



Cartografia Morfo-estrutural da área da Falha Marquês de Pombal

*Utilização de imagens de sonar lateral de alta
resolução (TOBI) e de perfis sísmicos de
reflexão para cartografia de áreas submarinas*

Joana da Luz Gafeira Gonçalves

Orientador: Dr. Pedro Terrinha

Dissertação apresentada à
Universidade de Évora para a
obtenção do Grau de Mestre em
Cartografia Geológica.
Esta dissertação não inclui as
críticas e sugestões feitas pelo júri.

2004

Cartografia Morfo-estrutural da área da Falha Marquês de Pombal

*Utilização de imagens de sonar lateral de alta
resolução (TOBI) e de perfis sísmicos de
reflexão para cartografia de áreas submarinas*

Joana da Luz Gafeira Gonçalves

Orientador: Dr. Pedro Terrinha



147183

Dissertação apresentada à
Universidade de Évora para a
obtenção do Grau de Mestre em
Cartografia Geológica.
Esta dissertação não inclui as
críticas e sugestões feitas pelo júri.

552.4

Resumo

O estudo morfo-estrutural detalhado da área da Falha Marquês de Pombal (>3300 km²) agora apresentado, baseou-se na interpretação de: linhas sísmica multi-canal, imagens de sonar lateral de alta resolução (TOBI) e da análise de dados batimétricos. Resultaram deste estudo: i) a quantificação parcial da deformação ao longo Falha Marquês de Pombal, ii) modelo digital de terreno da área estudada, iii) mapas de declive e outros produtos de análise espacial iv) mapas de pormenor dos movimentos de massa existentes na área v) mapa morfo-estrutural da área da Falha Marquês de Pombal, à escala 1:250.000.

Este trabalho mostra que a morfologia da área de estudo está intimamente associada a sua compartimentação estrutural e às diferenças na evolução tectónica do Miocénico Médio até ao Presente. Dobras e falhas inversas afectando unidades do Quaternário assinalam actividade tectónica actual. Canais e escorregamentos submarinos são frequentes em toda a área. Na vertente associada a Falha Marquês de Pombal foi identificado um grande escorregamento complexo (com uma área total de ~110 km²).

Abstract

Morpho-Structural Mapping of the Marquês de Pombal Fault Area (off SW Portugal)

This thesis is a morpho-structural study of the Marques de Pombal Fault (MPF) and surrounding area ($>3300 \text{ km}^2$), based on the study and interpretation of multi channel seismic reflection profiles, high-resolution side-scan sonar image (TOBI) and bathymetry data. The outcomes of the study are: i) the partial quantification of the deformation along the MPF, ii) digital terrain models of the study area, iii) slope maps and results of other surface analysis, iv) maps detailing the mass movements of the study area, v) a morpho-structural map of the MPF at a scale of 1:250 000.

The analysis of the data shows that the morphological differentiations of the study area are intimately associated with its structural compartmentalisation and the tectonic evolution from the Middle Miocene to present time. Folding and reverse faulting of the Quaternary units along this structure indicate present-day tectonic activity. Gully-incised slope failures and submarine landslides are common features. One major complex submarine landslide, disrupting a total area of $\sim 110 \text{ km}^2$, was identified at the Marques de Pombal thrust front.

Agradecimentos

Antes de iniciar esta dissertação gostaria de expressar os meus agradecimentos a todos aqueles que contribuíram para a realização deste trabalho.

Esta dissertação surge na sequência do trabalho realizado no âmbito da Bolsa de Iniciação à Investigação Científica, programa PRAXIS, do Ministério da Ciência e Tecnologia, agregada ao projecto MATESPRO (*Major Tectonic and Sedimentary Processes on the Portuguese Margin*; FCT/PDCTM/P/ MAR/15264/1999). A realização desse trabalho só foi possível devido ao empenho e apoio dado pelo investigador responsável do projecto, no então IGM, Dr. Luís Menezes Pinheiro, para a obtenção da referida bolsa e pelo apoio financeiro necessário às várias deslocações ao estrangeiro necessárias à realização desse trabalho.

Ao Dr. Pedro Terrinha, muito mais que um orientador, um amigo. Foi ele que recordando-se do modo perdido com que eu olhava para o mar durante as aulas de Campo III (em que foi meu professor) me convidou para embarcar, literalmente, nesta “aventura”. Hei-de-lhe ficar eternamente grata de me ter puxado para uma área da geologia que desconhecia por completo. Não posso também deixar de lhe agradecer a imensa paciência que teve durante os quase três anos em que foi meu orientador científico.

À Dr. Fátima Abrantes e ao Dr. Hipólito Monteiro pela forma como me acolheram no Departamento de Geologia Marinha do, na altura, IGM (hoje em dia INETI), departamento ao qual presidiram, alternadamente, durante estes dois anos.

Grande parte dos dados que estiveram na base deste trabalho foi disponibilizada pela Dr. Eulália Gràcia (chefe científica da campanha HITS'01). Estou-lhe igualmente grata por ter confiado na minha pessoa a tarefa de re-processar os dados de sonar de varrimento lateral, no Southampton Oceanographic Center.

Eu gostaria de agradecer ao Dr. Nevio Zitellini pela disponibilidade demonstrada ao ceder as linhas sísmicas BIGSET migradas e pelo apoio cedido quando da minha estadia em Itália.

A Cristina, Zé, Rui, Henrique, Pedro Brito, Mário Mil-Homens, Margarida Henriques e a todas as outras pessoas de Dept. de Geologia Marinha (bolseiros e funcionários), infelizmente em número demasiado elevado para poder aqui menciona-las a todas individualmente.

À Olga Gomez, por ser uma excelente companheira de trabalho, uma óptima cozinheira e uma conversadora nata; de quem eu usufruí a companhia 24 horas por dia durante a minha estadia em Southampton.

Ao Francesco Borraccini, ao Mauro De Donatis, à Marzia Rovere, à Sara Susini e ao Guiliano Gallerini, que pacientemente me ajudaram durante a minha estadia em Urbino. Apesar do meu italiano, de início, nem dar para pedir ajuda, non mi sono dimenticata di voi!

Ao José Borrego pela paciência que teve para ler as versões iniciais desta dissertação e garantir que o texto mantinha uma linguagem apropriada. Sem as reprimendas dele, esta dissertação assemelhar-se-ia em uma interminável carta informal sobre o que andei a fazer.

Às pessoas lá de casa, que durante largos meses tiveram de lidar com os meus horário invertidos e com a minhas ausências. E pelo constante apoio e motivação.

Com especial carinho, à minha mãe e à Armanda Nogueira, que sempre acreditaram que, apesar das minhas dificuldades, poderia realizar qualquer tarefa académica a que me propusesse. A elas agradeço e dedico este trabalho.

Índice

RESUMO	I
ABSTRACT	III
AGRADECIMENTOS	V
ÍNDICE	VII
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Localização da Área de Estudo	3
1.2. Enquadramento Geral	4
1.2.1. Evolução Geodinâmica e Sismicidade da Margem Sudoeste Portuguesa	4
1.2.2. Sismo de 1 de Novembro de 1755	7
1.2.3. Estudo da Falha Marquês de Pombal	9
2. DADOS E MÉTODOS	15
2.1. Sísmica de Reflexão	17
2.1.1. Componentes dos sistemas de Sísmica de Reflexão	21
2.1.2. Parâmetros de aquisição das Linhas Sísmicas	23
2.1.3. Interpretação das Linhas Sísmicas	26
Terminações sísmicas	27
Carácter das reflexões	29
Configuração interna dos reflectores	30
Forma externa	32
2.1.4. Visualização Tridimensional da Falha Marquês de Pombal	32
2.1.5. Deformação ao longo a Falha Marquês de Pombal	36
2.1.5.1 Reconstituição palinspática	36

2.1.5.2	Quantificação da deformação ao longo da falha	39
2.2.	Batimetria Multi-feixe	43
2.2.1.	Aquisição dos dados batimétricos	47
2.2.2.	Visualização dos dados batimétricos	49
	Análise espacial	50
2.3.	Sonar de Varrimento Lateral	54
2.3.1.	Aquisição da imagem acústica	59
2.3.2.	Processamento	62
2.3.3.	Visualização e interpretação de imagens acústicas de sonar lateral	67
	Artefactos	67
	Visualização 3D	73
3.	CARTOGRAFIA ESTRUTURAL	77
3.1.	Critérios cartográficos	77
	Identificação de falhas	77
	Unidades sísmicas	78
3.2.	Estruturas Principais	81
3.2.1.	Falha Pereira de Sousa	81
3.2.2.	Falha Marquês de Pombal	85
4.	CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA	93
4.1.	Transporte de material	94
4.1.1.	Movimentos de massa	96
4.1.1.1	Classificação e terminologia	101
4.1.1.2	Causas desestabilizadoras – <i>Triggering mechanism</i>	106
4.2.	Morfologia e caracterização dos movimentos de massa existentes da área estudada	113
	Sector Norte – Escarpa da Falha Pereira de Sousa, Bow Spur e Planície Rincão do Lebre	115

Sector Central – Falha Marquês de Pombal e Bacia Infante D. Henrique	121
Sector Sul – Planície da Ferradura	136
5. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	141
BIBLIOGRAFIA	147

1. Introdução

Apesar de mais de dois terços da superfície da Terra se encontrarem cobertos por oceanos, o conhecimento do fundo oceânico é ainda reduzido, em comparação com qualquer outra parte da superfície terrestre. Esta lacuna no conhecimento da Terra não se deve à falta de interesses económico-científicos, mas em grande parte devido à impossibilidade da observação directa e às dificuldades técnicas para transpor a barreira espessa que representa a coluna de água. Contudo, desde os primeiros aparelhos de sondagem fiável nos meados do sec. XVIII tem-se registado um rápido desenvolvimento dos equipamentos para a exploração dos fundos oceânicos.

Recorrendo a metodologias específicas, bem distintas das usadas nos levantamentos geológicos nas áreas subaéreas, a cartografia de áreas submarinas debate-se com problemas geológicos similares aos que se encontram em terra. Este trabalho é disso exemplo; aqui apresenta-se a cartografia morfo-estrutural elaborada com base em dados geofísicos indirectos obtidos por três sistemas hidro-acústicos distintos (sísmica de reflexão multi-canal, eco-sonda multi-feixe e sonar de varrimento lateral) da área da Falha Marquês de Pombal. A Falha Marquês de Pombal (FMP) desde que foi proposta por Zitellini et al. [1999] como sendo a estrutura sismo-tsunamigénica do sismo de Lisboa de 1755, foi objecto de estudo de várias campanhas oceanográficas. Esta falha trata-se de um cavalgamento activo, com ruptura superficial de mais de 40 km, situado a sudoeste do Cabo de S. Vicente.

Este trabalho decorreu como parte integrante do projecto MATESPRO (*Major Tectonic and Sedimentary Processes on the Portuguese Margin*; FCT/PDCTM/P/MAR/15264/1999). Com este trabalho pretendia-se acima de tudo proceder à síntese da informação obtida com os diversos sistemas hidro-acústicos, tendo em vista o estudo das inter-relações entre os vários processos geomorfológicos presentes na área. Para tal recorreu-se à utilização do sistema de informação geográfica *ArcGis* e à elaboração do mapa morfo-estrutural da área de estudo, à escala de 1:250000.

No primeiro capítulo, enquadra-se a área de estudo no contexto geodinâmico regional, permitindo uma melhor compreensão do interesse despertado pela área em

estudo. Neste capítulo também se apresenta uma retrospectiva da evolução do conhecimento da Falha Marquês de Pombal.

Ciente da especificidade das técnicas utilizadas, no Capítulo II desenvolve-se com algum detalhe os princípios básicos dos sistemas utilizados nesta cartografia submarina, as condições de aquisição, o processamento necessário para a visualização dos dados, assim com os conhecimentos necessários para interpretação da informação.

Os Capítulos III e IV constituem o núcleo desta dissertação e centram-se sobre descrição das estruturas identificadas durante o trabalho. No Capítulo III apresentam-se os critérios utilizados durante a cartografia estrutural assim como a estruturas principais na área de estudo: Falha Pereira de Sousa e Falha Marquês de Pombal. No Capítulo IV procede-se a uma introdução monográfica sobre os vários processos de movimentos de massa que serve, de alguma forma, para enquadrar os diversos processos que serão discutidos durante a caracterização morfológica.

No último capítulo, Capítulo V, efectua-se uma discussão da cartografia apresentada propondo algumas hipóteses que explicam a interacção dos vários processos responsáveis pela morfologia patente na área de estudo.

1.1. Localização da Área de Estudo

A Margem Sudoeste Portuguesa pode ser subdividida em três sectores principais: (1) o sector da Planície Abissal do Tejo, delimitado a Norte pelo Pontão da Estremadura e a Sul pelo Banco de Gorringe; (2) o sector da Planície Abissal da Ferradura, entre o Banco de Gorringe e o Canhão de S. Vicente; (3) o sector do Golfo de Cádiz, delimitado a Este pelo Estreito de Gibraltar e a Oeste pelo Canhão de S. Vicente (Figura 1.1).

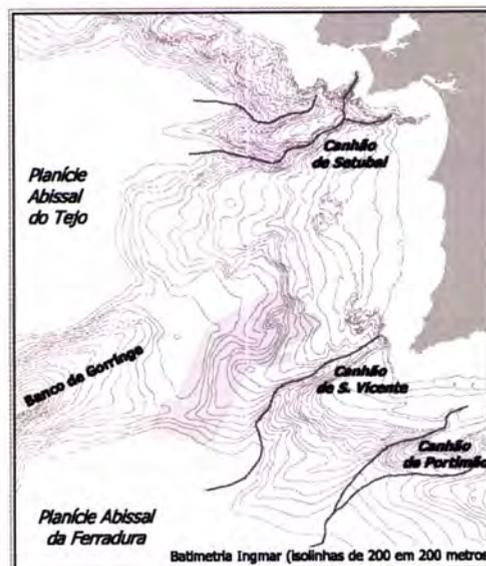


Figura 1.1 - Localização da área de estudo: área a cinza escuro (correspondente à imagem de sonar de pesquisa lateral TOBI obtida durante a campanha HITS'01).

A área estudada ao longo deste trabalho localiza-se o sector da Planície Abissal da Ferradura (Figura 1.1). Esta secção da Margem Sudoeste Portuguesa apresenta uma plataforma continental estreita, com uma largura que varia entre ~9 km na cabeceira do Canhão de S. Vicente e os ~45 km ao largo de Vila Nova de Milfontes. A vertente continental é nesta região bastante irregular e complexa, destacando-se a existência de: *montanhas submarinas* (ex. Montanhas de Príncipes de Avis e o Banco de Gorringe), *falhas mesozóicas exumadas* (ex. Falha Pereira de Sousa), *bacias profundas interiores* (ex. Bacia Rincão do Lebre).

A área de estudo corresponde a 3300 km² da vertente continental explorados com o sonar lateral de alta resolução TOBI (*Towed Ocean Bottom Instrument*) durante a campanha HITS'01 (Figura 1.1), compreendida entre as longitudes 10°24'-9°28' W e as latitudes 37°20'-36°30' N.

1.2. Enquadramento Geral

1.2.1. Evolução Geodinâmica e Sismicidade da Margem Sudoeste Portuguesa

A área de estudo localiza-se na zona sudoeste da sub-placa litosférica Ibérica, situada a norte do limite actual das placas Africana e Eurasiática. Desde o final do Pérmico até ao Cretácico, a abertura dos Oceanos Atlântico e Tétis, formou as margens continentais Sul e Sudoeste de Portugal. Estas sofreram estiramento litosférico e acentuada subsidência durante o *rifting* Mesozóico, que ocorreu entre o Triásico e o Cretácico Inferior Terminal (Figura 1.2). Estas movimentações à escala litosférica levaram à reactivação de falhas pré-existentes, de idade Pérmica, formadas principalmente durante o evento de fracturação Tardi-Varisco [Arthaud & Matte, 1977; Ribeiro *et al.*, 2000].

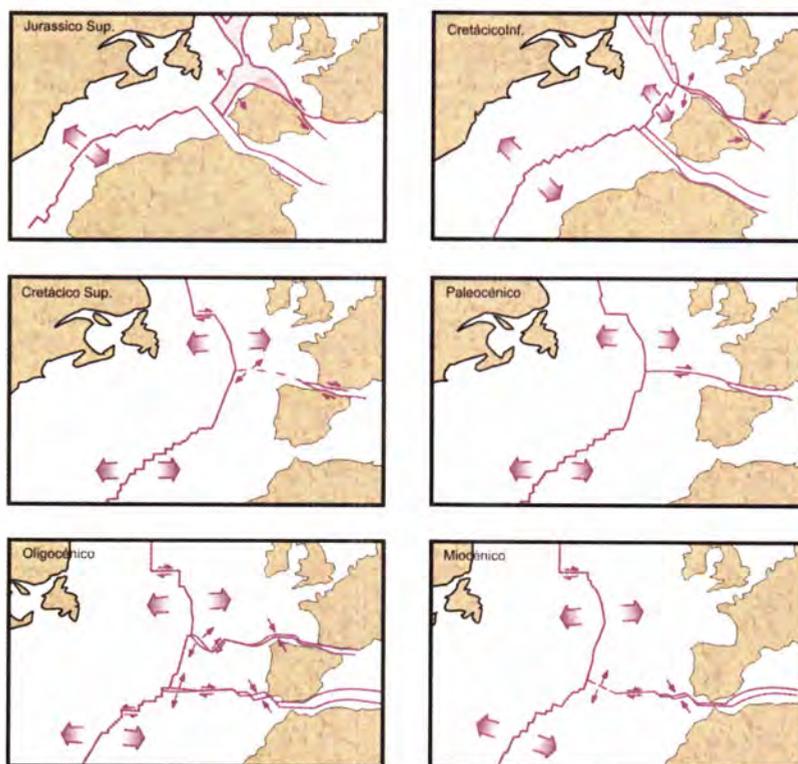


Figura 1.2 – Cinemática da Placa Ibérica do Jurássico ao Miocénico, modificada do Srivastava *et al* [1990].

A Margem Sul resultou do desenvolvimento do Neo-Tétis ocidental, cujo mecanismo motriz foi o da separação entre a África e a América em regime de tracção pura e entre a África e a Ibéria em regime transtensivo sinistrógiro. A Margem SW, gerou-se devido ao processo de *rifting* orientado E-W, que conduziu à separação entre a América e a Eurásia, e à abertura do Oceano Atlântico. No Cretácico Superior, a abertura do Golfo da Biscaia induziu a rotação esquerda da sub-placa Ibérica. Igualmente neste período (pós-Cenomaniano), verificou-se a brusca mudança na trajectória de translação entre as placas Africana e Euro-asiática, de SE para NE, impondo um regime compressivo que perdurou até à actualidade. Durante este período, ter-se-à formado uma zona de subducção entre a Ibéria meridional e o Norte de África, onde terão sido consumidos segmentos de litosfera da ordem dos 100 a 150 km [Srivastava *et al.*, 1990].

Durante o Oligocénico a convergência entre a Eurásia e a África estava orientada NNE-SSW. No Miocénico, a movimentação da placa Africana em relação à placa Euro-asiática, que até então não apresentava um padrão bem definido, passa neste período ter uma orientação NNW a NW [Dewey, 1989], provocando a reactivação de falhas do Paleogénico, Mesozóico ou mesmo do Paleozóico e o levantamento dos blocos delimitados pelas falhas, provocando a inversão tectónica das duas margens.

A Margem Sudoeste Portuguesa apresenta deformação compressiva pelo menos desde do início do Miocénico, como pode ser testemunhado *onshore* pelo facto de a deformação da cadeia da Arrábida se ter iniciado durante o Burdigaliano. Este regime compressivo manteve-se ao longo do Miocénico, como se pode observar em perfis sísmicos, pela deformação apresentada pelo corpo caótico ou “Olistostroma de Gibraltar” de idade Miocénica Superior [Maldonado *et al.*, 1999]. Este encontra-se deformado e os respectivos depocentros encontram-se controlados tectónicamente

Actualmente, a Margem Sudoeste Portuguesa apresenta um campo de tensões transpressivo horizontal com orientação WNW-ESE [Cabral & Ribeiro, 1989; Borges *et al.*, 2001]. Dependendo da sua orientação, as estruturas pré-existentes foram reactivadas segundo estilos tectónicos distintos, podendo funcionar como falhas inversas, como falhas deslizante ou, em número mais reduzido, como falhas normais [Cabral & Ribeiro, 1989].

A actividade tectónica recente e a sismicidade exibida por esta área, resultam da sua localização próxima da fronteira entre as placas Africana e Euro-Asiática, que se estende desde o ponto triplo dos Açores até ao estreito de Gibraltar. No sector entre o Banco de Gorringe e Gibraltar, a convergência entre estas placas nos últimos três milhões de anos, deu-se a um ritmo de 4 mm/ano com uma orientação de NNW-SSE [Argus *et al.*, 1989]. Neste enquadramento tectónico, esta área é caracterizada por apresentar uma sismicidade moderada, sendo produzidos sismos cuja magnitude geralmente não ultrapassa $M=5$ [Cabral, 1995]. Os mecanismos focais sugerem, predominantemente, movimentação em falhas inversas ou em falhas de desligamento, ou com as duas componentes (Figura 1.3).

A partir da projecção dos epicentros dos sismos registados, pela rede de vigilância TransFrontier, durante o período entre Janeiro de 1995 e Março de 2000, pode-se observar uma concentração da actividade sísmica em quatro zonas das Margens Sudoeste e Sul Portuguesas: no Banco de Gorringe; na Planície Abissal da Ferradura, mais especificamente na zona do sismo de Fevereiro de 1969; a sudoeste do Cabo de São Vicente; na zona do Banco de Guadalquivir (Figura 1.3).

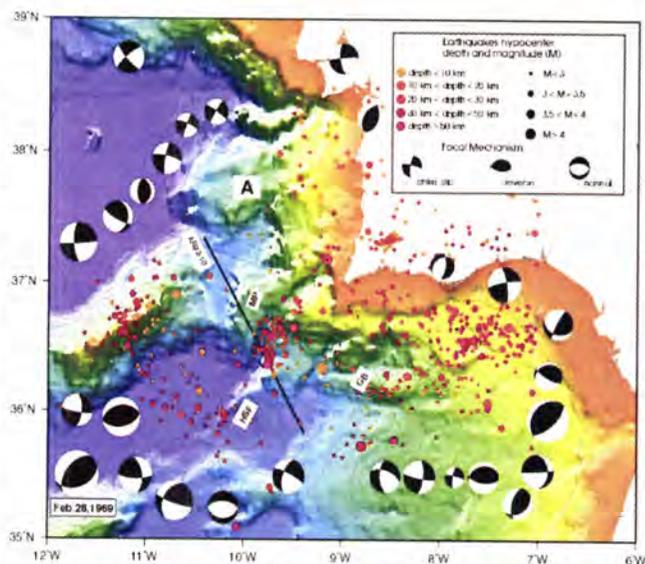


Figura 1.3 – Localização epicentral de sismos registados de 1995 a 2000. O mecanismo focal dos sismos anteriores a 1995 foi retirado de Hayward *et al.* (1999). MP: Marquês de Pombal; HSF: Falha da Ferradura; GB: Banco de Guadalquivir; AR92-10: linha sísmicas de reflexão AR 10. [Zitellini *et al.*, 2001].

Apesar da sismicidade moderada da área, registaram-se em tempo histórico vários eventos de magnitude superior a 7.5, entre os quais se destaca o sismo de Lisboa de 1755, que atingiu a intensidade máxima de XI e magnitude estimada de $M=8,5$ a $8,9$, segundo Martins e Mendes Victor [1990]. Eventos desta magnitude são fenómenos anómalos nas margens passivas, pois são típicos de zonas de subducção ou de colisão. Atendendo a estes factos, tem sido sugerido que a margem ocidental

portuguesa esteja presente a atravessar um período de passagem de margem passiva a activa [Ribeiro & Cabral, 1987; Ribeiro, 1994; Ribeiro *et al.*, 1996].

A área de estudo deste trabalho, da Falha Marquês de Pombal (FMP), insere-se numa das zonas de concentração de epicentros, uma vez que, sendo a FMP inclinada para ESE, os hipocentros de sismos gerados por esta falha tenham que situar-se forçosamente a E do traço da rotura superficial da mesma, aliás como demonstrado por Zitellini *et al.* [2001], segundo o qual a FMP corresponde a um cavalgamento com inclinação média de 24° e a profundidade de eventos sísmicos se situa à volta de 30 km (Figura 1.4).

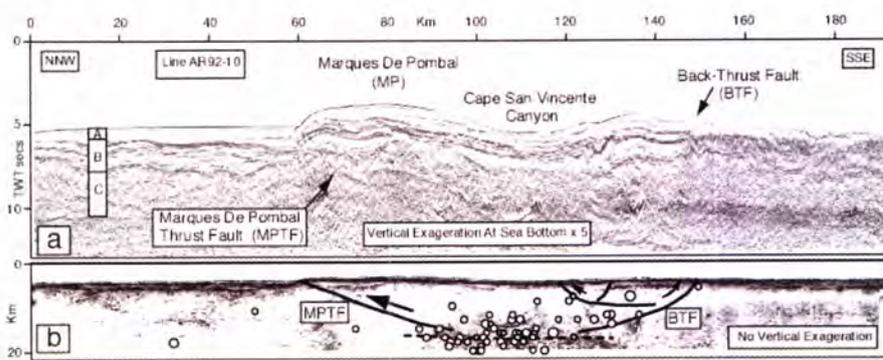


Figura 1.4 – Linha sísmica AR 10 - ver a localização da linha na figura anterior. a) linha sísmica migrada. b) a mesma linha sísmica mas convertida em profundidade, com a projecção dos hipocentros sísmicos registados a 30 km da linha Ar 10. A dimensão dos círculos é proporcional à magnitude[Zitellini *et al.*, 2001].

1.2.2. Sismo de 1 de Novembro de 1755

Como foi referido, a Margem Sudoeste Portuguesa apresenta um regime de sismicidade de magnitude e frequência moderadas, pontuado por eventos de intensidade muito elevada; o sismo que no dia 1 de Novembro de 1755 devastou Lisboa é exemplo disso. Este sismo de intensidade X-XI na escala de Mercalli e de magnitude estimada de $M=8,5$ a $8,9$ segundo Martins & Mendes Victor [1990] foi um dos eventos naturais históricos mais destrutivos da Europa, sendo mesmo considerado um dos dez acontecimentos históricos que abalaram o mundo [Winock, 2002], pelo impacto extraordinário que teve na sociedade de época, a destruição duma das maiores metrópoles mundiais.

A destruição da cidade de Lisboa não se deveu exclusivamente ao sismo mas, à acção conjunta do abalo sísmico, dos fogos desencadeados e da onda tsunâmica que se seguiu ao sismo (Figura 1.5). O sismo ocorreu às 9h 40m, quando milhares de velas se encontravam acesas nos lares e igrejas de Lisboa, momento em que decorriam missas assinalando o dia de Todos os Santos. Das 40 igrejas principais da cidade igrejas ruíram; de Santarém eram visíveis as chamas dos incêndios que lavraram a cidade durante vários dias.

Desta combinação devastadora resultaram em todo país, pelo menos, 10 mil mortes, das quais mil foram atribuídas exclusivamente ao tsunami [Baptista *et al.*, 1998^a], numa população total que na época não excedia os 260 mil habitantes. Supõe-se que o número de mortes em Lisboa devidas as ondas tsunâmicas, não foi maior graças à muralha construída por Filipe I de Portugal. Esta muralha terá servido de obstáculo à entrada das águas do Tejo, não impedindo no entanto, que ondas de seis metros penetrassem 250 metros dentro da cidade [Baptista *et al.*, 1998^a].



Figura 1.5 – Vista da destruição de Lisboa, a partir da margem sul (Gabinete de Estudos Olisiponenses).

Com base em documentos históricos, alguns deles com surpreendente rigor científico, sabe-se que o sismo foi sentido em toda a Europa e a onda tsunâmica registada em todo o Atlântico Norte, inclusivamente na costa oeste; a cidade de Cádiz (Espanha) registou o sismo com uma intensidade VIII, na escala de Mercalli, segundo Martinez Solares [1979], e o tsunami com ondas entre os 11 e os 20 metros de altura, resultantes da geometria particular da baía de Cádiz [Andrade, 1992]; Safi

e Agadir, entre outras cidades costeiras do Norte de Africa foram danificadas pelo tsunami; Em Cork, na Irlanda, ocorreu a inundação do mercado do porto [Phil. Trans., 1756]; Na Cornualha registaram-se ondas de 2 metros [Baptista *et al.*, 1998^a]; No porto de Haarlem, na Holanda, registou-se a destruição de navios; Na Bo mia, uma fonte hidrotermal secou durante os dois dias que se seguiram ao sismo [Phil. Trans., 1756].

Sem d vida que o sismo de 1755 foi um dos eventos catastróficos que mais afectou a Europa. Contudo já se registaram repetidas vezes, ao longo da história, sismos na Margem Ibérica seguidos de grandes tsunamis: 60-63 A.C., 1531, 1722. O sismo de 27 Dezembro de 1722, com epicentro proposto   latitude 37  N e longitude 10  E [Ud as *et al.*, 1976], originou uma onda tsunâmica de grande dimensões que varreu as cidades costeiras desde o cabo de S. Vicente até Faro. Posteriormente, no entre 1755-1769 ter o ocorrido, no Algarve, pelo menos outros quatro tsunamis [Andrade, 1992].

1.2.3. Estudo da Falha Marquês de Pombal

A localização exacta e a geometria da estrutura geradora do sismo de 1755 ainda são alvo de discussão e de incerteza. Com base em mapas de isossistas Martinez Solares *et al.* [1979] e Levret *et al.* [1991] entre outros autores, sugerem que o sismo teria tido o mesmo epicentro que o sismo de 28 de Fevereiro de 1969, na Planície Abissal da Ferradura (36,01  N; 10,57  W) a Sul do Banco de Gorringe [Fukao, 1973]. Esta hipótese tornou-se a mais divulgada, não só dentro, como fora da comunidade científica. Contudo, os modelos de propagação da onda tsunâmica de

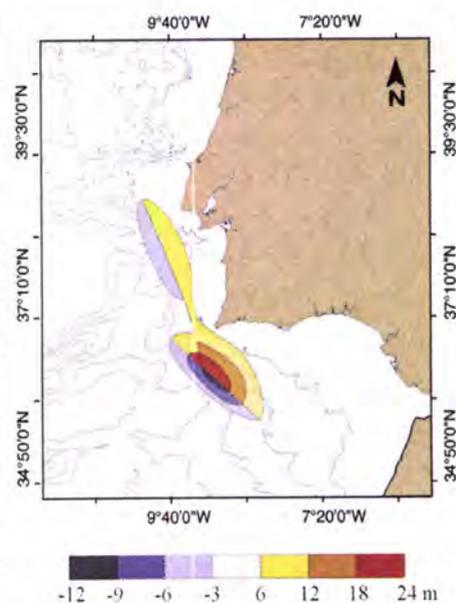


Figura 1.6 – Modelo de propagação da onda tsunâmica do sismo de 1755. Adaptado de Baptista *et al.* [1998^b].

1755, realizados por Baptista et al. [1998^a] excluem esta possibilidade. Estes autores, a partir dos parâmetros definidos para o tsunami, com base nos registos históricos, sugerem que a estrutura tsunamigénica estaria situada entre o Banco de Gorringe e a costa sudoeste portuguesa, a 100 km a oeste do Cabo de S. Vicente, correspondendo a uma estrutura com geometria em L, na qual a secção norte apresenta uma orientação NNW-SSE e a secção sul uma orientação NW-SE (Figura 1.6). Esta área já tinha sido referida por outros trabalhos, Udías *et al* [1976] indica que o sismo de 1755 teria origem na região 37°00' N 10°00' W.

Em 1992, durante a campanha oceanográfica RIFANO (financiada pelo *Italian National Research Council*) foi adquirido um perfil sísmico de reflexão (AR-10) cujo traçado obedeceu a duas condições: localizar-se sobre o epicentro do sismo de Lisboa de 1755 proposto por Udías *et al.* [1976] e paralelo à direcção de compressão máxima actual [Argus *et al.*, 1989]. Neste perfil foi identificada uma estrutura muito expressiva que evidencia uma deformação activa, com dobramento e interrupção de unidades estratigráficas e com um rejeito do fundo oceânico de mais de 1000 m (Figura 1.4). A estrutura, situada entre o Banco de Gorringe e o Cabo de São Vicente, é designada a bordo de Falha Marquês de Pombal. Zitellini *et al.* [1999], propõem, pela primeira vez, a Falha Marquês de Pombal como a possível estrutura geradora do sismo de 1 de Novembro de 1755. A localização e a orientação da Falha Marquês de Pombal são compatíveis com o modelo proposto para a propagação da onda tsunâmica de 1755 de Baptista et al. [1998^b].

Através do projecto IAM (*Iberian Atlantic Margins*), realizou-se em 1993 uma campanha oceanográfica que teve como objectivo estudar a natureza dos níveis mais profundos das crustas continental e oceânica, em determinadas áreas da Margem Ibérica Atlântica, para a melhor compreensão dos processos associados a formação desta Margem (http://caribe.ija.csic.es/IAM/iam_project.htm). Uma das áreas estudadas foi a zona sudoeste portuguesa, em especial o Banco de Gorringe, a vertente e a plataforma continentais e o Canhão de S. Vicente. Contudo, devido ao elevado espaçamento das linhas sísmicas e desconhecimento pormenorizado da batimetria da margem, a Falha Marquês de Pombal não foi detectada.

Posteriormente, em 1998, a Falha Marquês de Pombal foi geometricamente caracterizada em maior pormenor, graças à realização de uma campanha de geologia marinha no âmbito do projecto BIGSETS (*Big Source for Earthquakes and Tsunami Structures*, http://doc.igm.bo.cnr.it/bs98_rep/). Durante esta campanha procedeu-se a um levantamento de sísmica de reflexão multicanal, magnetometria e à amostragem do fundo do mar; na zona oriental do Banco de Gorringe e margem continental portuguesa, aproximadamente, até ao paralelo de Sines.

Os dados obtidos durante esta campanha, para além de confirmarem a geometria e cinemática da falha (cavalgamento de orientação NNE-SSW) permitiram ainda determinar que o traço aflorante desta se estende por 55 km, acompanhado pela subida abrupta do fundo do mar de mais de 1.000 m. O que revela que a Falha Marquês de Pombal só por si não poderia ter gerado o sismo de 1755, visto que a energia necessária para gerar um sismo de $M = 8,5$ requer uma ruptura com cerca de $10.000 - 20.000 \text{ km}^2$, que corresponde a $100 - 200 \text{ km} \times 70 - 100 \text{ km}$ e um rejeito de $10 - 20 \text{ m}$ [Zitellini *et al.*, 2001].

Sabendo que a Falha Marquês de Pombal não seria suficiente grande para gerar o sismo de 1755 e não se conhecendo nenhuma outra estrutura que pudesse ter sido a estrutura sismogénica deste sismo, surge a hipótese de que o sismo poderia ter sido originado num descolamento basal que teria provocado ruptura superficial em diferentes segmentos frontais separados por zonas de transferência [Ribeiro *et al.*, 2000]. Durante a campanha TTR10 (*Training Through Research, 10th*), em 2000, obtiveram-se dados com sísmica multicanal, penetrador de sedimentos de 3,5 kHz, sonar lateral OKEAN 10 kHz (Figura 1.7) e sonar lateral ORETECH de alta resolução não só da área da Falha Marquês de Pombal mas também mais a norte, na zona da Falha Pereira de Sousa [Terrinha *et al.*, 2002]. A Falha Pereira de Sousa, com 65 km e uma orientação N-S, apresentava-se como um possível prolongamento para norte da Falha Marquês de Pombal deslocado para Este por uma zona de transferência.

Face aos novos dados, Terrinha *et al.* [2002] verifica: (1) que a Falha Marquês de Pombal é constituída por duas secções com características distintas; (2) que a Falha Pereira de Sousa corresponde a uma falha normal activa, contemporânea da abertura oceânica Mesozóica, que não foi reactivada como falha inversa durante a inversão tectónica; (3) a existência de abarrancamentos e depósitos turbidíticos ao longo da escarpa abrupta da Falha Pereira de Sousa e (4) a existência de escorregamentos de grandes dimensões associados a Falha Marquês de Pombal. Estes autores sugerem que os processos de instabilidade de vertente associados a Falha Marquês de Pombal puderam ter sido induzidos pelos eventos de libertação de energia da falha, como o sismo de 1755.

Em Maio de 2000, a bordo do navio oceanográfico espanhol Hespérides, equipado com dois sistemas de eco-sonda multi-feixe (simrad EM12 e EM1002) e com o penetrador de sedimentos de alta resolução TOPAS (1 – 5,5 KHz), realizou-se a campanha PARSIFAL, ainda no âmbito do projecto europeu BIGSETS. O levantamento batimétrico (entre as latitudes 36° - 38° N) revela a complexidade morfológica desta área; a imagem acústica obtida com o sistema acústico multi-feixe, expõe várias áreas de afectadas por escorregamentos associados as falhas existentes; na sísmica de alta resolução são identificados sucessivos depósitos de escorregamentos, na base da escarpa da Falha Marquês de Pombal, que evidenciam a recorrência da actividade desta falha [Gràcia *et al.*, 2003a].

No ano seguinte, em Setembro de 2001, realiza-se a campanha HITS'01 (*High Resolution Imaging of Tsunamigenic Structures in the Southwest Iberian Margin*) novamente a bordo do navio oceanográfico *Hespérides*; deste vez também equipado com o sonar de varrimento lateral TOBI (*Towed Ocean Bottom Instrument*). Com este sonar obtém-se uma imagem acústica de alta resolução da ruptura superficial da Falha Marquês de Pombal assim como da área de transição a Norte e a Sul (perfazendo uma área de ~3200 km²). Adicionalmente, durante essa campanha foram obtidos cerca 700 km de linhas sísmicas de reflexão com o penetrador de sedimentos TOPAS, 3 *cores* gravíticos e um *multi-core* a tecto da Falha Marquês de Pombal.

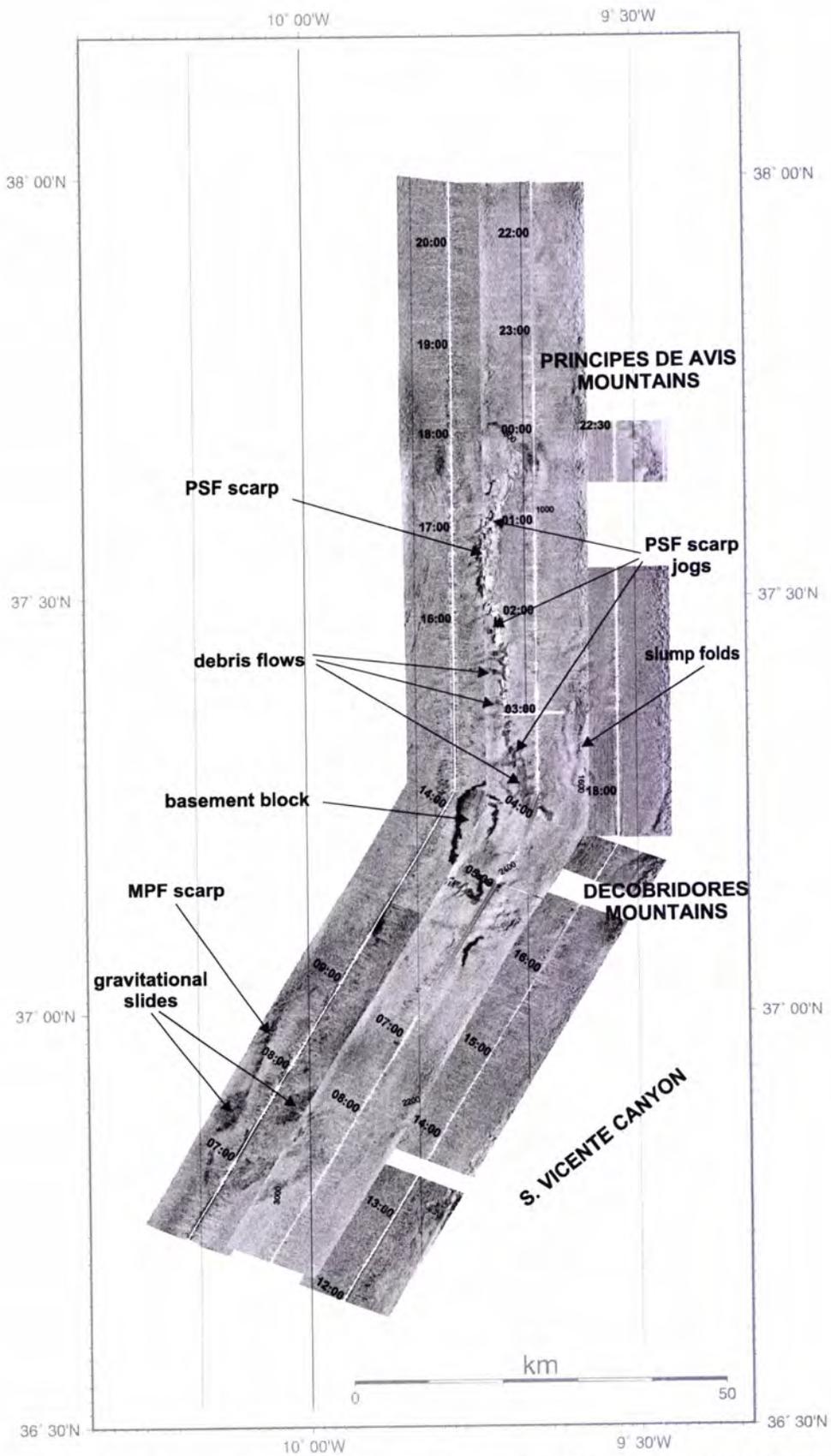


Figura 1.7 – Imagem acústica obtida com o sonar lateral de superfície OKEAN (10 KHz) durante a campanha TTR10 (Training Through Research, 10th), em 2000 [Terrinha et al., 2002]

A área da Falha Marquês de Pombal tem sido repetidamente abrangida em vários cruzeiros ao longo dos últimos três anos (ex: PRIME'03, GAP'03, MATESPRO'04), contribuindo continuamente para o estudo dessa estrutura. Contudo, este trabalho restringe-se aos dados adquiridos até à data do cruzeiro HITS.

2. Dados e Métodos

Exceptuando algumas breves incursões aos fundos oceânicos, recorrendo a submersíveis ou a equipamentos operados remotamente (ROV's), toda a informação disponível relativa a esta vasta região do planeta é recolhida por instrumentos de detecção remota [Small & Sandwell, 1994]. Contudo, os sistemas de exploração remota convencionais (ópticos ou de radar) não são aplicáveis no estudo dos fundos oceânicos profundos visto que a coluna de água representa uma barreira intransponível para estes sistemas, graças à sua elevada capacidade de absorção da energia electromagnética.

A cartografia morfo-estrutural apresentada nesta dissertação foi realizada com recurso a diversos tipos de sistemas hidro-acústicos: sísmica de reflexão, batimetria multi-feixe e imagens de sonar de varrimento lateral. Estes sistemas de prospecção geofísica (especialmente concebidos para utilização em ambientes aquáticos) analisam as características das ondas sonoras emitidas por fontes mecânicas ou eléctricas e reflectidas do objecto de estudo.

As linhas sísmicas de reflexão utilizadas foram obtidas nas campanhas oceanográficas Arrifano (1992), IAM (1993) e BIGSETS (1998); os dados batimétricos foram adquiridos com eco-sonda multi-feixe EM-12 durante as campanhas PARSIFAL (2000) e HITS'01 (2001); e as imagens acústicas do fundo oceânico foram captadas com o sonar de varrimento lateral de alta resolução – TOBI (*Towed Ocean Bottom Instrument*), durante a campanha HITS'01 (Figura 2.1).

A exactidão dos dados não depende apenas das características intrínsecas das técnicas acústicas, estando estreitamente associada à sua efectiva integração com um bom sistema de posicionamento geográfico; a localização geográfica dos dados foi efectuada recorrendo a sistemas de posicionamento global GPS.

Os mapas apresentados ao longo desta tese foram produzidos recorrendo ao Sistema de Informação Geográfica (SIG) ArcGISTM, desenvolvido por *Environmental Systems Research Institute* (ESRITM). Nestes mapas os dados

encontram-se projectados na rede de projecção Mercator, definida para o paralelo 37° N no elipsóide WGS-84.

A metodologia utilizada para o tratamento dos dados estudados será descrita nas secções específicas para cada tipo de dados, assim como a descrição mais detalhada dos próprios dados.

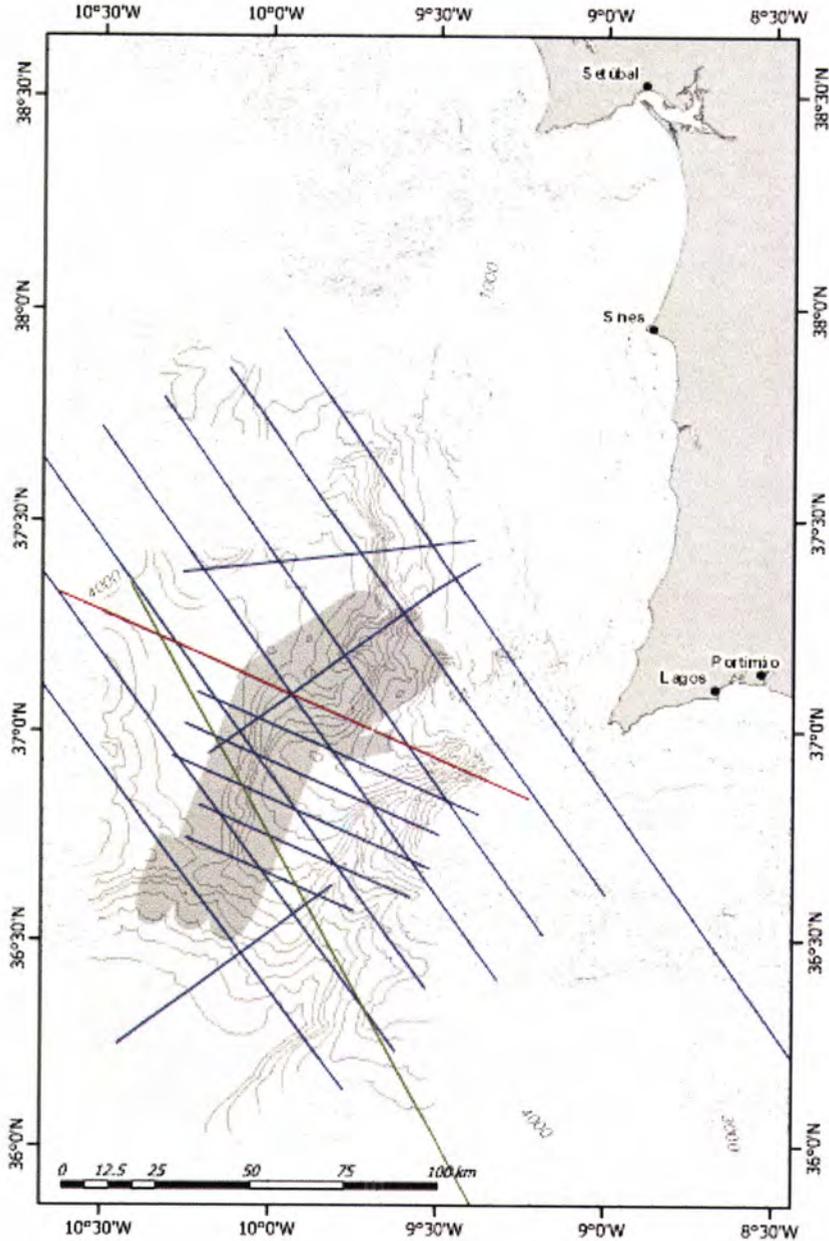


Figura 2.1 – Localização dos dados geofísicos estudados. Linhas sísmicas IAM (vermelho), ARRIFANO (verde), BIGSETS (azul); imagens de sonar TOBI (cinza escuro) e batimetria EM 12 (cinza claro). A equidistância vertical das linhas batimétricas é 200 metros.

2.1. Sísmica de Reflexão

O princípio de funcionamento de um sistema de sísmica de reflexão marinha passa pela transformação de um sinal eléctrico num sinal acústico, que se propaga na coluna de água sob a forma de uma onda de pressão, até ao fundo oceânico. A onda acústica propaga-se em profundidade até encontrar uma superfície que se comporte como “espelho acústico”, ou seja, uma superfície de separação entre dois meios de propriedades acústicas distintas, capaz de reflectir parcialmente o sinal emitido. As sucessivas reflexões sofridas por esta onda, à medida que se propaga por diferentes “espelhos acústicos”, são captadas à superfície por um sistema de recepção que transforma o sinal acústico num sinal analógico bipolar, passível de ser filtrado, ampliado e visualizado.

As características acústicas dum determinado meio são definidas pela sua **Impedância Acústica** (Z), que se define como o produto da densidade do meio (ρ) com a velocidade de propagação (V_p). A intensidade do sinal reflectido numa determinada superfície está directamente relacionada com a diferença entre as impedâncias acústicas dos dois meios; quanto maior a diferença, mais intenso será o sinal reflectido [Badley, 1947]. A intensidade da reflexão numa superfície é determinada pelo **Coefficiente de Reflexão** (K_R), que é definido pela seguinte equação:

$$K_r = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_{p1}}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_{p1}} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

Em que: ρ_1 , V_{p1} , Z_1 representam a densidade, velocidade de propagação e impedância acústica, respectivamente, do meio de propagação; e ρ_2 , V_{p2} , Z_2 são referentes ao meio reflectivo.

Na tabela que se segue estão indicados os valores padrão do Coeficiente de Reflexão para os quatro tipos principais de reflexões detectadas no registo sísmico; as reflexões resultantes das interfaces: água / ar, água / sedimentos não consolidados, sedimentos não consolidados / rocha e água / rocha (Tabela 2.1).

<i>Meio de Propagação</i>	<i>Meio reflectivo</i>	<i>Coefficiente de Reflexão</i>
Água	Ar	0,99
Água	Sedimentos não consolidados	0,27
Água	Rocha	0,78
Sedimentos não consolidados	Rocha	0,43

Tabela 2.1 – Tabela dos valores típicos do Coeficiente de Reflexão para as quatro interfaces tipo [Hobbs & Dame, 1992].

Contudo, se o contraste entre a impedância acústica entre os dois meios não for suficientemente forte pode ocorrer o fenómeno de refacção da onda acústica, ou seja, a onda acústica consegue atravessar a superfície de separação dos meios. A Figura 2.2 representa de um modo esquemático os dois fenómenos físicos que podem ocorrer simultaneamente na interface entre dois meios: **reflexão** e **refracção**. As trajectórias definidas pelas ondas reflectidas e transmitidas (resultantes da reflexão e da refacção, respectivamente) estão dependentes do ângulo de incidência da onda emitida; o ângulo r (definido pela onda reflectida) é igual ao ângulo i (definido para a onda emitida) mas, para um dado ângulo i corresponderão diferentes ângulos t (definido para a onda transmitida) originando dispersão da onda no meio (Figura 2.2.a).

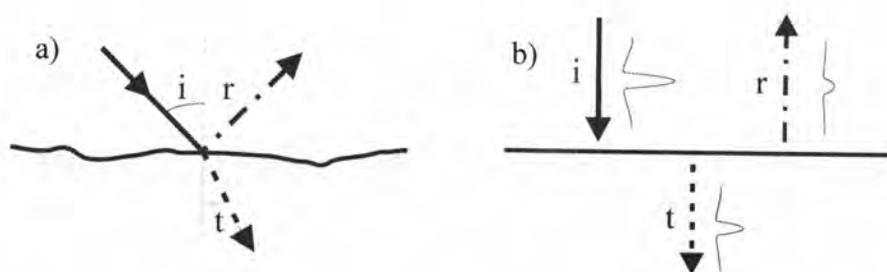


Figura 2.2 – Representação esquemática dos fenómenos de reflexão e de refacção. i - onda incidente, r - onda reflectida e t - onda transmitida. a) Relação angular entre a onda incidente e as ondas reflectida e transmitida. b) Valores de amplitude das ondas incidente, transmitida e reflectida.

Considerando que não ocorre perda de energia na superfície de transição entre os dois meios (numa situação ideal), verifica-se que o somatório da energia da onda transmitida e da onda reflectida será igual a energia da onda incidente. Na maior

parte dos casos, a fracção de energia reflectida é diminuta em comparação com a fracção de energia transmitida o que permite a detecção de reflexões de interfaces profundas (Figura 2.2.b).

Analisando as amplitudes das ondas reflectidas pode-se avaliar a magnitude do contraste acústico das interfaces responsáveis pelas reflexões e inferir se o contraste é positivo ou negativo, ou seja, se a variação de impedância acústica é crescente (i.e., $Z_1 > Z_2$) ou decrescente (i. e., $Z_1 < Z_2$). Tendo em conta que tanto o coeficiente de reflexão como o sinal do contraste acústico são predominantemente definidos por factores geológicos, tais como a litologia do meio, pode-se estabelecer uma relação entre as interfaces reflectivas registadas e as variações geológicas.

Quando duas ondas acústicas se sobrepõem elas interferem e o efeito obtido, designado por **interferência**, que consiste na soma dos efeitos de cada onda separadamente; podendo tratar-se de uma interferência positiva ou construtiva (onde se observa um aumento da amplitude), ou de uma interferência negativa ou destrutiva (ocorrendo uma diminuição da amplitude da onda).

Considerando o efeito de interferência, podem surgir novas questões: “Qual é a distância mínima entre duas interfaces para que as suas ondas reflectidas não interfiram?”, “Com que espaçamento vertical se regista a interferência construtiva máxima?” ou “Qual é a distância mínima entre interfaces para que as suas respectivas ondas reflectidas sejam individualizáveis?”. Para poder responder a estas questões é necessário conhecer o comprimento da onda emitida. Na Figura 2.3 estão esquematizados os vários graus de interferência entre as ondas reflectidas das interfaces de base e topo de uma camada de calcário com espessura crescente.

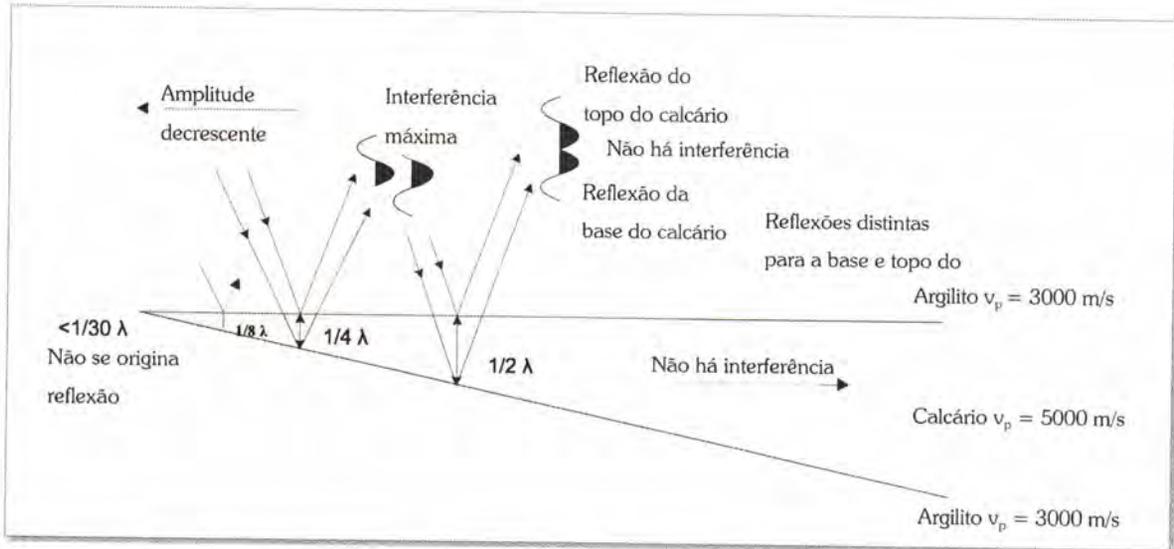


Figura 2.3 – Interferência entre as ondas reflectidas das interfaces de base e topo a várias distancias; A espessura do calcário tem que ser mais de metade do comprimento de onda para não ocorrerem interferências entre as reflexões de base e topo. Nas situações em que a espessura é $\frac{1}{4}$ do comprimento de onda regista-se a interferência construtiva máxima entre as reflexões destas duas interfaces, a partir desta espessura as duas reflexões deixam de ser individualizáveis. Camadas com espessura vertical inferior a $\frac{1}{8}$ do comprimento de onda não são distinguíveis como tal; assemelhando-se a uma reflexão fraca e isolada no registo sísmico. Se a espessura do calcário for inferior a $\frac{1}{30}$ do comprimento de onda, esta variação litológica não é perceptível no registo sísmico. Adaptado de Badley [1947].

A **resolução vertical** pode ser definida como a distância vertical mínima entre duas interfaces, necessária para dar origem a duas reflexões distintas e reconhecíveis no registo sísmico, ou seja, a resolução vertical é igual $\frac{1}{4}$ do comprimento de onda do sinal emitido. Deste modo, quanto menor o comprimento de onda (λ) (i.e. frequências mais altas) maior será a resolução vertical [Bertram & Milton, 1996]. Contudo, a resolução vertical decresce com a profundidade, uma vez que as frequências altas são atenuadas mais depressa que as frequências baixas.

A **resolução horizontal**, por seu lado, é dada pelo raio da Zona de Fresnel (i. e., área circular que reflecte a energia sísmica) que pode ser expresso pela seguinte equação:

$$r_f = \frac{V}{2} \times \sqrt{\frac{t}{f}}$$

Em que: r_f = raio da Zona de Fresnel; V = velocidade média; t = tempo-duplo em segundos; f = frequência em hertz. Deste modo, a resolução horizontal depende da

frequência da onda reflectida, da distância a que se encontra a interface em questão e da velocidade média de propagação.

Os **reflectores** (i. e., sequência de reflexões individuais geradas ao longo de uma interface) podem ser representados graficamente no registo sísmico, com base no intervalo de tempo decorrido desde que o sinal acústico é emitido até que é captado pelo sistema receptor, ou seja, com uma escala vertical em “**tempo duplo**” (T.W.T.). Conhecendo a velocidade de propagação do som nos vários meios é possível calcular a que profundidade se encontram as interfaces, ou seja transformar a escala vertical em tempo duplo para profundidade em metros.

2.1.1. Componentes dos sistemas de Sísmica de Reflexão

Cada sistema sísmico é caracterizado por duas propriedades inversamente relacionadas: resolução e penetração; capacidades definidas pela amplitude e frequência do sinal emitido. Maior frequência implica menor penetração e maior resolução consequentemente uma menor frequência leva a maior penetração mas a uma menor resolução. Dependendo da amplitude e da frequência desejada pode-se optar por vários sistemas transdutores/emissores, ou seja, diferentes **fontes de energia**. Por exemplo: no caso dos sistemas *Boomer* o impulso sonoro emitido é produzido pelo embate electromagneticamente induzido de duas placas metálicas, enquanto que nos sistemas *Sparker* a onda de pressão é gerada por uma descarga eléctrica libertada por eléctrodos colocados na água.

As linhas sísmicas IAM, ARRIFANO e BIGSETS foram obtidas recorrendo ao sistema de **canhões de ar**. Neste sistema o impulso acústico resulta da libertação instantânea de ar comprimido a 3-10 metros abaixo da superfície da água. O ar é inicialmente transferido de um compressor de ar a bordo do barco até à câmara de operações de volume fixo onde fica armazenado, sendo em seguida injectado para a câmara de disparo onde ocorrerá a libertação do ar, através de orifícios na parede da câmara de disparo (Figura 2.4). A energia acústica emitida pelo canhão de ar é determinada pela pressão e volume da câmara de disparo. A libertação explosiva do

ar produz uma rápida onda de choque principal seguida de várias ondas de choque secundárias resultantes das repetidas expansões e colapsos da bolha de ar face a pressão hidrostática.

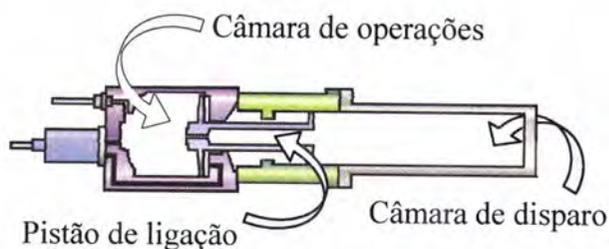


Figura 2.4 – Interior de um canhão de ar. O ar a alta pressão armazenado na câmara de operações é injectado através do pistão de ligação para a câmara de disparo. A energia acústica emitida pelo canhão de ar é função da pressão e volume da câmara de disparo.

Na sismica de reflexão marinha utilizam-se geralmente como receptores acústicos sistemas receptores/transdutores cerâmicos – designados por **hidrofones**. Estes sistemas têm uma grande sensibilidade para as pequenas vibrações da água que são traduzidas para impulsos eléctricos transmitidos, através de um cabo de sinal, ao sistema de aquisição de dados.

Nos equipamentos que visam a obtenção de perfis sísmicos de alta resolução, (indicados para o estudo de sedimentos não consolidados pouco profundos), a fonte de energia pode estar instalada na mesma estrutura que os hidrofones. Todavia, nos equipamentos com maior capacidade penetrativa, os hidrofones têm necessariamente de se encontrar separados da fonte acústica. Normalmente, nestes casos, os hidrofones encontram-se num **streamer** arrastado atrás do navio (Figura 2.5).

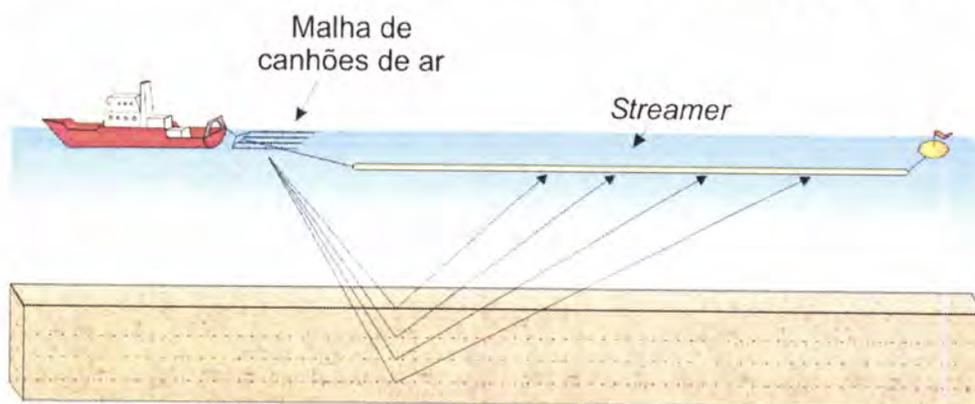


Figura 2.5 – Esquema da disposição de um equipamento de sismica multicanal. Uma fonte sísmica (Malha de canhões de ar) rebocada pelo navio emite ondas sísmicas que se propagam através dos sedimentos ou rocha, sofrendo reflexões nas interfaces que separam materiais com propriedades acústicas distintas. A recepção das ondas reflectidas efectua-se através de hidrofones montados no *streamer*.

O *streamer* é um dispositivo constituído por vários hidrofones e um amplificador, encerrados num tubo flexível de PVC preenchido por um líquido (normalmente querosene) que lhe confere uma impedância acústica igual à da água. Este líquido confere ao *streamer* uma fluabilidade positiva, controlada por flutuadores monitorizados remotamente do navio. Para sinalização, no final do *streamer* encontra-se uma bóia. Estes dispositivos (*streamer*) podem apresentar mais de 5 km de comprimento, o que possibilita o registo acústico bastante completo: desde dos ecos mais superfícies até aos ecos mais profundos. Nos *streamers* de sísmica multi-canal os hidrofones encontram-se subdivididos em grupos de hidrofones ligados em paralelo, em que cada conjunto de hidrofones transmite o sinal sísmico num canal distinto.

À medida que o sinal acústico se propaga vai perdendo energia; a amplitude do sinal reflectido vai diminuindo com o tempo. Por esta razão, é necessário compensar essa perda de energia aplicando um ganho variável no tempo (TVG). Este ganho pode ser adicionado pelo próprio sistema receptor ou posteriormente. Contudo, e independentemente da aplicação do TVG, cada sistema sísmico tem um **soco acústico**, caracterizado pela superfície a partir da qual já não é possível recolher informação; este depende da resolução e penetração do sistema e da natureza do material.

2.1.2. Parâmetros de Aquisição das Linhas Sísmicas

Os dados de sísmica de reflexão multicanal utilizados para a interpretação e cartografia estrutural do presente trabalho, foram obtidos no decurso das campanhas: RIFANO, IAM e BIGSETS (Figura 2.6). Os perfis sísmicos Arrifano e IAM são perfis de alta penetração e baixa resolução (~13-14 s TWT), enquanto que as linhas BIGSETS são linhas de resolução e penetração média (~9-10 s TWT).

Durante a campanha BIGSETS'98, realizada a bordo do navio oceanográfico *Urania*, foram adquiridas 26 linhas, perfazendo um total de 2.715 km de sísmica, ao longo da Margem Sudoeste Portuguesa. Os perfis sísmicos dispõem-se preferencialmente segundo as direcções NW-SE e WNW-ESE, existindo alguns

perfis com orientação variáveis entre NE-SW e E-W que intersectam os perfis com as orientações anteriormente mencionadas. Estas linhas foram adquiridas com 4 canhões de ar 2 Soderia G.ITM., equipados com câmaras extras que lhe conferem diferentes volumes de ar total (de 2.5 a 7.6 litros) e uma pressão de tiro ajustável de 140 a 200 bar. Dependendo das linhas o intervalo entre disparos foi de 10, 15 e 20 s, o que a uma velocidade de navegação de 4.5 – 5 nós, corresponde a um espaçamento de 25 m, 37,5 m ou 50 m, respectivamente. Foi utilizado um *streamer* de 48 canais e 1200 m de comprimento, com hidrofones agrupados de 25 m em 25 m, com uma taxa de amostragem de 1 ms [Zitellini, 1998; Rovere, 2002; Zitellini *et al.*, 2004].

Os 3820 km de linhas sísmicas IAM foram adquiridas com: malha de 36 canhões de ar agrupados em 6 grupos com um volume total de 123,3 litros e pressão de $1,38 \times 10^7$ Pa; *streamer* de 5000 m, com 192 canais de 40 hidrofones cada, agrupados de 25 em 25 metros; intervalo de disparo de 75 m e taxa de amostragem de 4 ms [Banda *et al.*, 1995].

As linhas Arrifano foram adquiridas durante a campanha RIFANO'92, a bordo do navio *Explora*, equipado com: uma malha de 32 canhões de ar de uma capacidade total de 80 litros (com intervalo de disparos de 50 metros); um *streamer* de 3 km de 120 canais, hidrofones agrupados de 25 em 25 metros e uma penetrativa de 13 e 14 s (TWT); taxa de amostragem de 1 ms. Durante esta campanha adquiriram-se 2000 km de linhas sísmica, segundo direcções aproximadamente paralelas ou perpendiculares a NNW-SSE, entre as planícies abissais de Seine e do Tejo e entre do Arco Gibraltar e a Planície da Ferradura [Zitellini *et al.*, 2004].

O processamento das linhas multicanal apresentadas neste trabalho foi efectuado no Instituto de Geologia Marinha de Bolonha com o programa DISCO, da PARADIGM Inc; para conhecer mais detalhes relativos ao processamento consultar Rovere [2002].

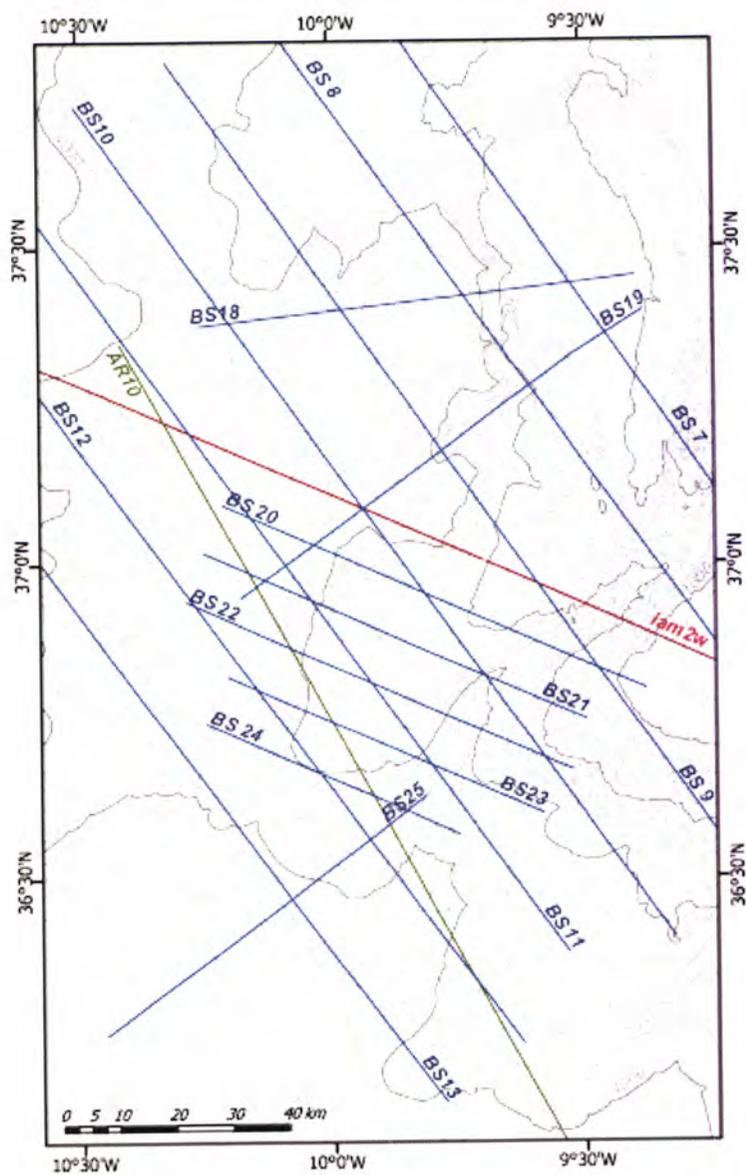


Figura 2.6 – Localização das linhas sísmica utilizadas neste trabalho. Linhas BIGSET a azul, linha AR 10 a verde e linha IAM 2W a vermelho. Curvas batimétricas com equidistância vertical de 200 metros.

2.1.3. Interpretação das Linhas Sísmicas

A Estratigrafia Sísmica é uma técnica que torna possível a concepção de modelos estratigráficos a partir da análise de perfis sísmicos de reflexão. As bases conceituais desta técnica foram formalizadas por P. Vail, R. Mitchum (e outros co-autores) e apresentados na Memória nº 26 da AAPG (*American Association of Petroleum Geologists*) em 1977. Os conceitos subjacentes a Estratigrafia Sísmica encontram-se sucintamente explanados no texto que segue.

Os reflectores sísmicos são compostos por reflexões individuais geradas ao longo das diferentes superfícies que limitam níveis com impedância acústica distintos. A variação litológica e/ou textural, pode ser responsável por um contraste de impedância acústica, associado à presença de variações abruptas de densidade-velocidade suficientes para gerar reflexões. Contudo, segundo Bertram & Milton [1996] à escala da resolução sísmica, os contrastes acústicos correspondem a interfaces entre estratos, não resultando da variação lateral de fácies (Figura 2.7). No entanto nem todas as superfícies estratigráficas gerem reflexões. Um dado reflector identificado no registo sísmico não é necessariamente relativo a uma única superfície, podendo representar o somatório ou a média das reflexões de várias superfícies de estratificação, em particular se os estratos forem finos.



Figura 2.7 – Os contrastes de impedância acústica são abruptos através dos planos de estratificação e graduais através das fronteiras de fácies dentro do mesmo estrato. Adaptado de Bertram & Milton [1996].

Uma vez que discordâncias podem separar rochas com diferentes atitudes estruturais e/ou propriedades litológicas, estas superfícies também podem gerar reflexões. Deste modo os reflectores tendem a apresentarem-se paralelos aos estratos e às discordâncias, tendo o mesmo significado cronoestratigráfico que estes;

permitindo estabelecer correlações cronostratigráficas baseadas unicamente nos reflectores sísmicos [Mitchum Jr. *et al.*, 1977], e deste modo: realizar correlações no tempo geológico; definir unidades deposicionais com significado genético; inferir a espessura e o ambiente de deposição destas unidades genéticas; estimar a paleobatimetria; efectuar considerações acerca da história pós-deposicional; reconstituir a paleomorfologia e a paleogeografia com auxílio de dados geológicos [Vail, 1977].

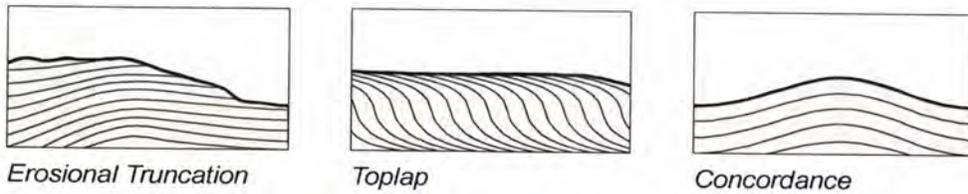
Um dos conceitos fundamentais da Estratigrafia Sísmica é o conceito de **Sequência Sísmica**, que consiste na sucessão de reflexões num perfil sísmico identificada como correspondente a uma sequência deposicional. [Mitchum Jr. *et al.*, 1977]. Entende-se por sequência deposicional: a unidade estratigráfica constituída por uma sucessão contínua de estratos, geneticamente relacionados e limitada na base e no topo por discordâncias ou pelas suas conformidades correlativas [Mitchum Jr. *et al.*, 1977].

Uma sequência sísmica pode ser constituída por várias unidades sísmicas, i.e. unidades tridimensionais com expressão cartográfica, compostas por reflectores cujas características diferem das unidades adjacentes e que se encontram limitadas por descontinuidades estratigráficas [Mitchum Jr. *et al.*, 1977; Boggs, 1987]. O objectivo da análise das unidades sísmicas é a determinação da litologia, do ambiente sedimentar e dos processos deposicionais associados, consistindo na identificação, descrição e interpretação geológica dos diferentes parâmetros sísmicos, designadamente, a geometria das **terminações** e **carácter** dos reflectores, a sua **configuração interna** e a sua **forma externa** [Vail, 1977].

Terminações sísmicas

O grupo da Exxon definiu cinco tipos de terminações de reflectores, atendendo às diferentes relações geométricas entre os reflectores e as descontinuidades (Figura 2.8): toplap (cunha somital), truncation (truncação), concordance (concordância), onlap (cunha de agradação) e downlap (cunha de progradação).

Terminações de Topo



Terminações de Base

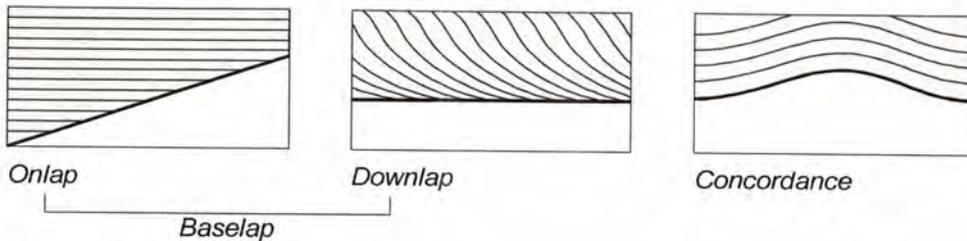


Figura 2.8 – Tipos de geometria das terminações de reflectores definidos por Mitchum et al. [1977]. Terminações de topo: *erosional truncation*, *toplap* e *concordance*. Terminações de base: *onlap*, *downlap*, *concordance*. Adaptado de Mitchum et al. [1977].

Toplap – Relação geométrica em que as terminações tangenciais dos reflectores são interpretadas como resultantes de estratos inclinados que terminam contra uma superfície sobrejacente, de menor inclinação.

Truncation – Relação geométrica em que os reflectores terminam lateralmente contra uma superfície de origem erosiva que limita lateral e superiormente uma sequência sísmica.

Concordance – Os reflectores apresentam-se dispostos paralelamente às reflexões da descontinuidade sobrejacente ou subjacente. Estando ausente qualquer tipo de discordância angular.

Onlap – Relação geométrica interpretada como resultado de estratos inicialmente horizontais ou inclinados que progressivamente terminam sobre uma superfície com uma inclinação maior.

Downlap – Relação geométrica interpretada como sendo resultante de estratos inicialmente inclinados a terminarem progressivamente sobre uma superfície de menor inclinação ou horizontal.

As terminações em *truncation* implicam necessariamente a ocorrência de um período erosivo, tratando-se, por isso, do critério geométrico mais fiável para identificar o limite superior de uma sequência sísmica. As terminações em *toplap* são consideradas como evidência de um hiato deposicional (*sedimentary bypassing*), raramente resultando de erosão.

A geometria *onlap* é reveladora de um hiato deposicional resultante da interrupção da deposição, sendo o critério mais fiável para a identificação o limite inferior de uma sequência sísmica. Na impossibilidade de se proceder à distinção entre um caso de *onlap* ou de *downlap* devido a deformação tectónica posterior, recorre-se ao termo de *baselap* que abrange os dois casos.

Carácter das reflexões

A **continuidade dos reflectores** depende fundamentalmente da continuidade lateral do contraste densidade-velocidade. Este parâmetro indica a continuidade da estratificação, a extensão de um ambiente de deposição e a energia envolvida nos processos sedimentares; sugerindo a sua localização na sequência. Reflectores contínuos indicam a manutenção das condições de sedimentação ao longo de uma grande área, sem alteração significativa do regime energético. Por outro lado, um padrão de reflectores com terminações, apresenta uma fraca continuidade e evidência variações da energia de deposição em resposta a transgressões e regressões [Boggs, 1987].

A **amplitude das reflexões** refere-se à amplitude máxima da onda reflectida e está directamente dependente do coeficiente de reflexão, do contraste de impedância acústica e da energia da onda emitida. É igualmente afectada pelo conteúdo de fluidos e pelo espaçamento entre superfícies de reflexão (Figura 2.9); sendo possível calcular a espessura das camadas a partir da análise da amplitude da onda reflectida.

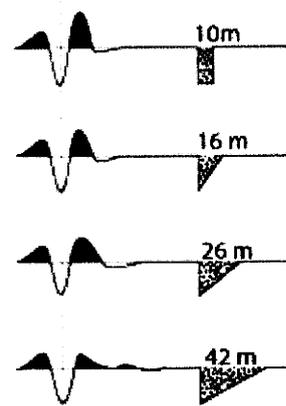


Figura 2.9 – Resposta sísmica relativa a níveis de areia com espessuras distintas. Adaptado de Neidell, N. S. & Poggiagliolm, E.[1977].

As rápidas variações no nível de amplitude evidenciam alterações na natureza e espessura das formações; estando geralmente associadas a elevados níveis de energia de deposição. Enquanto que, a estabilidade do valor de amplitude das reflexões ao longo de grandes áreas está associada a uma continuidade dos estratos e uniformidade litológica.

A **frequência das reflexões** refere-se ao número de oscilações da onda reflectida por segundo. Apesar de estar extremamente relacionada com as características instrumentais, também é afectada pelo conteúdo de fluidos e pelo espaçamento entre superfícies de reflexão. Existe uma relação inversa entre a frequência das reflexões e a espessura dos estratos (i.e. frequências elevadas correspondem a estratos finos e a estratos espessos apresentam valores baixos deste parâmetro).

Configuração interna dos reflectores

A configuração interna dos reflectores refere-se aos padrões definidos pelas relações geométricas entre reflectores, identificáveis no registo sísmico. Estas relações geométricas estão relacionadas com os processos de deposição, erosão e paleotopografia e ainda pela presença de fluidos. Distinguem-se cinco tipos principais de configurações[Mitchum Jr. *et al.*, 1977]:

Paralela e subparalela: Os reflectores dispõem-se paralelamente, de um modo horizontal ou ondulado, apresentando uma boa amplitude e continuidade lateral (Figura 2.10). São gerados por estratos que foram depositados a taxas de sedimentação uniforme em ambientes estáveis. Ocorrem frequentemente nas plataformas continentais ou bacias estáveis.

Divergente: Os reflectores apresentam uma geometria convergente ou divergente; diminuindo ou aumentando, respectivamente, para o depocentro da bacia. Esta configuração reflecte a variações laterais da

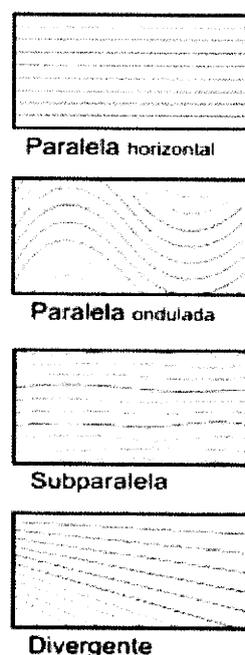


Figura 2.10 – Tipos de configuração interna dos reflectores: paralela (horizontal ou ondulada), subparalela e divergente. Adaptado de Mitchum, Jr. *et al.* [1977].

espessura das unidades, associadas a diferenças da taxa de sedimentação ou à progressiva inclinação da superfície de deposição (Figura 2.10).

Progradante: São padrões com geometrias mais complexas, resultantes do desenvolvimento superfícies deposicionais com inclinações suaves na direção da migração do depocentro da bacia. Podem-se individualizar diversos padrões de configuração de progradante: **sigmoidal**, **oblíqua** (tangencial ou paralelo), **sigmoidal-oblíqua**, **shingled** e **hummocky** (Figura 2.11). Estes padrões são resultantes das diversas relações entre a energia de deposição, o acarreo sedimentar e o espaço de acomodação.

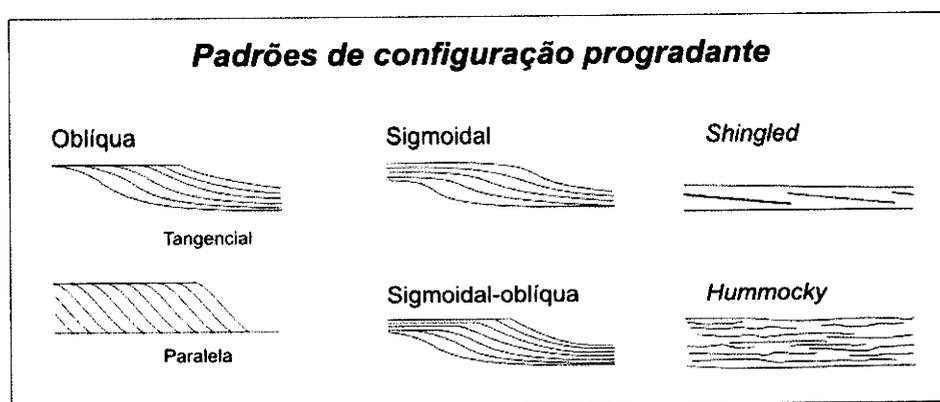


Figura 2.11 – Padrões progradante: Progradante oblíqua (tangencial e paralela) – acarreo sedimentar num ambiente de alta energia e subsidência nula ou insignificante; **Progradante sigmoidal** – ambiente de deposição de baixa energia e escasso acarreo sedimentar, sujeito a subsidência rápida e/ou subida rápida do nível do mar; **Progradante sigmoidal-oblíqua** – ambiente deposicional dominado por energia elevada, marcado pela alternância de episódios agradacionais e de não deposição; **Progradante shingled** – progradação em águas pouco profundas; **Progradante hummocky** – interdigitação de pequenos lóbulos de progradação desenvolvidos em ambiente de plataforma interna. Adaptado de Mitchum, Jr. *et al.* [1977].

Caótica: Os reflectores dispõem-se desordenadamente, apresentando um padrão descontínuo. Indicam uma deposição em ambiente de energia variável ou estão associados a fenómenos de deformação da estratificação original, por escorregamentos gravíticos, complexos de canais, falhas ou dobras, etc.

Transparente: Esta configuração é caracterizada pela ausência total ou parcial de reflexões sísmicas. A ausência de superfícies de reflexão pode deve-se à ocorrência de uma litologia muito homogênea, à ocorrência de corpos ígneos ou massas salinas, ou à deformação e/ou metamorfização marcada.

Forma externa

A **forma** externa depende da geometria da superfície sobre a qual repousa a unidade sísmica ou a sequência sísmica e ainda da distribuição espacial da espessura do corpo sedimentar. A determinação da forma tridimensional de uma unidade ou sequência sísmica tem que ser efectuada, em mapa, com base em vários perfis sísmicos. Mitchum Jr. *et al* [1977] distingue diversos tipos de formas: em lâmina, em lâmina dobrada, em cunha, em banco, em monte, em leque, e de preenchimento.

Devido a uma batimetria muito complexa e à escassez de informação litostratigráfica, a correlação estratigráfica à escala regional das unidades sísmicas existentes na área estudada é numa tarefa que vai além dos objectivos desta tese. Deste modo, durante a interpretação das linhas sísmicas optou-se por seguir as unidades sísmicas previamente individualizadas por Rovere [2002], os horizontes-guia utilizados para a visualização tridimensional (e na quantificação da deformação) correspondem aos reflectores que delimitam estas unidades cujo significado cronostratigráfico proposto pelo autor acima referido encontra-se explanado no capítulo que se segue, relativo à cartografia estrutural.

2.1.4. Visualização Tridimensional da Falha Marquês de Pombal

A visualização tridimensional é fundamental para a conexão dos dados em qualquer área de estudo dentro da geologia, contudo, na geologia marinha a visualização tridimensional está essencialmente dependente do recurso a programas informáticos específicos. Para além dos sistemas de informação geográfica (SIG's), existem programas informáticos especificamente desenvolvidos para lidar com dados e parâmetros geológicos, representando excelentes ferramentas auxiliares à visualização tridimensional dos dados. Os programas **2Dmove**TM e **3Dmove**TM desenvolvidos pela *Midland Valley Ltd.* são exemplos disso; estes programas foram especialmente concebidos para a modelação em geologia estrutural, utilizando dados de sísmica de reflexão, e são aplicados com sucesso ao estudo de áreas afectadas

quer por regimes de deformação dúctil como por regimes de deformação frágil. Neste trabalho foram utilizados os programas 2DMoveTM e 3DMoveTM para a obtenção da imagem tridimensional da estrutura da Falha Marquês de Pombal e deste modo proceder à quantificação da deformação ao longo da falha.

Das várias linhas sísmicas interpretadas durante este trabalho foram seleccionadas apenas algumas destas para a construção da imagem tridimensional da Falha Marquês de Pombal: as linhas BIGSETS perpendiculares à Falha Marquês de Pombal (BS 20, BS 21, BS 22, BS 23 e BS 24) e a linha IAM-2, também ela perpendicular à estrutura (Figura 2.6).

Tanto as falhas como os horizontes-guia foram digitalizados através do programa 2DMove, a partir das imagens das linhas sísmicas previamente interpretadas. Estas imagens foram georeferenciadas com base nos ficheiros de navegação das respectivas campanhas oceanográficas, tendo a escala vertical (em segundos) sido determinada a partir da escala vertical presente em cada imagem (Figura 2.12). Deste modo à medida que se digitalizava, por exemplo, um horizonte, o programa determina automaticamente a localização de cada ponto (i.e. lat., long. e tempo), de acordo com o plano vertical de georeferenciação de cada perfil sísmico.

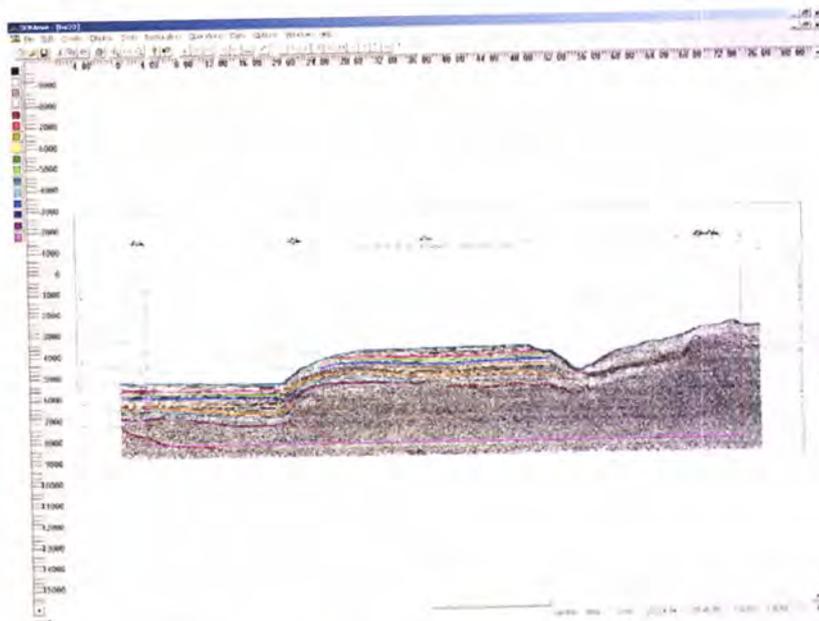


Figura 2.12 – Digitalização dos horizontes-guia e das falhas identificadas na linha BS 22; com o programa 2DMove, desenvolvidos pela *Midland Valley Ltd.*. A imagem da linha interpretada serve de base para a digitalização dos horizontes-guia, uma vez que a imagem da linha se encontra georeferenciada.

A ferramenta *Depth Conversion* do programa *2DMove* permite converter a escala vertical de tempo para uma escala de profundidade em metros. Esta conversão é essencial para qualquer estudo estrutural a partir de linhas sísmicas, uma vez que a relação angular entre os elementos se altera. A conversão realizada por este programa obedece à função:

$$Z = V_0 \times (e^{kt} - 1) / k$$

onde: Z = profundidade em metros;

V_0 = velocidade inicial em metros por segundo;

K = taxa de variação da velocidade com o aumento da profundidade;

t = metade do tempo de ida e volta em segundos.

O único modelo de velocidades na área estudada foi produzido por Zitellini *et al* [2001], utilizando o perfil sísmico AR 10. As linhas foram convertidas com base em valores de velocidade do som extrapolados da linha AR 10 (velocidade inicial (V_0) = 1500 m/s e velocidades compreendidas entre 1600 e os 4500 m/s para a velocidade de propagação abaixo de cada horizonte-guias) e uma taxa de variação da velocidade com o aumento de profundidade (k) de 0,5.

Após a conversão para profundidade, os ficheiros relativos a cada uma das linhas, podem ser visualizados no programa *3Dmove*. Através de um código de cores, cada linha digitalizada tem uma “identidade”, o que permite gerar superfícies definidas pelos horizontes-guia ou falhas (Figura 2.13.a). Apesar de se obter a interpolação dos horizontes entre linhas, respeitaram as relações de corte impostas por as falhas (Figura 2.13.b).

Uma vez criadas todas as superfícies sismoestratigráficas, foi adicionada a batimetria BIGSETS e o nível do mar, completando deste modo o desenvolvimento do modelo tridimensional da Falha Marquês de Pombal (Figura 2.13.c). As ferramentas de navegação do *3DMove* permitem um controlo por parte dos utilizadores dos parâmetros de visualização: o ângulo e a distância ao modelo, assim como seleccionar as superfícies visíveis.

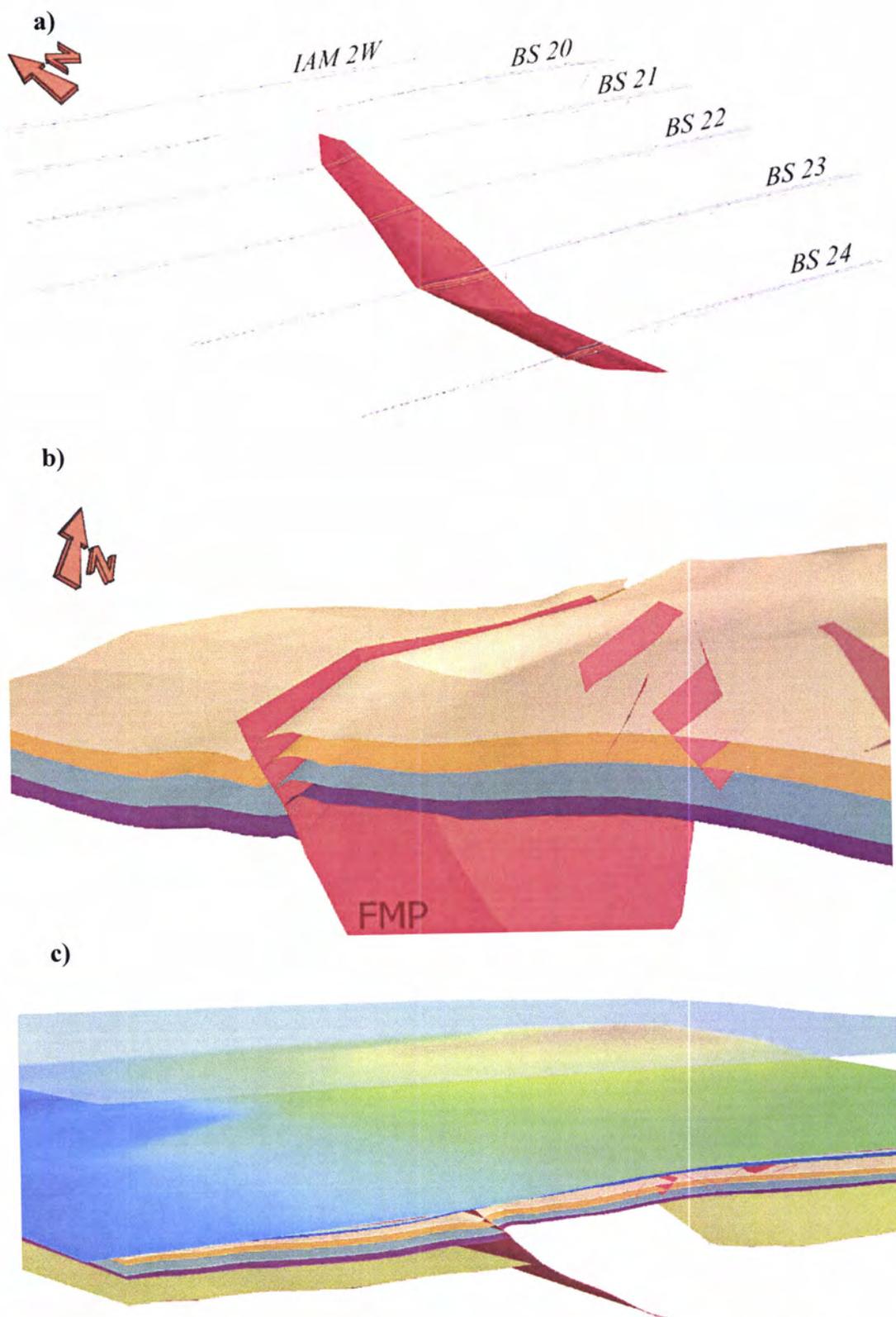


Figura 2.13 – Fases do desenvolvimento do modelo tridimensional da Falha da Marquês de Pombal. **a)** Visualização da superfície da Falha Marquês de Pombal, definida a partir das linhas BIGSETS perpendiculares à estrutura. **b)** Visualização das superfícies correspondentes aos horizontes-guia violeta, turquesa, laranja e bege, assim como o plano da Falha Marquês de Pombal e de outras falhas associadas. **c)** Fase final, já com a batimetria e a superfície da água. O plano de corte corresponde à linha BS 24 nas várias imagens, contudo estas apresentam sobrelevações distintas.

2.1.5. Deformação ao longo a Falha Marquês de Pombal

2.1.5.1. Reconstituição palinspática

A **reconstituição palinspática** de um perfil (sísmico ou obtido apenas com dados de campo) pretende restaurar a posição deposicional original dos horizontes; assumido que há uma conservação generalizada do volume de rocha durante a deformação e que qualquer alteração de volume pode ser quantificada [Hossack, 1979].

Para além da preservação do volume ao longo da deformação, durante a reconstituição palinspática recorre-se ainda a outros pressupostos. De seguida encontram-se enumerados os principais pressupostos necessários à reconstituição palinspática, limitações e constrangimentos desta, com base nas considerações apresentadas por Marshak e Woodward [1998]:

Conservação de área

“A área da secção de uma qualquer camada contida num perfil, tem que ser igual tanto no perfil deformado como no perfil reconstituído”. A validade desta suposição depende em grande parte da validade do pressuposto “deformação planar” que será referido mais à frente.

Conservação do comprimento

“O comprimento da linha definida por um contacto entre duas unidades estratigráficas não se altera do perfil deformado para o perfil reconstituído”. Esta conservação só se verifica se não ocorrer espessamento ou adelgaçamento das unidades estratigráficas e é um resultado directo do pressuposto anterior (conservação da área), uma vez que “área da secção = espessura x comprimento” (Figura 2.14). No caso de não se verificar este pressuposto, a reconstituição palinspática não deixa de ser possível, contudo, torna-se mais trabalhosa e difícil,

uma vez que é necessário ter em linha de conta a informação relativa à variação de volume, resultante da deformação heterogénea.

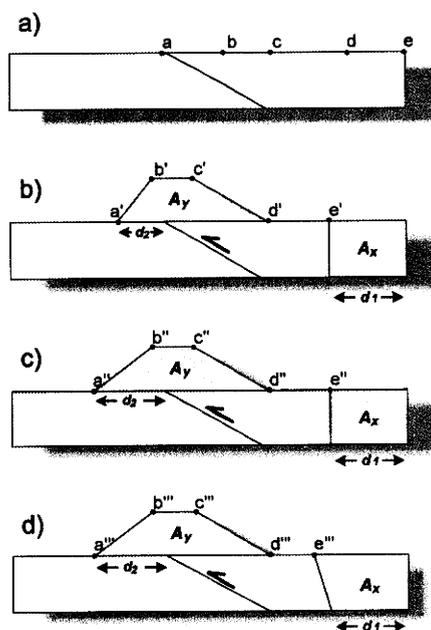


Figura 2.14 – Deslocamentos em falhas inversas e os conceitos de conservação de área, conservação da extensão da camada e consistência do deslocamento. a) Situação precedente ao deslocamento; b) Deslocamento do bloco suspenso, com conservação de área e de extensão, sem que o deslocamento seja consistente ($d_2 > d_1$, $A_y = A_x$ e $a'e' = ae$); c) O deslocamento ao longo não apresenta conservação de área, da extensão da camada ou deslocamento consistente ($d_2 = d_1$, $A_y \neq A_x$ e $a''e'' \neq ae$); d) Deslocamento onde se verifica conservação tanto da área como da extensão assim como um deslocamento consistente ao longo da falha ($d_2 = d_1$, $A_y = A_x$ e $a'''e''' = ae$). Adaptado de Marshak e Woodward [1998].

Consistência do deslocamento

“O deslocamento registado ao longo da falha é constante, tanto em sentido com em magnitude ou pode variar de um modo expectável e passível de ser subdivisível em sectores de igual deslocamento”. Este pressuposto não é estritamente necessário, sendo mesmo irrealista em muitos dos casos; não sendo por isso aplicado em situações onde ocorra cisalhamento do bloco suspenso, acomodação do deslocamento ao longo de várias falhas imbricadas ou que parte da deformação seja acomodada por dobras (Figura 2.15).

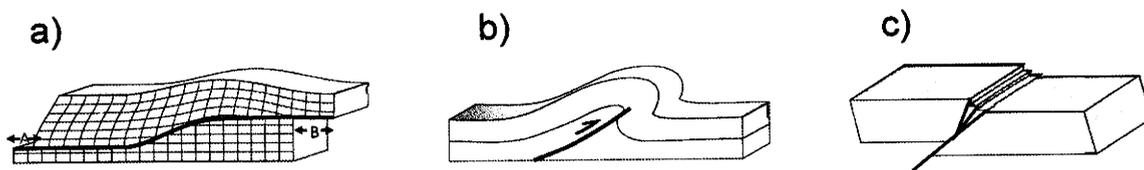


Figura 2.15 – Alteração do deslocamento ao longo de uma falha acomodado por a) cisalhamento do bloco suspenso; pode-se observar que o deslocamento B é superior A, b) dobra e c) falhas imbricadas.

Deformação Planar

“Não ocorre transporte lateral de material, para dentro ou para fora do perfil”. Este pressuposto também pode ser considerado como um dos constrangimentos principais da reconstituição palinspática. Deste modo a reconstituição palinspática bidimensional, só pode ser aplicada a situações associadas a regimes tectónicos extensionais e compressivos, excluindo deste modo situações de tectónica diapírica ou de transcorrente.

Dobras paralelas ou cilíndricas

Assume-se que os dobramentos presentes no perfil correspondem a dobras cilíndricas de geometria ortogonal (i.e. dobras que apresentam isógonas paralelas), de modo a permitir a utilização de técnicas reconstrutivas que preservam a extensão das unidades estratigráficas.

Sequência “break-forward”

Nas situações em que coexistem várias estruturas frágeis enraizadas no mesmo nível de deslocamento, assume-se que as falhas se encontram hierarquizadas de um modo sequencial do tipo *“break-forward”*, ou seja, que as falhas mais recentes de uma faixa de cavalgamentos se encontram no exterior da mesma. A reconstituição palinspática iniciar-se-á pelas falhas mais externas (supostamente mais recentes) da faixa de cavalgamento, prosseguindo sucessivamente para o seu interior.

Como em qualquer simplificação da realidade, há que manter um espírito crítico durante a reconstituição palinspática e reflectir para cada caso geológico acerca do realismo e da validade da aplicação dos pressupostos estipulados. A reconstituição palinspática deve ser sempre coerente com os princípios cinemáticos e com a geometria espectável para estrutura estudada. Apesar dos avanços tecnológicos, e do desenvolvimento de programas de computador capazes de reconstituir perfis palinspaticamente de um modo menos moroso, não deixa de ser importante o

exercício manual clássico e rudimentar, recorrendo a lápis, régua e compasso (Figura 2.16) para uma plena compreensão os problemas inerentes ao processo.

Independentemente da utilização de programas informáticos específicos ou de se proceder à reconstituição manual do perfil, é importante ter em conta que não existe necessariamente uma solução única e ideal para cada reconstituição palinspática de um perfil. A obtenção de uma reconstituição palinspática não assegura que uma determinada interpretação esteja correcta; apenas garante que esta é viável enquanto hipótese, enquanto que uma interpretação impossível de reconstituir palinspaticamente, provavelmente estará incorrecta.

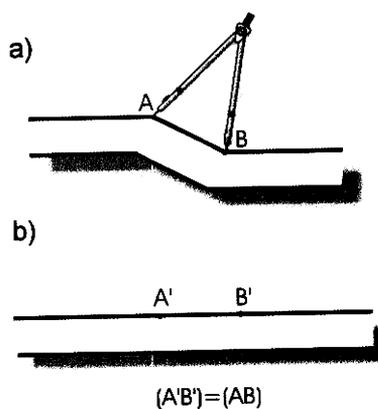


Figura 2.16 – Utilização do compasso na reconstituição palinspática manual. Com o auxílio do compasso é possível garantir que o segmento A'B' tem o mesmo comprimento que o segmento AB.

2.1.5.2. Quantificação da deformação ao longo da falha

A tentativa de reconstituir os perfis sísmicos perpendiculares à estrutura da Falha Marquês de Pombal deparou-se, logo no início, com uma dificuldade acrescida: a contemporaneidade dos horizontes com os episódios de movimentação sucessivos da falha (inicialmente como falha normal e posteriormente como falha inversa). Este facto só por si não impossibilita a reconstituição palinspática, mas torna o processo bastante mais complexo, uma vez que as condições geométricas variam significativamente para cada um dos horizontes. Tendo em conta às limitações do programa 2Dmove™, optou-se por calcular o encurtamento sofrido ao longo da falha para um único horizonte. Foi escolhido um horizonte estratigráfico incluído na série *pós-rift* (correspondente a uma discordância angular do Miocénico Médio, segundo Rovere [2002]) e correlacionável em ambos os lados da Falha Marquês de Pombal, nas várias linhas sísmicas.

As técnicas disponíveis nos programas 2DMove™ para reconstituição dos horizontes geológicos à sua posição deposicional podem ser classificadas em duas categorias: técnicas **não-cinemáticas** (i.e. ignoram a geometria da falha) e técnicas **cinemáticas** (i.e. consideram os efeitos da geometria da falha no bloco a topo da falha) [MidlandValley & Ltd., 2000^a]. A Midland Valley™ desenvolveu três ferramentas relativas a algoritmos de reconstituição não-cinemáticas: Desdobramento Similar (*Simple Shear Unfolding*; Figura 2.17), Conservação do Comprimento (*Line Length*) e Desdobramento Flexural (*Flexural Slip Unfolding*, Figura 2.17).

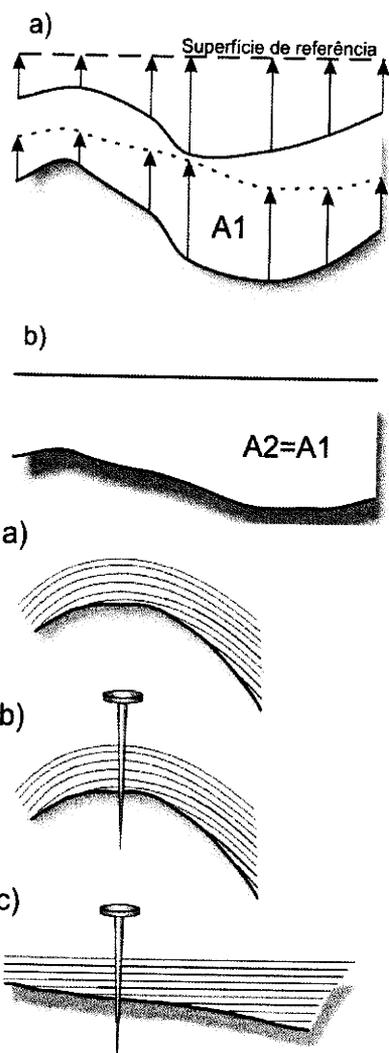


Figura 2.17– Reconstituição das unidades estratigráficas à sua posição deposicional segundo o algoritmo de desdobramento similar. Cada ponto é projectado verticalmente a distância exacta necessária para sobrepor a camada superior a uma superfície de referência horizontal. Dá-se conservação da área mas não há conservação da extensão das unidades estratigráficas.

Figura 2.17 – Representação esquemática da aplicação do algoritmo de desdobramento flexural a uma sequencia estratigráfica dobrada. Uma vez definido o *pin* (linha de referência que garante a preservação da espessura das unidades estratigráficas), as unidades estratigráficas são repostas na sua posição original. Há preservação tanto da área como da extensão das unidades estratigráficas.

Das ferramentas disponíveis optou-se pelo uso do algoritmo de desdobramento flexural, visto que esta técnica conserva a extensão dos horizontes, o que é fulcral para medir o encurtamento. O facto dos reflectores não se apresentarem paralelos, seria à partida um impeditivo para a correcta aplicação desta técnica, contudo, neste

caso tal não representa um i , uma vez que a quantificação da deformação restringe-se à deformação sofrida no reflector de referência.

O encurtamento registado nas linhas sísmicas perpendiculares à Falha Marquês de Pombal (BS 21, BS 22, BS 23 e BS 24) foi calculado com base numa secção final de 15 km; correspondente ao comprimento do segmento afectado pela deformação frágil + dúctil associada a Falha Marquês de Pombal observável nos quatro perfis sísmicos.

O procedimento aplicado para calcular o encurtamento registado pelo horizonte cor da laranja, pode ser sintetizado em quatro passos; ilustrados na figura ao lado (Figura 2.19). O desdobramento flexural foi efectuado no bloco a muro da falha e, após a reposição do horizonte laranja, foi efectuado no bloco a tecto. Com base no valores medidos, em cada perfil sísmico, procedeu-se ao cálculo das percentagens de encurtamento associada ao dobramento do reflector a tecto e a muro da falha (%C. Dúctil) e percentagem de encurtamento por deslocamento

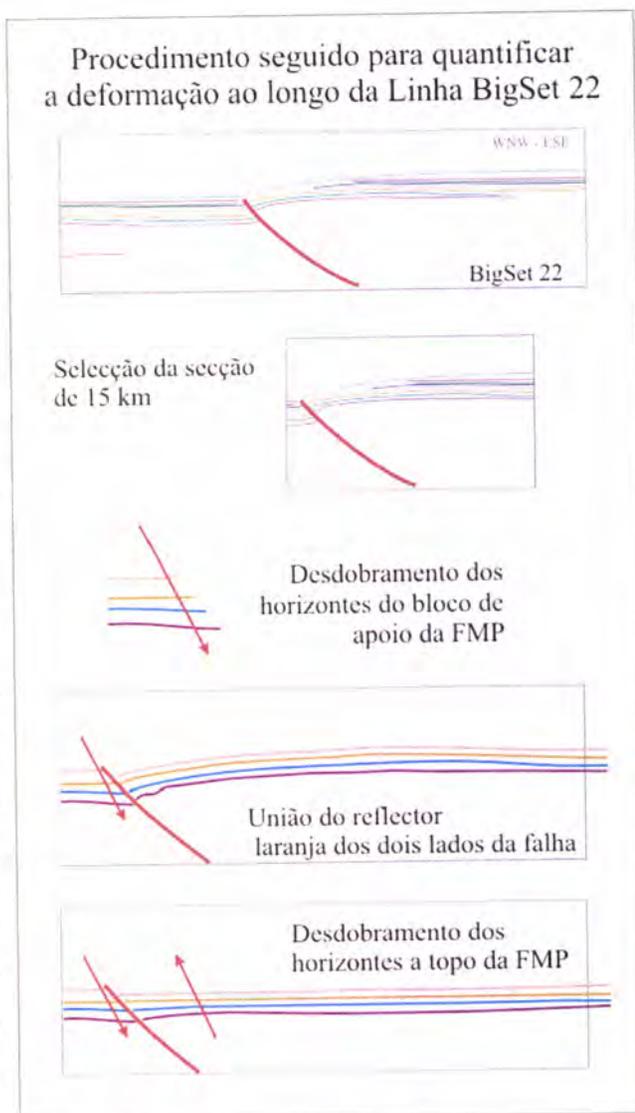


Figura 2.19 – Representação esquemática da quantificação do encurtamento a partir horizonte cor de laranja da linha sísmica BigSet 22, por restituição da deformação. 1) Determinação da secção do perfil, de 15 km, que contem a deformação associada a Falha Marquês de Pombal; 2) Aplicação do algoritmo de desdobramento flexural aos horizontes a muro da falha; 3) Reposição do bloco a topo de modo a assegurar a continuidade do reflector laranja 4) Aplicação do algoritmo de desdobramento flexural aos horizontes a tecto da falha. As setas correspondem ao pin utilizado durante os desdobramentos.

ao longo da falha (%C. Frágil). Os referidos valores encontram-se expostos na tabela 2.2.

	BS 21	BS 22	BS 23	BS 24
Deslocamento vertical	460 m	508 m	288 m	105 m
Deslocamento horizontal	675 m	489 m	295 m	148 m
Desdobramento do bloco de apoio	48 m	49 m	32 m	12 m
Desdobramento do bloco a topo	143 m	121 m	36 m	131 m
Encurtamento Total	866 m	659 m	363 m	291 m
% C. Dúctil	22%	26%	19%	49%
% C. Frágil	78%	74%	81%	51%

Tabela 2.2 – Valores de encurtamento registado pelo horizonte cor-de-laranja (Miocénico médio) nas secções de 15 quilómetros que abarcam a deformação associada a Falha Marquês de Pombal, nos perfis sísmicos BS 21, BS 22, BS 23, e BS 24 (ordenados de norte para sul); e os valores de encurtamento total (L_0-L_1 ; sendo L_1 igual a 15 km) e percentagens de encurtamento obtidas pela componente dúctil (% C. Dúctil) e pela componente frágil (% C. Frágil).

Através da análise directa dos valores de encurtamento total, observa-se que ocorre um incremento importante, para Norte, da deformação onde se regista o valor máximo de encurtamento (866 metros). O encurtamento nos três perfis mais a Norte (BS 21, BS 22, BS 23) resultou predominantemente da deslocação ao longo da falha; as percentagens referentes à componente frágil são superiores a 74% nos três perfis. Na passagem da linha BS 23 para a linha BS 24 apenas se regista um decréscimo pouco significativo do valor total de encurtamento de 72 m, contudo assinala-se uma mudança significativa do modo de encurtamento; na linha BS 24 o encurtamento do horizonte laranja deve-se em grande parte ao dobramento, tendo as componentes dúctil e frágil percentagens muito próximas (49% e 51%, respectivamente). Estes valores serão alvo de considerações nos capítulos 3 e 5 desta dissertação.

2.2. Batimetria Multi-feixe

Na sua grande maioria, os mapas batimétricos dos fundos oceânicos são produzidos e baseados em dados obtidos com eco-sondas. Desde os anos vinte do século passado, com o aparecimento dos primeiros sistemas de eco-sonda até à actualidade, estes sistemas têm desempenhado um papel fulcral no conhecimento e na cartografia das zonas submersas (Figura 2.21). Contudo, a amostragem de que se dispõe em termos globais é ainda escassa, visto que as linhas batimétricas obtidas tanto para fins académicos como comerciais, apresentam espaçamentos da ordem das centenas ou mesmo dos milhares de quilómetros.

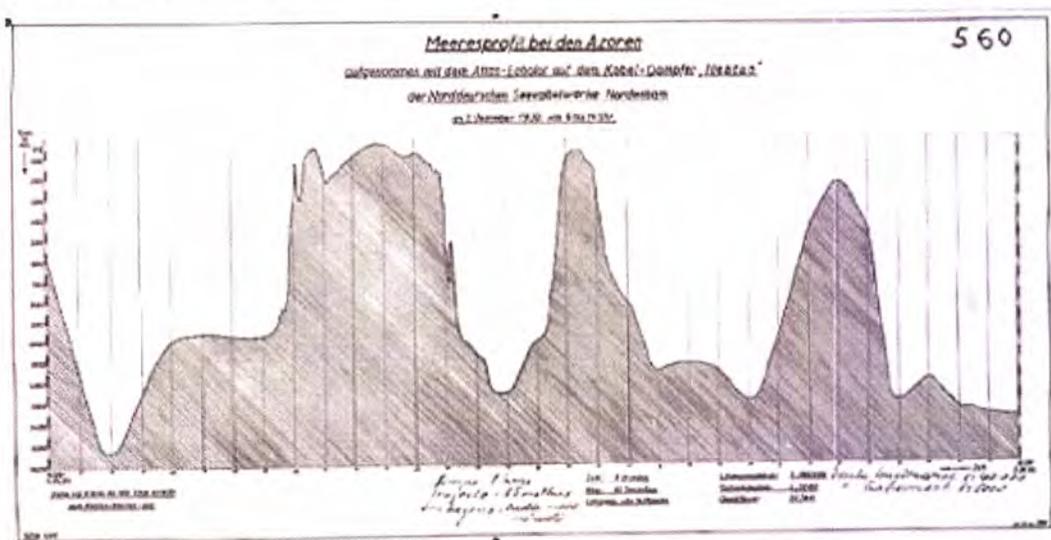


Figura 2.21 – Um dos primeiros perfis batimétricos obtidos nos Açores. Este perfil foi obtido em Dezembro de 1930, com o eco-sonda Atlas-Echolot, desenvolvida pela companhia alemã Atlas-Werke. Espólio da família do Almirante Américo Tomás.

Os sistemas convencionais de eco-sonda são constituídos por um único transdutor que é mutuamente emissor e receptor. Estes sistemas obtêm perfis batimétricos através da medição do lapso de tempo decorrido entre a emissão de um impulso acústico vertical à superfície e a recepção do seu eco reflectido no fundo; este intervalo de tempo é registado em segundos e designado por tempo duplo (TWT). A conversão de tempo duplo em profundidade é possível conhecendo a *curva de velocidade-profundidade* para a coluna de água.

A velocidade de propagação aumenta com o aumento da **temperatura** (+ 3 m/s por °C), **salinidade** (+ 1,2 m/s por ppt) e da **pressão** (+ 0,5 m/s por 3 bar) [Urlick, 1983]. Embora a variação da velocidade de propagação do som em função da pressão seja relativamente de diminuta, com o aumento da profundidade esta relação revela-se um factor predominante da *curva de velocidade-profundidade*; uma vez que a temperatura e a salinidade tornam-se relativamente constantes em águas mais profundas.

Uma das limitações destes sistemas reside no facto de cada impulso acústico propagar-se ao longo da coluna de água, segundo um cone de sonorização com um ângulo constante. A abertura deste cone é determinada por cada sistema (normalmente com uma abertura angular compreendida entre 1° e 40°) e define a área circular do fundo oceânico que é sonorizada por cada impulso acústico; correspondendo ao **efeito de pegada acústica** (Figura 2.22).

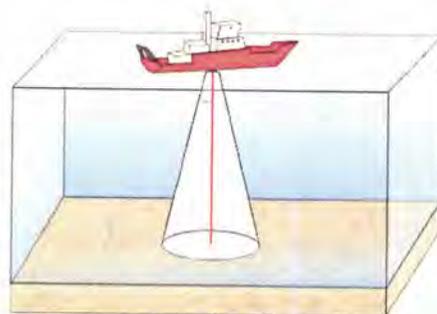


Figura 2.22 – Representação esquemática do funcionamento de sistema de eco-sonda. É visível o *efeito de pegada acústica* no fundo, que será tanto maior quanto maior for a profundidade e está dependente da abertura angular do sistema.

Deste modo, cada valor de profundidade obtido não é relativo a um ponto do fundo oceânico mas sim à área de sonorização. A área sonorizada depende essencialmente da altura da coluna de água, sendo esta tanto maior quanto maior for a profundidade a que o fundo se encontra, e ainda do ângulo de abertura. Por exemplo, considerando uma profundidade de 500 m e um ângulo abertura de 40°, cada ponto de leitura nestas condições corresponderá na realidade a uma área circular de 342 m de diâmetro; enquanto que para uma mesma profundidade com um ângulo de abertura de 1°, o valor obtido refere-se apenas a uma área de 8,7 m de diâmetro. A diferença registada na área sonorizada com ângulos de abertura diferentes é tanto maior quanto maior for a profundidade a que se encontra o fundo oceânico.

A interpretação dos resultados deve ser cautelosa, pelo facto de a profundidade registada pela eco-sonda corresponder ao reflector acústico mais próximo e deste modo, o primeiro valor registado pode ser referente a aspectos morfológicos mais elevados que não se situam na vertical do navio, mas sim na periferia da área de sonorização (Figura 2.23). Por outro lado, na ausência de aspectos morfológicos pontuais mais elevados e à

semelhança do que se passa com os sistemas de aquisição de perfis sísmicos de reflexão, o transdutor receptor da eco-sonda regista apenas ecos reflectidos numa área efectiva inferior à área de sonorização.

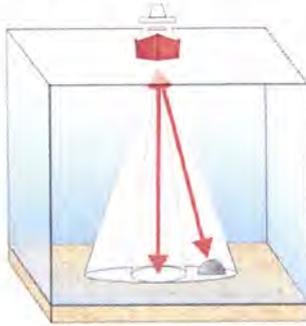


Figura 2.23 – Contraste entre a informação registada com eco-sondas de ângulos de abertura distintos. O sistema com um diâmetro de sonorização mais elevado irá captar uma profundidade incorrecta e inferior à real.

Esta área circular é designada por **Zona de Fresnel** e a **resolução horizontal** (R_h) do sistema de eco-sonda corresponde ao diâmetro desta área. O diâmetro da Zona de Fresnel e deste modo a resolução horizontal, é determinada pela frequência (f) do impulso sonoro (usualmente entre 100 e 300 kHz), e pelo tempo duplo (TWT) necessário para esse mesmo impulso ser emitido e registado pela eco-sonda:

$$R_h = 375 \sqrt{\frac{twt}{f}}$$

Nos anos 50, com o aparecimento das eco-sondas de alta precisão, o efeito da pegada acústica foi reduzido para valores inferiores a 2 metros. Mas uma das principais limitações do sistema permanece, a sua escassa cobertura espacial. Esta limitação só foi superada mais tarde, nos anos 70 e princípios de 80, com o aparecimento das primeiras eco-sondas multi-feixe.

Eco-sonda Multi-feixe

Os sistemas multi-feixe consistem num conjunto de dois transdutores, o transdutor emissor e o transdutor receptor. O transdutor emissor é constituído por várias eco-sondas de alta precisão (que funcionam com uma gama de frequências de 12 a 500 kHz) instaladas de tal modo que emitem feixes acústicos, definindo uma geometria em leque, perpendicularmente ao eixo longitudinal do navio, permitindo deste modo a obtenção de valores de profundidade ao longo de uma faixa do fundo oceânico. Esta faixa de dimensões variável é dependente da altura da coluna de água (normalmente entre 5 a 7 vezes a altura da coluna de água). A pegada acústica deste equipamento consiste numa sequência de elipses, de geometria extremamente excêntrica na qual o diâmetro maior é perpendicular ao eixo longitudinal do navio. O transdutor receptor capta os feixes

acústicos reflectidos, paralelamente ao eixo longitudinal do navio; o valor registado corresponde à área de intersecção entre os feixes transmitidos e os feixes recebidos (Figura 2.24).

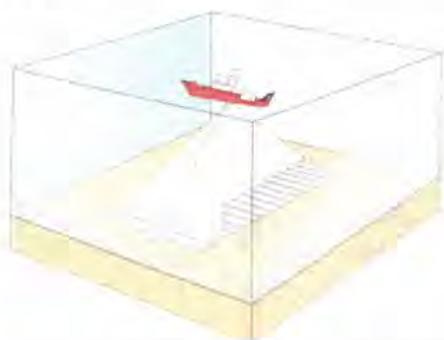


Figura 2.24 – Representação esquemática do padrão de transmissão e recepção de um sistema de eco-sonda multi-feixe. Os valores registados são relativos ao cruzamento entre os feixes transmitidos e os feixes recebidos.

Distinguem-se dois tipos de sistema multi-feixe: *hull mounted* e *towed*; no primeiro tipo o sistema está montado directamente no casco do navio, enquanto que no segundo tipo o equipamento se apresenta instalado numa plataforma que é arrastada a uma distância do navio e mais próximo do fundo. As eco-sondas multi-feixe do tipo *hull mounted* estão expostas às oscilações do navio mas beneficiam da correspondência imediata com o posicionamento fornecido pelo sistema de navegação do navio.

Considerando que estes equipamentos podem operar a velocidades da ordem dos 10 nós ou mais, é possível atingir uma área de cobertura próxima dos 8000 km² por dia, em águas profundas [Mienert & Weaver, 2003], obtendo-se uma cobertura do fundo oceânico mais densa e exacta do que aquela que seria obtida recorrendo a eco-sondas convencionais.

Contudo, é frequente a ocorrência de valores erróneos, que podem ser explicados por reflexões na superfície da água, más condições climatéricas, águas turbulentas com elevada percentagem de bolhas de ar na proximidade do transdutor [Bisquay *et al.*, 1998]. Deste modo após a aquisição de dados torna-se necessário tratar os dados, o que pode ser feito por eliminação selectiva e manual de valores anómalos incorrectos ou pela aplicação de fórmulas estatísticas.

Os avanços tecnológicos registados ao nível dos sistemas de eco-sondas levaram ao desenvolvimento de equipamentos que para além de apresentarem capacidades melhoradas, oferecessem a possibilidade de registo e processamento da informação de amplitude do sinal reflectido, de tal modo que permitem a produção de imagens acústicas do fundo oceânicos, em tudo idênticas aos sistemas de sonar (este sistemas serão seguidamente alvo de uma discussão mais detalhada).

2.2.1. Aquisição dos dados batimétricos

Os dados batimétricos utilizados neste trabalho foram obtidos utilizando a eco-sonda multi-feixe Simrad EM12S-120 (EM12), no decurso das campanhas PARSIFAL e HITS'01, a bordo do navio oceanográfico Hespérides. Os dados adquiridos são referentes a uma área geograficamente delimitada entre as latitudes 36° e 38° N e pelas longitudes 9° a 10°30' W, havendo uma sobreposição quase total da área coberta nas duas campanhas (Figura 2.25).

A eco-sonda multi-feixe EM-12 é uma eco-sonda de águas profundas, podendo operar com elevada resolução entre os 50 e os 11000 metros. Os transdutores desta eco-sonda encontram-se instalados no navio; os transdutores emissores encontram-se orientados de proa a popa e os transdutores receptores de bombordo a estibordo. Este sistema pode trabalhar com uma cobertura angular de 120°, 105° e 90° e uma superfície de varrimento máxima de 3,5 vezes a profundidade central. A frequência central de emissão é de 13 kHz com uma potência de emissão de 12 kW, o que lhe confere uma resolução horizontal de 0,043 x a profundidade (até aos 5500 m) e uma precisão da ordem dos 0,25 % da profundidade até aos 60 cm. O pós-processamento dos dados foi efectuado, com o recurso aos programas Simrad-Neptune, IFREMER-Caraibes e C-Floor, pela equipa do *Instituto de Ciencias de la Tierra* – CSIC de Barcelona.

Este sistema multi-feixe, à semelhança de sistemas similares, permite obter uma imagem acústica do fundo. Contudo, neste trabalho utilizaram-se unicamente os dados batimétricos, uma vez que foram analisados dados de sonar de pesquisa lateral com uma resolução superior à oferecida pela eco-sonda.

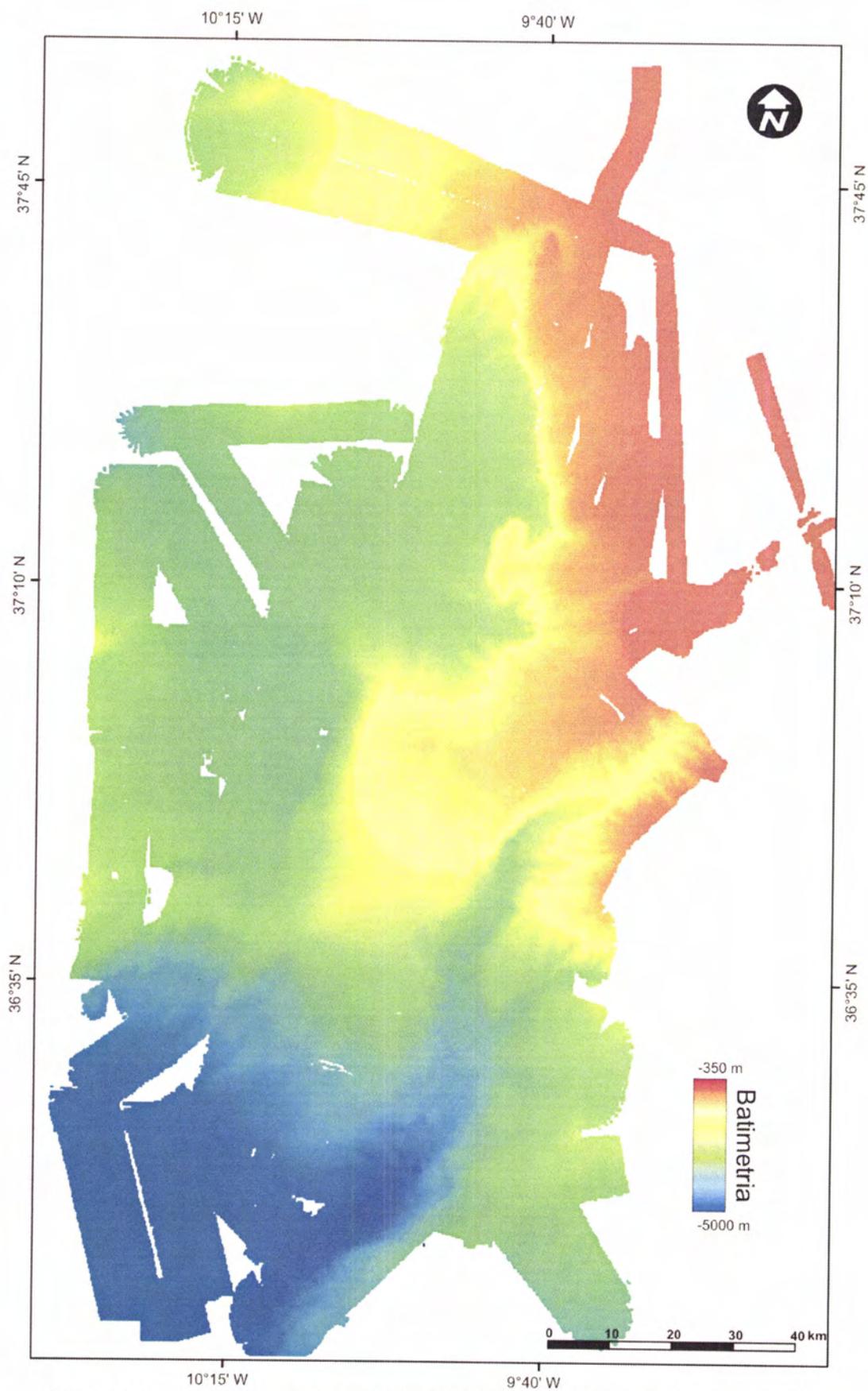


Figura 2.25 - Mapa batimétrico; resultado da compilação do dados obtidos nas campanhas PARSIFAL e HITS'01.

Apesar dos dados da campanha HITS'01 apresentarem uma taxa de amostragem superior (maior densidade de leituras por área sondada) aos da PARSIFAL, uma vez que foram adquiridos a velocidades da ordem dos 2.5 nós [Gràcia *et al.*, 2001], para uma análise mais detalhada, foi necessário excluir os dados HITS'01.

Os dados batimétricos desta campanha apresentam um erro vertical sistemático superior ao erro espectável do equipamento, em consequência da sua obtenção ter sido realizada em simultâneo com o sistema de sonar lateral de profundidade, TOBI. A tensão do cabo do TOBI ligado a popa do navio levou a que o casco do navio, e consequentemente o sistema multi-feixe, não se encontrasse posicionado paralelamente à superfície da água.

2.2.2. Visualização dos dados batimétricos

A análise de dados obtidos por batimetria multi-feixe necessita frequentemente do recurso a técnicas recentes de visualização, uma vez que as representações convencionais (através de mapas batimétricos) implicam uma perda substancial de informação [Mienert & Weaver, 2003], uma vez que a resolução da base de dados é superior à resolução possível por curvas de contorno isobatimétricas.

Deste modo, para além da visualização dos dados sob a forma de perfis e mapas batimétricos, durante este trabalho recorreu-se frequentemente à produção de modelos digitais de terreno da área estudada (Figura 2.26). Estes modelos foram obtidos recorrendo ao programa ArcScene desenvolvido pela ESRI, consistem em representações tridimensionais da batimetria e permitem a imediata visualização da topografia, dando um importante contributo na descrição



Figura 2.26 – Modelo digital de terreno da batimetria PARSIFAL e HITS'01. Iluminação artificial de NW e sobre-elevação de 5x (resolução de 300m).

morfológica e compreensão dos processos que a originaram.

Na visualização dos modelos tridimensionais e nos mapas batimétricos, a discriminação dos dados batimétricos efectuou-se segundo uma escala contínua de cores na qual o azul mais escuro corresponde a valores da ordem dos -5000 metros e o cor-de-laranja escuro equivale a valores da ordem dos -350 metros.

A produção de mapas batimétricos de elevado detalhe é uma etapa crítica para a correcta correlação e interpretação dos diversos dados; ao longo deste trabalho a batimetria serviu sempre como referência e suporte de trabalho para a localização espacial dos dados obtidos por outros sistemas.

Análise espacial

A utilização do programa ArcGis 8.1 da ESRI possibilitou a aplicação de ferramentas de análise espacial aos dados batimétricos. Recorreu-se às ferramentas: *Hillshade* – para criar relevos iluminados artificialmente; *Slope* – para a produção de mapas de declive; *Aspect* – para gerar mapas de direcção de pendores; e *Profile Graph* – para a obtenção de perfis batimétricos. Os cálculos efectuados por estas ferramentas são realizados à escala das células da grelha de dados batimétricos (i.e. à mínima unidade da grelha, que neste trabalho corresponde a células de 80x80 m).

A ferramenta *Hillshade* confere uma iluminação hipotética a uma superfície, calculando o valor de iluminação para cada célula. Definindo a posição de uma fonte luminosa hipotética em azimute e altitude, o programa calcula o valor de exposição de cada célula equacionando os valores de profundidade das células circundantes. Por defeito, as sombras e as zonas iluminadas são representadas normalmente por uma escala de cinzentos. Esta ferramenta aumenta a percepção de profundidade, permitindo a obtenção de uma imagem que beneficia a interpretação do relevo.

A ferramenta *Slope* verifica a variação máxima de valores batimétricos entre células vizinhas e calcula o declive registado entre as células que apresentam uma maior discrepância. Cada célula é substituída pelo valor de declive, o qual pode ser numericamente apresentado em graus ou em percentagem (neste caso, tratando-se de inclinações, todos os mapas de declive foram calculados em graus; Figura 2.27). Aos valores de declive foi-lhes associada uma escala de tons de cinzento na qual o branco corresponde às regiões de declive acentuado e o preto às zonas planas.

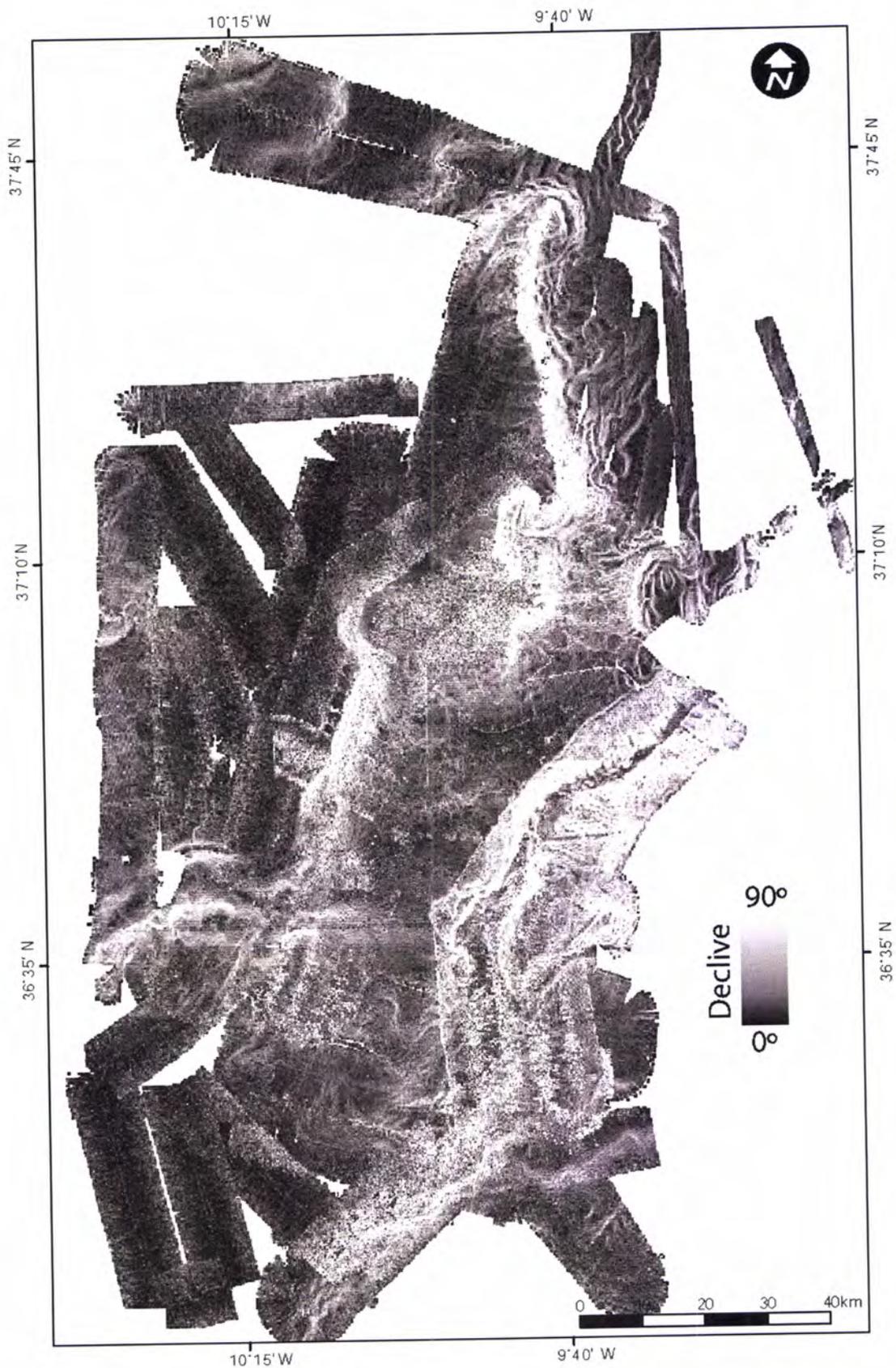


Figura 2.17 – Mapa de declives obtido com a ferramenta Slope, com base na compilação dos dados das duas campanhas PARSIFAL e HITS'01. Escala aproximadamente de 1/800000.

Os mapas de declive fornecem informações pertinentes a diferentes escalas, permitindo obter tanto uma visão global das irregularidades principais do relevo, como a percepção de pequenas variações no terreno imperceptíveis nos mapas batimétricos (ex. pequenas escarpas), por estas se registarem dentro do intervalo vertical que separa as várias linhas batimétricas.

A ferramenta *Aspect* identifica o sentido de inclinação do declive máximo registado em cada célula. A medição é feita em graus, no sentido dos ponteiros do relógio; permitindo que (definindo classes de 45° em que 0° corresponde ao Norte) o código de cores adoptado para representar o sentido do pendor seja relativo aos pontos cardeais. Às superfícies planas é-lhe atribuído o valor -1. Esta ferramenta é extremamente útil para delinear aspectos morfológicos como os eixos dos vales submarinos (Figura 2.28).

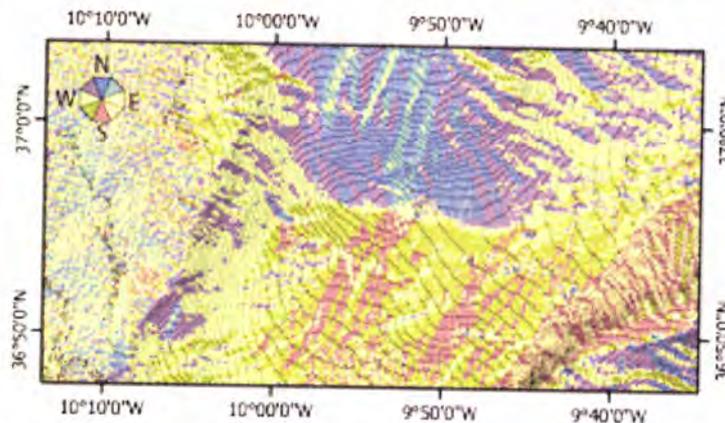


Figura 2.28 – Mapa de sentido do pendor; cada cor corresponde a uma classe sentidos de inclinação de pendores com uma variação interna de 45°. Mapa à escala 1:500000 e equidistância vertical das curvas batimétricas de 50 m.

O *Profile Graph* constrói perfis exibindo as variações da batimetria ao longo de uma linha definida pelo utilizador. Os perfis assim obtidos são passíveis de sofrer alterações na relação entre as escalas horizontal e vertical, o que permite que o utilizador controle a sobrelevação com que quer visualizar o perfil. Estes perfis são fundamentais para uma exacta caracterização e comparação de diferentes estruturas morfológicas (Figura 2.29).

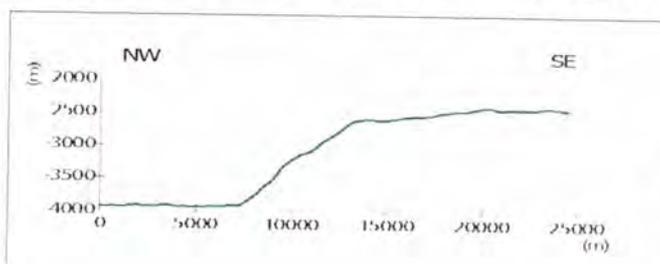


Figura 2.29 – Perfil batimétrico, sobrelevado 4x, coincidente com a linha sísmica BS 21.

Para além da utilização directa das ferramentas de análise espacial anteriormente descritas, também se procedeu a uma análise mais complexa, implicando uma ferramenta de análise espacial não aplicada à batimetria original, mas ao produto de outra ferramenta. Por exemplo, o resultado da aplicação sucessiva da ferramenta *Slope*, ou seja a determinação da segunda derivada de batimetria (que identifica as variações do declive), torna a delineação das zonas de inflexão e outros aspectos morfológicos mais rigorosa (Figura 2.30).

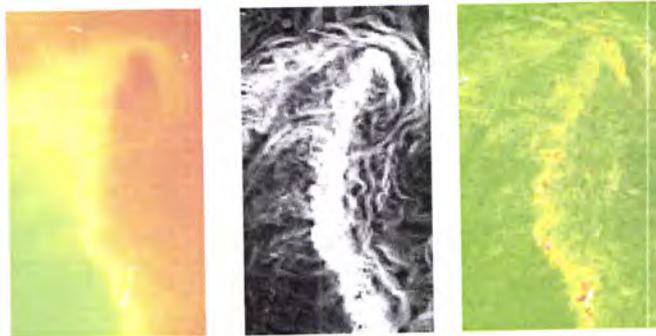


Figura 2.30 – Pormenores da mesma área no mapa batimétrico, no mapa de declives e no mapa de inflexão. Exemplificam os diferentes tipos e graus de informação fornecidos pela base de dados. Apesar de se depreender no mapa batimétrico (pela fraca expressão de valores representados a amarelo), o declive acentuado característico desta área é mais facilmente observado no mapa de declive (imagem central) sendo também perceptíveis, uma série de outros degraus topográficos, que não eram observáveis no mapa batimétrico. O mapa de inflexão identifica as áreas de declive constante e a zonas de inflexão, o que permite definir morfológicas.

Nas situações em que se pretende visualizar informação de diferentes níveis, geograficamente coincidentes, é possível estabelecer um certo grau de transparência ao nível superior, permitindo obter uma visualização eficiente em simultâneo de toda a informação. A utilização desta capacidade (alteração do grau de transparência de um nível) revelou-se extremamente útil, especialmente para a obtenção de sobreposição entre mapas da batimetria mapas de declive (Figura 2.31).



Figura 2.31 – Exemplo da sobreposição da batimetria, transparente a 30%, sobre o mapa de declives.

2.3. Sonar de Varrimento Lateral

O modo de funcionamento dos sistemas de sonar de varrimento lateral é em quase tudo idêntico ao sistema multi-feixe anteriormente descrito, distinguindo-se deste pelo facto dos os sistemas de sonar registarem a energia do feixe recebido, assumindo que o fundo é desprovido de qualquer declive. Deste modo, a obtenção de imagens acústicas do fundo oceânico com sonar de varrimento lateral e a sua devida interpretação, proporciona detalhes que dificilmente seriam observáveis recorrendo exclusivamente a dados batimétricos [Nishimura, 1997]. No entanto, importa desde já realçar que uma imagem de sonar não consiste numa mera representação do fundo do mar, suprimindo a coluna de água; tratando-se apenas de uma representação gráfica do modo como o fundo interage com a energia acústica [Jonhson & Helferty, 1990].

Nos anos sessenta assistiu-se ao alargamento da utilização de sonar lateral, com o desenvolvimento do sonar de grande alcance GLORIA (*Geological Long-range Inclined ASDIC*) no *Institute of Oceanographic Sciences* (IOS). Com uma faixa de varrimento de 30 km e uma velocidade de aquisição de 10 nós, este equipamento ultrapassava as barreiras técnicas que até então restringiam a aquisição de imagens de sonar a áreas de águas pouco profundas, permitindo de uma forma inovadora obter dados batimétricos de grandes áreas dos fundos oceânicos. Actualmente, a geologia marinha recorre a uma variedade de sonares de varrimento lateral, que podem operar numa vasta gama de frequências, que vão desde os 6,5 até aos 500 kHz [Blondel & Murton, 1997].

Os sonares de varrimento lateral são normalmente subdivididos em três grupos com base na frequência do impulso sonoro (de baixa, de moderada ou de alta resolução) [Mienert & Weaver, 2003], e são caracterizados em função da distância entre o aparelho e o navio, e da distância do veículo ao fundo.

Em campanhas de reconhecimento são normalmente utilizados sonares que funcionam com frequências entre 6,5 a 12 kHz (ex. GLORIA, OKEAN e SeaMarcII). Uma vez que as ondas acústicas de baixa frequência se propagam eficientemente através da água, estes equipamentos podem apresentar faixas de varrimento extremamente largas, por exemplo a faixa de varrimento do sonar GLORIA pode ter até 45 km [Somers e Searle 1984 in Mienert & Weaver, 2003]. Usualmente, estes aparelhos são arrastados a curta distância do navio e a poucos metros abaixo da superfície da água (**sistemas de superfície** ou *shallow-tow*), permanecendo dentro dos limites de erro do sistema de navegação do navio. Num só dia com este tipo de equipamento, é possível cobrir uma área total de 20000 km², visto que podem operar a velocidades de reboque até 10 nós (velocidades de reboque elevadas comparando com os sonares de resoluções mais altas). A resolução longitudinal destes sistemas é tipicamente da ordem de algumas dezenas de metros e resolução transversal de algumas centenas de metros, dependendo do alcance do equipamento [Mienert & Weaver, 2003].

No estudo de áreas profundas recorre-se frequentemente à utilização de sonares com frequências próximas dos 30 kHz (ex. TOBI, OREtech e MAK-1), considerando que estes sistemas oferecem um bom compromisso entre resolução e área coberta. Para a obtenção de melhores resultados, os sistemas de 30 kHz necessitam de ser rebocados a 150-400 metros acima do fundo oceânico, acompanhando a topografia subaquática (**sistemas profundos** ou *deep-tow*) desta forma minimiza-se o ruído gerado pelo navio e reduz-se o efeito da termoclina das águas superficiais, à qual estão associados fortes gradientes da velocidade de propagação do som na água (por variação brusca da temperatura). Tendo em conta a proximidade dos aparelhos ao fundo oceânico, a velocidade de reboque destes equipamentos nunca pode ser elevada, variando entre os 2-3 nós. A faixa de varrimento destes sistemas varia entre os 2 e os 6 km, conferindo-lhe uma cobertura de fundo de algumas centenas de metros. A resolução transversal é de 1-2 m e a longitudinal de 10-40 metros, perdendo resolução lateralmente [Mienert & Weaver, 2003].

Os sistemas de mais alta resolução utilizam frequências entre os 100 e os 500 kHz (ex. SAR, DSL 120 e Simrad MS-992); uma vez que estes sistemas necessitam de navegar a menos de 50 metros acima do fundo oceânico, tecnicamente torna-se

problemático opera-los em águas profundas, restringindo a sua utilização para casos pontuais, onde é essencial obter uma elevada resolução da área em estudo. Apresentam uma faixa de varrimento que pode variar entre os 100 e os 1000 metros, a uma velocidade de reboque inferior a 2 nós, permitindo obter informação em área, inferior a 100 km² por dia [Mienert & Weaver, 2003].

Todos os sistemas de sonar lateral produzem imagens acústicas do fundo oceânico através da visualização dos valores locais de *backscatter* (retrodispersão acústica); i.e. visualização da intensidade do retorno do sinal acústico. A visualização dos valores de *backscatter* é usualmente feita segundo uma escala de tons de cinzento (em alguns sistemas, como no caso do sistema TOBI, o branco e preto corresponde a elevado e baixo backscatter, respectivamente).

Quando uma onda acústica, proveniente de um sonar é transmitida e sonoriza uma área do fundo oceânico, grande parte da sua energia é reflectida, perdendo-se na coluna de água; contudo, uma pequena parte é absorvida pelo fundo e uma parte (de várias ordens de grandeza inferior à onda incidente) é retransmitida de volta aos transdutores do sonar [Blondel & Murton, 1997].

O valor de *backscatter* é afectado em primeira instância pela relação geométrica entre o sonar e a área sonorizada (definida pelo ângulo de incidência, profundidade, topografia, etc.; Figura 2.32). Contudo, as características físicas do fundo do mar (rugosidade, homogeneidade, granulometria,...) e as propriedades intrínsecas

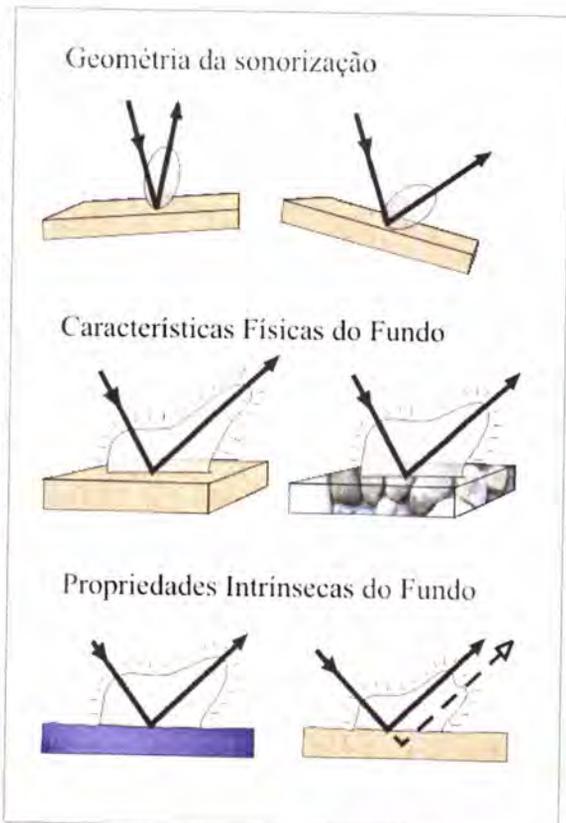


Figura 2.32 – Factores que determinam a intensidade do sinal de *backscatter*. 1. Geometria da sonorização (ex. topografias com um baixo ângulo de incidência são caracterizadas por um baixo retorno); 2. Características físicas (ex. uma superfície mais rugosa tende a produzir reflexões de maior amplitude, do que uma superfície com a mesma impedância acústica mas mais suave); 3. Propriedades intrínsecas ao material (ex. a amplitude do sinal recebido será tanto maior quanto menor o grau de penetração da onda acústica).

dos materiais (composição, densidade,...) também condicionam a resposta acústica.

Em relação à resolução de um sonar lateral é necessário distinguir entre **resolução transversal** (ou *range resolution*) e a **resolução longitudinal** (ou *transverse resolution*), as quais podem ser definidas do seguinte modo:

Resolução transversal: A distância mínima perpendicular à direcção de deslocação necessária entre dois objectos para que estes sejam individualizáveis na imagem acústica. Esta distância (dx) depende do ângulo de incidência (β ; Figura 2.33) e do comprimento de onda do impulso emitido e pode ser definida pela seguinte equação [Flewellen *et al.*, 1993]:

$$dx = (ct/2) \sec \beta$$

onde, c = velocidade do som na água (aproximadamente 1500 m/s)

t = comprimento da onda.

Deste modo, depende-se que a resolução dos sonares de varrimento lateral decresce com o alcance, em consequência do aumento do comprimento do sinal e em consequência da diminuição do ângulo de incidência (β).

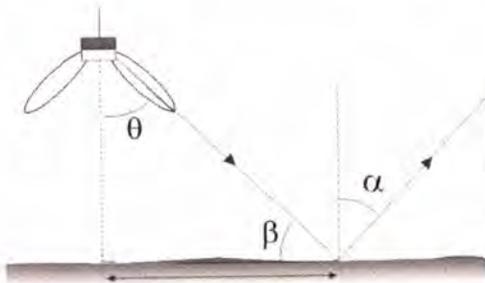


Figura 2.33 – Relações angulares;. (θ) ângulo de feixe: ângulo agudo entre o feixe emitido e a normal ao fundo que passa pelo sonar; (β) ângulo de incidência: ângulo agudo complementar do ângulo de feixe; (α) ângulo de reflexão: ângulo entre a normal ao local de incidência e a onda reflectida.

Resolução Longitudinal: Corresponde à distância mínima, paralela à direcção de deslocação, necessária entre dois objectos de modo a que estes sejam individualizáveis na imagem acústica. Esta distância (dy) é equivalente ao comprimento de onda em cada ponto, dependendo do alcance (R) e do ângulo de feixe (θ) e podendo ser definida pela seguinte equação:

$$dy = \text{sen}\theta \cdot R$$

Adicionalmente, a resolução longitudinal é afectada por um fenómeno intrínseco à propagação de som: a dispersão do feixe acústico, fenómeno designado por *beam spreading* (Figura 2.34).

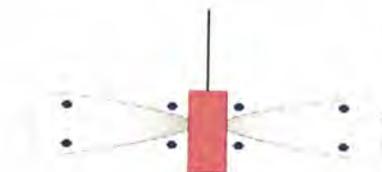


Figura 2.34 – Esquema representativo do efeito de dispersão do feixe. Na zona central o feixe é suficientemente estreito, permitindo captar os quatro objectos centrais separadamente, enquanto que na periferia o feixe dispersa abrangendo uma área mais ampla e englobando vários objectos afastados numa mesma imagem.

Independentemente da resolução do equipamento, o processo de conversão do impulso de retorno em imagens acústica processa-se sempre de um modo similar. Após a chegada do primeiro impulso, geralmente por reflexão directa do fundo, registam-se novas chegadas (devidas à reflectância e reflexão especular), correspondendo a “picos” e “depressões” no espectro de voltagem do transdutor acústico. De uma maneira simplificada, pode-se considerar que o espectro se encontra dividido em parcelas de tempo, possíveis de traduzir e integrar sob a forma de pixéis de imagem. A amplitude é graficamente traduzida numa escala de cinzentos, na qual e dependendo do sistema, as cores negro e branco podem representar valores de retorno altos ou baixos, respectivamente (Figura 2.35).

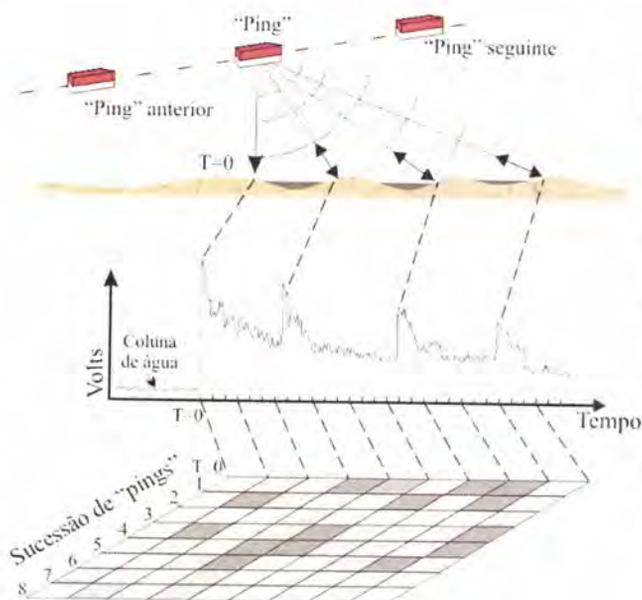


Figura 2.35 – Representação esquemática da obtenção de uma imagem acústica de sonar lateral. As diferentes respostas acústicas do fundo são registadas ao longo do espectro de voltagem do transdutor do aparelho, em função do tempo. Cada pixel da imagem corresponde a uma secção desse espectro, onde a tonalidade de cinzento do pixel é relativa ao valor de *backscatter* médio observado nessa secção. Os pixels são sucessivamente adicionados compondo a imagem acústica. [Adaptado de Jonhson & Helferty, 1990].

2.3.1. Aquisição da imagem acústica

A imagem de sonar de varrimento lateral estudada foi obtida durante a campanha HITS'01, a bordo do navio oceanográfico Hespérides, utilizando o sonar de varrimento lateral TOBI (Figura 2.36). O equipamento TOBI (*Towed Ocean Bottom Instrument*) foi desenvolvido pelo Southampton Oceanography Centre, do Reino Unido (SOC) alberga um sistema de sonar de varrimento lateral de alta-resolução, servindo ao mesmo tempo de plataforma estável para um vasto leque de aparelhos oceanográficos [Flewellen *et al.*, 1993].



Figura 2.36 – Fotografia tirada durante a manobras de colocação na água da plataforma do sonar TOBI; durante a campanha HITS'01 a bordo do navio oceanográfico Hespérides.

O sistema de sonar TOBI é constituído por três grupos de instrumentos: instrumentos acústicos (sonar de varrimento lateral e *bottom profiler*), instrumentos oceanográficos (magnetómetro, sonda térmica e transmissómetro) e instrumentos do veículo (sensores de velocidade e oscilações – *pitch* e *roll*, bússola e medidor de pressão). O sinal do *bottom profiler* emite em dois ciclos de 7,5 kHz, com uma resolução vertical de 1 metro, enquanto que o sonar lateral opera a uma frequência de 30 kHz e possui uma faixa de varrimento de 2x3 km de largura com resolução máxima de 2m. Nas faixas de varrimento do sonar TOBI são perceptíveis áreas com apenas alguns metros quadrados (da dimensão de mesas de “*snooker*”); enquanto nas imagens de sonar GLORIA apenas são perceptíveis áreas com algumas centenas de metros quadrados (equivalentes a um campo de futebol).

A plataforma do TOBI, tratando-se de um sistema *deep-towed*, é rebocada a grandes distâncias do navio por um cabo de ligação à popa (Figura 2.37). Sofrendo deste modo menos interferência dos equipamentos em funcionamento simultâneo, mas que se encontram anexados ao barco (*sub-bottom profiler* TOPAS e eco-sonda Simrad EM12).

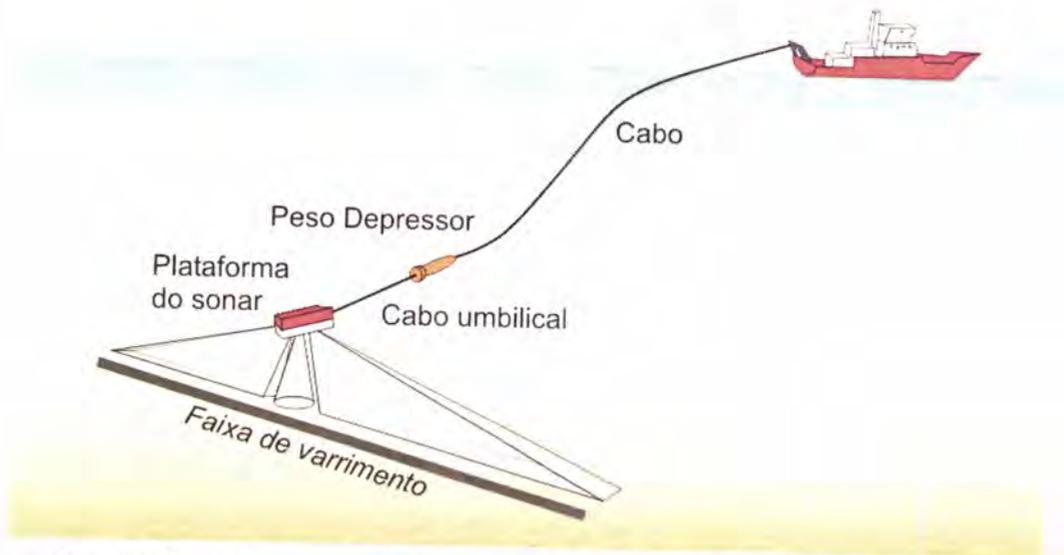


Figura 2.37 – Configuração geral do sistema de sonar lateral TOBI; constituído por um cabo de ligação, peso depressor, cabo umbilical e pela plataforma (onde se encontram montados o sonar lateral, o *bottom profiler* 7,5 kHz e outros equipamentos).

Na extremidade do cabo de ligação encontra-se um peso depressor de 600 kg, que por sua vez se encontra ligado à plataforma do sistema por um cabo umbilical de 200 m. Este cabo apresenta uma flutuabilidade neutra, enquanto que a plataforma do sonar (apesar de pesar 2 toneladas) apresenta uma flutuabilidade ligeiramente positiva, dentro de água. O peso depressor impede que os movimentos verticais e oscilações laterais do navio sejam directamente impressos ao veículo, através do cabo de ligação.

A transmissão de dados, energia e sinais de controlo é efectuada através do cabo coaxial de ligação ao navio. Este cabo pode ter o comprimento máximo 10 km, permitindo operar o equipamento a profundidades da ordem dos 6 km (uma vez que é necessário 1,5 vezes a profundidade em cabo). Para poder garantir uma navegação constante do veículo a uma distância de 200-400 metros do fundo, o equipamento deve operar entre 1,5 e 2,5 nós, em função do comprimento de cabo libertado [Flewellen *et al.*, 1993].

A imagem obtida corresponde a uma área de cerca de 3200 km², compreendida entre os 9°28' – 10°24' W e os 36°30' – 37°20' N, incluindo por completo a área correspondente à zona da Falha Marquês de Pombal e do Bow Spur (Figura 2.38).

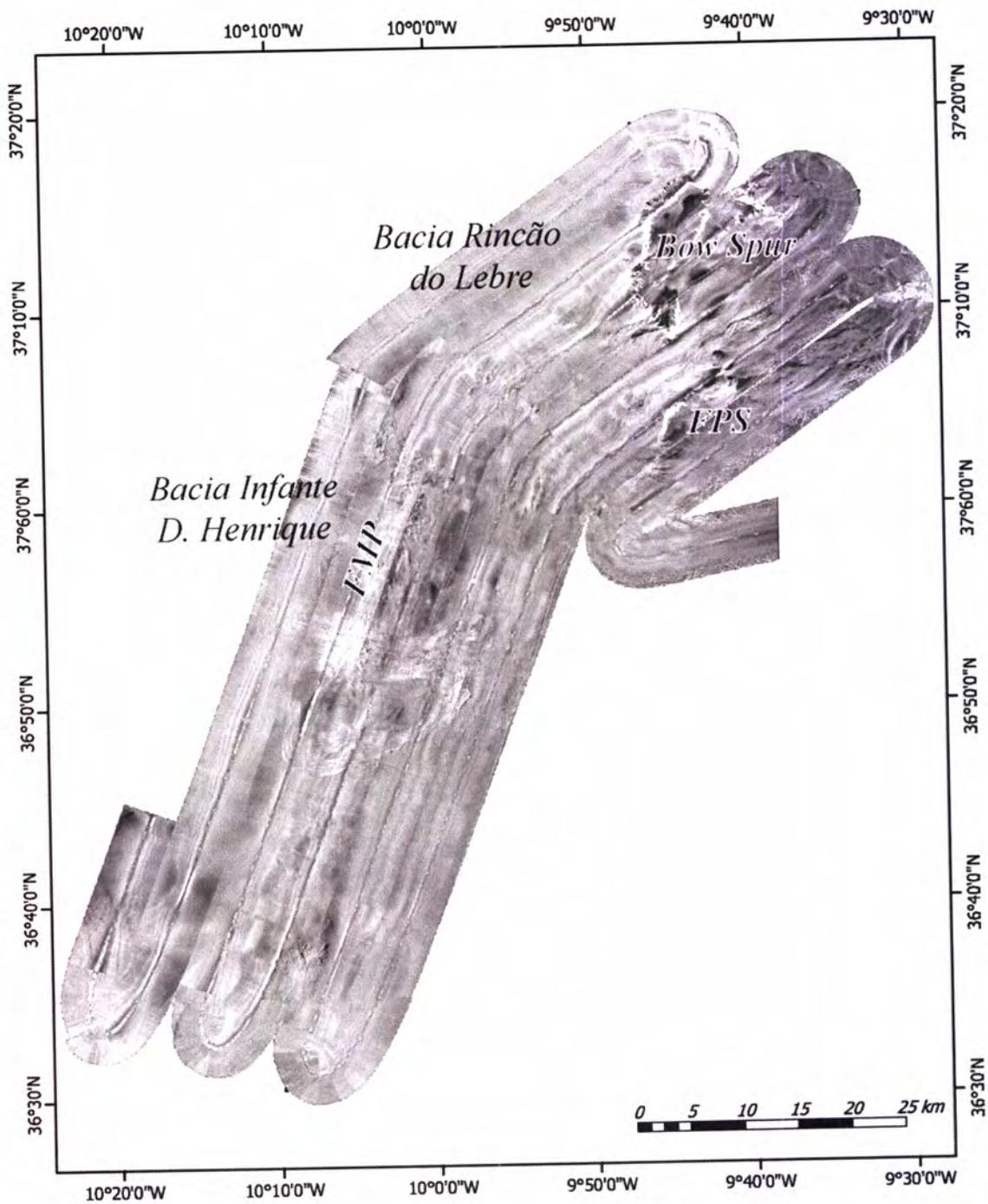


Figura 2.18 – A imagem obtida corresponde a uma área de aproximadamente 3200 km², compreendida entre os 9°28' – 10°24' W e os 36°30' – 37°20' N, incluindo por completo à área correspondente à zona da Falha Marquês de Pombal e do Bow Spur. As faixas de varrimento apresentam-se a orientação N21°E na secção norte e a orientação N55°E na secção sul e sendo a sobreposição entre faixas adjacentes, normalmente inferior a 10%.

2.3.2. Processamento

O objectivo principal do processamento da imagem acústica digital consiste na remoção de interferências e ruídos adicionados pelo próprio equipamento ou por factores externos. Durante esta etapa, a imagem é alterada e corrigida, permitindo aumentar o seu rigor e facilitando, a correcta interpretação da imagem.

Seguidamente proceder-se-á à descrição do processamento necessário para a obtenção das imagens acústicas finais apresentadas nesta dissertação: o processamento consistiu na correcção dos dados de navegação, no processamento dos ficheiros **.cdf** (*common data format*) recorrendo ao programa PRISM (com resolução de 6 metros para a totalidade dos ficheiros e com resolução de 3 metros para algumas áreas) e na delimitação da área referente a cada “*layer*” nos mosaicos finais com o programa ERDAS.

O programa PRISM v3.1 (*Processing of Remotely-sensed Imagery of Seafloor Mapping*), desenvolvido pelo SOC para vários ambientes UNIX, consiste na junção de vários programas e códigos de processamento (inclusivamente de alguns códigos de processamento de outros pacotes de *software*). Este programa permite o processamento de dados recolhidos por diferentes tipos de sonar de varrimento lateral e de dados batimétricos.

O programa ERDAS Imagine v8.3 (desenvolvido por *Earth Resources Data Analysis System*) foi utilizado em conjugação com o programa PRISM na conclusão dos mapas, na visualização dos dados e para processar correcções adicionais das imagens. As imagens tridimensionais conseguidas com o ERDAS *Imagine*, resultantes da fusão das imagens acústicas aos dados batimétricos, permitiram uma interpretação mais fidedigna da informação contida nas imagens acústicas.

Anteriormente ao processamento dos dados, foi necessário verificar se os ficheiros **.cdf** (que contêm grande parte dos dados do TOBI) e os dados de navegação apresentavam erros. A verificação dos ficheiros **.cdf** foi efectuada através de vários comandos ou códigos (i.e. série pré-definida de comandos). Durante a verificação dos dados, detectou-se a existência de falhas pontuais, de algumas linhas perdidas e

observaram-se algumas discrepâncias sistemáticas entre o registo nos ficheiros e a informação contida no diário de bordo (especialmente no que dizia respeito ao comprimento de cabo liberto); a correcção dessas discrepâncias foi efectuada com base na informação contida no diário de bordo.

A edição dos dados de navegação foi realizada recorrendo ao código “**navedit**”. Este código para além de permitir aceder à informação no formato “listit”, interpola os valores nos intervalos de segundos, suaviza a navegação, testa os valores da velocidade, direcção e posição e produz um novo ficheiro com as correcções. Durante o processamento é essencial dispor de dados de navegação fidedignos, uma vez que a posição do aparelho é calculada a partir dos parâmetros de navegação do navio.

A localização do aparelho é calculada através de uma relação trigonométrica simples, pressuposto que o cabo se encontra esticado: $d = \sqrt{L^2 - (H-h)^2}$, onde: **d** representa a distância horizontal do aparelho ao barco, **L** o comprimento do cabo de ligação, **H** a distância do barco ao fundo oceânico e **h** a altitude do aparelho ao fundo (obtida pelo altímetro do próprio aparelho). Este método só é aplicável nas parcelas lineares do trajecto, visto que, nas curvas o trajecto do aparelho é desviado.

De modo a tornar o processamento dos dados mais rápido e eficiente, subdividiu-se a totalidade dos dados contidos nos ficheiros cdf em mapas parciais. A série de comandos “**mapchoose**” determina automaticamente as áreas dos mapas parciais. Este código recolhe a informação do ficheiro *index* e do ficheiro *.veh_nav* e divide a área total em vários mapas, tendo em conta vários parâmetros, nomeadamente a resolução dos dados e a área do mapa total.

Uma vez corrigidos os dados e individualizados os sub mapas, reúnem-se as condições necessárias para iniciar o processamento propriamente dito. Através de uma janela é possível de um modo expedito iniciar o processamento sem ter de lidar com linhas de comandos complexas (Figura 2.39), uma vez que ao determinar o tipo de dados, o programa recorre a linhas de comandos específicos e predefinidos para esses tipo de dados.

Uma vez iniciado o processamento de um mapa, o programa verifica a existência de todos os ficheiros necessários durante o processamento e calcula o número de segmentos a individualizar. O guião do processamento, os limites do mapa e as características dos segmentos é apresentado ao operador, o qual seguidamente pode optar por “Continuar” ou “Abortar” o processamento.

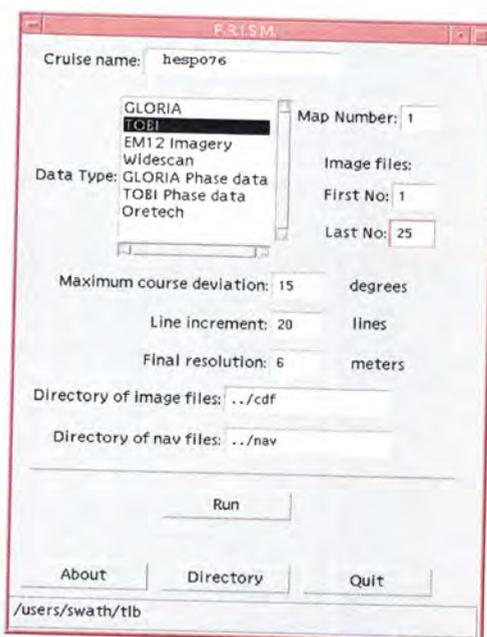


Figura 2.39 – Janela applicativa do programa PRISM; que permite definir o tipo de processamento a aplicar.

No final do processamento existem seis ficheiros por mapa, com as seguintes extensões: **.dat**, **.log**, **.ovr_do_fil.Z** (ficheiro comprimido do mapa dos segmentos processados), **.ovr** (extensão das anotações do ERDAS), **.img** e **.rrd** (extensão de visualização no ERDAS).

Os dados de sonar apresentam muitas vezes sobreposição geográfica da informação, para além da sobreposição lateral constante (necessária para a cobertura total da área de estudo). Estas sobreposições de informação podem resultar de mudança de direcção do navio; nestes casos as regiões côncavas repetem-se em vários segmentos (Figura 2.40). Para produzir o mapa final torna-se necessário definir exactamente que informação se pretende salvar nas situações de sobreposição.

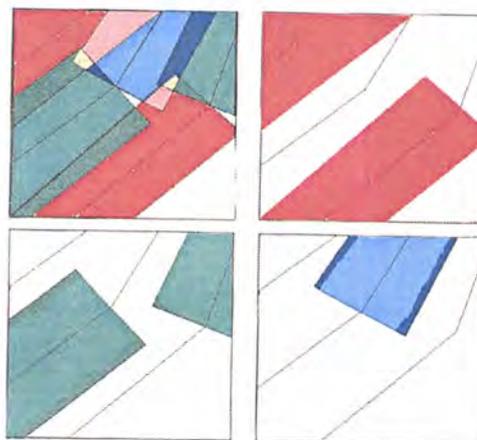


Figura 2.40– Esquema representativo da sobreposição parcial de vários segmentos. A vermelho encontram-se os segmentos do nível 1, a verde do nível 2 e a azul do nível 3.

O programa ERDAS Imagine distribui os vários segmentos do mapa num primeiro nível; desde que estes não apresentem qualquer sobreposição geográfica, todos os segmentos em sobreposição são colocados em níveis diferentes. São criados tantos níveis, quantos os necessários para evitar sobreposições geográficas num mesmo nível. Normalmente dois a três níveis são suficientes, mas para certos mapas (dependendo da trajectória) podem ser necessários mais. No que diz respeito aos dados do cruzeiro HITS'01, em nenhum dos mapas foi necessário trabalhar com mais de cinco níveis.

Com o programa ERDAS Imagine, é possível visualizar a informação recorrendo a vários filtros. Cada nível é visível em gamas de cores diferentes – vermelho, verde ou azul – sendo que as zonas de sobreposição apresentam as cores complementares e através de um dispositivo de interruptores anexado ao monitor é possível activar/desactivar uma determinada, cor permitindo a comparação constante entre a informação contida nos vários níveis, obtendo-se uma visualização mais favorável à definição da linha de corte entre os vários segmentos.

A selecção da linha de corte entre dois segmentos não é uma tarefa óbvia, uma vez que as zonas de sobreposição (apesar de sua coincidência geográfica) não contêm a mesma informação. Certos aspectos podem ser mais visíveis num ou noutro segmento, quer seja porque um dos segmentos apresenta interferências nessa zona, ou simplesmente por diferenças de luminosidade (ex. uma escarpa com inclinação para Oeste é praticamente imperceptível no lado extremo Oeste de uma faixa de varrimento Norte-Sul, sendo no entanto bem visível no extremo Este da faixa justaposta). Muitas vezes na selecção da fronteira entre segmentos, é necessário definir um limite irregular, no entanto é conveniente optar por linhas de corte direitas e óbvias. Uma fronteira imperceptível entre segmentos pode levar posteriormente à incorrecta interpretação da imagem; para uma correcta interpretação das imagens de sonar é essencial saber, sempre, de que lado da faixa de varrimento se encontra a figura observada.

Com as ferramentas do ERDAS Imagine definiram-se as áreas de cada nível a preservar. A figura 2.41 exemplifica a delimitação da informação a preservar para um determinado nível. A determinação dos limites das áreas a preservar é uma operação subjectiva, requerendo a um certo grau de interpretação dos dados durante o traçado do limite de um determinado nível.



A informação das áreas a preservar nos vários níveis de cada mapa foi aglutinada num único nível e os vários mapas parciais foram compilados, produzindo-se deste modo, um mapa final com a imagem acústica total da área. Posteriormente procedeu-se ao tratamento das imagens (equalização, *speckle removal*, *multiple reflections removal*,...), o que implicou a criação de novas sub-áreas de interesse com o intuito de delimitar a área a “tratar”- corrigir os valores de intensidade do *backscatter* – ou para delimitar áreas consideradas como amostras padrão. Após o ajuste local dos valores de *backscatter*, foi possível recuperar informação anteriormente imperceptível, segundo um processo similar ao que decorre durante a correcção do contraste e da iluminação no tratamento de fotografias.

Figura 2.41 – Delimitação das áreas a preservar, neste caso pertencentes do nível dois, utilizando as ferramentas do ERDAS. Definem-se as áreas de interesse (a rosa) e seleccionam-se as várias áreas (a amarelo) para criar um novo ficheiro, apenas, com a informação a preservar de cada nível.

2.3.3. Visualização e interpretação de imagens acústicas de sonar lateral

A interpretação correcta das imagens de sonar lateral requiere que o observador possua conhecimentos de diversas áreas: fundamentos de física (propagação das ondas, impedância acústica, etc...), princípios de electrónica do sistema de aquisição, técnicas de trabalho em campanhas oceanográficas, metodologia aplicada durante o processamento dos dados e conhecimentos de geologia marinha. Em adição aos conhecimentos que já foram apresentados, é importante salientar mais alguns aspectos da interpretação de imagens acústicas de sonar lateral, que serão seguidamente referidos.

Artefactos

As imagens acústicas de sonar podem ser afectadas por variadíssimos artefactos, subdividíveis em seis tipos [Blondel & Murton, 1997]:

- artefactos induzidos por falha do *hardware*;
- artefactos provocados por anomalias na coluna de água;
- artefactos radiométricos;
- artefactos geométricos;
- artefactos produzidos durante o processamento e impressão;
- artefactos de interpretação;

Os **artefactos induzidos por falha do *hardware*** podem ocorrer pelas mais diversas razões técnicas: falha nos contactos, erro nos computadores, condensação de água no interior do cabo de ligação, electricidade estática,... Contudo, estas falhas para além de produzirem artefactos no registo, levam frequentemente à perda total dos mesmos.

Ao contrário das falhas no *hardware*, que podem ser reparadas, **as variações na coluna de água** não podem ser evitadas, por estarem associadas: à alteração das propriedades físicas intrínsecas da coluna de água (densidade, salinidade, temperatura,...); à actividade biológica; à libertação de bolhas de gás; ou a qualquer outra causa que altere a propagação do sinal acústico ao longo da coluna de água.

Os **artefactos radiométricos** podem dever-se a factores externos (ex. interferência de uma outra fonte emissora) ou a factores intrínsecos às características da técnica utilizada (ex. Múltiplos, ganho variável no tempo – TVG e ganho variável no ângulo – AVG). Durante o processamento as alterações da intensidade do *backscatter* (retorno do sinal acústico ou retrodispersão) induzidas por factores externos podem ser minimizadas, no entanto nalgumas situações a recuperação da informação afectada e distorcida é impossível. Em compensação, grande parte dos sistemas de sonar corrige automaticamente as variações de intensidade do *backscatter* provocadas pelos efeitos intrínsecos aos sistemas, como o TVG e o AVG.

As distorções na proximidade do *nadir* (banda central da faixa de varrimento) induzidas por uma trajectória semi-perpendicular ao fundo também são consideradas artefactos radiométricos (Figura 2.42), uma vez que se encontram relacionadas com valores de *backscatter* anormalmente altos.

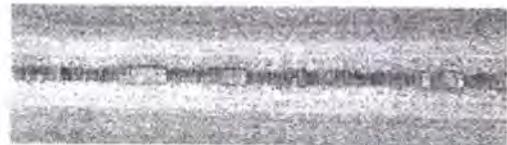


Figura 2.42 – Detalhe da zona central de uma faixa de varrimento, onde se pode verificar a banda de valores de *backscatter* anormalmente elevados (a branco) de ambos os lados do *nadir* (zona central a escuro).

Na sua maioria, **os artefactos geométricos** podem ser corrigidos durante o processamento, visto estarem associados a variações na velocidade, na altitude, no pendor e na direcção do aparelho ou à oscilação lateral do mesmo. No entanto para se proceder a estas correcções, e evitar este tipo de artefactos, torna-se necessário ter um bom controlo das variações de posição (Figura 2.43) e da velocidade do aparelho (Figura 2.44) – que se devem à acção conjunta de quatro factores: a velocidade de navegação, a trajectória do navio, o comprimento do cabo libertado e as correntes

oceânicas. Para além destes quatro factores principais, a posição do aparelho também pode ser afectada pela ondulação à superfície da água, se esta for suficientemente forte (as alterações do pendor ou direcção do barco também se podem repercutir no aparelho).



Figura 2.23 – Variações na posição do aparelho que podem provocar artefactos geométricos. 1) Variações de altitude, normalmente associadas a variações de velocidade do navio ou a variações abruptas do fundo; 2) Mudanças de pendor, resultado das variações de velocidade; 3) Alterações na direcção, causadas pelas mudanças de direcção do navio ou por correntes submarinas fortes; 4) Oscilações laterais, devidas a correntes submarinas ou ao efeito da força centrífuga.

As distorções da imagem provocadas por variações de altitude (Figura 2.43.1 e Figura 2.44) são simétricas, o que facilita a sua identificação. Estas distorções devem-se a reduções no comprimento da faixa de varrimento quando o aparelho se aproxima do fundo e a incrementos quando o aparelho se afasta, sem que as variações no comprimento da faixa sejam contabilizadas durante o processamento. Por norma, assume-se que o comprimento das faixas de varrimento é constante e consequentemente toda a informação contida é comprimida ou ampliada lateralmente (consoante os casos). A correcção destas distorções é possível, embora se trate de uma tarefa complicada e morosa, uma vez que o aparelho inclui um altímetro que permite o cálculo exacto do comprimento da faixa a cada instante.

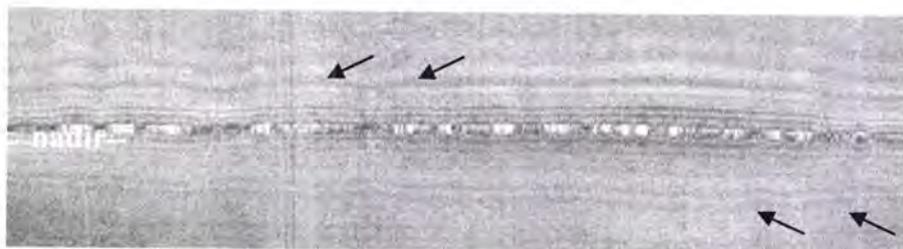


Figura 2.44 – Detalhe de uma faixa de varrimento onde se podem observar distorções resultantes das variações da altura do sonar ao fundo. Neste caso, estas distorções são mais evidentes porque afectam os artefactos radiométricos na proximidade do *nadir*.

Tanto nas distorções resultantes das alterações da direcção como do pendor do veículo, observa-se uma repetição da informação seguida da perda parcial ou total da informação (Figura 2.43). As distorções resultantes das oscilações laterais são, por seu lado, assimétricas e mais difíceis de detectar, normalmente não são corrigidas e ocorrem preferencialmente nas secções curvas das imagens.

As variações na velocidade afectam o espaçamento entre faixas de varrimento; deste modo se a velocidade assumida no processamento for superior a velocidade real de aquisição, os feixes apresentar-se-ão com espaçamentos superior ao seu espaçamento real, resultando no alongamento da imagem. Dando-se a situação contrária, i. e. a velocidade assumida é inferior à velocidade de aquisição, os elementos da imagem vão sofrer encurtamento (Figura 2.45).

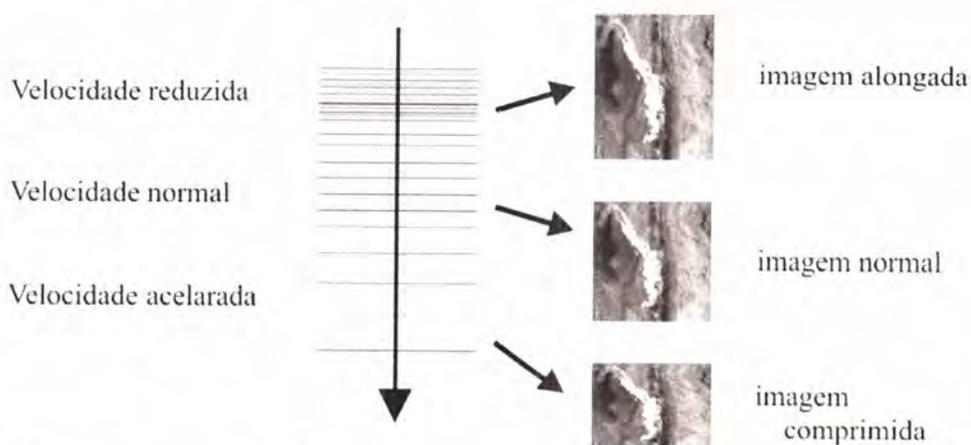


Figura 2.45 – Artefactos geométricos induzidos por variações da velocidade de navegação não contempladas durante o processamento. As imagens à direita representam imagens acústicas, da mesma secção do fundo, obtidas a diferentes velocidades. Após redução de velocidade, o espaçamento entre os feixes de varrimento diminui, contudo se este abrandamento da velocidade não for considerado durante o processamento os feixes serão distribuídos na imagem com um espaçamento superior ao espaçamento de aquisição, alongado os elementos da imagem. Nos casos contrários, dá-se o encurtamento da imagem.

Os artefactos geométricos também podem estar relacionados com o posicionamento incorrecto dos pixéis na imagem acústica (cada pixel é relativo a um sinal de retorno acústico). O posicionamento dos pixéis é determinado a partir do intervalo de tempo decorrido entre a emissão do impulso acústico e a sua recepção. Contudo, este intervalo de tempo não é directamente proporcional à distância “*nadir* – ponto reflector (D_x)”, uma vez que o receptor não se encontrar alinhado ao fundo mas sim acima deste. O sinal de retorno percorre uma trajectória, designada na literatura científica inglesa por *slant-range*, coincidente com a hipotenusa do triângulo definido pelos seguintes vértices: aparelho, fundo oceânico imediatamente abaixo do sonar e ponto reflector no fundo (Figura 2.46).

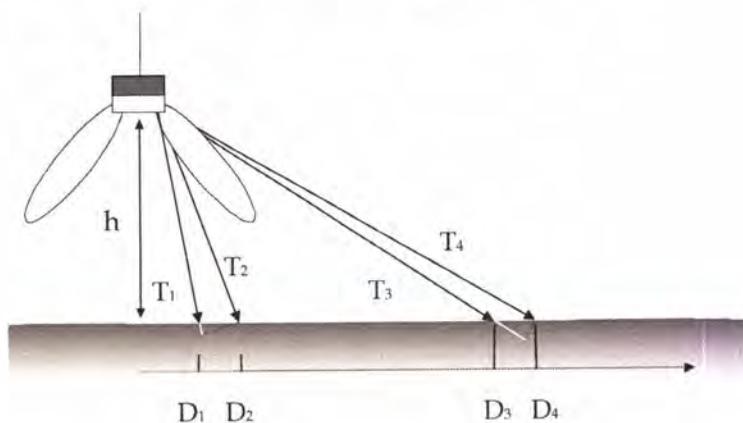


Figura 2.46 – Variação da trajectória de retorno (*slant-range*), em função do afastamento do ponto reflector. A diferença entre D_1 e D_2 é igual a diferença entre D_3 e D_4 . O incremento da trajectória de retorno T_3 para T_4 (a cinzento na continuação de T_3) é superior ao aumento da trajectória de retorno T_1 para o ponto T_2 (representado a cinzento na continuação de T_1). Adaptado de Blondel, P. & Murton, B. J[1997].

Como se pode observar pela figura 2.46, nos sinais de retorno de dois pontos no fundo próximos do *nadir*, as distâncias D_1 e D_2 do *nadir* apresentam trajectórias com comprimentos muito semelhantes (= tempos de recepção próximos), enquanto que os sinais de retorno dos pontos afastados do *nadir*, as distâncias D_3 e D_4 , apresentam trajectórias com extensões distintas (= tempos de recepção diferentes). Deste modo, perto da zona do *nadir* os dados são comprimidos, enquanto, nas zonas mais afastadas os dados apresentam uma distorção menor.

Com o intuito de corrigir esta distorção é possível converter as distâncias de *slant-range* (T_x) em distâncias reais entre o *nadir* e ponto reflector (D_x), utilizando o teorema de Pitágoras. A ***Slant-range correction*** reposiciona os pixéis, assumindo um fundo horizontal, através da aplicação do algoritmo [Blondel & Murton, 1997]:

$$D_x = \sqrt{\left(\frac{cT_x}{2}\right)^2 - h^2}$$

Onde,

c é a velocidade do som na água, T_x é a trajectória percorrida pelo sinal acústico,

$cT_x/2$ é igual ao tempo de retorno e h é a altitude do aparelho.

Apesar da correcção de artefactos ser possível através do processamento cuidadoso dos dados, determinados artefactos podem ser **produzidos durante o processamento**.

Por exemplo, a aplicação da “*Slant-range correction*” pode originar uma série de novas distorções, nas áreas de declive acentuado.

Nas áreas de relevo acentuado não é válido considerar um fundo plano visto que, a posição de cada sinal de retorno é calculada a partir do tempo de chegada sem considerar o ângulo do sinal de retorno. Deste modo, uma saliência ou relevo num fundo inclinado será projectada para um plano horizontal; situando-a, incorrectamente, na imagem acústica (Figura 2.47).

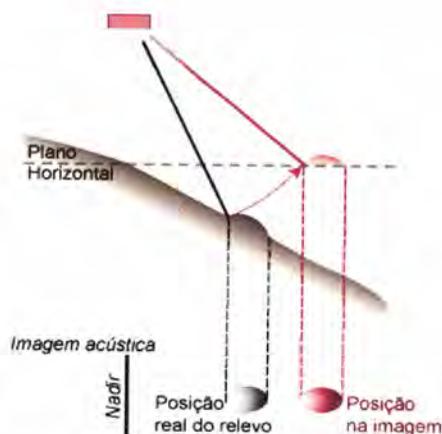


Figura 2.43 – Posicionamento incorrecto dos elementos do fundo na imagem acústica, em consequência de se pressupor um fundo plano. [Adaptado de Tingdahl, 1998].

Neste caso, deve-se calcular a distância D_i aplicando o seguinte algoritmo:

$$T_x^2 = D_x^2 + (h + D_x \tan \beta)^2$$

Em que,

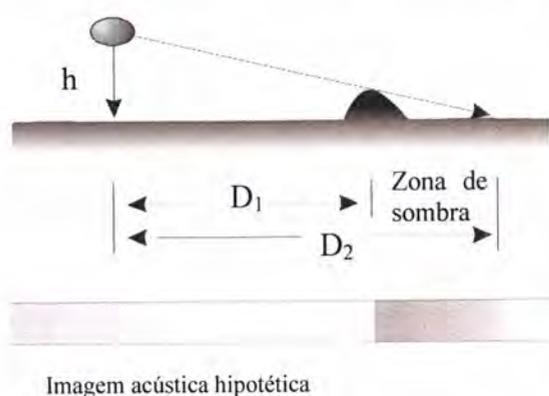
T_x = trajectória percorrida pelo sinal acústico;

D_x = distâncias real entre o *nadir* e ponto reflector;

h = altitude do aparelho;

β = ângulo de sonorização;

Frequentemente durante a interpretação das imagens de sonar lateral, as zonas de fraco ou ausência total de retorno do sinal acústico acabam por revelar tanto ou mais sobre o fundo do que as áreas com valores de *backscatter* elevado. As sombras (i.e. com baixos valores de *backscatter*) podem corresponder a: (1) zonas ocultadas por um obstáculo, (2) a superfícies que apresentam uma inclinação concordantemente com a inclinação do feixe do sonar, ou (3) a zonas de sedimentos que pela sua natureza “absorvem” grande parte da energia do sinal. Nos casos em que um obstáculo oculta uma determinada área, pode-se calcular com bastante rigor a altura do obstáculo a partir da sombra gerada (Figura 2.48).



$$\text{Altura do obstáculo} = \frac{h \times \text{sombra}}{D_2}$$

Figura 2.48 – Relação entre a altura de um objecto no fundo e a sua sombra na imagem acústica. Esta relação pode ser expressa através da fórmula acima apresentada.

É conveniente realçar que nos sistemas de sonar lateral de baixa frequência pode ocorrer penetração parcial do sinal acústico, especialmente em áreas de sedimentos argilosos não consolidados. Nesta situação, heterogeneidades e aspectos dos níveis abaixo do fundo podem afectar o sinal de *backscatter* e consequentemente a imagem acústica [Gardner *et al.*, 1991].

Visualização 3D

A sobreposição de imagens de sonar lateral de alta resolução à batimetria multi-feixe tem-se tornado frequente em geologia marinha. A partir desta sobreposição torna-se possível determinar se áreas de alto ou baixo *backscatter* são resultantes de variações topográficas ou se estão relacionadas com variações litológicas (Figura 2.49).



Figura 2.49 – Imagem acústica tridimensional do *Bow Spur*. Nesta imagem pode-se identificar zonas de elevados valores de *backscatter* associadas tanto a áreas de declive marcado (seta à esquerda) como a áreas de depósitos de material grosseiro (seta à direita).

A etapa de sobreposição pressupõe que ambos os conjuntos de dados (batimetria e imagem de sonar lateral) se encontrem correctamente georeferenciados. No caso do posicionamento da batimetria multi-feixe, este requisito foi obtido directamente no sistema de posicionamento por satélite do navio, uma vez que a eco-sonda se encontrava anexada ao casco navio. Por outro lado, o posicionamento dos dados obtidos com o TOBI apresenta um erro maior, visto que é calculado a partir de uma relação trigonométrica que assume que o cabo esticado é coincidente com a trajectória do navio (como foi referido anteriormente), enquanto na prática, a posição real do equipamento depende da sinuosidade da trajectória e das correntes oceânicas; Tendo em linha de conta a trajectória percorrida durante a aquisição da imagem de

sonar estudada, caracterizada por secções lineares com cerca de 60 km e 30 km, considerou-se que o posicionamento da imagem de sonar é aceitável e procedendo-se a junção destes dados. A sobreposição da imagem de sonar à batimetria, realizada no âmbito deste trabalho, foi possível através do programa *ArcScene* da ESRI.

3. Cartografia Estrutural

A análise estrutural da área estudada resultou da integração total dos dados geofísicos disponíveis, já apresentados, dando especial ênfase à informação obtida através da interpretação das linhas de reflexão sísmica (BIGSETS, IAM e Arrifano), as quais constituem o núcleo fundamental da cartografia estrutural realizada. Com esse intuito, procedeu-se à identificação e interpretação das estruturas de deformação existentes na área, enquadrando-as temporalmente, sempre que possível, relativamente à evolução Geodinâmica associada à abertura do ramo central do Oceano Atlântico (através da determinação do seu carácter pré-, sin- e pós-rifting).

3.1 Critérios cartográficos

A identificação e interpretação das estruturas visíveis nas linhas sísmicas, relativamente à geometria dos reflectores, permitiu efectuar a cartografia de falhas.. Importa salientar que em virtude das características inerentes aos sistemas de sísmica, a inclinação dos reflectores observada nos perfis não é a real estando notoriamente exagerada, pelo facto de a profundidade ser apresentada em tempo duplo (T.W.T.).

Identificação de falhas

A identificação do traçado de uma falha numa linha sísmica, nalgumas situações pode ser inquestionável e inequívoca, mas frequentemente levanta alguma controvérsia e baseando-se em aspectos subtis e discutíveis (geralmente apenas visíveis a um observador experimentado), estando dependente de vários factores, na sua maioria intrínsecos ao carácter a falha. A relação angular entre a orientação do plano de falha e a orientação da linha sísmica representa um factor extrínseco ao

carácter da falha, mas determinante; devendo-se sempre que possível seleccionar uma linha sísmica que seja perpendicular à estrutura.

Durante a interpretação das linhas sísmicas, realizada neste trabalho foram tidos em conta os seguintes indicadores da existência de uma falha:

- Descontinuidades nos reflectores que obedecem a um padrão essencialmente linear;
- Divergências na inclinação dos reflectores, que não estão associadas a relações estratigráficas;
- Padrões de difracções, especialmente se apresentarem os vértices alinhados de uma forma consistente;
- Distorção ou desaparecimento de reflectores nas proximidades das prováveis falhas.

As descontinuidades dos reflectores, quando bem definidas, permitem traçar com bastante fiabilidade a posição do traço da falha. Na representação cartográfica das falhas, optou-se por prolongar as falhas alguns quilómetros para além da última linha sísmica onde haviam sido observadas, especialmente nos casos em que as falhas apresentam uma expressão superficial ao nível do relevo, detectável na batimétrica ou na imagem de sonar.

Unidades sísmicas

Como foi referido anteriormente, não se procedeu ao estudo e determinação dos horizontes que constituíssem marcadores sismoestratigráficos relevantes, nem à busca de constrangimentos temporais para a datação dos referidos horizontes. Utilizaram-se como referência os horizontes previamente assinalados por Rovere[2002]. A sismostratigrafia efectuada nesse trabalho foi realizada com base na informação dos *logs* dos poços DSDP (*Deep Sea Drilling Program*), ODP (*Ocean*

Drilling Program), e poços apresentados em Tortella [1997] e Terrinha [1998] na área (Figura 3.1).

No seu trabalho, Rovere [2002], definiu seis unidades sísmicas limitadas por sete reflectores; cinco reflectores identificados na cobertura sedimentar, o fundo oceânico e o soco acústico. Seguidamente encontra-se a descrição destas unidades e do significado cronológico dos horizontes, atribuído por Rovere [2002]:

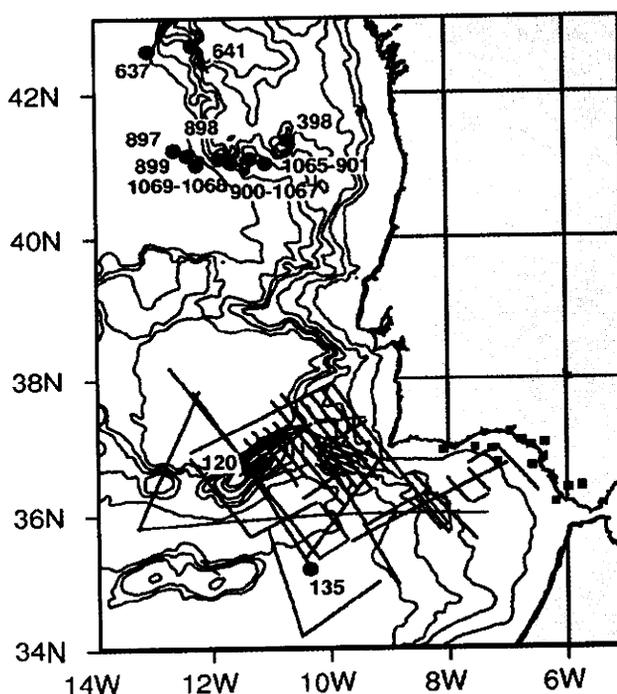


Figura 3.1 – Posicionamento do poços e linhas sísmicas utilizados por Rovere para descrever a estratigrafia da área [Rovere, 2002].

Unidade I

A primeira unidade, a mais antiga, compreende os reflectores entre o topo do soco acústico e o Cretácico Inferior, definido pelo reflector “a”. O soco acústico foi definido independentemente da sua componente litológica e estrutural, baseado somente na fácies sísmica apresentada.

Unidade II

A segunda unidade sobrejacente ao reflector “a” é delimitada no topo pelo reflector “e” e abrange o intervalo de tempo do Cretácico Inferior até ao Eocénico Inferior/Oligocénico Superior.

Unidade III

Seguidamente, a unidade três sobrejacente ao reflector “a” datado Eocénico Inferior/Oligocénico Superior, está limitada a topo por uma importante discordância angular (reflector “m”), identificada na Planície Abissal do Tejo e situada na base do olistrotoma na Planície Abissal da Ferradura sendo atribuída ao Miocénico Médio.

Unidade IV

A quarta unidade tem por base o reflector “m” e por topo o reflector “y”. O reflector “y” assinala uma discordância angular, atribuída ao Miocénico Superior, bem visível no domínio da Falha Marquês de Pombal.

Unidade V

Esta unidade, delimitada pelos reflectores “y” e “x”, corresponde ao intervalo de tempo entre a discordância angular do Miocénico Superior e discordância angular da base do Pliocénico.

Unidade VI

A base da última unidade corresponde ao reflector “x” e o topo à superfície do fundo oceânico. Deste modo, a unidade engloba o intervalo de tempo decorrido desde do Pliocénico até à actualidade; incluindo, no seu interior, o reflector “z” correspondente a uma discordância pós-pliocénica.

3.2 Estruturas Principais

Na área estudada destacam-se duas estruturas principais, a **Falha Pereira de Sousa** e a **Falha Marquês de Pombal**. Estas duas estruturas, apesar de se encontrarem próximas, apresentam uma evolução tectónica (do Miocénico Médio até ao presente) bastante distinta. Associadas a estas duas falhas identificaram-se outras estruturas secundárias, com rejeitos menores; essas falhas serão apresentadas juntamente com a estrutura principal a que estão relacionadas.

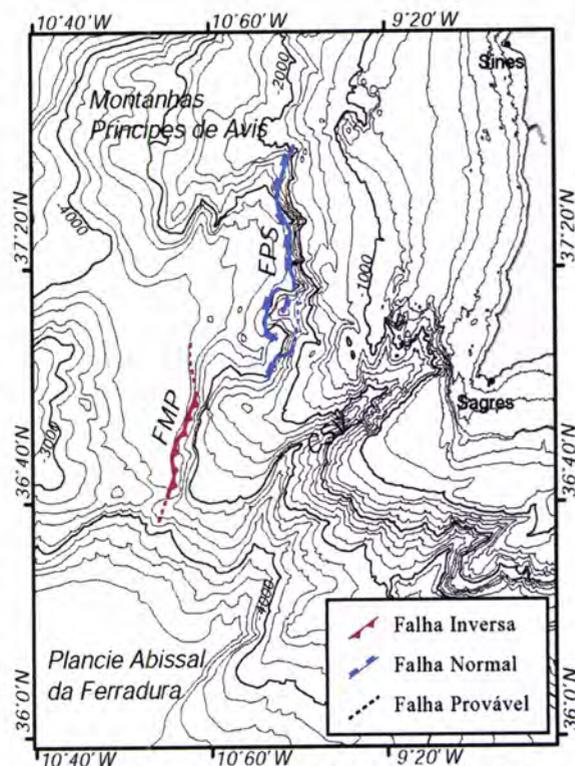


Figura 3.2 – Estruturas principais da área de estudo: Falha Pereira de Sousa (FPS) e Falha Marquês de Pombal (FMP). Encontra-se igualmente representado o *Bow Spur*.

3.2.1 Falha Pereira de Sousa

A expressão morfológica da Falha Pereira de Sousa constitui um dos aspectos mais proeminentes da Margem Sudoeste Portuguesa, facilmente identificada nos mapas batimétricos. Esta falha prolonga-se desde das montanhas submarinas de Príncipes de Avis até a Montanha Marquês de Pombal, apresentando uma expressão superficial superior a 70 km, com comando de escarpa que pode atingir os 1500 metros, direccionada segundo uma orientação geral de N-S, estando identificadas várias secções com orientações que variam entre os N30°W e N20°E. Esta falha pode ser observada nas linhas sísmicas estudadas BS 7, BS 8, BS 9, BS18 e BS19.

Esta falha formada pela abertura do Atlântico Norte durante o *rifting* Mesozóico como falha extensional (é a estrutura distensiva mais proeminente de toda a área cartografada), ainda preserva uma geometria característica das falhas de cinemática de falha normal, apesar de actualmente se encontrar numa área sujeita a uma deformação compressiva generalizada [Terrinha *et al.*, 2003; Zitellini *et al.*, 2004].

A Falha Pereira de Sousa desde o seu desenvolvimento precoce terá desempenhado um papel fulcral no desenvolvimento da Bacia Rincão do Lebre, não só no desenvolvimento da depressão que originou a Bacia (por abatimento e basculamento do bloco Oeste ao longo da falha), mas também durante o processo de colmatação desta mesma depressão, ao representar a sua principal fonte de sedimentos (provenientes da degradação do bloco Este mais elevado). Estes depósitos sedimentares encontram-se em discordância angular sobre o soco paleozóico, anteriormente deformado e parcialmente erodido; apresentando cerca de 3,0 s TWT de espessura.

A geometria Falha Pereira de Sousa pode ser identificada, por exemplo, na linha BS18, onde se verifica a rotação dum grande bloco a tecto da falha e o preenchimento de sedimentos *sin-rifting* mesozóicos (Figura 3.3).

Linha BS 18

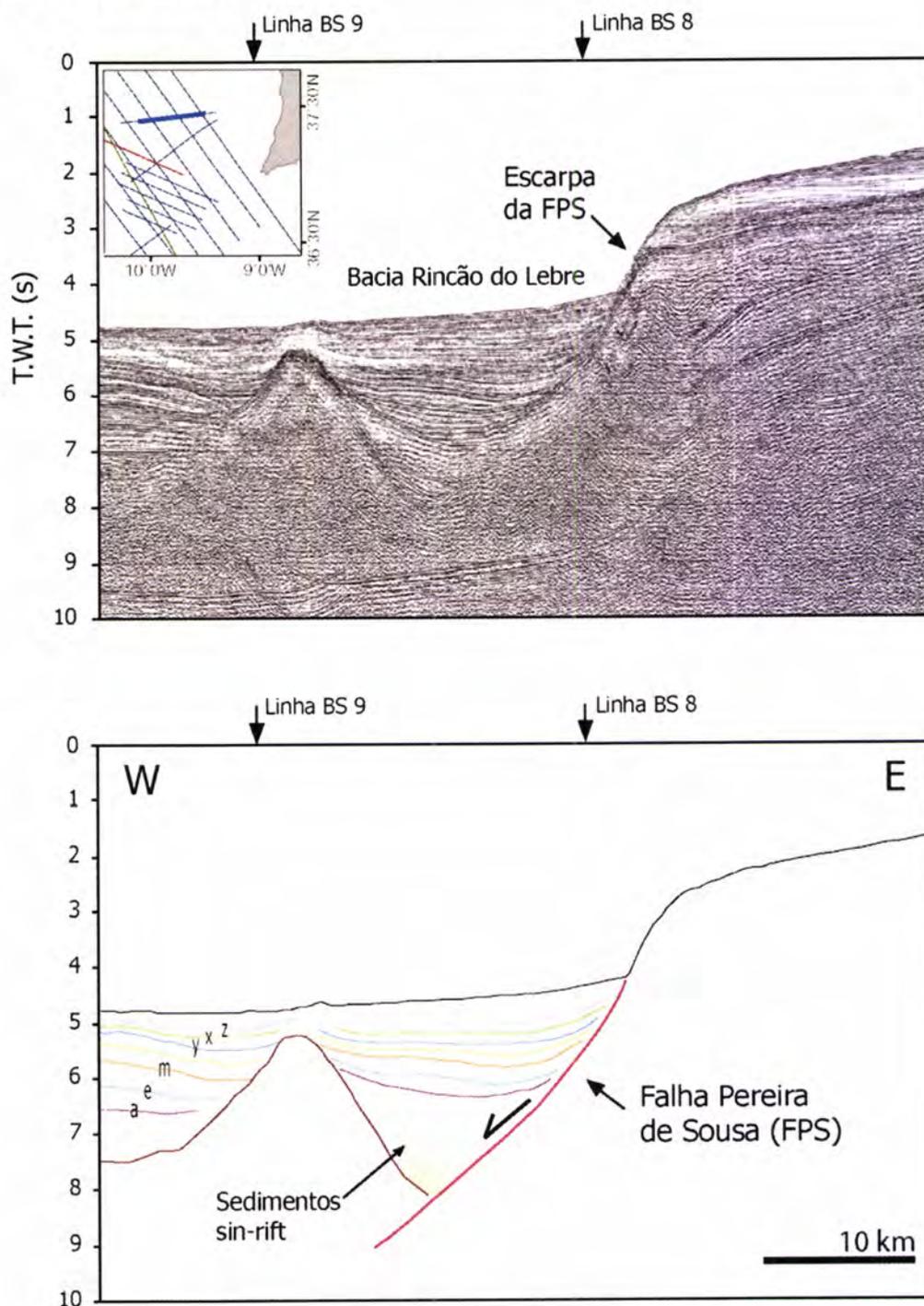


Figura 3.3 – Linha BS18: intersecta a Falha Pereira de Sousa, segundo uma direcção aproximadamente E-W. Em cima, secção migrada de reflexão sísmica multi-canal e o mapa de posicionamento. Em baixo, interpretação estrutural e sismostratigráfica. Observa-se um bloco rodado a tecto da falha e o preenchimento de sedimentos *sin-rifting* mesozóicos. A Oeste deste bloco verifica-se uma subida nos reflectores associada a proximidade com as Montanhas de Príncipe de Avis. Ver o significado dos reflectores assinalados na descrição das unidades sísmicas.

Na secção sul da falha destaca-se para Oeste um bloco elevado de soco paleozóico com expressão superficial dos 37°08'N a 37°16'N. Esta estrutura foi designada a bordo, durante a campanha HITS'01, por *Bow Spur*. Esta estrutura corresponde a um *horst* Mesozóico e é identificada tanto nas linhas sísmicas BS19 e BS 9 (Figura 3.4).

Linha BS 9

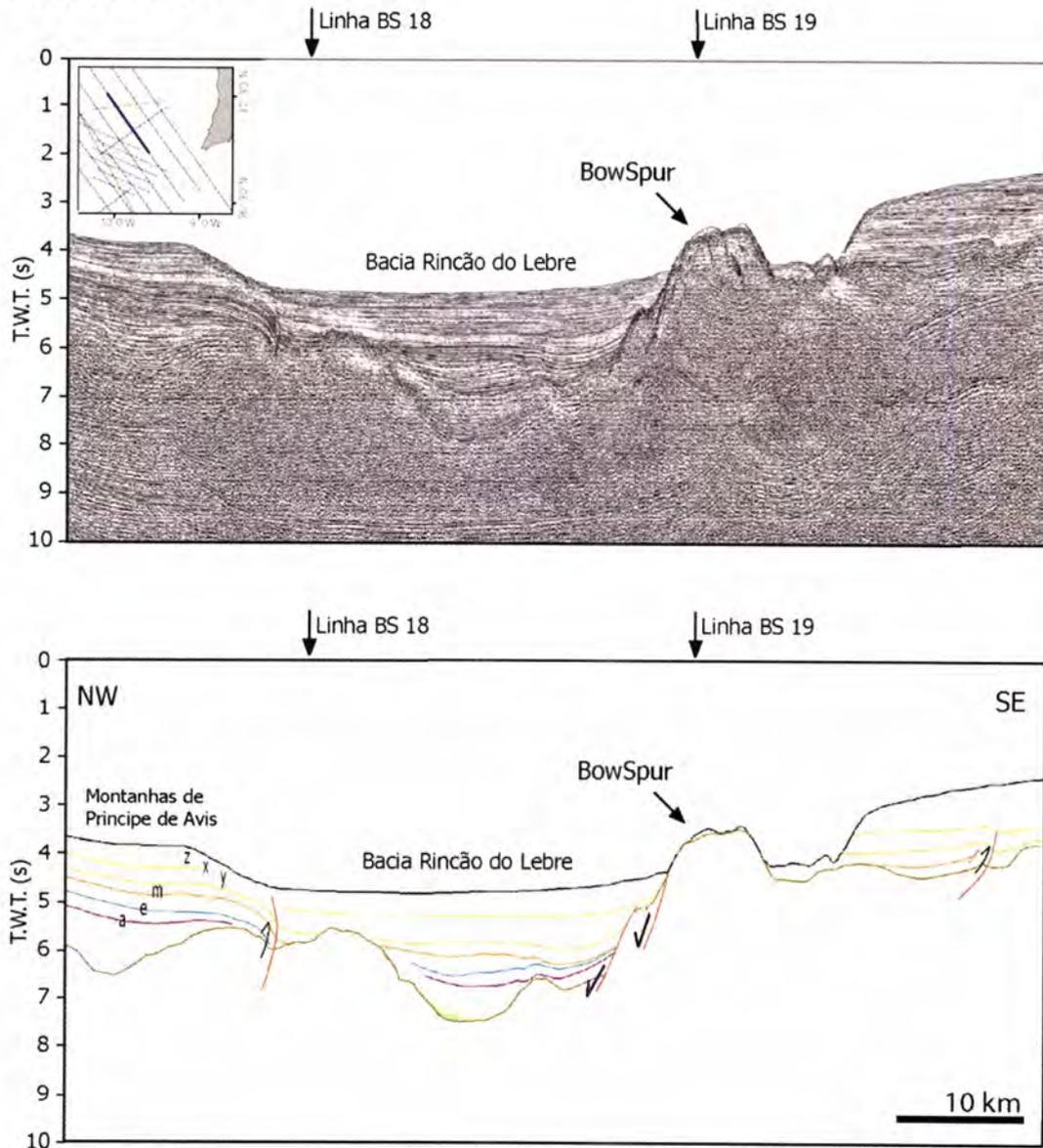


Figura 3.4 – Linha BS 9: esta linha sísmica intersecta as Montanhas de Príncipes de Avis, a Bacia Rincão do Lebre e o *Bow Spur*. Em cima, a secção da linha reflexão sísmica multi-canal migrada e o mapa de posicionamento. Em baixo, interpretação estrutural e sismostratigráfica. O *Bow Spur* trata-se de um *horst* mesozóico; no flanco oeste reconhece-se duas falhas de cinemática normal, não se reconhecendo a assinatura da falha que delimita o *horst* a Este. A sudoeste do *Bow Spur*, observa-se uma falha com direcção semelhante à secção sul da FPS mas apresenta uma componente cinemática oposta; a sua assinatura é igualmente expressiva nas linhas BS 10 e BS 20. No extremo Noroeste desta secção pode-se reconhecer-se uma das estruturas compressivas associadas ao relevo submarina Montanhas de Príncipe de Avis, esta falha inversa também pode ser reconhecida na linha BS 18. Ver o significado dos reflectores na descrição das unidades sísmicas.

3.2.II Falha Marquês de Pombal

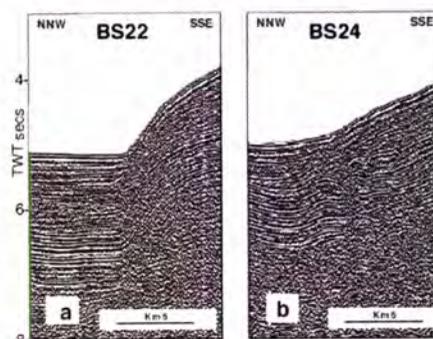
Imediatamente a sul da Falha Pereira de Sousa sobressai uma estrutura completamente distinta, a Falha Marquês de Pombal, que pode ser observada nos perfis AR 10, BS11, BS12a, BS21, BS22, BS23 e BS24. Este cavalgamento apresenta uma orientação geral NNE-SSW e estende-se ao longo de mais de 40 km, sendo responsável por um relevo submarino muito importante, com um ressalto do fundo oceânico que chega a ser de 1600 m.

A orientação desta falha (NNE-SSW) é coincidente com a orientação das falhas formadas no Pérmico, resultantes da fracturação Tardi-Varisco [Arthaud & Matte, 1977]; o que sugere que a Falha Marquês de Pombal terá sido formada originalmente na ultima fase deste evento orogénico. Durante a fase de extensão Mesozóica a Falha Marquês de Pombal terá sido reactivada com falha normal. Com a fase de inversão tectónica Cenozóica, esta falha foi reactivada com cinemática de falha inversa [Matias, 2002].

A Falha Marquês de Pombal, cavalgante para WNW, ao longo de um plano de falha de geometria côncava, apresenta um ângulo de mergulho de 24° durante os primeiros 11 km, segundo a conversão em profundidade efectuada por Zitellini *et al.* [2001]

A geometria resultante da deformação dúctil dos sedimentos cenozóicos situados tecto da falha da Falha Marquês de Pombal varia ao longo da mesma; como se pode constar comparando o padrão de dobramento observado nas linhas BS 22 e na linha BS 24 (Figura 3.5).

Figura 3.5 – Pormenores da Falha Marquês de Pombal nas linhas sísmicas migradas BS 22 e BS 24. Nestas linhas é visível um contraste no tipo de geometria de dobramento associado a falha; na linha BS 22 é visível uma flexura bem desenvolvida a tecto da falha, enquanto que na linha BS 24, para além da flexura principal, observa-se um anticlinal apertado imediatamente a tecto da falha.



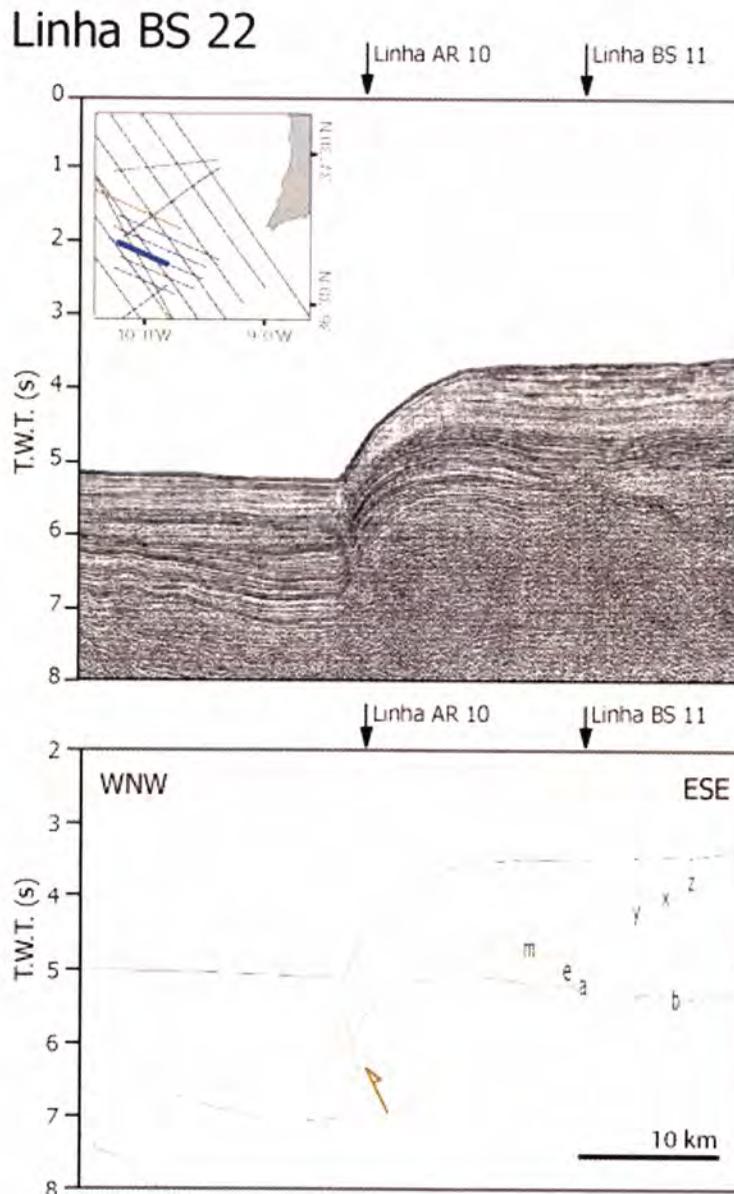


Figura 3.6 – Linha sísmica BS 22: segmento que intersecta a Falha Marquês de Pombal. Em cima, secção da linha migrada. Em baixo, interpretação estrutural e sismostratigráfica. Observam-se a tecto da falha uma flexura de arrasto pronunciada e dobras de arrasto menores a muro. É visível a cunha formada entre os reflectores “m” e “y”, a muro da falha Ver o significado dos reflectores assinalados na descrição das unidades sísmicas.

O padrão de dobramento no segmento norte da Falha Marquês de Pombal é constituído por uma flexura bem desenvolvida a tecto da falha, principalmente expressiva na linha BS 22 (Figura 3.5 e Figura 3.6). O segmento sul da Falha Marquês de Pombal, inicia-se a sul da linha sísmica BS 22 e apresenta um padrão de dobramento mais complexo; na linha BS 23 (Figura 3.7) a flexura apresenta um

sinclinal na proximidade da Falha Marquês de Pombal, especialmente expressivo nos reflectores pré-“y” (i.e., anteriores à discordância angular do Miocénico Superior). Na linha BS 24, o sinclinal deixa de ser expressivo, contudo continua-se a identificar um anticlinal apertado imediatamente a tecto da falha (Figura 3.5 e Figura 3.8).

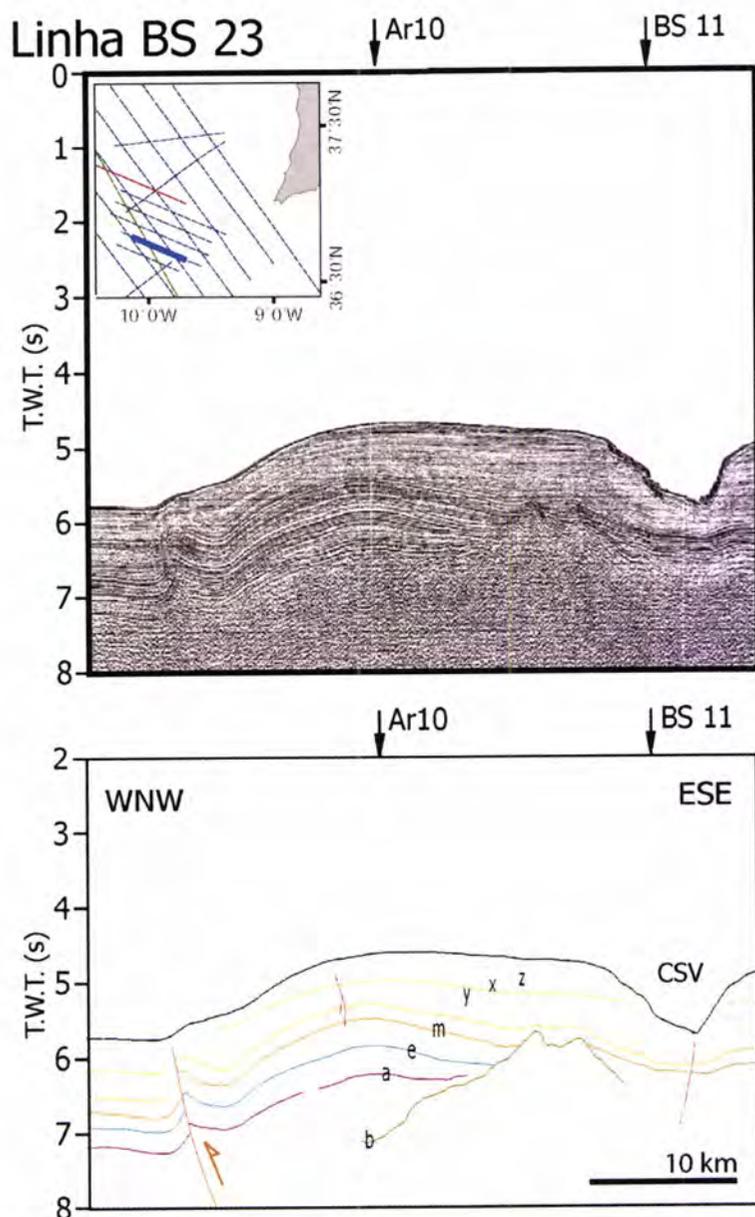


Figura 3.7 – Linha sísmica BS 23: segmento que intersecta a Falha Marquês de Pombal. Em cima, secção da linha migrada. Em baixo, interpretação estrutural e sismostratigráfica. A discordância angular do Miocénico Superior (definida pelo reflector “y”) é bastante expressiva a tecto da falha. Ver o significado dos reflectores assinalados na descrição das unidades sísmicas usadas.

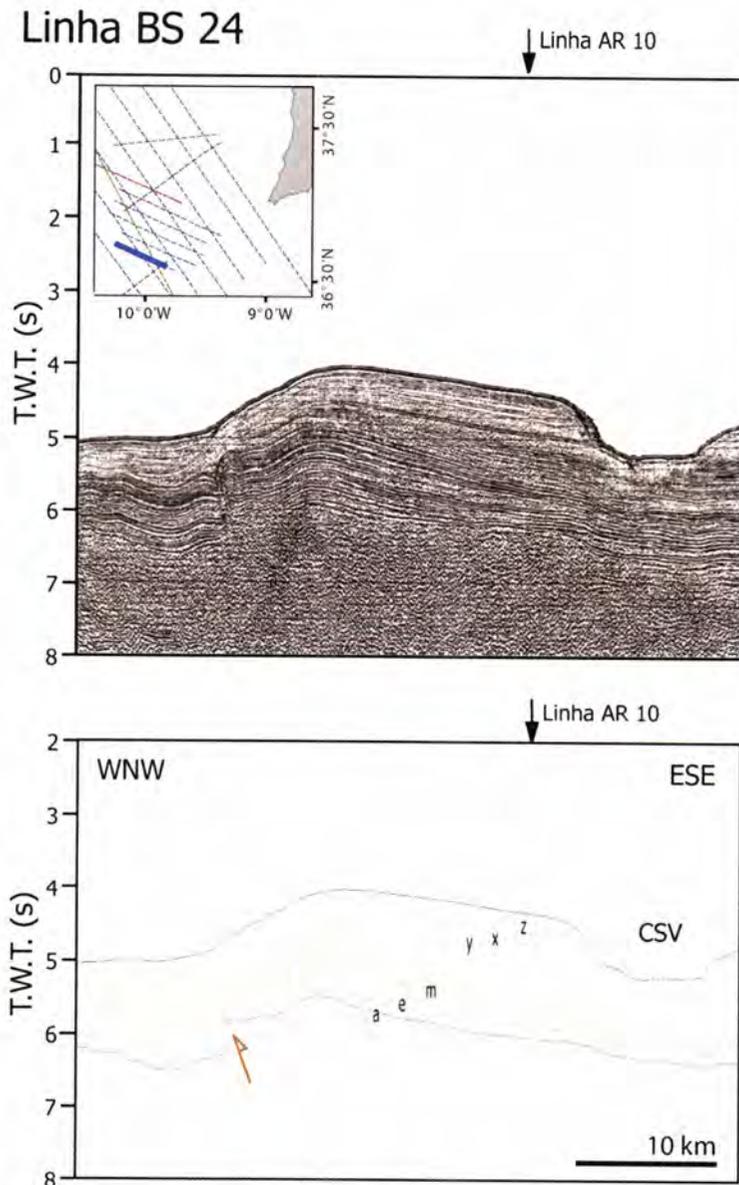


Figura 3.8 - Linha sísmica BS 24: segmento que intersecta a Falha Marquês de Pombal e o Canhão de S. Vicente (CSV). Em cima, secção da linha migrada. Em baixo, interpretação estrutural e sismostratigráfica. A discordância angular definida pelo reflector “y” é reconhecível tanto a tecto como a muro da falha e separa padrões distinto de dobramento distintos. São visíveis uma série de pequenas falhas normais, especialmente na unidade IV. Ver o significado dos reflectores assinalados na descrição das unidades sísmicas usadas.

No bloco a Este da Falha Marquês de Pombal observam-se várias falhas menores com cinemática de falha normal, associadas à deformação na zona da crista do anticlinal principal. Estas falhas normais afectam predominantemente os reflectores da unidade IV; foram apenas assinaladas sem se proceder a sua cartografia à escala 1:250.000; uma vez que o espaçamento entre linhas (~9km) e a fraca expressão destas falhas, torna-as difíceis de correlacionar lateralmente.

Linha BS 21

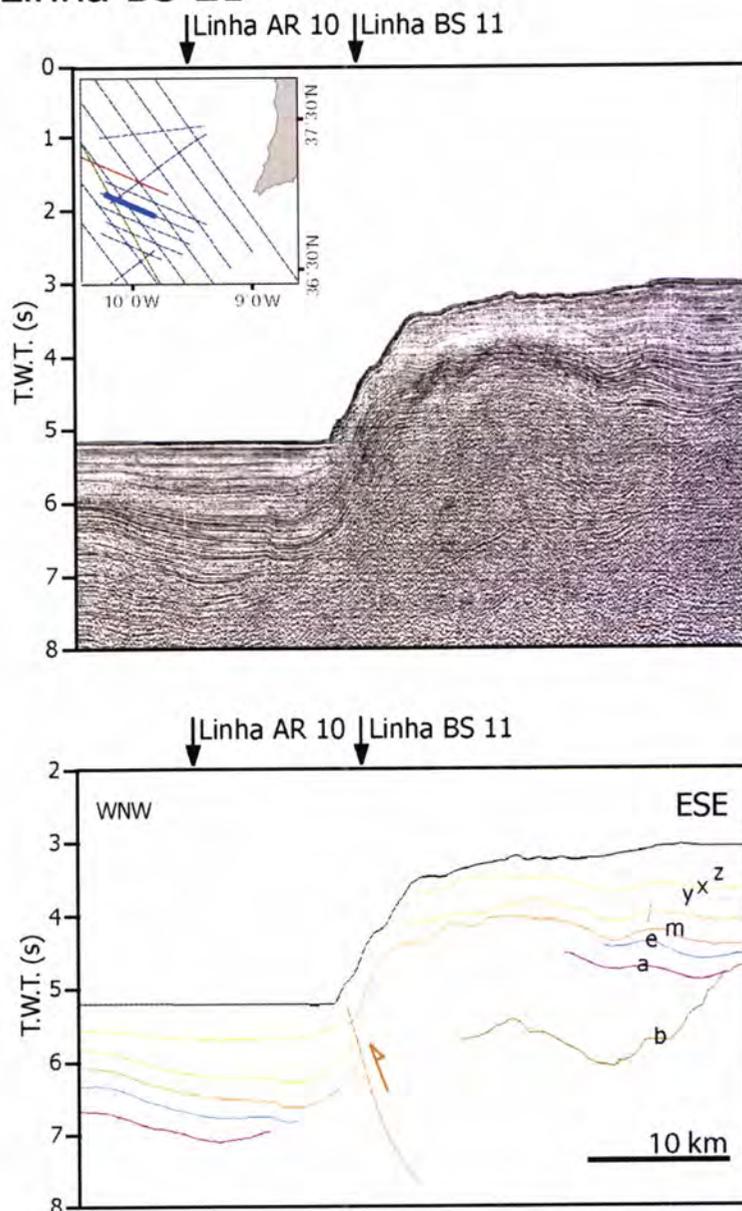


Figura 3.9 - Linha sísmica BS21: segmento que intersecta a Falha Marquês de Pombal. Em cima: secção da linha migrada. Em baixo: interpretação estrutural e sismostratigráfica. Observa-se a tecto uma flexura bem marcada a tecto da falha e dobras de arrasto a muro. A cunha muito expressiva a muro da falha entre os reflectores “m” e “x”. Ver o significado dos reflectores assinalados na descrição das unidades sísmicas.

Os valores de encurtamento geral da estrutura mostram um aumento marcado para norte (ver tabela 2.2); registando-se o encurtamento máximo ao longo da linha BS 21 (Figura 3.9).

A Falha Marquês de Pombal a falha torna-se uma falha cega; na linha BS 20 observando-se apenas a flexura dos reflectores (Figura 3.10).

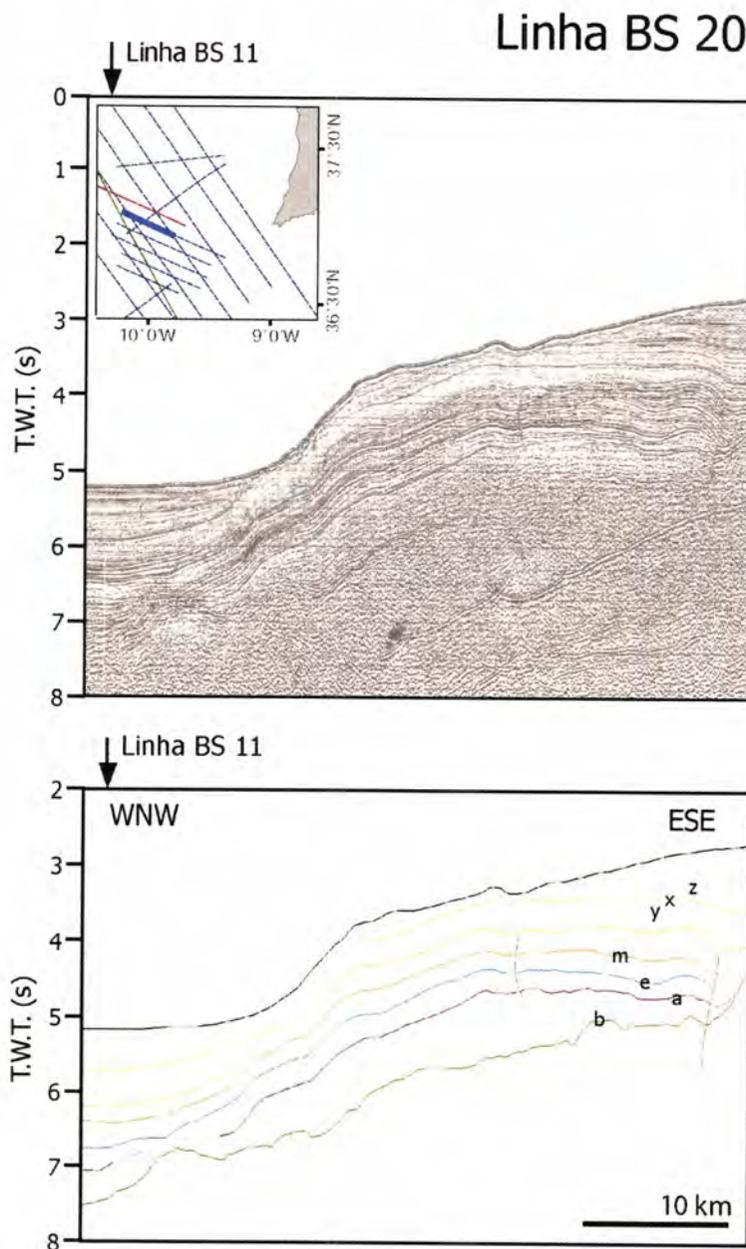


Figura 3.10 - Linha sísmica BS20: segmento que intersecta a flexura na continuidade da Falha Marquês de Pombal. Em cima: secção da linha migrada. Em baixo: interpretação estrutural e sismostratigráfica. A flexura bem marcada é responsável por uma subida generalizada da cobertura sedimentar da ordem dos 2,4 s (T:W:T) Ver o significado dos reflectores assinalados na descrição das unidades sísmicas.

A passagem abrupta da Falha Marquês de Pombal a uma flexura pode sugerir a existência duma estrutura transversal à Falha Marquês de Pombal, localizada a norte da mesma, do tipo “rampa lateral”. Contudo, a sua localização e orientação permanecem desconhecidas.

O traço aflorante curvilíneo no fundo do mar da Falha Marquês de Pombal, ao longo do seu segmento meridional (abrangido pelas linhas BS 22 a BS 24) de acordo com a presente interpretação, reflecte a existência de uma flexura do próprio plano da falha, responsável pelo avanço para Oeste da ruptura superficial da falha (Figura 3.9).



Figura 3.9 – Visualização tridimensional do plano da Falha Marquês de Pombal. Entre as linhas BS 22 e BS 24 a superfície da falha apresenta uma flexura. Ver no capítulo anterior as indicações relativas à obtenção do modelo da falha.

Em direcção a Sul, os valores de encurtamento geral da estrutura mostram um atenuamento da deformação, sugerindo que neste sector a deformação tenha sido acomodada por várias estruturas localizadas entre a Falha Marquês de Pombal e o Banco de Gorringe, hipótese que é compatível com a deformação observada na linha BS 13.

O aumento do encurtamento, de Sul para Norte, ao longo da Falha Marquês de Pombal (relativo ao horizonte cor-de-laranja; Tabela 2.2) e a existência de uma elevação do relevo, situada a Noroeste do sector norte da Falha Marquês de Pombal com características morfológicas similares a vertente associada à Falha Marquês de Pombal, sugeriam a possibilidade da existência de uma estrutura com uma orientação, aproximada, N-S e uma extensão superior a 8 km. Esta hipótese foi corroborada pela interpretação das linhas sísmicas da TGS-NOPEC, que até ao momento são confidenciais; o que impossibilita a apresentação de qualquer imagem que sustente essa interpretação. Como tal, assinalou-se essa estrutura apenas como falha provável na cartografia aqui apresentada (Figura 3.2 e mapa em anexo).

4. Caracterização Geomorfológica

A caracterização geomorfológica pretende descrever as formas de relevo, servindo de base para uma explicação relativa à sua génese e evolução. Abrange deste modo, não só as formas de relevo como os processos que as geraram e modificaram. Neste trabalho a caracterização geomorfológica encontra-se limitada à partida pela natureza dos dados geofísicos disponível, restringindo-se apenas descrição (sempre que possível quantitativa) do aspecto morfológico e a algumas considerações relativas aos possíveis processos operantes na área. Para um estudo integral dos processos de formação e modelação dos relevos, seria necessário entrar em linha de conta com informação complementar relativa, por exemplo, às correntes oceânicas profundas e à natureza litológica do fundo.

Considerando a sua importância como agente modelador, inicia-se este capítulo com uma introdução relativa ao transporte de materiais nos fundos oceânicos, dando especial ênfase aos processos de movimentos de massa. Esta introdução revelou-se necessária, visto que na área estudada se observam vários escorregamentos. Salienta-se desde já, que o uso o termo *escorregamento*, nesta dissertação, refere-se a toda e qualquer área do fundo oceânico afectada por um movimento de massa, sem implicações relativas à natureza desse movimento.

A conjugação de dados de alta resolução de sonar lateral e batimetria multi-feixe permitiram a construção de modelos tridimensionais desta área da margem continental, permitindo a sua visualização mais adequada e uma melhor percepção dos processos actantes na área.

A cartografia geomorfológica resultante deste trabalho é apresentada no mapa Morfo-estrutural, à escala 1:250.000, em anexo a esta dissertação (Anexo 1).

4.1 Transporte de material

O transporte de material nas vertentes subáreas é determinado pelo declive topográfico (intrínseco às vertentes) e pela acção da gravidade, que pode actuar directamente ou indirectamente, através de um agente de transporte [Cabral, 1998]. Contudo, o estudo do transporte de material em ambientes submarinos torna-se mais complexo. Em ambiente submarino, é necessário equacionar outros agentes como as correntes marinhas que, por sua vez, já são o resultado de um complexo conjunto de factores.

Independentemente dos factores actuantes, o transporte de material pode ser dividido em dois tipos: transporte por **movimentos elementares** (o transporte ocorre por deslocamentos individuais, partícula a partícula, independentes do restante material circundante; as partículas podem ter dimensões métricas a nanométricas) e transporte por **movimento de massa** (o transporte mobiliza um determinado volume de material como um todo; este transporte pode dar-se ao longo de escassos metros ou ao longo de várias centenas de quilómetros).

Relativamente aos processos de transporte por movimentos elementares actuantes na área não se desenvolveu um esforço no sentido da sua caracterização detalhada, devido ao que não se dispôs dos dados apropriados para esse efeito (ex. *cores*). Procedeu-se apenas à análise topográfica do fundo e identificação dos aspectos morfológicos resultantes desse tipo de transporte de material, da qual resultou a cartografia dos canais de escoamento do material e das linhas de cumeeira (Figura 4.1).

No entanto, relativamente aos processos de movimentos de massa actuantes foi possível extrair informação em qualquer dos três tipos de dados utilizados. Apesar da sísmica multicanal (pela sua baixa resolução) não ser um sistema apropriado para estudos superficiais, foi possível observar evidência de transporte de massa nas linhas sísmicas interpretadas. Este facto, acima de tudo, realça as grandes dimensões dos volumes de material envolvidos nestes processos.

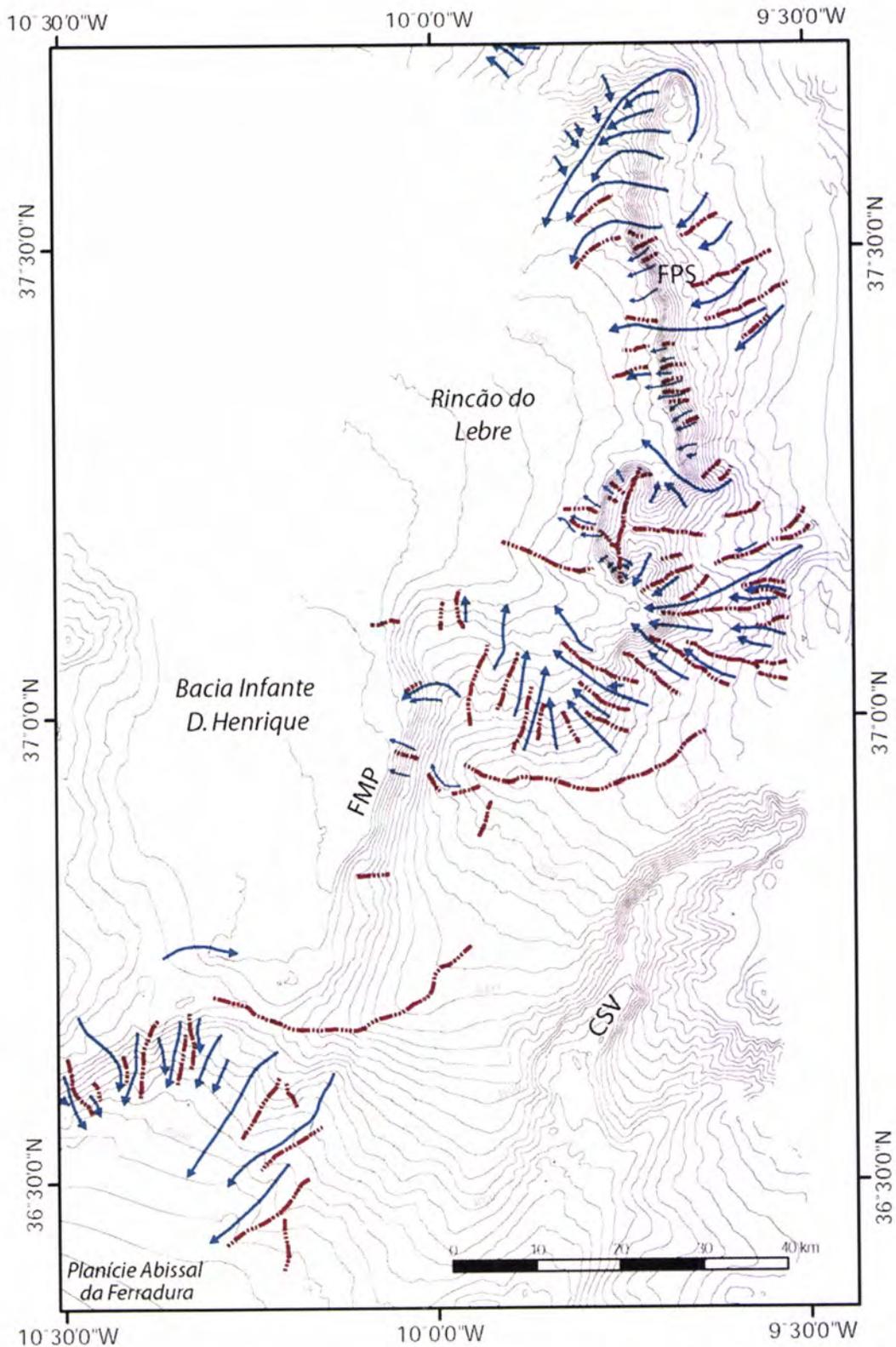


Figura 4.1 – Cartografia dos canais ou vales submarinos, realizada a partir da análise espacial dos dados multi-feixe e da interpretação da imagem de sonar. As linhas em azul materializam o eixo dos canais e as diferentes espessuras de linha reflectem a importância dos vários canais. As linhas de cumeeira estão assinaladas a tracejado. O sombreado mais escuro corresponde à área dos dados de sonar lateral e o sombreado mais claro à área de dados batimétricos.

4.1.1 Movimentos de massa

Os movimentos de massas submarinos tendem a ocorrer em superfícies inclinadas com acumulação de espessos depósitos de sedimentos não consolidados, podendo ser desencadeados por diversas causas: sismos, taxa de sedimentação elevadas, tempestades, diapirismo, erosão, actividade vulcânica, libertação de hidratos de metano e actividade humana. Estas condições podem ser encontradas em diversos ambientes: fiordes, deltas, canhões submarinos e plataformas continentais [Lee *et al.*, 1991].

Um escorregamento ocorre quando as forças favoráveis à instabilidade a que o material está sujeito excedem a resistência do material à tensão cisalhante, essencialmente dependentes das características internas do material. Isto pode dever-se: ao aumento das forças favoráveis à movimentação, à diminuição da resistência do material, ou aos dois factores em simultâneo.

Para materiais cuja resistência é essencialmente devida a fenómenos de atrito que se desenvolvem no seu interior, é possível descrever a resistência interna do material através do critério de rotura de Mohr-Coulomb. Segundo este critério não é a grandeza da tensão que determina a rotura, mas sim relação entre a componente tangencial e a componente normal da tensão. Os estados de tensão compatíveis com a resistência do material estão limitados por uma recta – a **envolvente de Mohr-Coulomb** – de equação:

$$S = c' + (\sigma - u) \operatorname{tg} \varphi'$$

Onde:

c' = coesão efectiva;

φ' = ângulo de atrito;

σ = tensão total;

u = pressão intersticial;

$\sigma' = (\sigma - u)$ = tensão efectiva

O critério de ruptura de Mohr-Coulomb indica uma relação linear entre a resistência interna e a tensão efectiva (Figura 4.2). Ocorrendo uma redução da tensão efectiva nos sedimentos, por exemplo por aumento da pressão intersticial, registar-se-á uma redução equivalente da resistência interna [Hampton & Lee, 1996].



Figura 4.2 – Linha de ruptura definida pela envolvente de Mohr-Coulomb. Se a circunferência de Mohr para um dado estado de tensão, ficar aquém da envolvente, o material está em equilíbrio; se for tangente à envolvente, então atingiu-se a resistência do material. Não é possível encontrar um estado de tensão em que a circunferência de Mohr intersecte a envolvente, pois antes resultaria a ruptura do material.

Um dos factores-chave que determina a capacidade de resistência dos materiais é o **grau de consolidação dos sedimentos**. Os sedimentos passam por um processo natural de consolidação (processo de variação volumétrica dos sedimentos induzida pela variação do campo de tensões) à medida que a carga de sedimentos sobrejacentes progressivamente aumenta; incrementando a tensão total a que os sedimentos estão sujeitos. Contudo, a variação de volume não depende da tensão total, mas sim da diferença entre a tensão total e a pressão intersticial. Esta relação está descrita na seguinte equação:

$$\Delta V/V = -C_c (\Delta \sigma - \Delta u)$$

onde:

ΔV = variação de volume (onde V é o volume inicial)

C_c = compressibilidade dos sedimentos

$\Delta \sigma$ = variação do tensão total

Δu = variação da pressão intersticial

Deste modo, as variações de volume podem ser obtidas por aumento da tensão total ($\Delta \sigma$) ou por diminuição da pressão intersticial (Δu). Sendo a compressibilidade dos sedimentos (C_c), obtida essencialmente pela compressão dos fluidos intersticiais, pelo colapso de esqueletos de microorganismos existentes e pelo rearranjo da posição das partículas sedimentares.

Identificam-se três estados distintos de consolidação: *sedimentos consolidados* (a carga sedimentar corresponde à tensão máxima já experimentada), *sedimentos sobreconsolidados* (os sedimentos já experimentaram tensões superiores) e *sedimentos subconsolidados* (a carga sedimentar é superior as tensões antes experimentadas). Tanto o estado de sobre- ou subconsolidação refere-se a sedimentos que sofreram uma “história de tensões” complexa; os sedimentos sobreconsolidados resultam, tipicamente, de erosão sedimentar, mas também se podem dever a bioturbação, a sobrecargas sísmicas cíclicas e a cimentação, enquanto que os sedimentos subconsolidados estão geralmente associados a uma rápida acumulação sedimentar durante a qual a expulsão da água nos sedimentos é impedida [Lee *et al.*, 1999]. É neste último tipo de sedimentos, sedimentos subconsolidados que se regista uma maior probabilidade de ocorrência de escorregamentos.

A determinação da estabilidade de uma vertente é usualmente calculada considerando um modelo de vertente infinita, ou seja, no qual a extensão lateral da vertente é muito superior à espessura da camada de sedimentos e a superfície de rotura é paralela ao declive. A aplicação deste modelo a vertentes estáticas (vertentes que não se encontram sujeitas a forças externas) permite determinar o **Factor de Segurança** (FS) da vertente. Este factor é resultante de razão entre o Efeito das forças actuantes (E_m) e a capacidade de **Resistência** (R_m):

$$FS = \frac{R_m}{E_m}$$

Deste modo, o FS reflecte a maior ou menor probabilidade de se registar um evento de instabilidade na vertente para a qual foi calculado. Se FS for maior ou igual a 1,3, trata-se de uma vertente estável (não é provável a ocorrências de eventos de instabilidade sem que estes sejam induzidos por factores externos). Se FS inferior a 1, a vertente encontra-se francamente instável (a probabilidade de ocorrer um movimento de massa é muito elevada, mesmo sem a acção de forças externas). Se FS se encontrar entre 1 e 1,3, considera-se a vertente meta-estável (a probabilidade é elevada, especialmente se aplicada forças externas).

Os movimentos transporte de massa de maiores dimensões ocorrem precisamente nos fundos oceânicos, uma vez que o mais viscoso dos

escorregamentos submarinos tende a deslocar-se mais de 10 vezes do que o mais fluido dos escorregamentos subaéreos, e porque às áreas submersas apresentam uma topografia mais contínua (favorável ao desenvolvimento de estruturas de grandes dimensões). Contudo, até aos anos sessenta do século XX, pensava-se que estes eventos eram raros e restritos a áreas com características particulares. Com o aumento exponencial do conhecimento do fundo oceânico, tornou-se evidente que estes eventos ocorrem com maior frequência do que alguma vez se suspeitou; afectando qualquer tipo de depósitos e ocorrendo até em superfícies quase planas (onde o declive do fundo oceânico é inferior a 1°), representando um perigo real para as zonas costeiras e para qualquer infra-estrutura submarina, além de representarem um papel mais importante do que o que se pensava no transporte de sedimentos da sua origem até aos níveis de base mais profundos.

Porém, ainda se desconhecem com exactidão muitos dos processos envolvidos nos escorregamentos submarinos, devido às dificuldades de observação implícitas. No entanto, há exemplos bem documentados. A 18 de Novembro de 1929, em Grand Bank (Terra Nova) um terramoto ($M_s=7.2$) provocou 28 rupturas nos vários cabos telefónicos submarinos instalados a sul do epicentro; doze dessas rupturas ocorreram, instantaneamente, durante o sismo, em cinco desconhece-se a hora da ruptura e as restantes onze rupturas registaram-se até treze horas após o sismo (Figura 4.3 e Figura 4.5). As rupturas instantâneas, até 100 km do epicentro, resultaram de escorregamentos desencadeados pelo sismo, e as correntes turbidíticas originadas foram responsáveis pelas rupturas sequenciais. A partir das horas de ruptura registadas, Piper *et al.* [1988] calculou a velocidade máxima atingida pela corrente turbidítica (19 m/s). Esta área foi objecto estudo de vários trabalhos e hoje sabe-se que se depositaram 175 km³ de material ao longo de uma área de 470000 km², que a distância total percorrida foi de 1000 km, que a



Figura 4.3 – Esquema da área total afectada pelos depósitos do Grand Banks Slide de 1929. Encontram-se registados os locais onde se deu ruptura dos cabos submarinos e a quantos minutos, após o sismo, se deu a ruptura [Adaptado de Piper *et al.* (1985) in Locat, 2001].

profundidades da ordem dos 5200 m os depósitos de areia fina e argilas têm 1 m de espessura, que (com base nas estrias de arraste nas paredes do canhão) massa de material transportado terá atingido entre 250 a 450 m de espessura [Piper *et al.*, 1988; Locat, 2001; Locat & Lee, 2002].

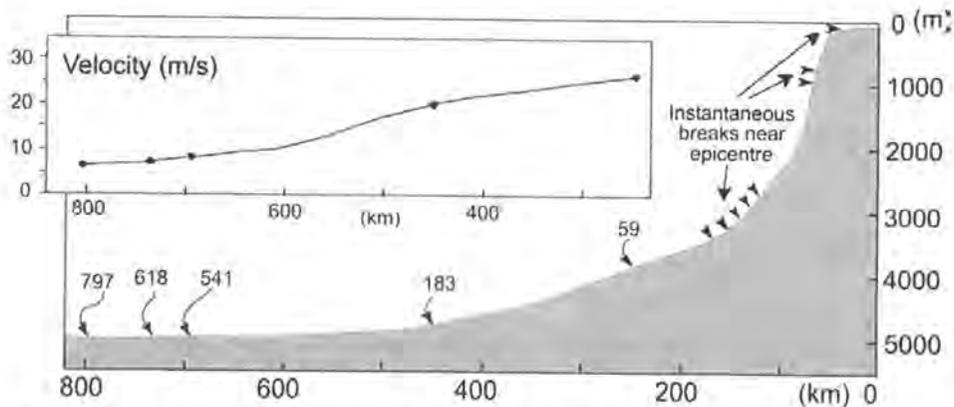


Figura 4.4 – Quadro de velocidades do Grand Banks Slide, ao longo da vertente, calculadas a partir do registo da hora da ruptura de cabos telefónicos submarinos. Nas proximidades do epicentro registaram-se várias rupturas instantâneas, devidas a deslocamentos no fundo. Cortesia de Douglas Masson.

Através do estudo destes exemplos torna-se evidente que o comportamento do escorregamento, é largamente determinado pela topografia do fundo oceânico; ex. as grandes distâncias percorridas pelos depósitos dos *Mississippi Fan Debris Flows* só se justificam pela presença de um sistema de canais bem desenvolvidos [Locat *et al.*, 1996; Locat & Lee, 2002].

A remobilização de grandes massas de sedimentos, para além de poder destruir infra-estruturas submarinas existentes ao longo da área afectada pelo movimentos de massas, pode desencadear ondas tsunâmicas com consequências catastróficas. Esta associação, embora já estabelecida em eventos anteriores, foi dramaticamente lembrada, a 17 de Julho de 1998, na costa norte da Papua Nova Guiné. Vários autores defendem que a onda tsunâmica que devastou a região, não terá sido originada directamente pelo sismo de magnitude 7.0 que a antecedeu, mas sim resultante do escorregamento que afectou uma área de 5 a 10 km² [Tappin *et al.*, 2001].

4.1.1.1 Classificação e terminologia

Embora já esteja reconhecido o interesse do estudo dos movimentos de massa, a sua classificação e terminologia ainda é objecto de bastante debate e discrepâncias. Estas discrepâncias devem-se à escolha de diferentes parâmetros de classificação e às distintas formações de base dos vários autores que se dedicam ao estudo de movimentos de massa. Uma das primeiras classificações propostas, e inquestionavelmente a mais citada, é a classificação de Varnes [1958] (Figura 4.5). Este autor classifica os escorregamentos primeiramente pela natureza dos materiais envolvidos, carácter do movimento e seguidamente por outros atributos como o grau de ruptura interna e conteúdo de água. Nesta classificação, a natureza do material é referente ao estado físico anterior ao início do escorregamento.

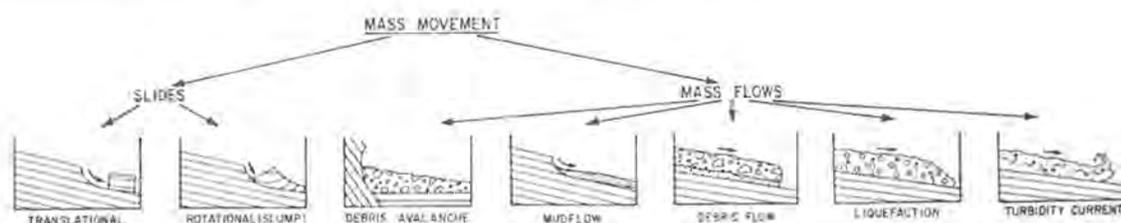


Figura 4.5 – Classificação dos vários tipos de movimentos de massa propostos por Varnes [in Lee *et al.*, 1991].

De um modo geral, os escorregamentos podem ser subdivididos em dois elementos essenciais: a **superfície de ruptura** e o **volume de material mobilizado**. A superfície de ruptura corresponde à superfície onde teve lugar a cisão e se originou o movimento de massa; esta superfície pode apresentar uma estrutura complexa, não correspondendo a uma superfície única e simples. O volume de material mobilizado corresponde ao volume total de material transportado ao longo da vertente; este transporte pode ser muito diminuto ou decorrer ao longo de centenas de quilómetros. Normalmente há uma sobreposição geográfica parcial destes dois elementos, uma vez que parte do volume de material mobilizado tende a permanecer sobre a superfície de ruptura. Durante o transporte, o material pode preservar-se intacto,

sofrer ligeira a considerável deformação interna ou perder completamente a sua estrutura, comportando-se como um fluido [Hampton & Lee, 1996].

De seguida apresenta-se uma descrição sucinta de alguns aspectos dos vários tipos de escorregamentos identificados Mulder e Cochonat (**Figura 4.6**):

Deslocação por reptação (*Creep*):

Movimento plástico extremamente lento, e mais ou menos contínuo, de material ao longo da vertente por acção da força da gravidade sem desenvolver uma superfície de ruptura. Evidências deste tipo de movimento, embora não seja considerado com um movimento de massa por outros autores, são um indicador de instabilidade de vertente.

Desabamento (*Fall*):

Começa com o desprendimento de rocha ou sedimentos de uma vertente inclinada ao longo de uma superfície, sobre a qual não se regista deslocamento significativo. O material colapsa e o seu transporte processa-se por queda livre, saltação ou rolamento. Não se registando nenhuma, ou quase nenhuma interacção entre os vários blocos. Os desabamentos são característicos de vertentes rochosas.



Avalanche (*avalanche*):

Movimento rápido que, em consequência da fragmentação e desagregação do volume de material mobilizado pode atingir grandes distâncias. Normalmente, apresentam na cabeceira uma estrutura em forma de anfiteatro bem desenvolvida, e vastas áreas de depósitos caóticos e pouco espessos.

Deslizamento (*Slide*):

Durante este movimento rápido a coerência interna do material é preservada; o escorregamento ocorre como um todo, ao longo da superfície basal de ruptura. Distinguem-se dois tipos de deslizamentos:

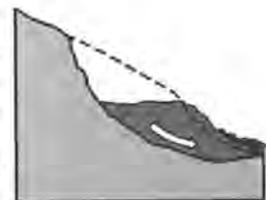
Deslizamento translacional ou em prancha (*Translational Slide*):

Consiste num escorregamento superficial que mobiliza um volume de material, de espessura mais ao menos constante, sobre um plano aproximadamente paralelo à vertente. Em rochas sedimentares o plano de deslizamento tende a coincidir com um plano de estratificação paralelo à vertente.



Deslizamento rotacional ou em concha (*Slump* ou *Rotational Slide*):

Consiste num escorregamento rotacional, em que a superfície de ruptura apresenta um perfil côncavo geralmente profundo. Observa-se um movimento de rotação do material coerente deslizante, basculando-o no sentido contrário ao da vertente.



Escoada (*Flow*):

Movimento de material não consolidado e misturado (águas e sedimentos) que exhibe uma continuidade de deslocamento e um comportamento plástico a semifluido. O material pode deslocar-se durante grandes distâncias mantendo as características de fluxo laminar.



***Turbidity current* (corrente turbidítica):**

Consiste numa corrente densa, constituída por sedimentos e água, extremamente rápida e com um fluxo turbulento. Apresentam uma estratificação vertical marcada e têm grande poder erosivo. Durante o transporte, geralmente canalizado por canhões ou canais, o material é separado; o material argiloso é depositado lateralmente formando *levees* (i.e. elevações longitudinais nos bordos dos canais), enquanto que o material mais grosseiro é depositado no eixo do canal e em lobos deposicionais no fim no canal.

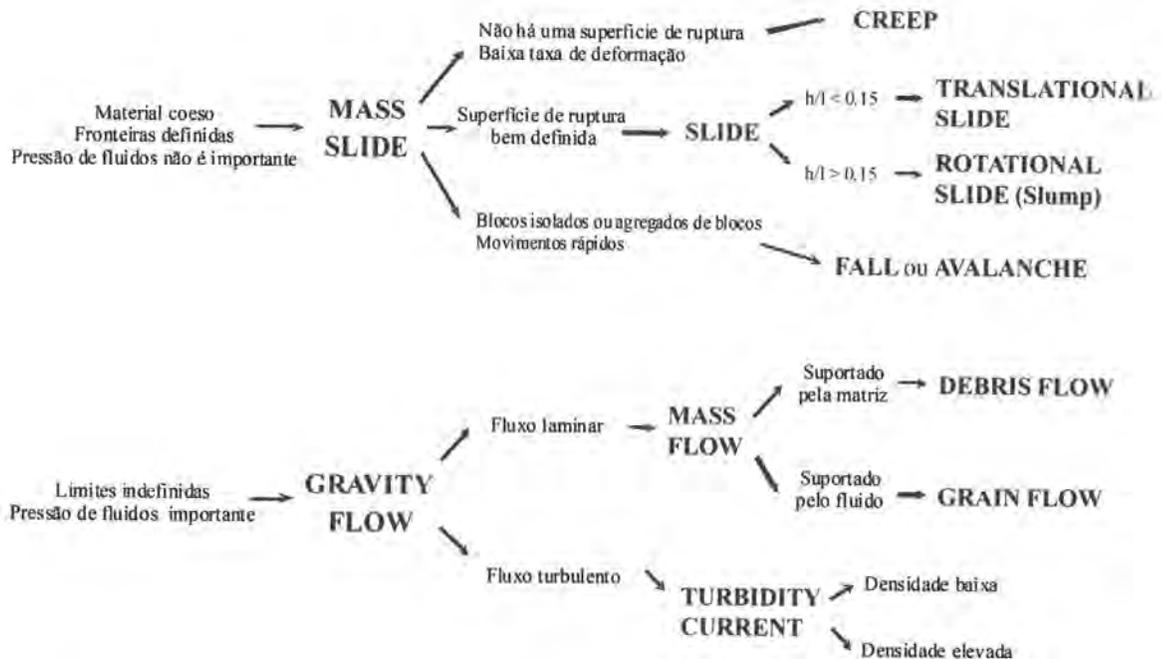


Figura 4.6 – Classificação simplificada de movimentos de massa submarinos de Mulder & Cochonat [1996]. A diferença entre translational slide e rotational slide é feita com base no valor da razão de Skempton (h/l), entre a espessura e o comprimento do escorregamento.

Através de critérios morfológicos e relações morfométricas, é possível obter informação sobre a dinâmica dos escorregamentos e os processos de transporte de massas em diferentes ambientes [McAdoo *et al.*, 2000]. Para caracterizar um escorregamento deve-se procurar descrever as seguintes características (Figura 4.7): *headscarp* – faixa aflorante da superfície de rotura com um declive mais acentuado na cabeceira; *runout distance* – a distância máxima de transporte de material ao longo da vertente; *toe* – margem de material mobilizado mais afastada da *headscarp*.

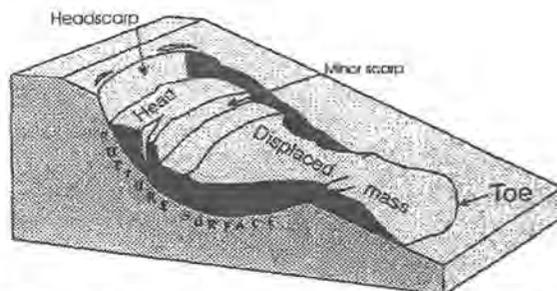


Figura 4.7 – Elementos constituintes de um escorregamento, segundo Varnes. [Hampton & Lee, 1996].

Dependendo da complexidade do escorregamento, tornar-se necessário descrever outros aspectos como: fendas de distensão, escarpas menor, superfícies de ruptura múltiplas, trajetórias divergentes do material, etc.

A complexidade estrutural dos escorregamentos deve-se, em grande parte, a rearranjos durante a sua evolução (Figura 4.8). A superfície de ruptura pode propagar-se no sentido oposto ao do movimento por retrogradação (a *headscarp*, de declive mais acentuado do que a vertente original, colapsa por não reunir as condições de estabilidade mínimas) ou no mesmo sentido do movimento (a carga do volume de material destabiliza o equilíbrio do material subjacente). Deste modo não é necessário que o mecanismo destabilizador actue em toda a área de escorregamento; o processo uma vez iniciado autopropaga-se.

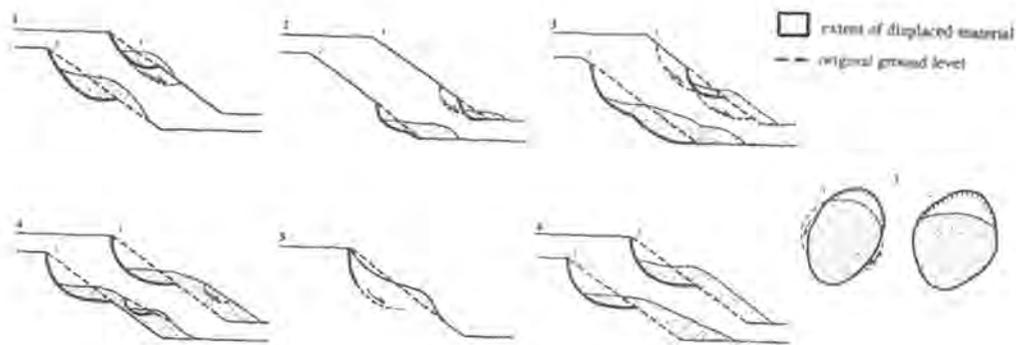


Figura 4.8 – Evoluções possíveis de um escorregamento. (1) A superfície de ruptura propaga-se no sentido do movimento; (2) Num escorregamento retrogradante, a superfície de ruptura propaga-se no sentido oposto ao do movimento; (3) A ampliação da superfície de ruptura dá-se em duas ou mais direcções; (4) Degradação do volume de material mobilizado e formação de nova superfície de ruptura; (5) Num escorregamento confinado, forma-se uma escarpa mas a superfície de ruptura não se propaga até a base do declive; (6) Num escorregamento em movimento, o volume de material continua a avançar sem que haja alterações visíveis na superfície de ruptura; (7) Num escorregamento amplo, a superfície de ruptura estende-se a um ou aos dois flancos do escorregamento. A secção 2 dos diagramas mostra aspecto do declive depois da evolução do escorregamento, [UNESCO, 1996].

4.1.1.2 Causas desestabilizadoras – *Triggering mechanism*

Actividade Sísmica

Os exemplos de escorregamentos submarinos desencadeados por sismos são numerosos e incluem o escorregamento, registado a 1929, no *Grand Banks Slide* (já referido). A libertação de energia durante os sismos pode sujeitar os sedimentos a tensões cisalhantes, por acelerações horizontais e verticais superiores, da resistência do material à deformação (descendo o factor de segurança para inferiores a 1,0). Se a energia libertada for suficiente ou actuar por tempo suficiente, pode ocorrer instabilização da área afectada. O número de escorregamentos induzidos por um determinado sismo geralmente aumenta com a magnitude, contudo as condições geológicas e outros parâmetros sísmicos para além da magnitude também determinam o número de escorregamentos desencadeados [Keefer, 1984].

No entanto, trabalhos recentes com base em ensaios em laboratório e evidências de campo, em locais com *Eel River Margin* (Estados Unidos), mostraram que eventos sísmicos frequentes (sem provocarem roturas) podem levar ao aumento da resistência do material e reduzindo a probabilidade de ocorrência de escorregamentos. Com o aumento da pressão intersticial, durante os sismos, observa-se uma diminuição da porosidade e da drenagem de fluidos, que leva à densificação dos sedimentos; os sedimentos passam para um estado sobreconsolidado à medida que a resistência interna aumenta. Locat & Lee [2002] propõem a designação de “*seismic strengthening*” para este processo.

Acumulação Sedimentar

A crescente carga sedimentar pode induzir um aumento da resistência dos sedimentos subjacentes, favorecendo do processo de consolidação; contudo, a acumulação sedimentar actua de um modo mais eficiente como factor de instabilidade. Os sedimentos depositados em ambientes com elevada taxa de acumulação (por exemplo, em deltas submarinos) tendem a reter nos espaços intersticiais grandes quantidades de água, o que induz um estado de subconsolidação e pressão de fluidos elevada nos níveis inferiores. Por outro lado e não sendo afectada pela pressão de fluidos, a tensão cisalhante também aumenta com o acumulação sedimentar, uma vez que os depósitos submarinos estão geralmente depositados numa vertente. Uma distribuição heterogénea da acumulação dos sedimentos, por exemplo maior acumulação na desembocadura de um delta e menor deposição no sopé do mesmo, é igualmente responsável por um aumento significativo na tensão cisalhante.

Qualquer um destes três processos: demora na consolidação dos sedimentos, aumento da tensão cisalhante por incremento da espessura do corpo sedimentar, e aumento da tensão cisalhamento por desenvolvimento de um declive acentuado; actuam como factores capazes de conduzir ao colapso da vertente.

Ondas de grandes dimensões

Ondas de grandes dimensões, durante uma tempestade, podem desencadear escorregamentos, como ficou demonstrado em 1969 durante o furacão *Camille*. As ondas de grandes dimensões associadas a este furacão, que atingiu o Golfo do México, causaram pelo menos um grande escorregamento na região do delta do Mississippi responsável pela destruição de uma plataforma de petróleo.

A passagem de uma sequência de ondas de tempestade sujeita o fundo a sucessivas variações da pressão da água (Figura 4.9), com aumentos e reduções significativas, como foi demonstrado por Henkel [1970]. Estas variações dependem das características das ondas, da altura da coluna de água e da espessura dos sedimentos. Esta é a

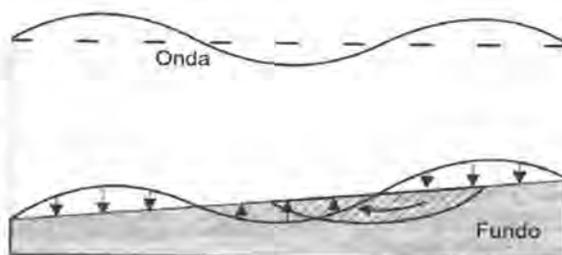


Figura 4.9 – Instabilidade rotacional do fundo produzida por diferenças significativas de pressão hidrodinâmica, criadas pela passagem de ondas de grandes dimensões. [Adaptado de Wright & Rathje, 2003].

causa desestabilizadora dominante nas áreas pouco profundas, inferiores a 80 m, deixando de actuar nas áreas de maior profundidade.

A interligação entre escorregamentos e *tsunamis*, não se restringe a uma possível relação causa efeito, no sentido de escorregamentos poderem originar *tsunamis*. O recuo marcado do mar e a frente de onda, de um tsunami, são por sua vez capazes de gerar pressões hidrodinâmicas superiores às geradas por ondas de tempestade e desencadear deslocação dos sedimentos e a instabilidade da vertente [Wright & Rathje, 2003].

Diapirismo

Os diápiros são estruturas com uma tectónica particular, que induzem a deslocações verticais, *soerguimento* da cúpula do diápiro e lateral; destas deslocações resulta o aumento local do declive do fundo oceânico. O aumento do declive leva a redução do factor de segurança e o aumento da probabilidade de ocorrência de um escorregamento. Outro aspecto associado a estas estruturas, que é favorável a

instabilização dos sedimentos, refere-se ao aumento de pressão intersticial induzida pelo adelgaçamento das camadas sedimentares da zona envolvente do diápiro, resultante da deformação dúctil.

Na região norte do Golfo do México, a deformação diapírica representa a principal causa de rotura superficial do talude continental (Figura 4.10); sendo a região com maior área coberta por escorregamentos nas margens continentais do EUA [McAdoo *et al.*, 2000].

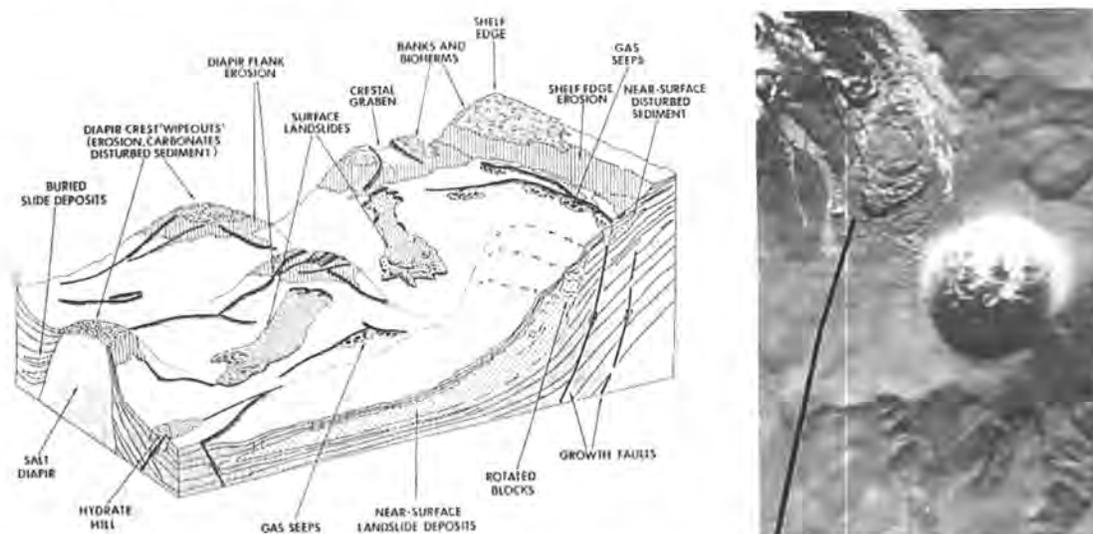


Figura 4.10 – À direita, esquema ilustrativo e interpretativo de algumas das principais estruturas de relevo do talude continental do Golfo do México. À esquerda, detalhe morfológico do Golfo do México, obtido com sismica 3D; a imagem mostra um diápiro de sal (com aproximadamente 3 km de diâmetro) e a *headscarp* de um escorregamento, na área de influência do diápiro. Nesta região é evidente, e sistemática, a coincidência geográfica de estruturas diapírica com escorregamentos, reafirmando a ideia de causa efeito entre este dois tipos de estruturas. [Prior & Hooper, 1999].

Erosão

Densmore *et al.* [1997] apresenta um modelo de escorregamentos de escoamento periódico, induzidos pela erosão causada pela incisão de um canhão submarino: à medida que o eixo do canhão se aprofunda, aumenta o declive das vertentes e escava a base das mesmas, causando instabilidade das paredes laterais do canhão. Deste modo podem ocorrer escorregamentos directos para o eixo do canhão, preenchendo momentaneamente a base do canhão, que inicia num novo processo de incisão. Os escorregamentos dos canhões da Califórnia, descritos por McAdoo *et al.* [2000], coincidem com a morfologia prevista por este modelo, sugerindo que a erosão no

interior do canhão é responsável por desencadear os processos de instabilidade das paredes laterais do canhão.

Por sua vez, estes escorregamentos podem desencadear correntes turbidíticas no interior do canhão, que se deslocam a grandes velocidades e com elevado poder erosivo. Estas correntes podem divergir da trajectória do canhão, escavando novas paredes laterais. Estas novas superfícies erosivas podem levar à ocorrência de uma segunda geração de escorregamentos.

Vulcões e Crescimento de ilhas vulcânicas

Muitas das ilhas vulcânicas desenvolvem-se sobre corpos sedimentares pelágicos pré-existent, o que possibilita a formação de um nível de base débil. Os níveis de basalto podem funcionar como capas impermeabilizantes, aumentando a pressão de fluido nos sedimentos subjacentes diminuindo a resistência interna deste. As condições favoráveis a um colapso são potencializadas pelo declive acentuado característico de muitas intrusões magmáticas insulares, pela ocorrência frequente de actividade sísmica e vulcânica e pela rápida acumulação de sedimentos (em particular, de sedimentos piroclásticos, após erupções explosivas)[Gee *et al.*, 2001].

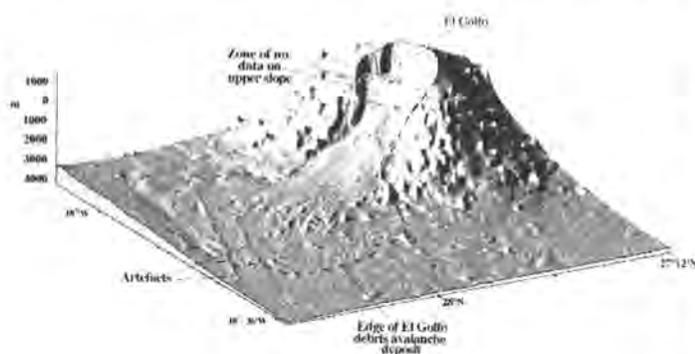


Figura 4.11 – Imagem 3D do escorregamento de El Golfo no flanco noroeste da ilha de El Hierro, vista de oeste. É visível o contraste da estrutural e textura entre a zona do escorregamento e as áreas de edificação vulcânica. Batimetria obtida com eco-sonda multi-feixe EM12 [Masson *et al.*, 2002].

Os escorregamentos nas Ilhas Canárias envolvem uma vasta gama de processos de transporte de massas, constituindo um bom exemplo de estudo [Masson *et al.*, 2002]. O escorregamento *El Golfo*, na Ilha de *El Hierro* (Figura 4.11), foi o evento, de larga escala, mais recente na região; cobrindo uma área de 2600 km² e um volume de 150 km³ [Gee *et al.*, 2001; Masson *et al.*, 2002].

Hidratos de Metano

Embora esta possível causa desestabilizadora ainda não esteja bem documentada, é geralmente aceite que se o aumento da fase gasosa nos sedimentos, proveniente da dissociação dos hidratos de metano, não se dissipar a pressão intersticial irá aumentar drasticamente e a resistência interna vai diminuir, potencializado a ocorrência de um escorregamento (Figura 4.12).

Os hidratos de metano, constituídos por água e gases de baixo peso molecular, encontram-se, nos sedimentos, na fase sólida. O estado de equilíbrio dos hidratos depende essencialmente de condições ambientais como a pressão e a temperatura; formando-se em condições de baixas temperaturas e altas pressões. Contudo, o conteúdo iónico da água, e a

concentração e a natureza dos gases também afectam o estado físico dos hidratos de metano. A alteração de qualquer um destes factores, por variações ambientais, pode levar à dissociação dos hidratos de metano (da dissociação de 1 m^3 de hidratos metano resultam $0,8 \text{ m}^3$ de água e 164 m^3 de gás).

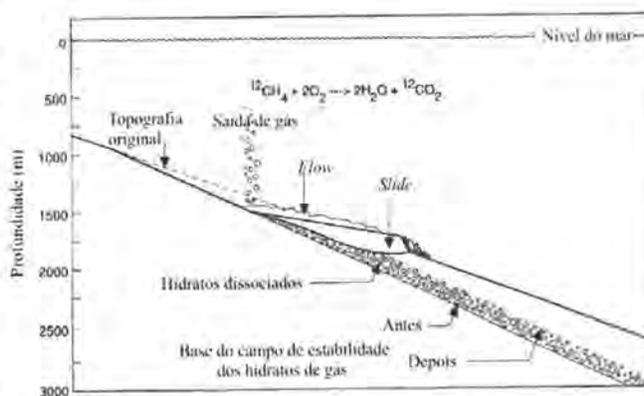


Figura 4.12 – O papel da dissociação dos hidratos de metano em processos de instabilidade de vertente. O aumento da pressão intersticial, por libertação de gás, enfraquece a estabilidade da vertente [Adaptada de Dickens, 2001].

Este aumento repentino da fase gasosa nos espaços intersticiais, pode levar à formação de um nível de fraqueza nos sedimentos e à consequente instabilidade da vertente. Sultan et al. [2003] a partir do estudo do impacto da subida do nível do mar e do aquecimento do Atlântico Norte na estabilidade do talude continental norueguês, sugere este processo como mecanismo desencadeador do mega deslizamento *Storegga*. Contudo, outros autores, como Bryn et al. [2003] indicam a rápida acumulação de sedimentos durante o pico glacial seguida por um sismo gerado durante o reequilíbrio isostático pós-glaciar como causa provável para este mega- escorregamento.

Acção Humana

A construção de infra-estruturas no mar, tanto perto da linha de costa como no alto mar, podem trazer instabilidade ao local onde são edificadas. Normalmente, a instabilidade ocorre devido às alterações na distribuição das tensões no fundo sedimentar (por sobrecarga, drenagem, etc.). Contudo, existem registos de escorregamentos submarinos associados ao uso de explosivos na abertura de estradas perto da linha de costa [Locat & Lee, 2002].

Um dos exemplos mais bem estudados de escorregamentos induzidos pela acção humana, teve lugar na *Baie des Anges*, em 1979, durante os trabalhos de expansão do Aeroporto de Nice. Este evento, que desencadeou um *tsunami* (que afectou 120 km de linha de costa) e causou a morte de 11 pessoas, deveu-se as operações de aterro que provocaram um aumento da pressão intersticial nos sedimentos. O *slide*, que decorreu durante um período de 4 mins, mobilizou cerca de 10 milhões m^3 de material; contudo, estima-se que o volume total de material envolvido no eventoterá excedido as várias centenas de milhões de m^3 [Assier-Rzadkiewicz *et al.*, 2000](Figura 4.13).

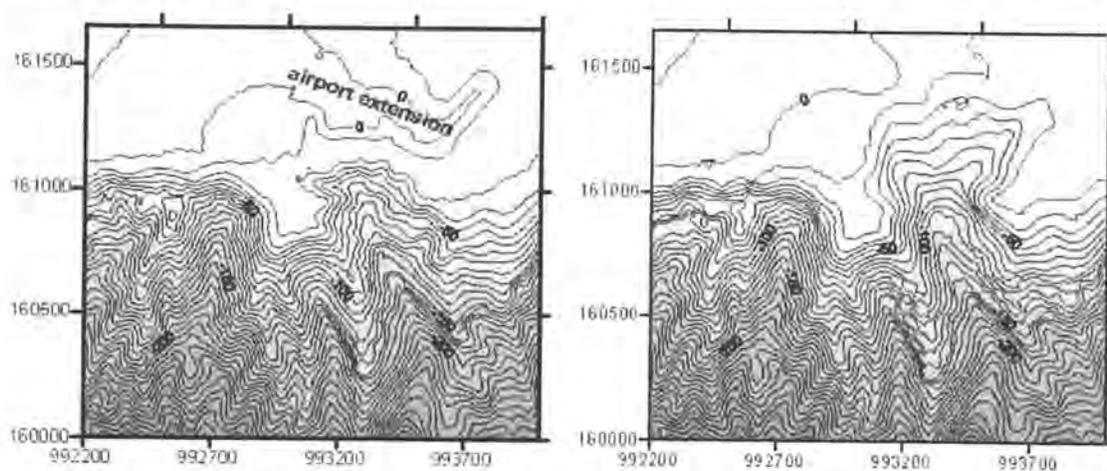


Figura 4.13 – Batimetria da Baie des Anges antes (à direita) e depois (à esquerda) do escorregamento provocado pela extensão do Aeroporto de Nice. Modificado de Assier-Rzadkiewicz *et al.* [2000].

4.2. Morfologia e caracterização dos movimentos de massa existentes da área estudada

Na área estudada, a profundidade do fundo oceânico varia entre os -1000 m e os -4600 m; a zona menos profunda localiza-se no bordo Este da área, no topo da vertente associada à Falha Pereira de Sousa. As maiores profundidades situam-se no bordo Sul da área, nas proximidades da Planície Abissal da Ferradura. O declive do talude continental apresenta um valor médio de 4,0°, oscilando entre zonas aplanadas que apresentam declives inferiores a 0,5° e zonas de declive acentuado, com pendores entre os 25° e os 35°. Os valores mais acentuados de declive observam-se ao longo da escarpa da Falha Pereira de Sousa, onde se chegam a registar declives de 48°.

A geomorfologia desta área exibe um forte controlo estrutural, evidenciado pela relação inequívoca entre as principais formas de relevo e as principais estruturas geológicas. Estas estruturas geológicas desenvolveram-se com a abertura atlântica mesozóica e foram retomadas durante a inversão tectónica, associada ao campo de tensões compressivo vigente na Margem Sudoeste Portuguesa desde o Miocénico (Figura 3.2). Os processos de erosão e sedimentação representam também um papel modelador marcante na área; são essencialmente responsáveis pelo preenchimento de bacias e pelo recuo erosivo das vertentes.

Os Escorregamentos de grandes dimensões observáveis na vertente da Falha Marquês Pombal evidenciam a importância dos movimentos de massa como processos de erosão actuantes na região. Apesar da sua importância e expressão cartográfica, os escorregamentos de grandes dimensões da vertente Marquês de Pombal não são as únicas estruturas resultantes de fenómenos associados a instabilidade gravítica. Observam-se em toda a área estruturas desenvolvidas com a actuação de diferentes processos de movimentos de massa: podem identificar-se

desde pequenos deslocamentos por reptação até escoadas responsáveis pelo transporte de material ao longo de vários quilómetros.

A classificação dos tipos de “movimentos de massa” identificados resultou essencialmente de uma análise baseada em dados de informação superficial (batimetria e imagem de acústica), dificultando claramente uma determinação precisa e inequívoca, uma vez que muitos dos critérios diagnósticos de cada tipo de “movimento de massa” são referentes às características da estrutura interna do material deslocado. Embora o sonar de varrimento lateral permita inferir certas características litológicas dos sedimentos superficiais, a sua caracterização carece de uma confirmação, apenas possível de obter por métodos de sondagem ou recorrendo a sísmica de alta resolução. Uma vez que a utilização destas metodologias se encontra fora do alcance deste trabalho, os dados batimétricos acabam por desempenhar um papel fundamental na identificação e caracterização dos escorregamentos, em especial nos casos de *paleoescorregamentos* (escorregamentos que se encontram soterrados por uma camada de sedimentos hemipelágicos, tornando-os imperceptíveis nas imagens acústicas do fundo).

Por uma questão de organização e considerando as características morfológicas, a área estudada foi subdividida em três sectores: o **Sector Norte** (a área a norte da linha BS 20; Figura 2.6), incluindo a escarpa da Falha Pereira de Sousa, o *Bow Spur* e a Planície Rincão do Lebre; o **Sector Central** (entre as linhas BS 20 e BS 24), o qual abrange parte da Bacia Infante D. Henrique e a região onde a Falha Marquês de Pombal apresenta expressão topográfica; o **Sector Sul** (área a sul da linha BS 24), que abrange parte do bordo norte da Bacia Abissal da Ferradura. Em consequência da falta de referências geográficas reconhecíveis e antevendo a dificuldade de localização imediata dos elementos aqui descritos, optou-se por referir (sempre que tal seja pertinente) a sua localização relativa às linhas sísmicas, em detrimento da sua localização absoluta, através de coordenadas geográficas.

Sector Norte – Escarpa da Falha Pereira de Sousa, Bow Spur e Planície Rincão do Lebre

O Sector Norte inclui uma das formas de relevo mais proeminentes da Margem Sudoeste Portuguesa: a escarpa da Falha Pereira de Sousa. Esta escarpa prolonga-se ao longo de 70 km, apresentando comandos da ordem dos 1500 m (Figura 4.13). Na base desse talude encontra-se a Bacia Rincão do Lebre, confinada a Norte pela Montanha Submarina Príncipes de Avis. Avançando para Sudoeste regista-se nesta planície uma descida gradual da profundidade e uma diminuição do declive, apresentando-se em continuidade com a Bacia Infante D. Henrique. Este sector apresenta outro exemplo da arquitectura extensional mesozóica da Margem Sudoeste Portuguesa, o *horst Bow Spur* (Figura 3.4), destacado do talude definido pela escarpa Falha Pereira de Sousa, a 7 km para Oeste. O extremo Sul deste sector é determinado pela vertente Norte da montanha submarina Marquês de Pombal; esta vertente está voltada para Norte (com inclinações entre os 3° e 8°) e apresenta uma rede de canais bem desenvolvida (Figura 4.1).

Uma parte considerável da expressão morfológica da Falha Pereira de Sousa (entre os paralelos 37° 6' N e 37° 38' N), encontra-se fora da área abrangida pela imagem acústica. Contudo, dada a importância desta estrutura na Margem Sudoeste Portuguesa, tanto do ponto de vista estrutural como morfológico, optou-se por prolongar a área de estudo para fora da imagem de sonar em direcção a Norte; a análise da Falha Pereira de Sousa ficou deste modo restringida à análise dos dados batimétricos e da interpretação dos perfis sísmicos.

A Norte do *Bow Spur*, o talude associado à Falha Pereira de Sousa apresenta variações na sua orientação, variando entre os N 30° W e os N 12° E (Figura 4.13), resultando, segundo Terrinha *et al* [2003], da actuação de falhas de cinemática desligantes.

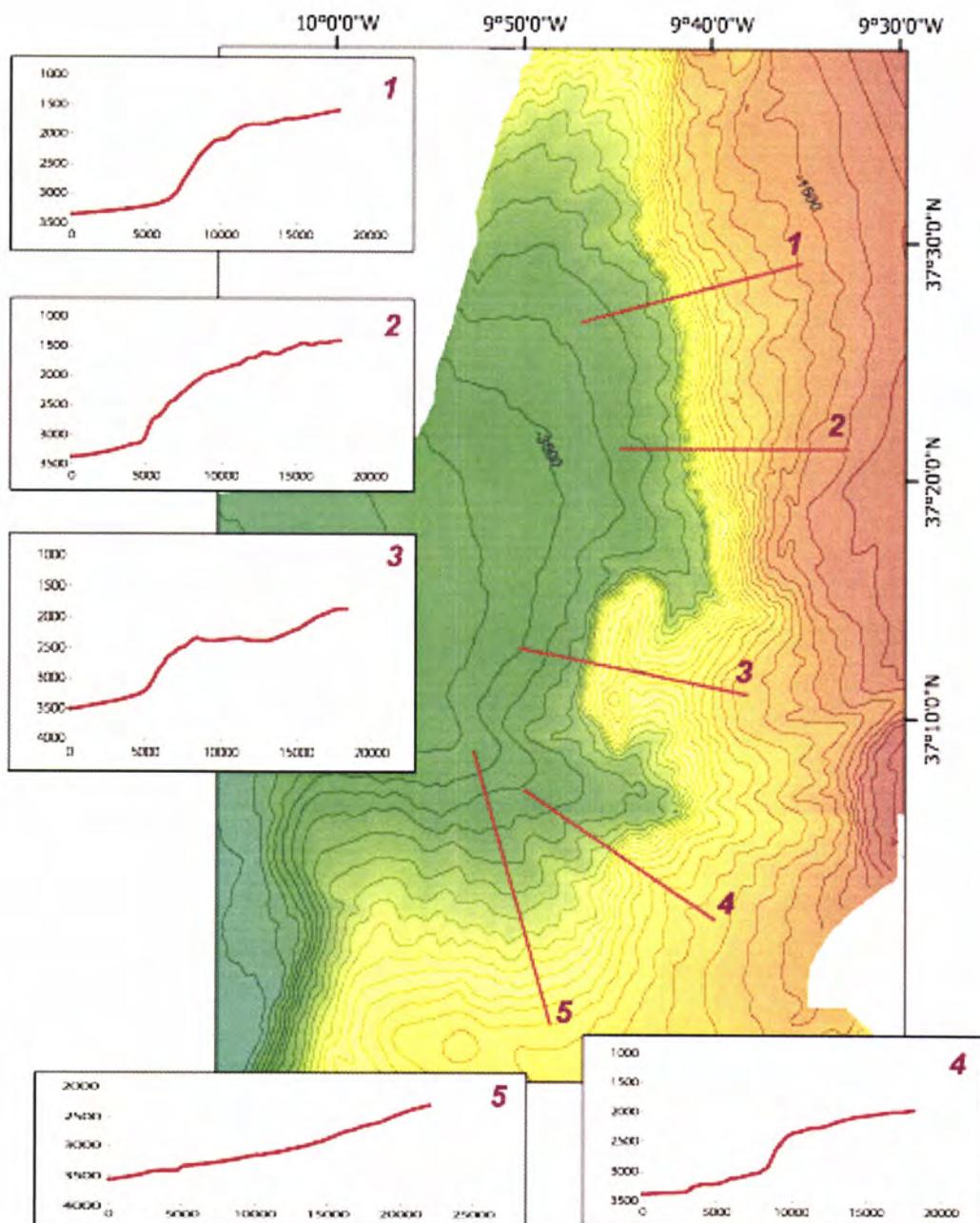
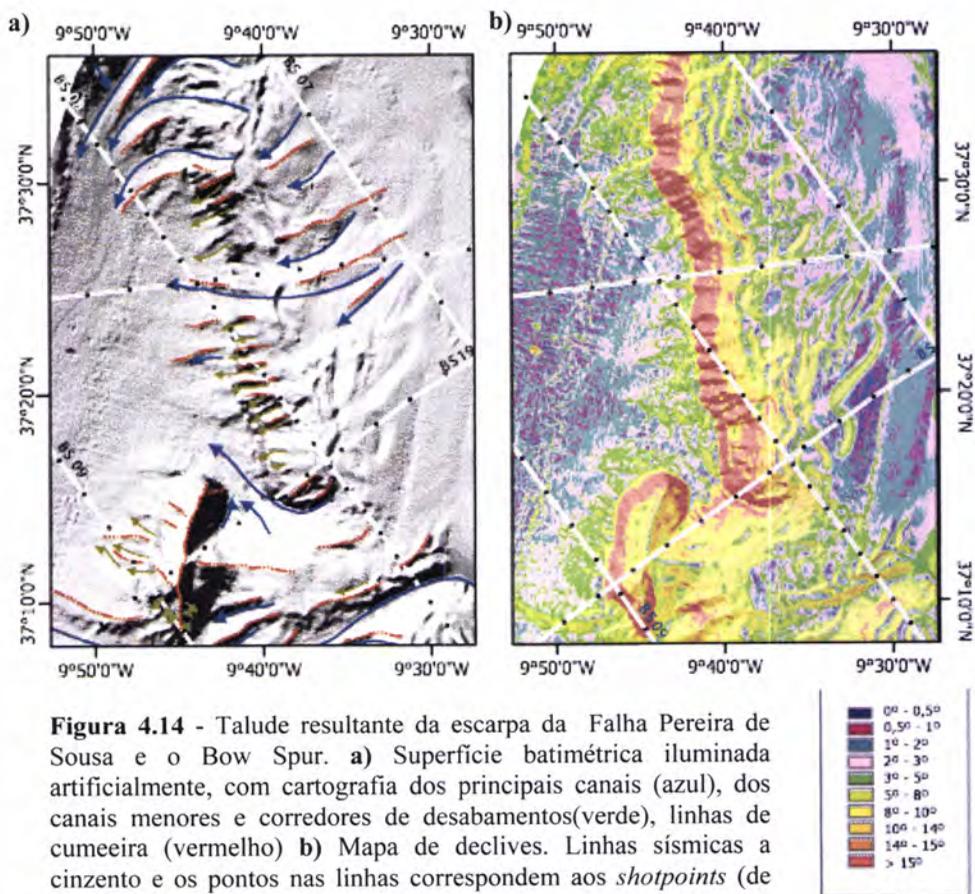


Figura 4.13 – Mapa batimétrico do sector norte da área de estudo, e localização de alguns dos perfis realizados no sector. Os perfis encontram-se sobrelevados 4x, sendo a unidade de medida dos eixos dos perfis o metro. Sendo a equidistância vertical das linhas batimétricas de 100 m. Os perfis 1, 2 e 4 são perpendiculares à Falha Pereira de Sousa, o perfil 3 é perpendicular ao *Bow Spur* e o perfil 5 foi traçado na vertente norte da montanha submarina Marquês de Pombal.

A base do talude da Falha Pereira de Sousa, em planta e numa primeira aproximação, apresenta um traçado bastante rectilíneo, no entanto quando observada numa escala mais detalhada, apresenta-se perturbada por numerosas incisões, correspondentes a corredores de desabamentos. Acima da linha batimétrica dos -2000 metros o talude torna-se mais irregular, evidenciando o desenvolvimento de canais amplos e patamares (Figura 4.14.a). Esta transição, de um traçado rectilíneo para um traçado mais irregular, deve-se ao predomínio de diferentes processos de transporte de material resultantes da passagem de um declive inferior a 5° para declives da ordem dos 30° (Figura 4.14.b).



Na linha BS 18 (Figura 3.3), linha sísmica que intersecta a Falha Pereira de Sousa aos 9°42' W, 37°26' N, segundo uma orientação favorável (contrariamente às linhas sísmicas BS 9 e BS 8, oblíquas à escarpa), observa-se que apenas no sopé da vertente se encontra aflorante o soco paleozóico, este facto também foi verificado no extremo Norte da imagem acústica. Na imagem de sonar, tanto a Norte como a Sul do Bow Spur, observa-se na base do talude associado à Falha Pereira de Sousa, uma faixa de

valores de *backscatter* extremamente elevados; esta resposta acústica forte deve-se precisamente à presença de material rochoso Paleozóico aflorante na escapa da falha (Figura 4.17).

O relevo *Bow Spur* situa-se entre os paralelos 37°18'N e 37°06'N e os meridianos 9°50'W e 9°45'W; corresponde à estrutura mais evidente em toda a imagem de sonar (Figura 4.18), uma vez que as vertentes escarpadas que definem este relevo apresentam uma forte resposta acústica. Os valores elevados de *backscatter* devem-se, mais uma vez, a combinação de vários factores: um declive acentuado (entre 25° e 35°); à existência de rocha aflorante nas vertentes e à ocorrência de depósitos de material grosseiro no sopé das mesmas.

O *Bow Spur* apresenta uma forma em “rim”, estendendo-se longitudinalmente por 15 km (segundo uma direcção próxima de N-S), transversalmente não atinge os 6 km. A linha de cumeeira é constituída por dois segmentos: um segmento Sul, orientado segundo N-S, que contém o ponto mais elevado do *Bow Spur*, a 2220 m de profundidade (9°45' W; 37°11' N) e um segmento Norte que se mantém sensivelmente aos -2350 m, orientado segundo uma orientação próxima de NNE-SSW (Figura 4.18).

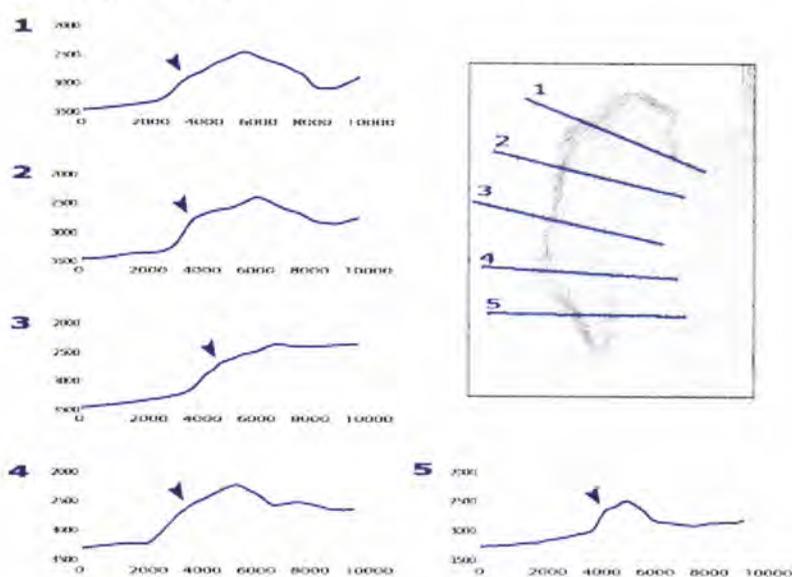


Figura 4.15 - Perfis aproximadamente perpendiculares à linha de cumeeira do relevo *Bow Spur*. Regista-se em todos os perfis uma inflexão no pendor da vertente resultante da diferença litológica. Os perfis encontram-se sobrelevados 2x e a equidistância vertical das linhas batimétrica, no mapa, é de 50 m.

O ponto de inflexão de declive, visíveis nos perfis batimétricos (Figura 4.15), a partir do qual a ocorre um aumento marcado da inclinação, corresponde à interface entre substrato paleozóico e a cobertura sedimentar, como se pode verificar na linha sísmica BS 9 (Figura 3.4). Abaixo desse ponto de inflexão o declive pode atingir pontualmente valores até aos 45° (Figura 4.17). Deste modo passa-se abruptamente de um patamar acima dos 2700 metros de profundidade para os 3200 metros na base do relevo; esta descida de 500 metros regista-se numa distância horizontal próxima de 1,0 km.

Esta diferença na natureza do fundo oceânico é igualmente evidente na imagem acústica, contrastando com o aspecto homogéneo e com os valores baixos de *backscatter* registados no topo do *Bow Spur* (característicos de sedimentos finos), depois do ponto de inflexão as vertentes apresentam alternâncias laterais de tonalidade: de branco para negro (ou seja, registam-se respostas acústicas máximas seguidas de ausência de resposta). Esta mudança abrupta da resposta acústica das vertentes retrata não só o afloramento de substrato rochoso, mas também o desenvolvimento de corredores de desabamentos apertados (Figura 4.17). As alternâncias laterais do valor *backscatter* devem-se precisamente a variações laterais da direcção de pendor ao longo das vertentes do *Bow Spur*.

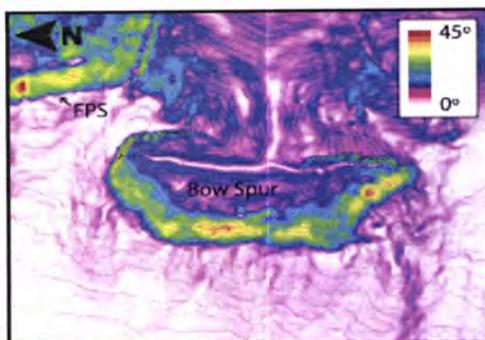


Figura 4.16 – *Bow Spur*: imagem tridimensional do mapa de declives. As vertentes de *Bow Spur* declives acentuados atingido valores de inclinação até 45°. Sobrelevação igual a 5x.



Figura 4.17 – Imagem tridimensional do *Bow Spur*: nas vertentes íngremes são visíveis, na imagem acústica, corredores de desabamento encaixados, evidenciados pela alternância dos valores de *backscatter*.

Contrariamente ao verificado noutros relevos submarinos da área estudada, a determinação da linha de cumeeira principal do *Bow Spur* é bastante nítida, consistindo num bom exemplo do rigor conferido pela utilização sucessiva de várias ferramentas de análise espacial, disponibilizadas pelo programa *ArcMap* (ferramentas descritas anteriormente nesta dissertação, na secção referente ao tratamento de dados batimétricos multi-feixe). Na Figura 4.18 pode-se facilmente visualizar a localização das principais mudanças na direcção de pendor do declive; esta imagem resulta da aplicação da ferramenta *Aspect* à grelha batimétrica, seguida da aplicação da ferramenta *Slope*, permitindo quantificar a taxa de variação do declive. Pode-se deste modo definir alguns aspectos morfológicos lineares, tais como linhas de cumeeira e eixos de canais, com um grau de rigor igual ou menor a 160 metros (duas vezes o espaçamento da grelha batimétrica).

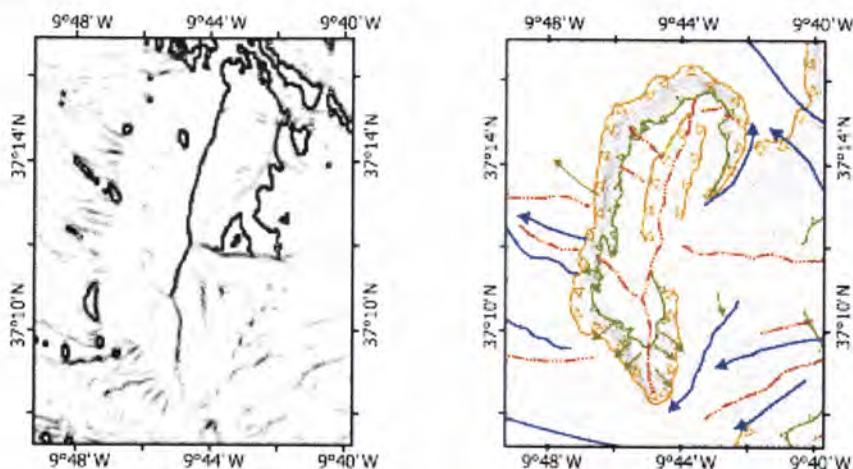


Figura 4.18 – *Bow Spur*: delineação das zonas de cumeeira e de canais de transporte de material. A imagem à esquerda corresponde a um detalhe do mapa de variação do sentido de inclinação do declive, em tons de cinzentos (preto e o branco representam os valores mais altos e mais baixos de variação, respectivamente). A imagem da direita foi extraída da cartografia efectuada à escala 1:250000 (ver a legenda do mapa em anexo).

Apesar de muitos destes corredores de desabamento não apresentares expressão na batimetria (uma vez que a resolução desta é de oitenta metros), a batimetria evidência canais desenvolvidos na continuidade destes corredores, que se estendem por vários quilómetros em direcção à bacia do Rincão do Lebre.

O *Bow Spur* encontra-se conectado ao bloco mais elevado da Falha Pereira de Sousa, através de uma acumulação sedimentar entre estes dois relevos, resultante do efeito barreira desempenhado pelo próprio *Bow Spur*, ao transporte de material proveniente da plataforma continental (Figura 4.16 e Figura 4.18). Este istmo

apresenta uma linha de cumeeira bem marcada, com orientação E-W, que se estende por 4,5 km (variando entre os 2330 m e os 2370 m de profundidade). Ambas as vertentes deste istmo são caracterizadas em perfil por um único segmento rectilíneo e por um traçado convexo bem marcado em planta.

Sector Central – Falha Marquês de Pombal e Bacia Infante D. Henrique

Este sector é morfologicamente dominado pela vertente desenvolvida a tecto da Falha Marquês de Pombal; estabelecendo a transição entre a Bacia Infante D. Henrique e a região elevada a Este (Figura 4.19). Ao longo desta vertente observa-se por vezes um desnível da elevação do fundo oceânico superior a 1500 m. A Bacia Infante D. Henrique, apenas apresenta ligação a Norte à planície do Rincão do Lebre; é caracterizada por declives muito baixos (inferiores a 0.5°) e profundidades da ordem dos 3800 m. A plataforma a Este da Falha Marquês de Pombal apresenta um relevo alongado segundo a direcção WNW-ESE, está associado à propagação da deformação para NW, como foi debatido no capítulo anterior. A Sul da linha de cumeeira deste relevo (que varia entre os -2300 e os -2100 metros de profundidade), a batimetria inclina suavemente para Sudoeste, descendo de um modo contínuo até à Planície Abissal da Ferradura. Esta plataforma encontra-se limitada a Este pela incisão do Canhão de S. Vicente.

Com base na geometria da vertente, subdividiu-se este sector em duas secções: a secção a Norte, compreendida entre as linhas sísmicas BS 20 e BS 22; e a secção Sul, compreendida entre as linhas sísmicas BS 22 e BS 24. Esta separação reflecte o controlo estrutural imposto pela Falha Marquês de Pombal na morfologia da vertente (Figura 4.19).

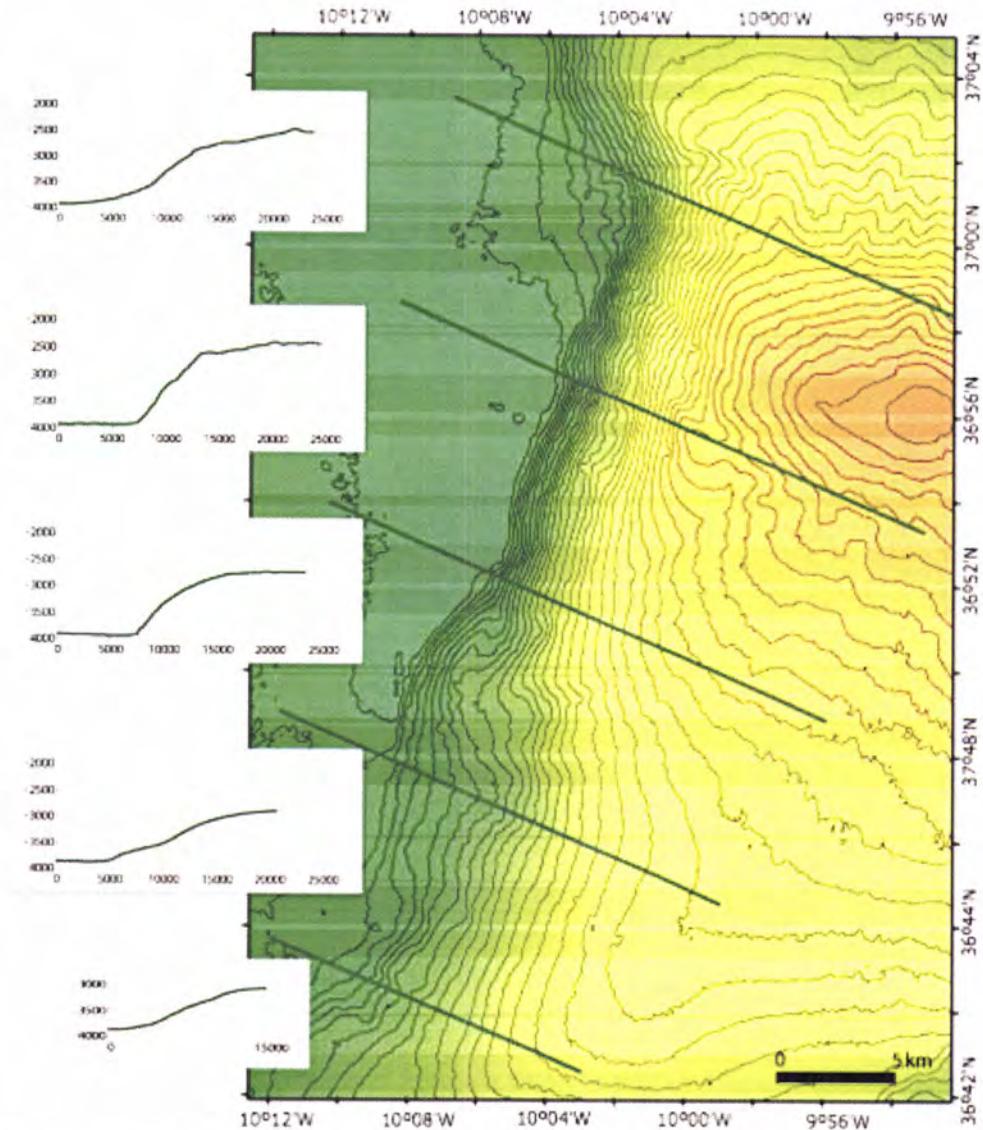


Figura 4.19 - Perfis batimétricos da vertente Marquês de Pombal. Cada perfil corresponde a linha imediatamente a sua direita no mapa batimétrico. A localização destes perfis é coincidente (de norte para sul) com as linhas sísmicas BS 20, 21, 22, 23 e 24. A equidistância vertical das linhas sísmicas é de 50 metros.

A secção Norte da vertente a tecto da Falha Marquês de Pombal apresenta um traçado em planta rectilíneo segundo uma orientação próxima de N26°E; sendo caracterizada em perfil, de um modo geral, por uma única unidade convexa, onde a inclinação da vertente de cerca de 3°– 4° (aos -2600 m) aumenta gradualmente para a base (aos -3900 m), atingindo declives entre os 20° e os 25°. Estes valores de pendor elevado verificam-se de um modo constante, ao longo dos 2 km (distância horizontal) que antecedem a base da vertente.

O limite norte desta secção da vertente é marcado por uma rotação abrupta da direcção de inclinação, que passa de WNW para SW. Este facto deve-se a um controlo estrutural não inteiramente compreendido, responsável pelo avanço do relevo para Oeste. No eixo desta curvatura, aos $-9^{\circ}58'W$, $37^{\circ}01'N$, é visível na imagem do sonar, uma estrutura em forma de “couve-flor” (traduzindo literalmente da literatura inglesa), delimitada por faixas onduladas de alto *backscatter*; interpretadas com sendo *headscarps* de algumas dezenas de metros viradas de frente para o sonar, ou seja viradas para NW (Figura 4.20). Estas escarpas, no seu conjunto, definem uma estrutura com 960 m por 600 m em área, que terá resultado da formação de múltiplas superfícies de ruptura num contexto de retrogradação. Este tipo de propagação radial das zonas de ruptura, bem como o desenvolvimento de um canal de escoamento do material remobilizado são característicos dos escorregamentos do tipo *escoada* [Mulder & Cochonat, 1996].

O *runout* desta escoada terá sido superior a 7 km, ao longo de um canal bem encaixado; apresenta um perfil em U, exceptuando na zona de inflexão do canal, onde adquire um perfil em V assimétrico. Não se registam evidências significativas de acumulação de material no interior do canal. Na imagem de sonar são visíveis: as paredes laterais esculpidas pela deslocação do material, a trajectória de sedimentos registada por valores alto de *backscatter*, e ainda escorregamentos menores associados a erosão do canal.

Os depósitos provenientes deste escorregamento (e dos adjacentes), originaram um leque deposicional no sopé da vertente, encaixado na zona de transição entre a vertente virada para WNW e a vertente voltada para SW. Esta acumulação de sedimentos atinge os 150 m de altura no sopé da vertente e estende-se em forma de leque por uma área com 12 km (longitudinalmente) por 7 km (transversalmente) (Figura 4.20). Nos perfis realizados nessa zona é visível a transição que marca a passagem do elemento convexo dominante da vertente para um elemento côncavo. Esta passagem é marcada abruptamente com uma ruptura de declive, que passa de $\sim 20^{\circ}$ para $\sim 4^{\circ}$; a partir desse ponto de inflexão do perfil de vertente, a inclinação diminui gradualmente em direcção à Bacia D. Infante Henrique, onde se registam valores de declive inferiores a $0,5^{\circ}$.

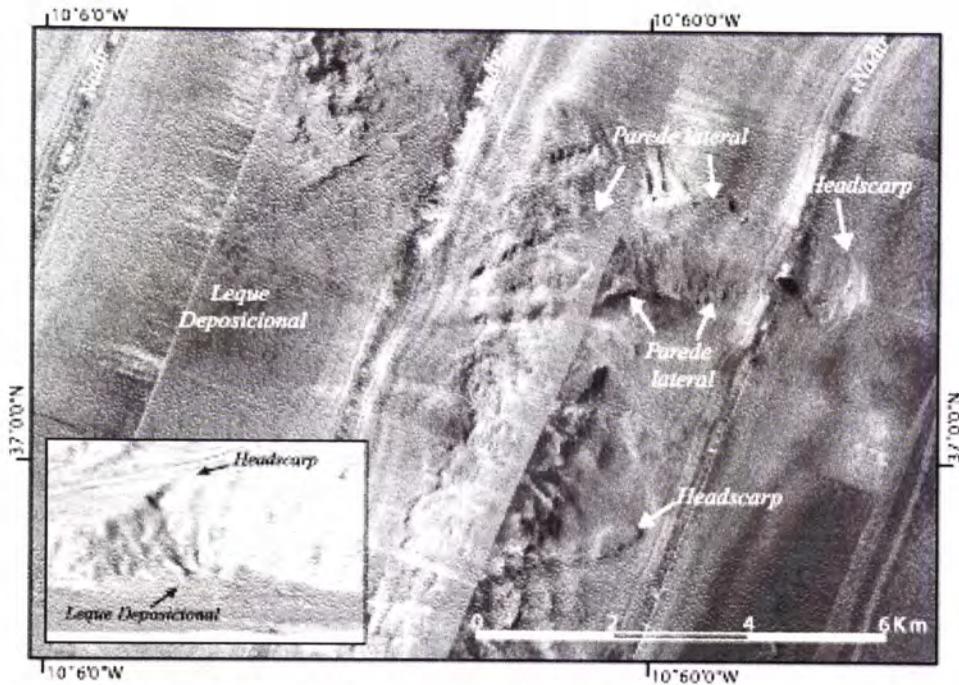


Figura 4.20 – Detalhe da imagem de sonar lateral, onde se podem observar vários elementos de uma escoada encaixada, na zona de inflexão entre a vertente Marquês de Pombal e a vertente virada para SW; assim como escorregamentos menores. No canto inferior direito: Imagem tridimensional da batimetria; pode-se observar o canal de transporte de material bem encaixado na vertente e acumulação de sedimentar, na zona de inflexão.

Contudo, considerando o seu elevado volume de carga sólida, este leque deposicional não parece ser exclusivamente justificado pela escorrência de material da vertente. A vertente virada a SW representa provavelmente uma barreira ao transporte de material associado a correntes de fundo (de Sul para Norte), contribuindo significativamente para a acumulação sedimentar nesta área. Outro aspecto que corrobora esta hipótese é a inexistência de leques ou taludes detríticos na restante vertente da Falha Marquês de Pombal, apesar das várias evidências de transporte gravitacional de material ao longo vertente observadas (associadas a movimentos de massa e a movimentos elementares).

Entre as latitudes $36^{\circ}58'N$ e os $36^{\circ}54'N$, o perfil da vertente é mais complexo do que o verificado mais a Norte; apresentando um patamar aplanado aos -3200 metros de profundidade. Este patamar estende-se por 8 km, apresenta largura máxima de 900 metros e é delimitado a Este por uma quebra de declive bem marcada de $\sim 10^{\circ}$ para $\sim 4^{\circ}$; a Oeste o limite regista apenas um aumento gradual da inclinação, que chega a atingir valores da ordem os 20° (Figura 4.24). Tanto a linha sísmica BS 21 como a BS 11 intersectam esta estrutura, a qual aparenta corresponder a um deslizamento rotacional confinado (i.e. com uma escarpa, na qual não terá ocorrido propagação da superfície de ruptura). Embora a resolução da sísmica e o aspecto caótico dos reflectores na base da vertente não permitam uma confirmação clara e inequívoca, a interpretação destas linhas não exclui essa hipótese; a qual é essencialmente baseada na interpretação da topográfica (Figura 4.19). A norte da linha sísmica BS 21 (aos $10^{\circ}01'W$, $36^{\circ}57'N$) a *headscarp* deste deslizamento rotacional é bem visível na imagem de sonar, mas à medida que se aproxima de zona central de faixa de varrimento, por razões implícitas a própria natureza dos dados, esta deixa de ser observada (Figura 4.22). Contudo, seria espectacular que reaparecesse mais

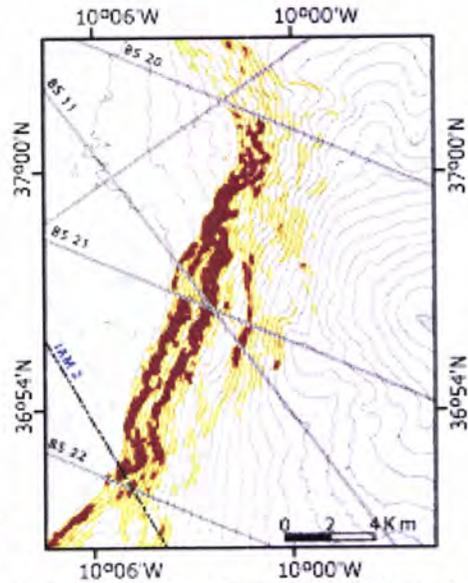


Figura 4.21 – Mapa de declives da secção norte da vertente Marquês de Pombal. Salientar a superfície arqueada, visível a Norte e a Sul da linha sísmica BS 21 (0° - $0,5^{\circ}$ Azul escuro, $0,5^{\circ}$ - 2° Azul claro, 10° - 14° Amarelo, 14° - 15° Laranja e $>15^{\circ}$ Castanho).

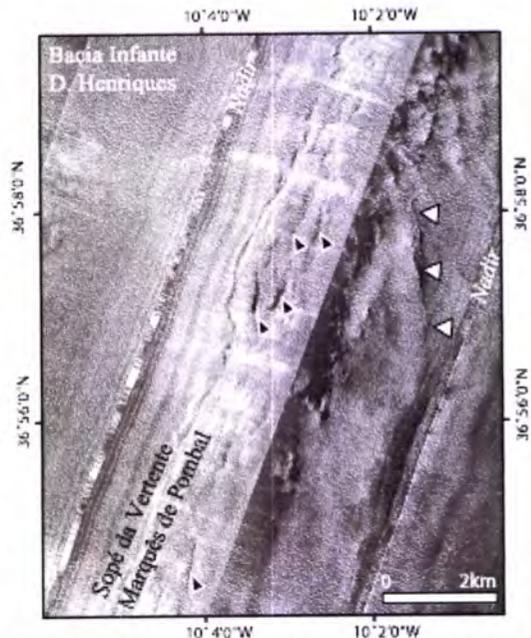


Figura 4.22 – Detalhe da imagem de sonar; as setas brancas indicam a *headscarp* de um deslizamento confinado enquanto que as setas a preto indicam a lineações relativas a escorregamentos menores. Ver descrição detalhada no texto.

para sul, o que não se verifica; este facto sugere a possibilidade de que a própria superfície de ruptura também não apresente continuidade lateral.

No último troço da vertente adjacente a este deslizamento observam-se na imagem de sonar e no mapa de declives vários lineamentos, paralelos à vertente, que correspondem à alternância de pendor

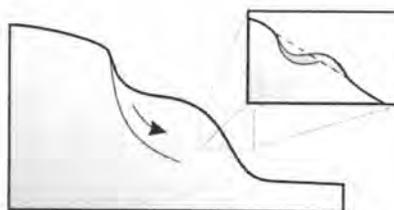


Figura 4.23 – Esquema representativo do modelo de evolução da vertente proposto para a secção da vertente a tecto da FMP nas proximidades da linha sísmica BS 21.

(Figura 4.22). As zonas menos inclinadas apresentam valores de *backscatter* muito baixos (a escuro) resultantes do facto de o ângulo de sonorização ser extremamente pequeno; esta relação angular, desfavorável à obtenção de sinal de retorno, deriva dessas zonas se encontrarem próximas do mesmo nível do sonar, visto que do *nadir* até ao limite externo dessa faixa de varrimento o relevo sobe cerca de 350 m. É importante lembrar que a plataforma do TOBI se encontra na vertical do *nadir*, a 300-400 metros acima do fundo do mar. A topo destas bandas irregulares de baixo *backscatter* ocorrem associadas zonas difusas de *backscatter* mais elevado.

Estas variações de pendor podem corresponder a pequenos deslizamentos rotacionais, que se estendem lateralmente ao longo de 400 m a 1000 m. Estes deslizamentos de segunda ordem podem resultar do acentuar do declive por rotação do bloco principal, isto é ocorrem por indução do deslizamento mais importante (Figura 4.23).

Na área rectangular definida pelas coordenadas 9°56'W - 36°56'N e 9°44'W - 36°49'N, observam-se várias depressões em forma de lóbulos, com 1-2 km de diâmetro e com maior ocorrência perto dos 2400 metros de profundidade. Os declives que delimitam estas depressões são reconhecíveis no mapa de declive, uma vez que apresentam inclinações entre os 5° e os 10°, enquanto que na restante área apresenta um declive, generalizado, para SW de 2° a 3° (Figura 4.24).

No mapa de inflexões de declive (i.e. calculado pela segunda derivada da batimetria) é possível determinar a geometria desta estruturas com maior exactidão, confirmando que cada uma destas depressões é composta por mais de um elemento, consistindo na realidade por vários degraus arqueados que se sucedem e se interligam. Através da batimetria, é visível que destas depressões, partem canais de transporte de material. Estes canais indiciam um transporte predominante

para SW e apresentam de um modo geral uma largura de 600 a 400 m e uma profundidade de 10 a 20 m (reconhecível em perfil). Contudo, a esta escala de trabalho, estas depressões deixam de ter expressão morfológica, a partir dos 2600 m de profundidade, o que coincide com uma ligeira inflexão do declive; que passa a apresentar um pendor de 1° a 2°.

A estrutura destas depressões, e o facto de se encontrarem conectados a canais de transporte de material levanta a hipótese de corresponderem a escorregamentos. O bordo superior das depressões situadas aos 9°48'W-36°50'N e 9°50'W-36°48'N, respectivamente, coincide com a localização das duas superfícies de ruptura identificadas na linha sísmica PSAT 141 [Terrinha *et al.*, 2003], o que corrobora essa ideia. Deste modo, podem-se cartografar 6 escorregamentos, com *runout* mínimo de 5 a 10 km, e 4 escorregamentos menores. Em alguns dos casos é evidente que estas depressões são resultantes de sucessivos colapsos, apresentando evoluções distintas.

A imagem de sonar abrange apenas uma destas depressões, situada aos 9°55'W, 36°54', contudo esta é praticamente imperceptível na imagem acústica (Figura 4.25.a). Mesmo nas superfícies viradas de frente para o feixe do sonar, a resposta registada por este equipamento é mais baixa do que seria expectável, resumindo-se a um ligeiro e difuso aumento dos valores de *backscatter* (parcialmente camuflado por artefactos radiométricos). Este facto sugere que a variação de declive não será

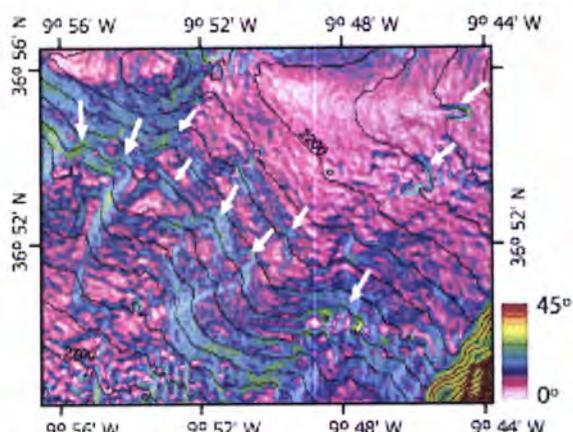


Figura 4.24 – Detalhe do mapa de declives, da zona a topo da vertente Marquês de Pombal. As setas indicam as escarpas interpretadas como *headscarps* de escoadas. O aspecto rugoso, especialmente no bordo sul do mapa deve-se de ruído nos dados batimétricos. Equidistância vertical de 50 m.

acompanhada por uma variação marcada da natureza da cobertura sedimentar, ou seja, que o escorregamento se encontra soterrado por uma camada de sedimentos hemipelágicos.

No entanto, e imediatamente subjacente ao escorregamento soterrado, observam-se em ambos os lados desta faixa de varrimento, duas escoadas de material (Figura 4.25.b). A escoada Este, apresenta um traçado meandriforme e um *rimout* mínimo de 5 km, encontra-se confinada por paredes laterais escarpadas; enquanto que a escoada Oeste, tem um *rimout* mínimo de 3 km, não se encontra confinada e apresenta uma trajectória mais linear; ambas as escoadas, os sedimentos de cobertura do seu interior, exibem um aspecto estrutural convoluto. A frente do depósito de acumulação de material destas escoadas é visível pela diferença de resposta acústica mais elevada que contrasta com a dos sedimentos circundantes. Contudo e em ambos os casos, não foi possível determinar a proveniência deste material.

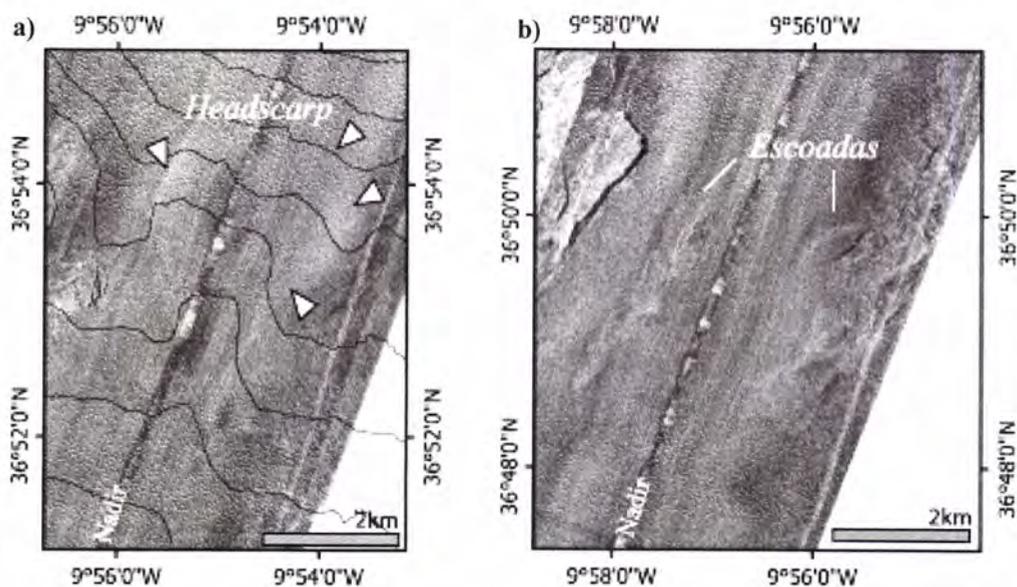


Figura 4.25 – Imagens de sonar lateral das escoadas a topo da vertente Marquês de Pombal. **a)** Detalhe da faixa de varrimento que passa por uma depressão batimétrica interpretada como sendo a *headscarp* de um escorregamento; pode-se observar apenas um leve aumento da resposta acústica do fundo (equidistância vertical das linhas batimétricas é de 50 m). **b)** Detalhe da mesma faixa de varrimento, um pouco mais a sul; são visíveis duas escoadas de material; a escoada da esquerda apresenta uma trajectória mais linear do que a escoada da direita. No canto superior esquerdo desta imagem, observa-se a superfície de deslizamento de um escorregamento de grande dimensões, que será seguidamente descrito.

A Secção Sul da vertente Marquês de Pombal apresenta em planta um traçado complexo, caracterizado por um aspecto côncavo até a curva batimétrica dos -3400 metros, a partir da qual, e até ao sopé, possui um aspecto convexo. De acordo com a estrutura da Falha Marquês de Pombal, proposta no capítulo anterior, esta característica morfológica é resultante da curvatura do plano da falha e do desenvolvimento de dois anticlinais a tecto da mesma.

Os perfis batimétricos perpendiculares à vertente, entre as linhas sísmicas BS 22 e BS 23, podem ser decompostos em três unidades: uma unidade convexa ampla seguida de uma unidade côncava (geralmente a partir dos -3350 metros de profundidade), à qual se sucede novamente uma unidade convexa, marcada pela descida abrupta para a base da vertente. À medida que avançamos para Sul (o sinclinal a tecto da Falha Marquês de Pombal perde importância e tende a esbater-se), a expressão da unidade côncava diminui, estando mesmo ausente no perfil batimétrico ao longo da linha sísmica BS 24. Igualmente para sul, observa-se uma diminuição do ressalto do fundo oceânico definido por esta vertente; como se pode observar nos perfis ao longo das linhas perpendiculares a estrutura: BS 21 (1520 m), BS 22 (1220 m), BS 23 (970 m) e BS 24 (680 m).

Apesar do controlo estrutural ser bastante evidente na análise dos perfis batimétricos em conjugação com a interpretação das linhas sísmicas, podem ser observados alguns aspectos de menores dimensões, controlados por vários processos de transporte gravítico vigentes ao longo desta vertente.

Na zona central da vertente Marquês de Pombal, na área compreendida entre lon. 10°10'W – 9°57'W e lat. 36°55'N - 36°46'N, observa-se na imagem de sonar valores de *backscatter* muito elevados. Esta resposta positiva do fundo já tinha sido identificada na imagem acústica

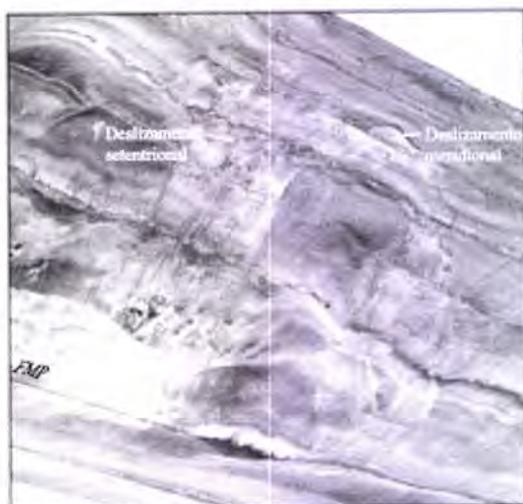


Figura 4.26 - Imagem acústica tridimensional da zona central da vertente Marquês de Pombal; dois escorregamentos de grandes dimensões são evidentes na imagem. A zona de cabeceira destes dois escorregamentos encontra-se indicada na figura.

obtidas com o sonar OKEAN, durante a campanha oceanográfica TTR-10. Contudo, não se trata de um único escorregamento constituído por dois braços principais, como tinha sido anteriormente sugerido, com base na interpretação da imagem acústica obtida por sonar lateral de superfície (OKEAN) [Terrinha *et al.*, 2003].

A elevada resolução da imagem do sonar TOBI, juntamente com a possibilidade de ajuste da imagem acústica à batimetria, revelou uma estrutura mais complexa, constituída por um sistema de escorregamentos distintos (Figura 4.26).

Entre as longitudes 36°55'N e 36°50'N, aproximadamente aos -2500 metros regista-se uma área fortemente marcada por fendas de tracção quilométricas (Figura 4.27). Estas fendas de tracção estão associadas ao desenvolvimento de dois deslizamentos translacionais (Figura 4.27).

O deslizamento setentrional afecta uma área total de 63 km², mobilizando uma faixa transversal de material de cerca de 5 km, ao longo da vertente. Podem delimitar-se as várias componentes do deslizamento com base na batimetria e na imagem de sonar (Figura 4.29). Este escorregamento apresenta uma superfície de deslizamento aflorante de 10 km², ao longo da qual se identificam lineamentos relativos a escorrência de material desagregado do topo da vertente.

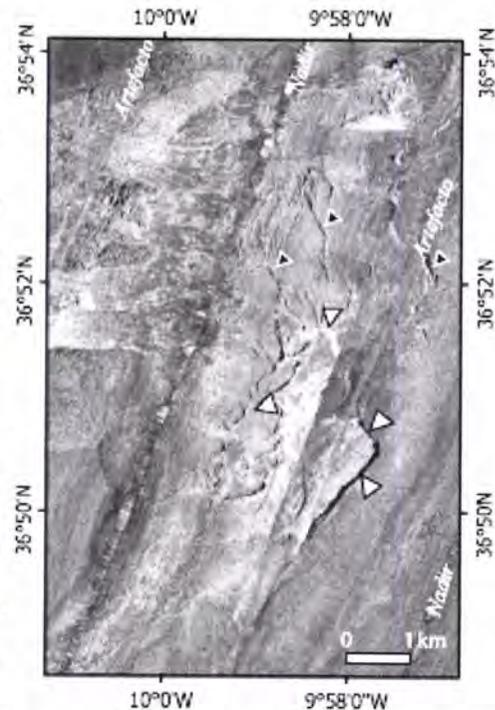


Figura 4.27 – Zona de cabeceira dos escorregamentos principais de vertente Marquês de Pombal. As setas a preto indicam fendas de tracção associadas ao deslizamento setentrional e as setas a branco indicam a *headscarp* do deslizamento meridional. Comparar com figura 4.14 onde são visíveis estes dois escorregamentos a uma escala menor.

Apesar da *headscarp* do deslizamento setentrional não ser visível, uma vez que se encontra sob o *nadir* do sonar, podem distinguir-se blocos decamétricos a quilométricos destacados do topo da vertente. Estes blocos, em posição instável constituem, provavelmente uma réplica doutros que já terão deslizado ao longo da vertente (Figura 4.29).

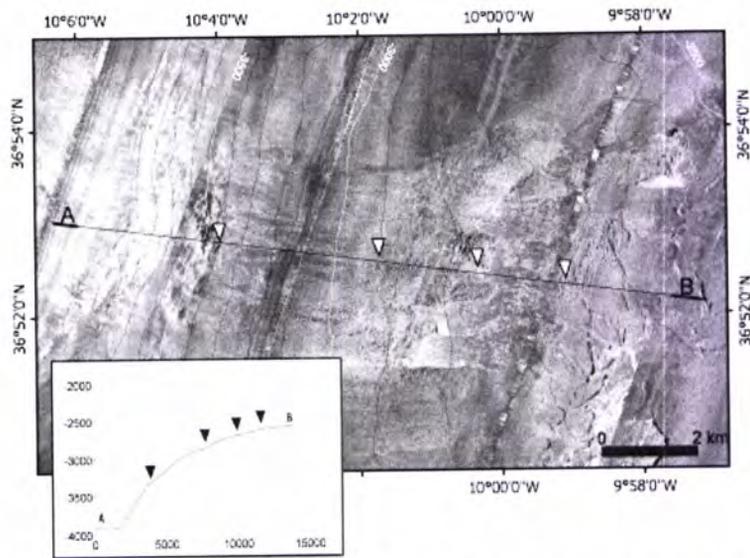


Figura 4.29 – Ao longo a vertente entre B e A, podem identificar-se cinco sectores do deslizamento setentrional (separados por flechas) da figura 4.14; a) zona fortemente marcada por fendas de tracção; b) superfície de deslizamento estriada; c) aproximadamente entre os -2900 m e os -2800 m observa-se a frente do volume de material mobilizado durante o deslizamento translacional; d) até ao -3400 m o corpo principal do deslizamento apresenta-se pouco perturbado, observam-se no entanto marcas de escorrência de material desagregado do topo; e) o último sector da vertente, bastante inclinado, com pendores na ordem dos 20°, corresponde à frente do deslizamento, francamente desmoronada. O perfil batimétrico encontra-se sobrelevado 5x.

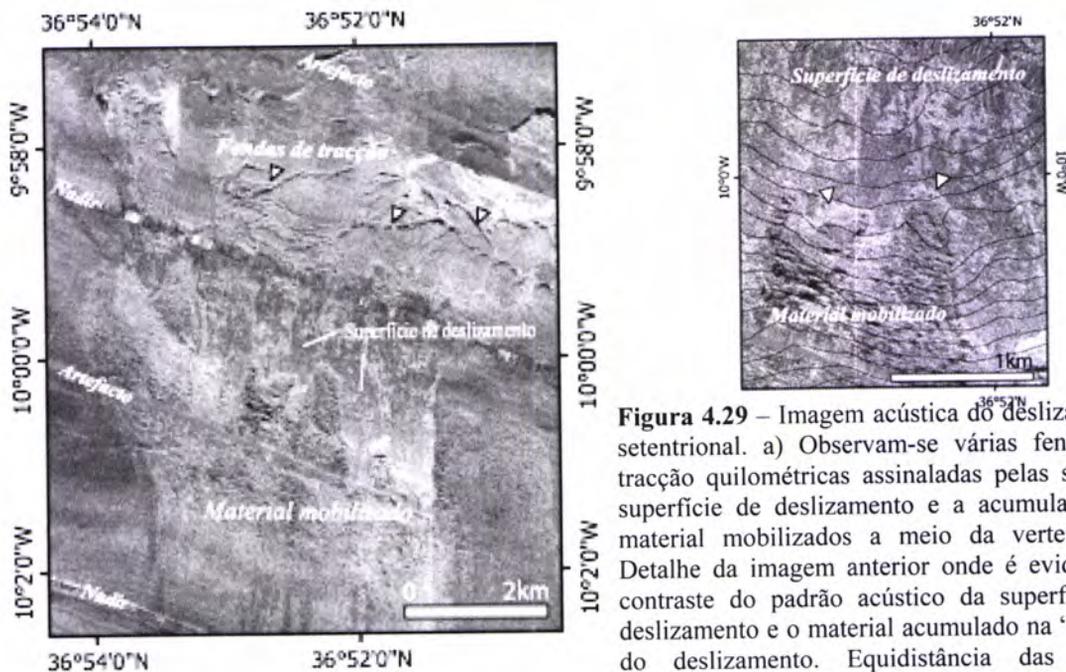


Figura 4.29 – Imagem acústica do deslizamento setentrional. a) Observam-se várias fendas de tracção quilométricas assinaladas pelas setas, a superfície de deslizamento e a acumulação de material mobilizados a meio da vertente. b) Detalhe da imagem anterior onde é evidente o contraste do padrão acústico da superfície de deslizamento e o material acumulado na “cauda” do deslizamento. Equidistância das linhas batimétricas é de 10 m.

A faixa central do volume de material mobilizado encontra-se muito pouco perturbada, conferindo uma resposta acústica semelhante à do material externo ao deslizamento. No entanto, observam-se lineações de *backscatter* mais elevado resultante da escorrência de material desagregado do topo da vertente. Este material é proveniente essencialmente de um escorregamento activo de menores dimensões situado aos 9°58'W - 36°54'N. Imediatamente a Norte deste escorregamento observa-se uma depressão, correspondente a um escorregamento que se já se encontra soterrado, não sendo tão visível na imagem acústica como o anterior (com valores de *backscatter* elevados).

Toda área do sopé da vertente afectada pelo deslizamento setentrional apresenta uma resposta acústica extremamente elevada. Este facto deve-se ao desmantelamento acentuado da frente do deslizamento que se reflecte numa ruptura do declive da vertente e na dispersão radial dos sedimentos por uma área superior a 15 km² na base da vertente.

Contrariamente ao deslizamento setentrional, o deslizamento meridional não preserva a coerência interna do bloco principal ao longo do transporte, uma vez em movimento, adquiriu uma dinâmica característica das escoadas; apresentando um *runout* de mais de 20 km e afecta uma área total de 47,6 km².

Estes dois deslizamentos também apresentam trajectórias completamente distintas, (apesar da proximidade das suas cabeceiras) o que se deve ao facto da cabeceira do deslizamento meridional já se encontrar numa zona do topo da vertente, onde o declive é predominantemente para Sudoeste. Deste modo o material mobilizado, em vez de se precipitar directamente para a base da vertente, apresenta uma trajectória para sudeste ao longo dos primeiros 7 km; após os quais inflecte e passa a descrever uma trajectória mais direccionada para a base da vertente, em direcção à Falha Marquês de Pombal.

Contudo os dois deslizamentos permanecem com trajectórias distintas, uma vez que a partir dos -3500 metros se verifica uma elevação topográfica na vertente que separa os dois escorregamentos. O escorregamento meridional contorna a elevação

entre os dois escorregamentos e ao atingir a base da vertente, não forma um leque deposicional e descreve uma curvatura de 90° para norte, na direcção do actual depocentro na base da vertente.

Pode-se ainda observar na zona de inflexão da trajectória do escorregamento meridional, o limite superior do volume de material mobilizado (Figura 4.30) regista por uma mudança no aspecto acústico. Passa-se de uma aspecto fluido e convoluto para um aspecto mais compacto e é detectável nos perfis batimétricos por um preenchimento do canal de escoamento do material. Os perfis batimétricos perpendiculares ao canal de transporte, também evidenciam o desenvolvimento de *leaves* na bordadura do mesmo (Figura 4.30).



Figura 4.30 – Detalhe da imagem acústica tridimensional, da cabeceira do escorregamento meridional. É visível a inflexão na trajectória definira por este escorregamento. A seta indica o limite superior do volume de material remobilizado.

A partir dos ~3300 metros de profundidade verifica-se um incremento significativo da resposta acústica assinalando a transição do corpo de material principal, que preservou grande parte da sua coesão interna, para depósitos desagregados. A partir deste ponto, o escorregamento adquire um comportamento fluido característico de uma escoada, registando-se uma resposta directa da distribuição do material às irregularidades batimétricas. Este comportamento é evidenciado pela bifurcação da escoada ao longo de três quilómetros e pelas reentrâncias dos limites laterais deste escorregamento. A área de acumulação deste escorregamento é de 36,7 km² (Figura 4.26).

Os perfis de alta resolução sísmica TOPAS realizados na área de acumulação de material destes escorregamentos durante a campanha HITS, mostram uma alternância de unidades sísmicas transparentes (interpretadas como o resultado de escorregamentos) com unidades sísmicas que apresentam uma estratificação bem marcada (interpretadas como sedimentos pelágicos), sugerindo uma actividade

cíclica de Falha Marquês de Pombal a actuar como causa destabilizadora destes escorregamentos [Gràcia *et al.*, 2003b].

No extremo sul da vertente Marquês de Pombal, instalados na zona de inflexão da vertente, encontram-se dois deslizamentos rotacionais. Estes deslizamentos apresentam características semelhantes, apesar das dimensões distintas (Figura 4.31). O deslizamento maior, com uma área deposicional de 17,4 km² na base da vertente, corresponde pelo menos a duas fases distintas de deslizamento; marcadas por dois lóbulos alongados de material e pela evolução retrogressiva da cabeceira. A distância máxima percorrida pelo material, em qualquer uma destas fases, terá sido da ordem dos 10 km. O deslizamento de menores dimensões (área deposicional de 4,4 km² e runout de 6 km) será o mais recente, considerando a relação de sobreposição do volume de material de cada um dos deslizamentos, visível através da batimetria (Figura 4.31.b).

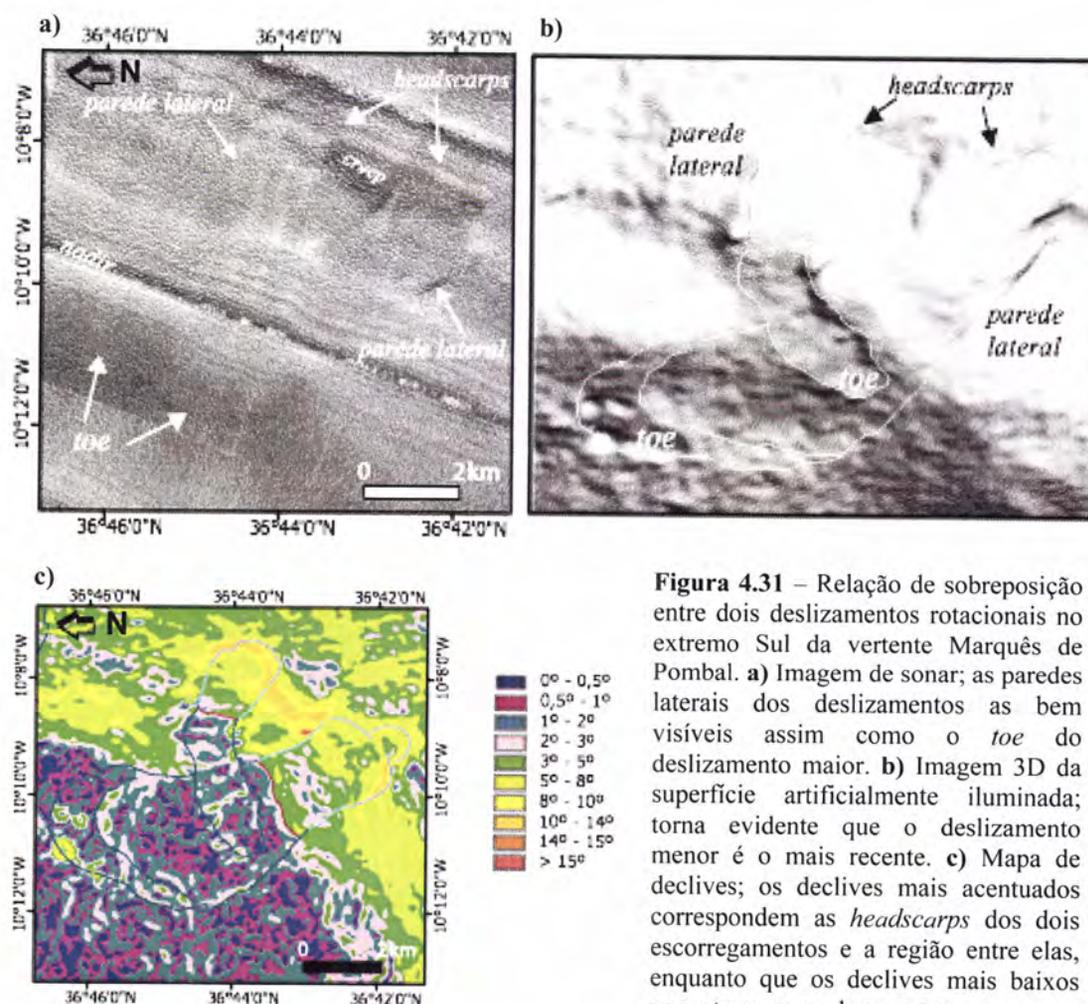


Figura 4.31 – Relação de sobreposição entre dois deslizamentos rotacionais no extremo Sul da vertente Marquês de Pombal. **a)** Imagem de sonar; as paredes laterais dos deslizamentos as bem visíveis assim como o *toe* do deslizamento maior. **b)** Imagem 3D da superfície artificialmente iluminada; torna evidente que o deslizamento menor é o mais recente. **c)** Mapa de declives; os declives mais acentuados correspondem as *headscarps* dos dois escorregamentos e a região entre elas, enquanto que os declives mais baixos encontram-se no depocentro.

Na imagem acústica são visíveis as *headscarps*, as paredes laterais dos dois deslizamentos, e as frentes dos dois lóbulos do deslizamento maior (Figura 4.31.a.). No entanto, as variações dos valores de *backscatter* limitam-se aos bordos dos vários componentes dos deslizamentos, reflectindo variações de declive e não diferenças na cobertura do fundo, que seriam espectáveis em escorregamentos recentes, donde se deduz que toda a extensão afectada pelos escorregamentos se encontra soterrada por sedimentos hemipelágicos recentes.

A zona entre a cabeceira destes dois deslizamentos encontra-se fortemente perturbada por fenómenos de reptação (Figura 4.31.a.), evidenciando instabilidade gravítica actual conferida pelo declive acentuado (Figura 4.31.c.). Será de antever que esta região da vertente também venha a sofrer uma ruptura. Contudo, a ausência de estudos sobre as propriedades geotécnicas dos sedimentos desta área, não permite ainda cálculos de probabilidade de cedência. Contudo, é inquestionável que todo o sector central da área estudo apresenta uma complexa história de instabilidade de vertente, marcada por numerosos eventos de tipo de movimentos de massa distintos (Figura 4.32).

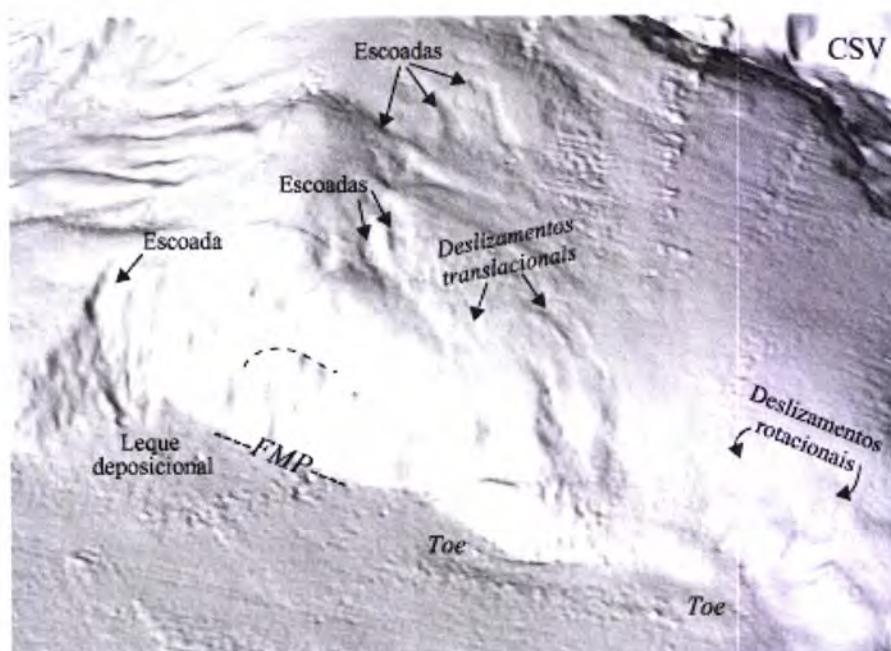


Figura 4.32 – Principais processos de escorregamento identificados na vertente Marquês de Pombal. Imagem tridimensional do fundo oceânico com iluminação artificial de noroeste, sobrelevada 5x.

Sector Sul – Planície da Ferradura

O Sector Sul apresenta um relevo alongado, aproximadamente direccionado segundo W-E, que estabelece uma conexão entre vertente Marquês de Pombal e o extremo Este do Banco de Gorringe (Figura 4.33). A linha de cumeeira deste relevo varia entre os -3600 e os -3550 m, o que faz com que a vertente Norte do relevo não seja muito proeminente, visto que na base da vertente a Bacia D. Infante Henrique se situa aos 3850 metros de profundidade. A vertente Sul, por seu lado, apresenta uma variação batimétrica considerável, uma vez que esta vertente corresponde ao bordo norte da Planície Abissal da Ferradura, onde se registam profundidades superiores aos 4900 metros. Contudo, esta descida superior a 1500 m ocorre de um modo gradual ao longo de 4 km. A vertente Sul deste relevo encontra-se em continuidade lateral com a vertente Sul da montanha submarina Marquês de Pombal (Figura 4.34).

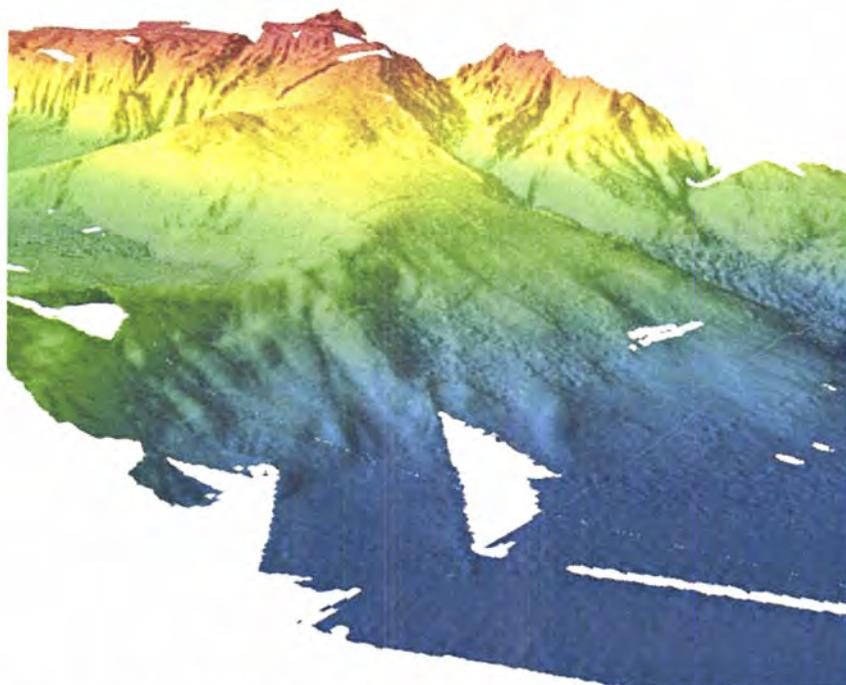


Figura 4.33 - Modelo digital da batimetria da área de estudo. Vista de Sudoeste e sobrelevação de 5x.

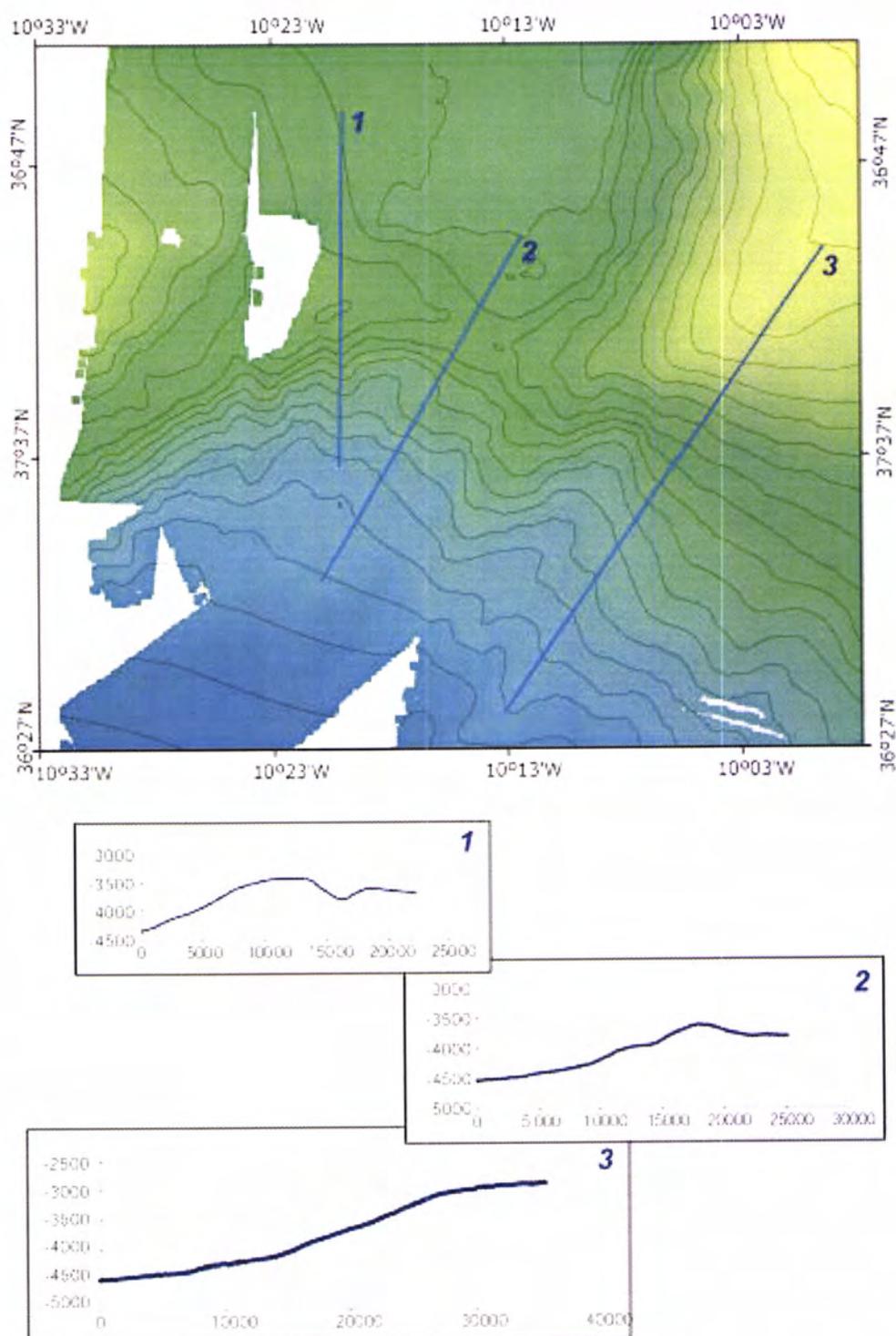


Figura 4.34 - Perfis batimétricos da Sector Sul da área de trabalho. No perfil 1 pode-se observar o vale submarino sub paralelo ao meridiano 36°45'N; no perfil 2 é patente a diferença de altura das duas vertentes do relevo de conexão entre a vertente Marquês de Pombal e o Banco de Gorringe; no perfil 3 pode-se identificar-se vários segmentos rectilíneos, onde o declive se mantém constante. Os perfis estão sobrelevados 5x. A equidistância vertical das linhas batimétricas é de 50 metros.

Avançando para Oeste ao longo da vertente virada para a Planície Abissal da Ferradura, regista-se um aumento significativo de incisões perpendiculares à vertente. Estas incisões estão associadas a diversos processos de transporte de massa que canalizam o material para a Planície Abissal da Ferradura. De um modo geral são constituídas por sistemas complexos de cabeceira, onde se podem identificar várias *headscarps*, resultante de retrogradação radial e progradação canalizada (Figura 4.35). As vertentes internas dos canais são fortemente marcadas por processos de reptação, podem apresentar deslizamentos e corredores de desabamento nas proximidades da cabeceira do escorregamento principal. A evolução temporal multifaseada destes escorregamentos está igualmente patente nos depósitos de material associados; podem observar-se relações de corte e de sobreposição de material.

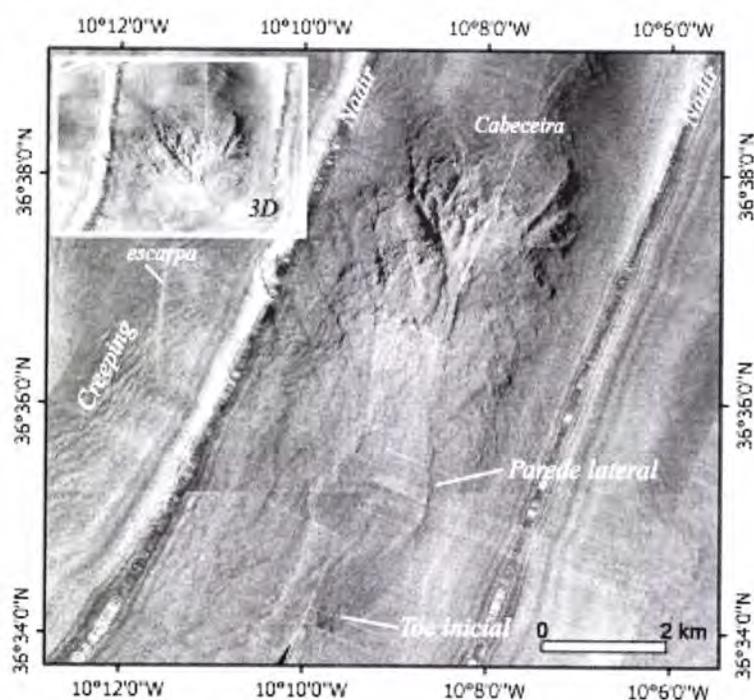


Figura 4.35 – Detalhe da imagem acústica no sector Sul da área de estudo. É visível um escorregamento complexo, com um sistema radial de cabeceira e desmantelamento das vertentes internas do canal. Os vários depósitos apresentam relações de corte e de sobreposição, sendo bem visível o desenvolvimento de parede lateral por erosão parcial de um depósito anterior. No canto superior esquerdo encontra-se a imagem tridimensional relativa à mesma área e sobrelevada 5x.

Na imagem de sonar deste sector observam-se algumas escarpas resultantes da ruptura superficial de falhas menores associadas à terminação da Falha Marquês de Pombal (Figura 4.35).

Entre as latitudes 36°44' N e 36°46' N e as longitudes 10°23' W e 10°16' W, situa-se um vale submarino atípico, considerando as suas dimensões, localização e grau de incisão. Este vale assimétrico, estende-se por mais de doze quilómetros, segundo uma trajectória arqueada. As vertentes internas do vale apresentam declives superiores a 10°, atingindo pontualmente inclinações da ordem dos 25°. Este vale é controlado por uma falha inversa, como se pode verificar na linha sísmica BS 13 (Figura 4.36). A assimetria do vale deve-se ao levantamento do bloco a tecto da falha.

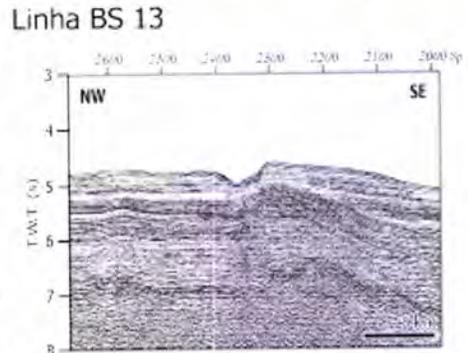


Figura 4.36 – Vale submarino associado a uma falha na estrutura adjacente. Neste segmento da linha sísmica BS 13, vê-se a coincidência espacial entre o vale e a falha inversa.

5. Conclusões e considerações finais

A morfologia da área de estudo está intimamente associada a sua compartimentação estrutural e às diferenças na evolução tectónica do Miocénico Médio até ao Presente. A ocorrência de dobras e falhas inversas afectando unidades do Quaternário assinalam a actividade tectónica actual. Nesta área, destacam-se duas estruturas principais, a Falha Marquês de Pombal e a Falha Pereira de Sousa.

O transporte tectónico ao longo da Falha Marquês de Pombal aumentou de Sul para Norte, sugerindo a presença de uma falha de transferência à Falha Marquês de Pombal. A norte dessa falha de transferência, propõe-se a existência de uma falha orientada N-S, cavalgante para Oeste.

Canais e escorregamentos submarinos são frequentes em toda a área. Na vertente associada a Falha Marquês de Pombal foi identificado um grande escorregamento complexo (com uma área total de $\sim 110 \text{ km}^2$). Nesta vertente foram reconhecidas diversas evidências de instabilidade, deslocações por reptação, deslizamentos translacionais e rotacionais, e escoadas. Em alguns casos, pode-se estabelecer relações cronológicas entre os eventos de movimento de massa quer através de relações de corte, quer por critérios de sobreposição. Sendo notório que estes eventos orreram espaçados no tempo.

Na zona central da vertente Marquês de Pombal identificam-se dois deslizamentos translacionais associados, que afectam uma área total de $\sim 110 \text{ km}^2$. Estes apresentam trajectórias de deslizamento iniciais e evoluções distintas, apesar da proximidade das suas cabeceiras, resultantes de variações no sentido de inclinação do fundo oceânico na região de cabeceira. Os elevados valores de *backscatter* observados na imagem de sonar evidenciam que estes deslizamentos não se apresentam cobertos por sedimentos

hemipelágicos, ao contrário do que se verifica em outros escorregamentos mais antigos presentes nesta área. Pode-se considerar que estes deslizamentos ainda estão activos, visto que, se identificam vários blocos de dimensão métrica a quilométricas destacados do topo da vertente e em situação instável.

O *Bow Spur*, relevo destacado a oeste da Escarpa da Falha Pereira de Sousa, trata-se da exumação de um *horst* mesozóico. Esta é estrutura mais visível em toda a imagem, marcada por valores elevados de *backscatter*, resultante de vários factores: declives acentuados ($\sim 25^{\circ}$ - 35° , e pontualmente $\sim 45^{\circ}$), soco paleozóico aflorante e depósitos de material grosseiro na base das vertentes. O perfil das vertentes é afectado pelas variações litológicas entre o corpo rochoso paleozóico e a cobertura sedimentar.

Este relevo funciona como uma estrutura barreira, desempenhando um papel importante no transporte, de Este para Oeste, do material proveniente do sector sul da escarpa da Falha Pereira de Sousa. Verifica-se o desenvolvimento de um istmo entre estes dois relevos, por acumulação sedimentar preferencial.

Tanto a vertentes da Falha Pereira de Sousa e como as do *Bow Spur*, apresentam-se fortemente marcadas por processos de erosão, especialmente por corredores de desabamentos, exibindo várias incisões em “V”.

Não se observaram indícios que sugerissem outro mecanismo desestabilizador que não a sismicidade, exceptuando casos particulares em que um escorregamento inicial é responsável pela desestabilização da área circundante.

Adicionalmente a maior sismicidade da zona da Falha Marquês de Pombal, comparativamente com a zona da Falha Pereira de Sousa, pode estar associada à maior ocorrência de grandes escorregamentos.

O estudo quantitativo e qualitativo dos processos de transporte de material e de instabilidade de vertentes não é independente dos métodos de cartografia utilizados, estando neste caso, essencialmente limitado pela resolução utilizada dos dados batimétricos (80 metros). Contudo, tendo em vista a cartografia final à escala 1:250000, estes métodos de cartografia submarina revelaram-se satisfatórios e eficientes.

Em relação ao método de trabalho, deve-se salientar ainda a importância da interligação entre vários tipos de dados, só possível através da utilização de um sistema de informação geográfica como ficou explicado por diversas vezes ao longo deste trabalho.

O estudo dos processos de transporte de massa da Margem Sudoeste Portuguesa é crucial para a correcta avaliação do risco sísmico e tsunâmico. Visto que, estes podem representar bons indicadores da periodicidade dos eventos sísmicos (nos casos em que os sismos apresentam-se com causa desestabilizadora provável) e podem mesmo estarem associados a formação de tsunamis. Uma vez conhecendo a extensão destes fenómenos, já se reúnem condições adequadas para proceder à quantificação da estabilidade de taludes; utilizando parâmetros geotécnicos, que requerem um grande controlo das condições do local de amostragem.

Bibliografia

- Andrade, C., (1992) "Tsunami Generated forms in the Algarve Barrier Islands (South Portugal)." *Sciences of Tsunami Hazards*, **10**(21-33).
- Argus, D. F.; Gordon, R. G.; DeMets, C. & Stein, S., (1989) "Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault." *J. Geophys. Res.*, **94**(B5)(5585-5602).
- Arthaud, F. & Matte, P., (1977) "Late Paleozoic Strike-slip Faulting in Southern Europe and Northern Africa: Result of a Right-lateral Shear Zone between the Appalachians and the Urals." *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**(1305-1320).
- Assier-Rzadkiewicz, S.; Heinrich, P.; Sabatier, P. C.; Savoye, B. & Bourillet, J. F., (2000) "Numerical Modelling of a Landslide - generated Tsunami: The 1979 Nice Event." *Pure and Applied Geophysics*, ,, **Volume 157**(Nº 10), (1707-1727).
- Badley, M. E., (1947) *Practical seismic interpretation*. D. Reidel Publishing Company, Boston, 257.
- Banda, E.; Torné, M. & IAM, G., (1995) "The deep structure of the Iberian Atlantic Margins Investigated: The IAM project." *EOS Transaction AGU*, **76**(3), (25-29).
- Baptista, M. A.; Heitor, S.; Miranda, J. M.; Miranda, P. M. A. & Mendes Victor, L., (1998^a) "The 1755 Lisbon Tsunami; Evaluation of the Tsunami parameters." *Journal Geodynamics*, **25**(nº 2), (143-157).
- Baptista, M. A.; Miranda, P. M. A.; Miranda, J. M. & Mendes, V. L., (1998^b) "Constraints on the source of the 1755 Lisbon Tsunami inferred from numerical modelling of historical data on the source of the 1755 Lisbon Tsunami." *Journal Geodynamics*, **25**(nº 2), (159-174).
- Bertram, G. T. & Milton, N. J. (1996) "Seismic Stratigraphy". In: *Sequence Stratigraphy* (Ed. by: Emery, D. & Meyers, K. J.), Blackwell Sciences, (45 - 60).
- Bisquay, H.; Freulon, X.; De Fouquet, C. & Lajaunie, C., (1998), *Multibeam data cleaning for hydrography using geostatistics*. *OCEANS'98*, 28 Sept. - 1 Oct. 1998, Nice, IEEE, 2, (1135-1143).
- Blondel, P. & Murton, B. J., (1997) *Handbook of Seafloor Sonar Imagery*. Wiley and Praxis, Chichester, 314.
- Boggs, S., Jr., (1987) *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Prentice Hall, New Jersey,
- Borges, J. F.; Bezzeghoud, M.; Fitas, A. J. & Costa, P. T., (2001) "Seismotectonics of Portugal and its Adjacent Atlantic Area." *Tectonophysics*, **337**(373-387).
- Bryn, P.; Solheim, A.; Berg, K.; Lien, R.; Forsberg, D. F.; Hafliðason, H.; Ottesen, D. & Rise, L., (2003), *The Storegga slide complex: repeated large scale sliding in response to climatic cyclicity*. *Submarine Mass Movements and their Consequences, 1st International Symposium*, (215-22).
- Cabral, J., (1998) *Elementos de Geomorfologia*. Associação de Estudantes da FCUL, 207.
- Cabral, J. (1995) *Neotónica em Portugal Continental - Memórias do Instituto Geológico e Mineiro: 31*. IGM, Lisboa.
- Cabral, J. & Ribeiro, A., (1989), *Incipient Subduction along the West-Iberia Continental Margin*. *28th International Geological Congress, USA*,
- Densmore, A. L.; Anderson, R. S.; McAdoo, B. G. & Ellis, M. A., (1997) "Hillslope evolution by bedrock landslides." *Science*, **275**(369-372).

- Dickens, G. R. (2001) "Modeling the global carbon cycle with a gas hydrate capacitor: significance for the latest Paleocene thermal maximum". In: Natural Gas Hydrates: Occurrence, Distribution, and Detection. (Ed. by: Paull, C. K. & Dillon, W. P.), Am. Geophys Union, Washington DC, (19-40).
- Dewey, J. F. *et al* (1989) Kinematics of the Western Mediterranean. In: Coward *et al* (eds) Alpine Tectonics, Geol. Soc. Spec. Pub. No 45 (265-283)
- Flewellen, C.; Millard, N. & Rouse, I., (1993) "TOBI, a vehicle for deep ocean survey." *Electronics & Communication engineering Journal*, (85-93).
- Fukao, Y., (1973) "Thrust faulting at a lithospheric plate boundary: the Portugal earthquake of 1969." *Earth Planet. Sci. Lett.*, **18**(205-216).
- Gardner, J. V.; Field, M. E.; Lee, H.; Edwards, B. E.; Masson, D. G.; Kenyon, N. H. & Kidd, R. B., (1991) "Ground-Truthing 6,5 kHz side scan sonographs: What are we really imaging?" *Journal of Geophysical research*, **96**(5955-5974),
- Gee, M. J. R.; Watts, A.; Masson, D. G. & Mitchell, N. C., (2001) "Landslides and the evolution of El Hierro in Canary Islands." *Marine Geology*, **177**(271-293).
- Gràcia, E.; Dañobeitia, J. & party, H. c. (2001), "Cruise Report - HITS (High Resolution Imaging of Tsunamigenic Structures in the Southwest Iberian Margin)". Instituto de Ciencias de la Tierra - CSIC, Barcelona. 187.
- Gràcia, E.; Dañobeitia, J.; Terrinha, P.; Blondel, P. & party, H. c., (2003b) "High-resolution TOBI imaging of active structures offshore Portugal (36°-37°30'), Southwest Iberian Margin." *Thalassas*, **4th Symposium on the Iberian Atlantic Margin**(19 (2a)), (52-53).
- Gràcia, E.; Dañobeitia, J.; Vergés, J. & party, P. c., (2003a) "Mapping active faults offshore Portugal (36°N-38°N): Implications for seismic hazard assessment along the southwest Iberian Margin." *Geology*, **31**(no. 1), (83-86).
- Hampton, M. A. & Lee, H. J., (1996) "Submarine Landslides." *Reviews of Geophysics*, **34**(1), (33-59).
- Henkel, D. J., (1970) "The role of waves causing submarine landslides." *Geotechnique*, **20**(75-80).
- Hobbs, C. H. I. & Dame, J. K. I. (1992) "Very-high-resolution, seismic-reflection profiling and other acoustic techniques with examples from Virginia". In: C.R.C. Handbook of Geophysical Exploration at Sea. (Ed. by: Geyer, R. A.), CRC Press, (193-211)
- Hossack, J. R., (1979) "The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: A review." *Journal of the Geological Society of London*, **136**(705-711).
- Johnson, H. P. & Helferty, M., (1990) "The geological interpretation of sidescan sonar." *Reviews of Geophysics*, **28**(357-380).
- Keefer, D. K., (1984) "Landslides caused by earthquakes." *Geological Society of America Bulletin*, **95**(406-421).
- Lee, H. J.; Locat, J.; Dartnell, P.; Israel, K. & Wong, F., (1999) "Regional variability of slope stability: application to the Eel margin, California." *Marine Geology*, **154**(305-321).
- Lee, H. J.; Schwab, W. C. & Booth, J. S. (1991) "Submarine Landslides: An Introduction". In: Submarine Landslides: Selected studies in the U. S. exclusive economic zone. (Ed. by: Schwab, W. C., Lee, H. J. & Twichell, D. C.),
- Levret, A., (1991) "The effects of the November 1, 1755 Lisbon earthquake in Morocco." *Tectonophysics*, **193**(83-94).
- Locat, J., (2001) "Instabilities along ocean margins: a geomorphological and geotechnical perspective." *Marine and Petroleum Geology*, **18**(503-512).
- Locat, J.; Lee, H.; Nelson, H. C.; Schwab, W. C. & Twichell, D. C., (1996), Analysis of the mobility of far reaching debris flows on the Mississippi Fan, Gulf Mexico. *Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides*, Rotterdam, (555-560).
- Locat, J. & Lee, H. J., (2002) "Submarine landslides: advances and challenges." *Canadian Geotechnical Journal*, **39**(193-212).
- London, P. T. o. R. S. o., (1756) "Giving some account of the present undertakings, studies, and labours of the ingenious, in many considerable parts of the world." vol. **XLIX**(Part. II), (351-443).

- Maldonado, A.; L., S. & L., P., (1999) "The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic)." *Marine Geology*, 155(1-2), (9-43).
- Marshak, S. & Woodward, N. (1998) "Introduction to Cross-section Balancing". In: Basic Methods of Structural Geology.(Ed. by: Marshak, S. & Mitra, G.), Prentice-Hall, Inc, New Jersey, (303-332).
- Martinez Solares, J. M.; Lopez Arroyo, A. & Mezcuca, J., (1979) "Isosismal map of the 1755 Lisbon earthquake obtained from Spanish data." *Tectonophysics*, 56(3), (301-313).
- Martins, I. & Mendes Victor, L. A., (1990) "Contribuição para o estudo da sismicidade de Portugal Continental." *Universidade de Lisboa, Instituto Geofísico do Infante D. Luis, Publicação 18*(67).
- Masson, D. G.; Watts, A. B.; Gee, M. J. R.; Urgeles, R.; Mitchell, N. C.; Le Bas, T. P. & Canals, M., (2002) "Slope failures on the flanks of the western Canary Islands." *Earth-Science Reviews*, 57(1-2), (1-35).
- Matias, H. (2002) Interpretação Tectono-Estratigráfica da Área do Marquês do Pombal, a Oeste do Cabo de São Vicente. Unpl. PhD thesis, Universidade de Lisboa, 114
- McAdoo, B. G.; Pratson, L. F. & Orange, D. L., (2000) "Submarine landslide geomorphology, US continental slope." *Marine Geology*, 169(1-2), (103-136).
- MidlandValley & Ltd. (2000^b), "Midland Valley Training Course - Computer Aided Structural Balancing and Restoration". Glasgow. 63.
- Mienert, J. & Weaver, P. P. E., (2003) European margin sediment dynamics: Sidescan sonar and seismic images. Springer-Verlag, Berlin, 255.
- Mitchum Jr., R. M.; Vail, P. R. & Sangree, J. B. (1977) "Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation Reflection Patterns in Depositional Sequences". In: Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration.(Ed. by: Payton, C. E.), American Association of Petroleum Geologists, (117-133).
- Mulder, T. & Cochonat, P., (1996) "Classification of offshore mass movements." *Journal of Sedimentary Research*, 66(Nº 1), (43-57).
- Neidell, N. S. & Poggiagliolmi, E. (1977) "Stratigraphic modeling and interpretations - Geophysical principles and techniques". In: Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration.(Ed. by: Payton, C. E.), American Association of Petroleum Geologists, (389-416).
- Nishimura, C. E. (1997), "Fundamentals of Acoustic Backscatter Imagery". Navy, U. S. Naval Research Laboratory, Washington. 71.
- Piper, D. J. W.; Shor, A. N. & Clarke, J. E. H., (1988) "The 1929 "Grand Banks" earthquake, slump, and turbidity current." *Geological Society of America - Special Paper*, 229(177-182).
- Prior, D. B. & Hooper, J. R., (1999) "Sea floor engineering geomorphology: recent achievements and future directions." *Geomorphology*, 31(411-139).
- Ribeiro, A., (1994) "Deformable plate tectonics of the Azores-Gibraltar boundary - where the next 1755 earthquake will strike again?" *Gaia*, 9(109-113).
- Ribeiro, A. & Cabral, J., (1987), The neotectonic regime of West-Iberia continental margin: a transition from passive to active? *EUG IV*, April 13-16, Strasbourg, Terra Cognita, 7 (2-3), p.120.
- Ribeiro, A.; Cabral, J.; Baptista, R. & Matias, L., (1996) "Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberian." *Tectonics*, 15(641-659).
- Ribeiro, A.; Terrinha, P.; Zitellini, N.; Mendes Victor, L.; Dañobeitia, J.; Carrilho, F.; Matias, L.; Pinheiro, L. & team, B., (2000), Estrutura e sismotectónica da Margem Sudoeste Portuguesa. 3º Simpósio sobre a Margem Ibérica Atlântica, Faro, Ciacomar, (183-184).
- Rovere, M. (2002) Strutturazione del margine atlantico iberico ed inversione miocenica in prossimità del limite di placca Eurasia-Africa. Unpl. PhD thesis, Università degli Studi di Bologna, 186
- Small, C. & Sandwell, D. T., (1994) "Imaging mid-ocean ridge transitions with satellite gravity." *Geology*, 22(123-126).
- Srivastava, S. P.; Roest, W. R.; Kovacs, L. C.; Oakey, G.; Le'vesque, S.; Le'vesque, J. &

- Macnab, R., (1990) "Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed geomagnetic measurements in the Newfoundland Basin." *Tectonophysics*, **184**(3-4), (229-260).
- Sultan, N.; Cochonat, P.; Foucher, J. P.; Mienert, J.; Haflidason, H. & Sejrup, H. P., (2003), Effect of gas hydrates dissociation on seafloor slope stability. *Submarine Mass Movements and their Consequences, 1st International Symposium*, (103-111).
- Tappin, D. R.; Watts, P.; McMurtry, G. M.; Lafoy, Y. & Matsumoto, T., (2001) "The Sissano, Papua New Guinea tsunami of July 1998 - offshore evidence on the source mechanism." *Marine Geology*, **175**(1-23).
- Terrinha, P. (1998) Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal. *Unpl. PhD thesis*, Imperial College, 400
- 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., (2002) "Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin." *Marine Geology*, **3266**(1-19).
- 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." *Marine Geology*, **195**(1-4), (55-73).
- Tingdahl, K. (1998), "Methods in applied Marine Geology and automated interpretation of seismic sections". University of Goteborg, Goteborg. 28.
- Tortella, D.; Torné, M. & Perez-Estaun, A., (1997) "Geodynamic Evolution of the Eastern Segment of the Azores-Gibraltar Zone: The Gorringe Bank and the Gulf of Cadiz Region." *Marine Geophysical Researches*, **19**(211-230).
- Udías, A.; López Arroyo, A. & Mezcua, J., (1976) "Seismotectonic of the Azores-Alboran Region." *Tectonophysics*, **31**(259-289).
- UNESCO (1996) "The multilingual landslide glossary". In: Landslide Recognition. (Ed. by: Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L. et al), Wiley, Chichester, 251.
- Urick, R. J., (1983) Principles of Underwater Sound. McGraw-Hill Book Company, New York,
- Vail, P. R. (1977) "Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part I: Overview". In: Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration. (Ed. by: Payton, C. E.), American Association of Petroleum Geologists, (51-52).
- Varnes, D. J. (1958) "Landslide types and processes". In: Landslides and engineering practice. (Ed. by: Eckel, E. D.), Highway Res. Bd., (20-47).
- Winock, M., (2002) "Que'est-ce qu'un évènement." *L'Histoire*, n°268(32-37).
- Wright, S. G. & Rathje, E. M., (2003) "Triggering Mechanisms of Slope Instability and their Relationship to Earthquakes and Tsunamis." *Pure and Applied Geophysics*, **160**(1865-1877).
- Zitellini, N. (1998), "BIGSETS Cruise 1998". instituto di Geologia Marina, Bolonha. 19.
- Zitellini, N.; Mendes, L. A.; Cordoba, D.; Danobeitia, J.; Nicolich, R.; Pellis, G.; Ribeiro, A.; Sartori, R.; Torelli, L.; Bartolomé, R.; Bortoluzzi, G.; Calafato, A.; Carrilho, F.; Casoni, L.; Chierici, F.; Corela, C.; Correggiari, A.; Della Vedova, B.; Gràcia, E.; Jornet, P.; Landuzzi, M.; Ligi, M.; Magagnoli, A.; Marozzi, G.; Matias, L.; Penitenti, D.; Rodriguez, P.; Rovere, M.; Terrinha, P.; Vigliotti, L. & Zahinos Ruiz, A., (2001) "Source of 1755 Lisbon Earthquake and Tsunami Investigated." *Eos*, **82**(26), 285, 290-291.
- Zitellini, N.; Mendes Victor, L.; Bartolomé, R.; Bortoluzzi, G.; Calafato, A.; Chierici, F.; Cordoba, D.; Correggiari, A.; Dañobeitia, J.; Gràcia, E.; Landuzzi, M.; Ligi, M.; Nicolich, R.; Pellis, G.; Penitenti, D.; Ribeiro, A.; Rovere, M.; Sartori, R.; Terrinha, P.; Torelli, L.; Vigliotti, L. & team, B., (1999) "Multi-channel seismic imaging of tsunamigenic structures offshore SW Portugal."?
- Zitellini, N.; Rovere, M.; Terrinha, P.; Chierici, F.; Matias, L. & team, B., (2004) "Neogene Through Quaternary Tectonic Reactivation of SW Iberian Passive Margin." *Pure and Applied Geophysics*, **161**(n° 3), (565 - 587).