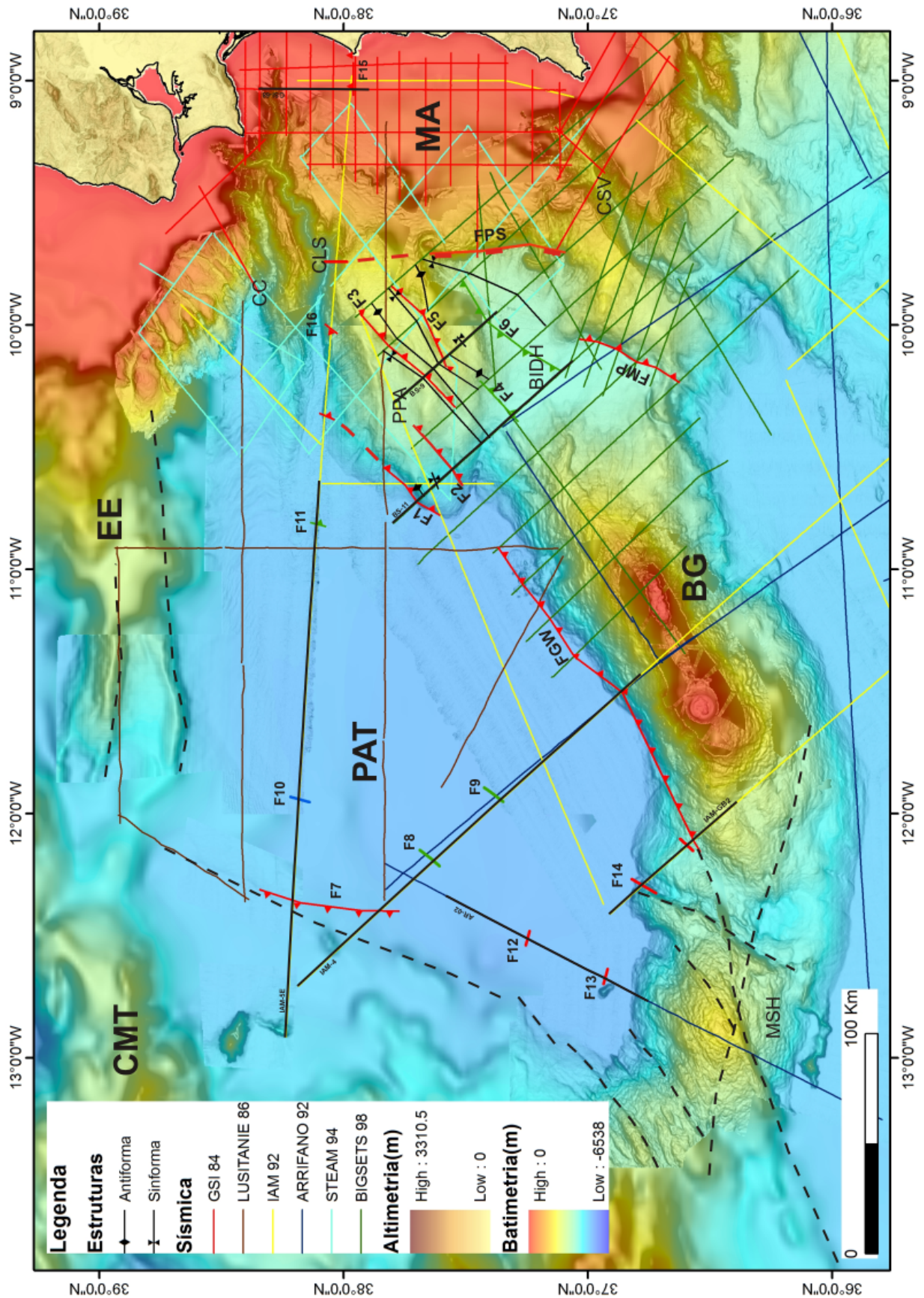




Figura 6.1: (página anterior) Mapa com as estruturas cartografadas com base na interpretação sismostratigráfica. PAT – Planície Abissal do Tejo; EE – Esporão da Estremadura; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Gorringe; MA – Margem do Alentejo; CC – Canhão de Cascais; CLS – Canhão de Lisboa-Setúbal; CSV – Canhão de São Vicente; PPA – Promontório Príncipes de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique; FGW – Falha de Gorringe oeste; FMP – Falha Marquês de Pombal; FPS – Falha Pereira de Sousa. F1 a F6 – Falhas no PPA. A tracejado estão representados os lineamentos observados na batimetria. As falhas a vermelho mostram evidências de movimentação no Quaternário; as falhas a verde mostram evidências de movimentação até ao Pliocénico.  – Falha inversa;  - Falha normal

A interpretação sismostratigráfica permitiu identificar e cartografar um conjunto de estruturas que mostram estarem relacionadas com a génese da Planície Abissal do Tejo (PAT) e das morfologias envolventes. Foram consideradas as estruturas que apresentavam evidências de movimentações durante o regime tectónico actual.

Apesar de alguns lineamentos apresentarem expressão morfológica no mapa batimétrico, a malha de perfis sísmicos não é suficientemente densa para que essas estruturas apresentem expressão cartográfica.

Para caracterizar de uma forma geral as estruturas presentes na PAT foram usados os perfis MCS IAM-4 e IAM-5E.

O perfil MCS IAM-4 (figura 6.1 e 6.2) atravessa toda a PAT desde o BG até à CMT segundo uma direcção NW-SE. Pode-se observar neste perfil que o soco se encontra afectado por um conjunto de falhas normais com inclinações dominantes para NW. Do soco até ao horizonte H1 encontra-se um conjunto de reflexões que definem várias unidades com espessura e forma variadas. Acima deste horizonte observa-se um conjunto de unidades U1 a U4 caracterizadas por apresentarem uma diminuição de espessura de SE para NW. Os dobramentos provocados nos sedimentos depositados até H1 mostram que as falhas normais F7 e F8 sofreram inversão do seu movimento durante o período de tempo compreendido entre o soco e H1. A falha F9 deforma toda a sucessão de sedimentos até ao fundo do mar mostrando assim evidências de movimentação desde o Miocénico superior até actualidade.

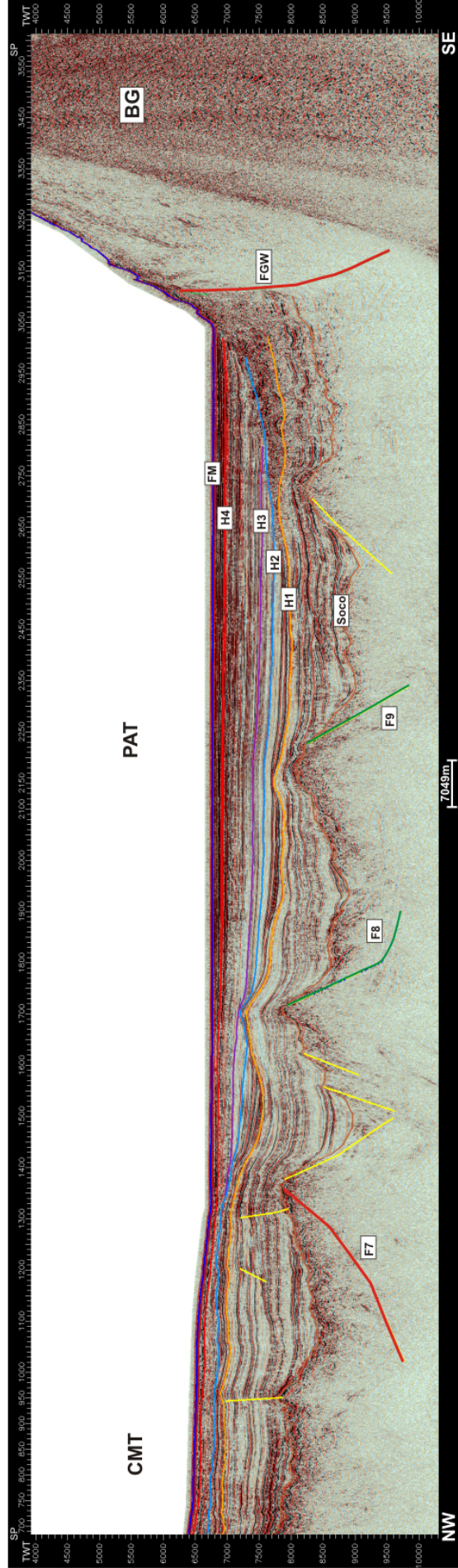
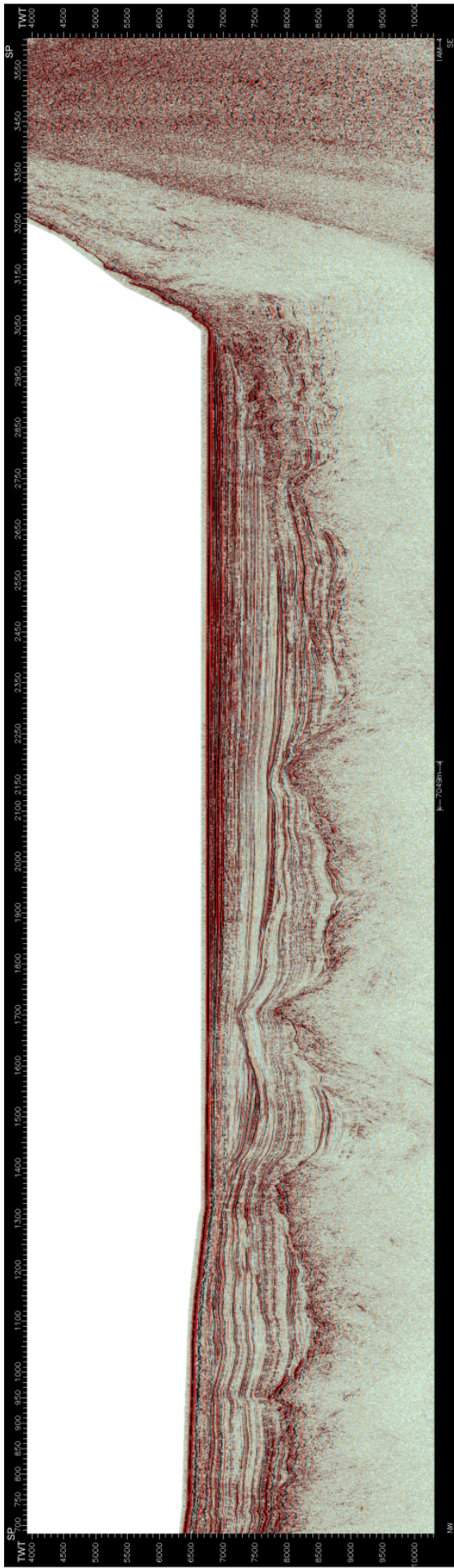


Figura 6.2: Excerto do perfil MCS IAM-4 que corta a zona sul da PAT (ver fig.6.1 para localização). PAT – Planície Abissal do Tejo; CMT – Crista Madeira-Tore; BG – Banco de Gorrige; FGW – Falha de Gorrige oeste. A verde: falhas normais com evidências de movimentação inversa até ao Miocénico médio; A vermelho: falhas normais com evidências de movimentação inversa até ao Quaternário.

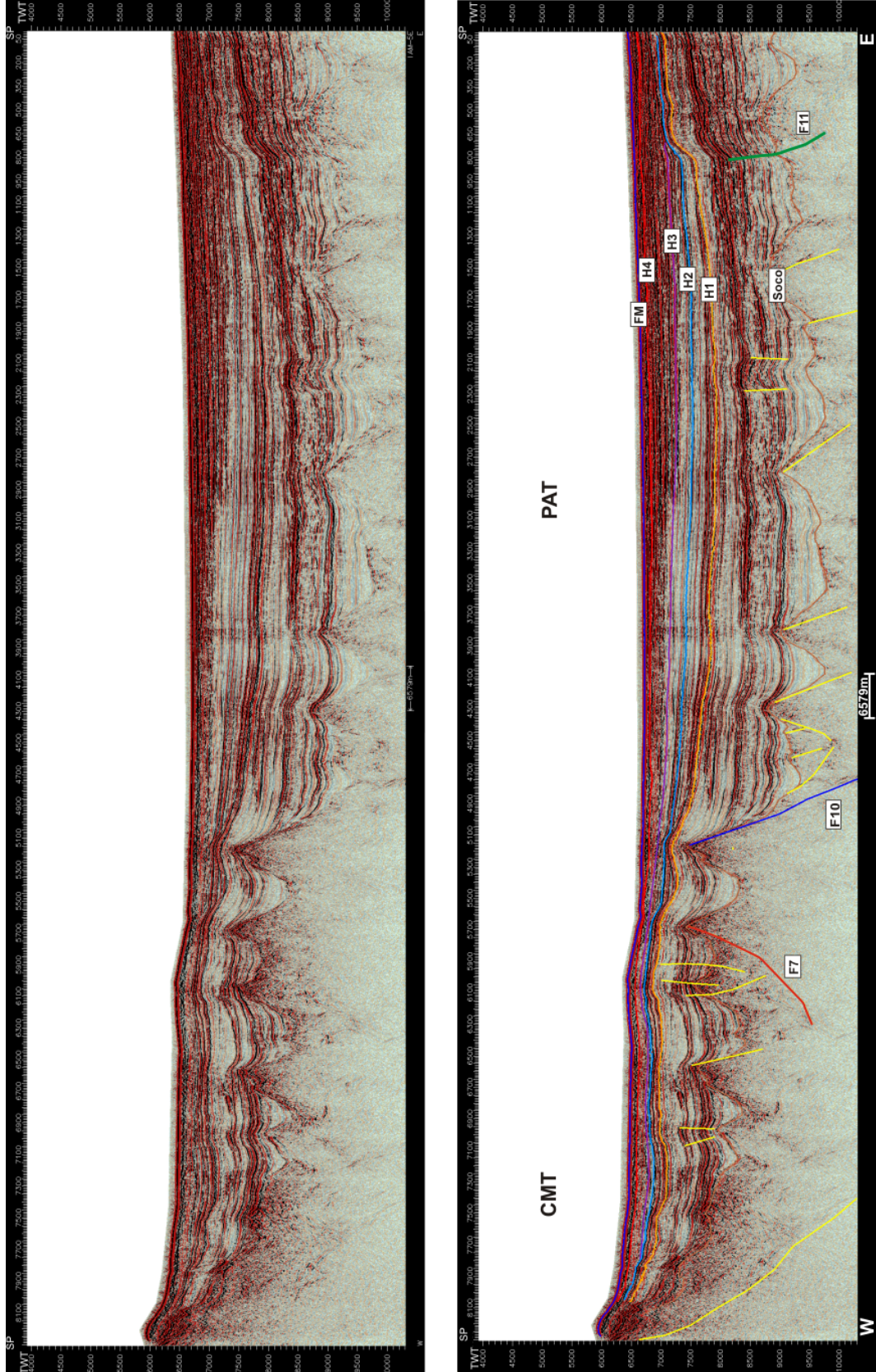
No perfil MCS IAM-5E (figura 6.1 e 6.3) observa-se o soco acústico afectado por um conjunto de falhas normais com uma inclinação dominante para W. Acima daquele observam-se um conjunto de reflexões que normalmente são interpretadas como depósitos em forma de cunha de preenchimento. As reflexões até ao horizonte H1, encontram-se separadas por uma falha normal (F10) que inclina para W. Estes depósitos cuja espessura é constante a W de F10 e diminuem para E, mostram evidências de movimentação máxima para esta falha neste intervalo de tempo. O horizonte H1 apresenta-se dobrado nos extremos W e E do perfil pondo em evidência uma inversão das falhas normais com cavalgamento aparente para W. A falha F11 mostra evidências de que, para além de dobrar H1 (base do Miocénico superior), também afecta as unidades U1, U2 e U3, tendo cessado o seu movimento no horizonte H3, base do Pliocénico superior. As unidades sísmicas cartografadas acima do horizonte H1 (U1 a U4) apresentam uma variação de espessura, 1300 ms TWT na zona central do perfil, em relação aos seu extremos, 600 ms TWT. Estas unidades assim como o fundo do mar são afectadas por um cavalgamento para E (F7).

O contacto a sul entre a PAT e os BG e MSH é caracterizado nos perfis MCS AR-02 e MCS IAM-GB2, respectivamente representados nas figuras 6.4 e 6.5.

No perfil MCS AR-02 (figura 6.1 e 6.4) observa-se o soco acústico afectado por um conjunto de falhas normais com uma inclinação aparente para N. Seguem-se um conjunto de depósitos em forma de cunha de preenchimento seguido de depósitos com uma espessura constante terminando no início do Miocénico superior (horizonte H1). Toda a sucessão anterior encontra-se dobrada mostrando evidências de um encurtamento da bacia que termina no início do Miocénico superior. Acima deste horizonte os sedimentos apresentam um aumento de espessura de N para S. O abatimento do bloco delimitado pelas falhas F12 e F13 mostra que estas se comportaram como falhas normais até ao fim do Pliocénico.

No perfil MCS IAM-GB2 (figura 6.1 e 6.5) observa-se a existência de duas falhas normais antigas geradas durante a fase de rifting mesozóico que foram posteriormente reactivadas como

Figura 6.3: Excerto do perfil MCS IAM-5E que corta a zona norte da PAT (ver fig. 6.1 para localização). PAT – Planície Abissal do Tejo; CMT – Crista Madeira-Tore. A verde falha normal com evidências de movimentação inversa no Miocénico médio; a vermelho falha normal com evidências de movimentação inversa no Plió-Quaternário; a azul falha normal que separa duas zonas com regime sedimentar diferente.



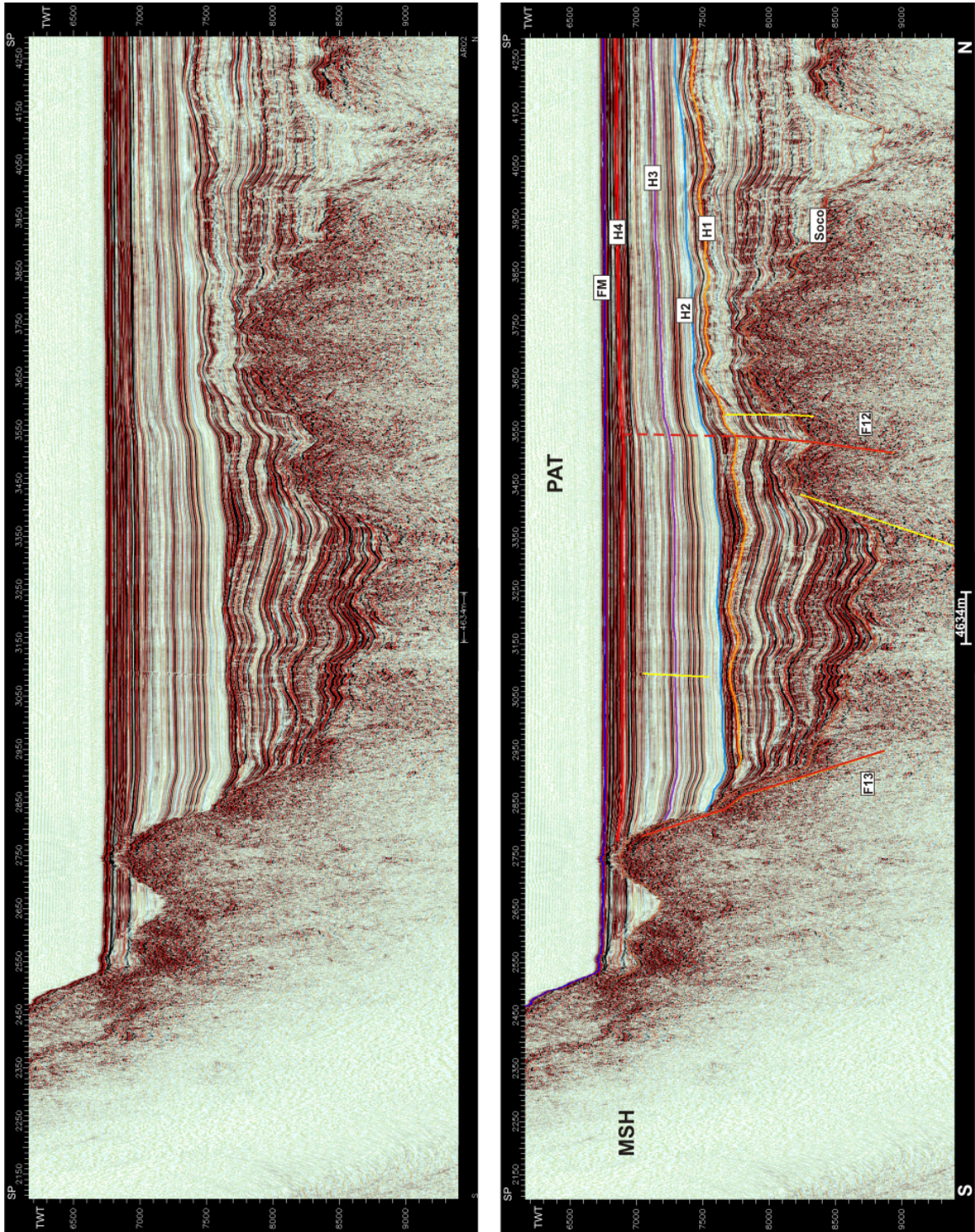


Figura 6.4: Excerto do perfil MCS AR-2 no extremo norte da PAT (ver fig. 6.1 para localização). PAT= Planície Abissal do Tejo; MSH= Monte Submarino Hírdell. A vermelho falhas normais com evidências de movimentação no Quaternário.

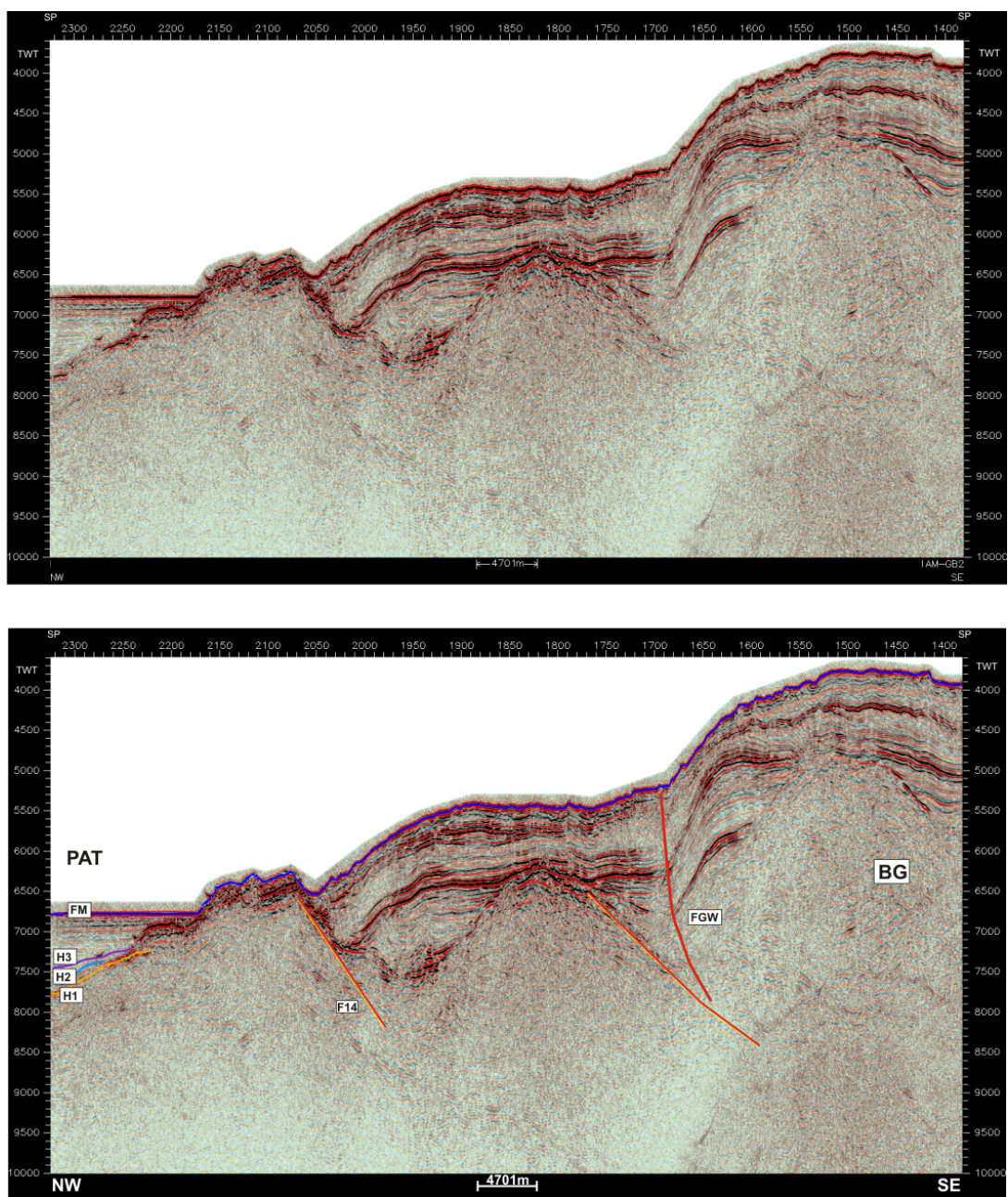


Figura 6.5: Excerto do perfil MCS IAM-GB2 no extremo norte da PAT (ver fig. _ para localização). PAT– Planície Abissal do Tejo; BG– Banco de Gorringe; FGW– Falha de Gorringe oeste.

falhas inversas durante o Cenozóico e que controlam a morfologia actual. Uma corresponde à falha FGW e a outra, F14 , é responsável pela formação do vale observado na morfologia (figura 6.5). Os horizontes H1 a H3 na zona da PAT terminam em *onlap* contra o flanco NW do BG. A sua forma mostra que a partir do Miocénico superior os movimentos compressivos nesta zona foram muito reduzidos tendo praticamente cessado durante o final do Pliocénico

superior e o Quaternário. Ou seja as falhas F14 e FGW estão a acomodar toda a deformação para o período Plio-Quaternário nessa zona.

O contacto da MA com a PAT faz-se através do PPA e da BIDH. A densidade da malha sísmica permitiu cartografar, no PPA, algumas das estruturas relacionadas com a sua formação e morfologia actual. Foi identificado um conjunto de falhas inversas, F1 a F6, com uma orientação de NE-SW que pode ser observado nos perfis MCS BS-9 e BS-11 (figuras 6.1, 6.6 e 6.7).

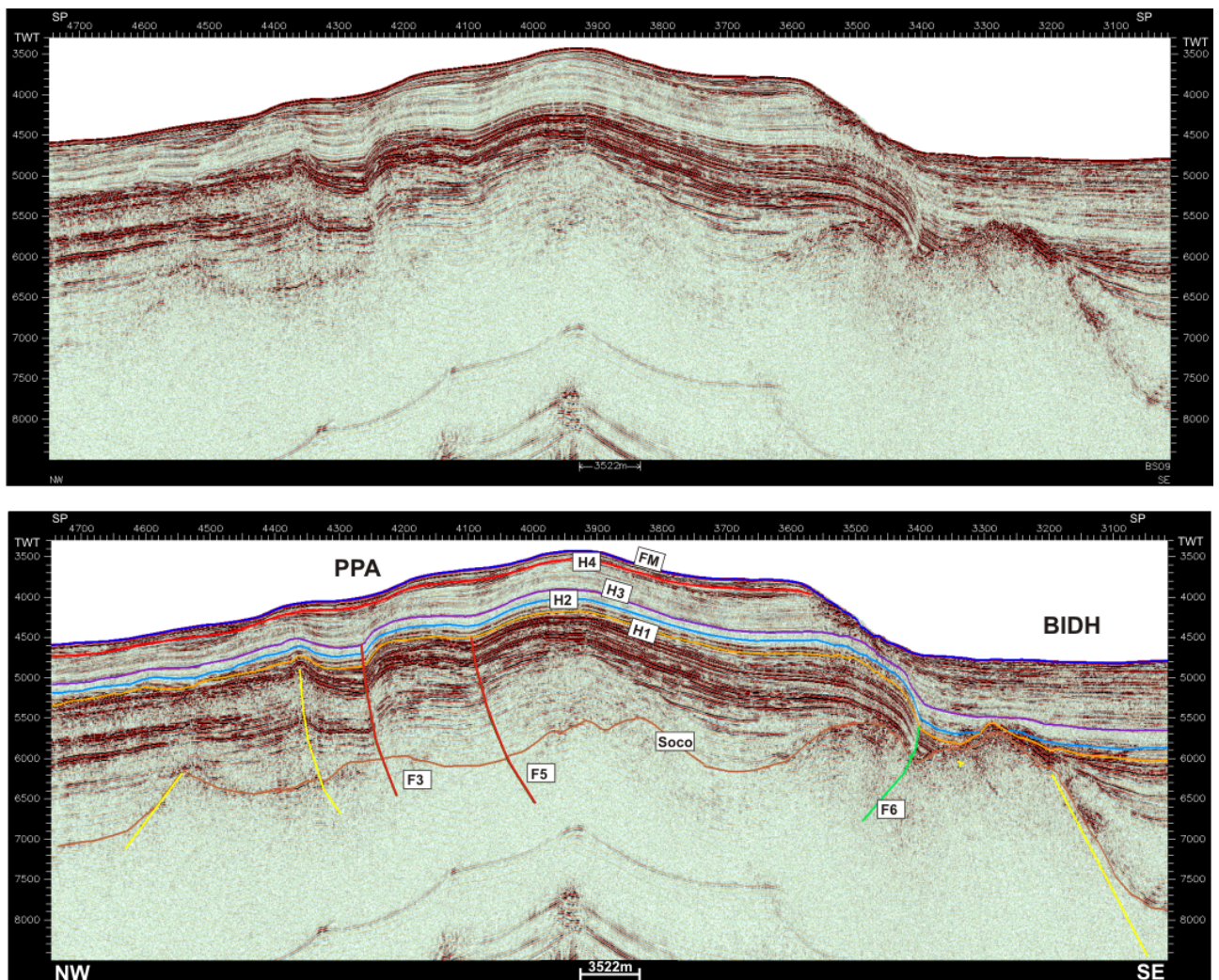


Figura 6.6: Excerto do perfil MCS BS-9 (ver fig. 6.1 para localização). PPA – Promontório Príncipe de Avis; BIDH – Bacia Infante D. Henrique. As falhas F3 e F5 mostram evidências de movimentação inversa na actualidade e a falha F6 mostra evidências de movimentação inversa até ao Pliocénico superior.

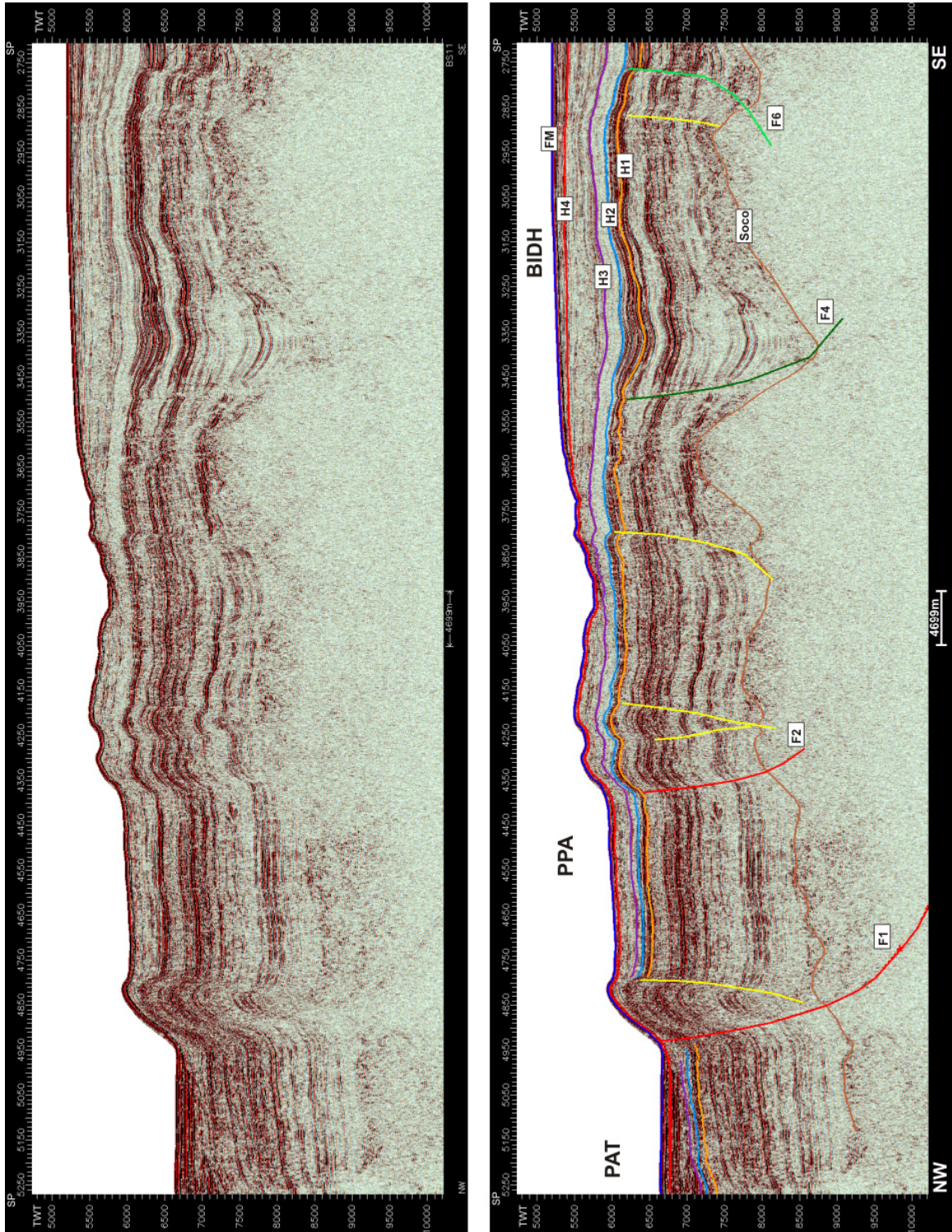


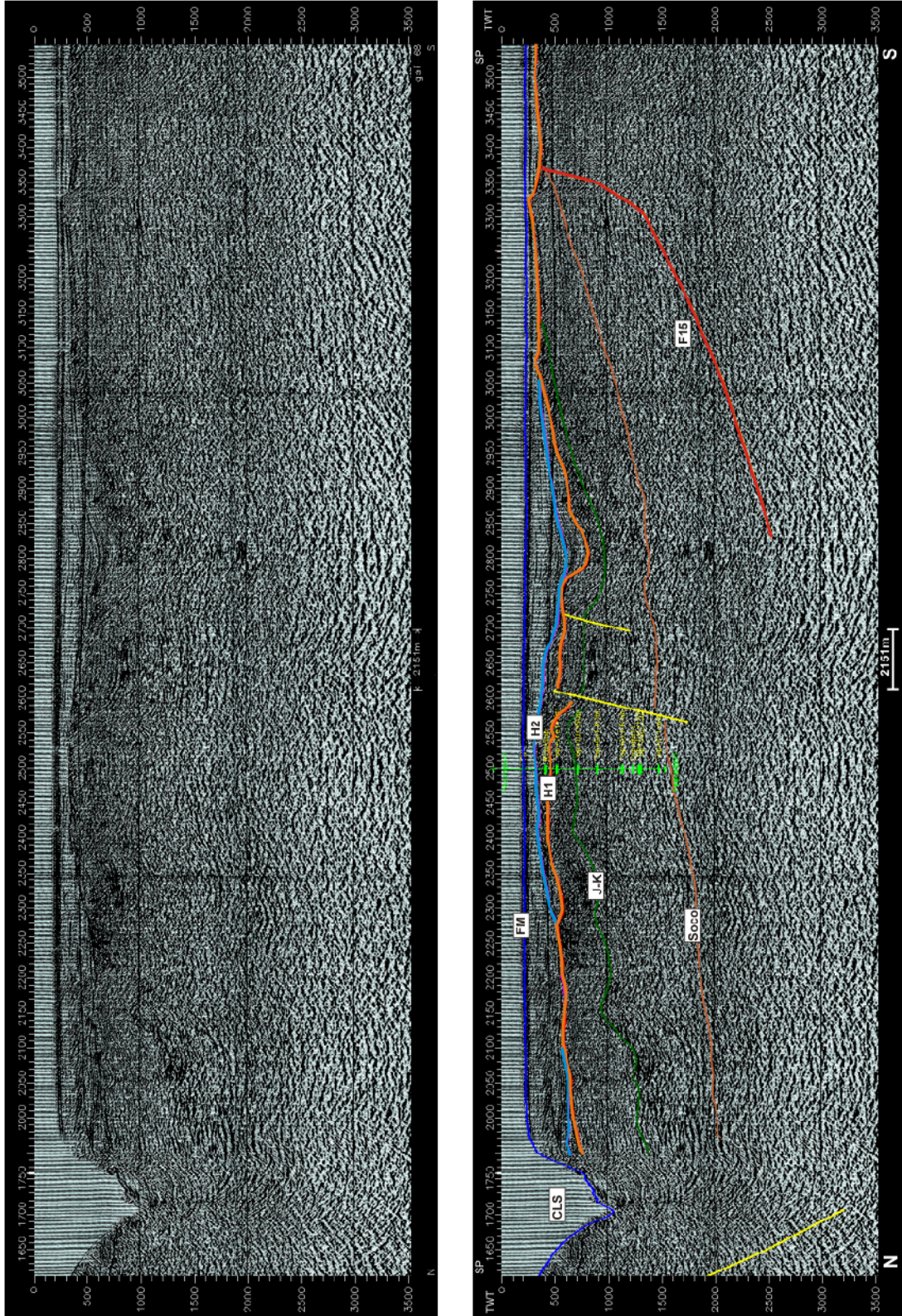
Figura 6.7: Excerto do perfil MCS BS11 da zona de contacto da PAT com o PPA (ver fig. 6.1 para localização). PAT – Planície Abissal do Tejo; PPA – Promontório dos Príncipes de Avis; BIDH – Baía Infante D. Henrique. As falhas F1 e F2 mostram evidências de movimentação inversa na actualidade, a falha F4 mostra evidências de movimentação até ao início do Pliocénico (H2) e a falha F6 mostra evidências de movimentação inversa até ao início do Pliocénico superior (H3).

F1 é a falha situada mais a W do promontório e marca o contacto entre este e a PAT. Apresenta um comprimento de 65 km, é cavalgante para NW e apesar de não cortar a superfície do fundo marinho deforma-a levantando-a cerca de 500 m (figura 4.12).

A falha F2 é paralela a F1 e situa-se 20 km mais a este. Apresenta o mesmo tipo de movimentação que F1, tem 26 km de comprimento e desloca a superfície do fundo do mar cerca de 100 m.

As falhas F3, F4 e F5 (figuras 6.6 e 6.7) localizam-se na zona central do PPA. A sua movimentação é inversa com cavalgamento para NW e o comprimento varia de 58 km em F3, para 19 km em F4 e para 35 km em F5. Não apresentam ruptura superficial e só F3 e F5 deformam a superfície. F4 dobra toda a sucessão sedimentar até ao horizonte H3 o que mostra evidências de movimentação, para esta falha, até ao Pliocénico superior (figura 6.7). A falha F6 localiza-se no extremo E do PPA e marca o contacto entre este e a BIDH. Apresenta um comprimento de 65 km e uma vergência oposta à das restantes falhas, sendo um cavalgamento para SE, ou seja, um retro-cavalgamento (figura 6.7). Os horizontes até à base do Pliocénico superior encontram-se deformados por esta falha assim como algumas reflexões acima deste horizonte o que confere uma paragem da sua movimentação no início do Pliocénico superior (figura 6.6). Mais a E, na plataforma continental, no perfil MCS GSI-68 (figura 6.8), foi cartografada uma falha com movimentação inversa. A sua orientação é de E-W e apresenta uma inclinação do plano de falha para Sul. A deformação do horizonte H1 sugere que tenha estado activa até ao fim do Miocénico médio. Esta falha parece estar na origem do relevo submarino que, em terra, corresponde ao promontório de Sines e que divide a plataforma em duas bacia (figura 6.8).

Figura 6.8: Excerto do perfil MCS GSI-68 da zona da Margem do Alentejo (ver fig. 6.1 para localização). CLS-Canhão de Lisboa-Setúbal. J-K – Horizonte que separa os sedimentos do Jurássico dos sedimentos do Cretácico. A calibração destes horizontes foi feita a partir do Poço Pescada retirado de Matias, (2002). A falha a vermelho mostra evidências de movimentação inversa até ao início do Miocénico superior (H1) não afectando os sedimentos posteriores a esse horizonte.



7. Discussão

A PAT apresenta, de acordo com a interpretação do mapa batimétrico, os valores de maior profundidade, situados no seu extremo sul, junto do BG e do MSH. De acordo com a interpretação dos mapas de isobatas este ponto parece ter migrado, de norte para sul desde o Miocénico superior até à actualidade. Este facto também se observa nos mapas de isopacas com o depocentro na PAT a variar de norte para sul. O mapa de isopacas mostra também que existem duas zonas, uma a oeste da PAT e outra no PPA, com pouca espessura de sedimentos plio-quadernários, o que poderá significar que estas áreas, durante o Plio-Quadernário tenham sido levantadas e por isso a sedimentação tenha sido reduzida durante este intervalo de tempo. De acordo com a presente interpretação sismostratigráfica, o episódio compressivo que deforma os sedimentos na PAT até ao Miocénico Superior e que foi essencialmente acomodado em falhas de direcção NE-SW passa a um regime tectónico mais tranquilo em que a deformação é acomodada nas zonas limítrofes da PAT, de orientação mais próxima de N-S. Este facto poderá estar associado à mudança de trajectória de África (Núbia) em relação à Ibéria já referido por Ribeiro *et al.* (1986).

As estruturas presentes na PAT que apresentam sinais de movimentação desde o Pliocénico situam-se nas zonas de contacto com os relevos circundantes, nomeadamente, BG, MSH, CMT, EE e PPA. A CMT cavalga o extremo oeste da PAT.

A sul, o contacto da PAT com o MSH verifica-se com a formação de grabens durante o Plio-Quadernário, o que é compatível com um movimento transtensivo nesta zona indo ao encontro do modelo proposto por Zitellini *et al.* (2009).

Para este e sudeste todo o bloco da MA e BG estão a cavalgar sobre a PAT com a movimentação das FGW, FPS, FMP (que apresentam sismicidade histórica) e a reactivação de um conjunto de falhas no PPA (F1 a F5).

8. Conclusão

Com base na análise de batimetria multifeixe e interpretação sismostratigráfica da PAT e áreas envolventes, verifica-se a existência de um regime tectónico instalado nesta região essencialmente após o Miocénico superior, responsável pela reactivação com movimentação inversa, de um conjunto de falhas normais de orientação cerca de N-S a NE-SW, geradas durante a fase de rifting mesozóico. A zona norte e nordeste da PAT parecem ser as mais afectadas por este regime compressivo, enquanto a zona próxima do MSH sofre movimentação do tipo desligamento com componente distensiva.

Embora toda a actividade sísmica se concentre na região do BG e MSH, tal não significa que as estruturas situadas na PAT e no PPA não apresentem potencial para gerar sismos. Para além disso, existem alguns relevos com declives que chegam a atingir 25°, e são propícios para gerar escorregamentos, em particular na vertente NW do BG.

A PAT parece funcionar como um bloco rígido em que a deformação é acomodada pelos relevos envolventes durante o período Plio-Quaternário.

9. Bibliografia

Alves, T. M.; Gawthorpe, R. L.; Hunt, D.; Monteiro, J. H. (2000). Tertiary evolution of the São Vicente and Setúbal submarine canyons, Southwest Portugal: insights from seismic stratigraphy. *Ciências da Terra (UNL)*, 14, p. 243-256.

Badagola, A. (2008). Recuperação de registos de reflexão sísmica – Do papel ao digital. Relatório de estágio. Instituto Hidrográfico de Portugal, 76 p.

Banda, E.; Torné, M.; IAM Group. (1995). Iberian Atlantic Margins Group investigates Deep Structure of Ocean Margins. *EOS*, 76, (3), p. 25-32.

Baptista, M. A.; Miranda, P. M. A.; Miranda, J. M.; Victor, L. M. (1996). Rupture extent of the 1755 Lisbon earthquake inferred from numerical modeling of tsunami data. *Physics and Chemistry of the Earth*, 21(1-2), p. 65-70.

Baptista, M. A.; Miranda, P. M. A.; Miranda, J. M.; Victor, L. M. (1998). Constrains on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data on the source of the 1755 Lisbon tsunami. *Journal of Geodynamics*, 25 (1-2), p. 159-174.

Borges, J. F.; Fitas, A. J. S.; Bezzeghoud, M.; Teves-Costa, P. (2001). Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area. *Tectonophysics*, 331(4), p. 373-387.

Cabral, J. (1995). Neotectónica em Portugal Continental. *Mem. Inst. Geol. Min.*, 31, 265 p.

Cabral, J. (2003). *A Geologia na avaliação da perigosidade sísmica*. Seminário “Riscos Geológicos”, Associação Portuguesa de Geólogos, Póvoa do Varzim, 10 p.

Dewey, J. F.; Helman, M. L.; Turco, E.; Hutton, D. H. W.; Knott, S. D. (1989). Kinematics of the Western Mediterranean. In: Coward, M. P., Dietrich, D., and Park, R.G. (Eds.), *Alpine Tectonics*. Geological Society Special Publication 45, p. 265–283.

Duarte, J. C. (2007). Morfoestruturas Quilométricas em Forma de Crescente nas Águas Profundas do Golfo de Cádiz. Tese de Mestrado, Univ. Évora, 118 p.

Emery, D.; Myers, K. J. (1996). *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, 290 p.

Jabaloy, A.; Galindo-Zaldívar, J.; González-Lodeiro, F. (2002). Palaeostress evolution of the Iberian Peninsula (Late Carboniferous to present-day). *Tectonophysics*, 357, (1-4), p. 159-186.

Juarez, M.T.; Lowrie, W.; Osete, M.L.; Melendez, G. (1998). Evidence of widespread Cretaceous remagnetization in the Iberian Range and its relation with the rotation of Iberia. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, p. 729–743.

Geldmacher, J.; Hoernle, K.; Klügel, A.; Bogaard, P. v. d.; Wombacher, F.; Berning, B. (2006). Origin and geochemical evolution of the Madeira-Tore Rise (eastern North Atlantic), *J. Geophys. Res.*, 111, B09206, doi:10.1029/2005JB003931.

Girardeau, J.; Cornen, G.; Beslier, M-O.; Gall, B.; Monnier, C.; Agrinier, P.; Dubuisson, G.; Pinheiro, L.; Ribeiro, A.; Whitechurch, H. (1998). Extensional tectonics in the Gorringe Bank rocks, Eastern Atlantic ocean: evidence of an oceanic ultra-slow mantellic accreting centre. *Terra Nova*, 10, p. 330-336.

Gràcia, E.; Dañobeitia, J. J.; Vergés, J. (2003). Mapping active faults offshore Portugal (36°N–38°N): Implications for seismic hazard assessment along the southwest Iberian Margin. *Geology*, 31, p. 83-96.

Kullberg, M.C.; Kullberg, J.C.; Terrinha, P. (2000). Tectónica da cadeia da Arrábida. Mem. Geociências, Museu Nac. Hist. Nat. Univ. Lisboa 2, p. 35-84.

Louden, K. E.; Tucholke, B. E.; Oakey, G. N. (2004). Regional anomalies of sediment thickness, basement depth and isostatic crustal thickness in the North Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 224, (1-2), p. 193-211

Márton, E.; Abranches, M. C.; Pais, J. (2004). Iberia in the Cretaceous: new paleomagnetic results from Portugal. *Journal of Geodynamics*, 38, p. 209-221.

Mauffret, A.; Mougnot, D.; Miles, P.R.; Malod, J.A. (1989). Results from Multichannel Reflection Profiling of the Tagus Abyssal Plain (Portugal). Comparison with the Canadian Margin. In: Tankard, A.J., Balkwill, H.R. (Eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the*

Northern Atlantic Margins. Am. Assoc. Pet. Geol. and Can. Geol. Found. AAPG Mem. 46, p. 379–393.

MacRae, A. (2001). The Unixshell script Tif2segy. Disponível em http://seismic.ocean.dal.ca/pwp_wiki/static/Tif2segy.html; Consultado em 03 de Março de 2008.

Matias, H. (2002). Interpretação tectono-estratigráfica da área do Marquês de Pombal, a oeste do cabo de São Vicente. Dissertação apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa para a obtenção do Grau de Mestre em Ciências Geofísicas – especialidade Geofísica Interna. Lisboa – 114 pp.

Miles, P.; Schaming, M.; Lovera, R. (2007). Resurrecting vintage paper seismic records. *Marine Geophysical Researches* 28, (4), p. 319-329.

Mitchum, R. M. Jr.; Vail, P. R.; Thompson III, S. (1977a). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 1: Overview. In: *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. Payton, C. E. (Ed.). Am. Ass. Petrol. Geol., Mem. 26, p. 51-52.

Mitchum, R. M. Jr.; Vail, P. R.; Thompson III, S. (1977b). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. Payton, C. E. (Ed.). Am. Ass. Petrol. Geol., Mem. 26, p. 53-62.

Mitchum, R. M. Jr.; Vail, P. R.; Sangree, J. B. (1977c). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. Payton, C. E. (Ed.). Am. Ass. Petrol. Geol., Mem. 26, p. 117-133.

Mougenot, D. (1988). Geologie de la Marge Portugaise. Thèse 3ème cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 259 p.

Neves, M.C.; Terrinha, P.; Afilhado, A.; Moulin, M.; Matias, L.; Rosas, F. (2008). Response of a multi-domain continental margin to compression: Study from seismic reflection–refraction and numerical modelling in the Tagus Abyssal Plain, *Tectonophysics*, 468, (1-4), p. 113-130.

Payton, C. E. (1977). Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Mem. 26, 516 p.

Pinheiro, L. M.; Whitmarsh, R. B.; Miles, P. R. (1992). The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia-II. Crustal structure in the Tagus Abyssal Plain. *Geophys. Journal International*, 109, p. 106-124.

Pinheiro, L. M.; Wilson, R. C. L.; Pena dos Reis, R.; Whitmarsh, R. B.; Ribeiro, A. (1996). The Western Iberian Margin: A geophysical and geological overview. In: Whitmarsh, R. B., Sawyer, D. S., Klaus, A., & Masson, D. G. (Eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, TX: Ocean Drilling Program. Vol. 149, p. 3-23.

Ribeiro, A.; Cabral, J. (1986). The neotectonic regime of west-Iberia continental margin: a transition from passive to active? II Cong. Nac. Geol., Maleo, 2/13, p. 38.

Ribeiro, A.; Kullberg, M.C.; Kullberg, J.C.; Manuppella, G.; Phipps, S. (1990). A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, p. 357-366.

Ribeiro, A.; Monteiro, J. F.; Matias, L.; Pinheiro, L.M. (1997). The Tore Seamount: an elliptic megaimpact crater as a strain marker in oceanic lithosphere. *EUG 9, Strasbourg. Terra Nova*, V.9, Suplm. No.1. 173 p.

Ryan, W. B. F.; Hsü, K. J.; Cita, M. B.; Dumitrica, P.; Lort, J. M.; Maync, W.; Nesteroff, W. D.; Pautot, G.; Stradner, H.; Wezel, F. C. (1973). Site DSDP 120. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 13, p. 19-41.

Roque, C. (2007). Tectonostratigrafia do Cenozóico das margens continentais sul e sudoeste portuguesas: um modelo de correlação sismostratigráfica. PhD thesis, Univ. Lisbon, 310 p.

Srivastava, S.P.; Roest, W.R.; Kovacs, L.C.; Oakey, G.; Lévesque, S.; Verhoef, J.; Macnab, R. (1990). Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184, p. 229–260.

Terrinha, P. A. G. (1998). Structural geology and tectonic evolution of the Algarve basin, South Portugal. PhD thesis, Imperial College of London, 430 p.

Terrinha, P.; Pinheiro, L. M.; Henriët, J-P.; Matias, L.; Ivanov, M. K.; Monteiro, J. H.; Akhmetzhanov, A.; Volkonskaya, A.; Cunha, T.; Shaskin, P.; Rovere, M. (2003). Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin. *Mar. Geol.* 195, p. 55-73.

Valadares, V.; Roque, C. (2007). LXCAN Cruise Report. Relatório Técnico – Projecto Canhões (PDCTM/MAR/56781/2004). INGMARDEP 9/2007. Departamento de Geologia Marinha – INETI, 17 p.

Zitellini, N.; Rovere, M.; Terrinha, P.; Chierici, F.; Matias, L.; Bigsets Team. (2004). Neogene through Quaternary tectonic reactivation of SW Iberian Passive Margin. *Pure Appl. Geophys.*, 161, p. 565-587.

Zitellini, N.; Gràcia, E.; Matias, L.; Terrinha, P.; Abreu, M. A.; DeAlteriis, G.; Henriët, J. P.; Dañobeitia, J. J.; Masson, D. G.; Mulder, T.; Ramella, R.; Somoza, L.; Diez, S. (2009). The quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 280 (1-4), p. 13-50.