



Universidade de Évora

Escola de Ciências e Tecnologia

Mestrado em Ciências da Terra,
da Atmosfera e do Espaço
Especialização em Geofísica Interna

Dissertação de Mestrado

**Modelo de velocidade da Bacia do Vale do
Tejo: uma abordagem baseada no estudo
do ruído sísmico ambiental**

Ricardo Jorge Gomes Torres

Orientador: Prof. Dr. José Fernando Borges
Co-Orientador: Prof. Dr. Mourad Bezzeghoud

**Évora
2012**

Mestrado em Ciências da Terra,
da Atmosfera e do Espaço
Especialização em Geofísica Interna

Dissertação de Mestrado

**Modelo de velocidade da Bacia do
Vale do Tejo: uma abordagem
baseada no estudo do ruído sísmico
ambiental**

Ricardo Jorge Gomes Torres

Orientador: Prof. Dr. José Fernando Borges
Co-Orientador: Prof. Dr. Mourad Bezzeghoud

**Évora
2012**

Agradecimentos

Agradeço ao meu orientador José Fernando Borges por me ter recebido tão bem desde que vim para Évora, por me ter aceite como mestrando e por todo o apoio e conselhos dados ao longo do desenvolvimento desta tese.

Agradeço também ao meu co-orientador Mourad Bezzeghoud por toda a ajuda que me deu ao longo do tempo que cá estou e pelos fortes contributos para que esta tese chega-se a um bom resultado.

Um especial agradecimento ao professor Bento Caldeira que esteve sempre disponível para discutir qualquer problema que me aparecesse.

Ao Dr. João Carvalho agradeço ter disponibilizado os dados a partir dos quais desenvolvi o meu trabalho.

Ao meu amigo e colega Augusto Furtado por ter começado o trabalho do ruído que eu continuei, e que sem o trabalho dele me teria sido impossível realizar tanto e tão rapidamente.

Um agradecimento especial aos meus colegas Hugo Gonçalves, que muito me ajudou na recolha e tratamento inicial dos dados e por todas as discussões científicas que me proporciona, António Brázio, pela ajuda no trabalho e ser sempre um grande amigo, à Marta Melgão, à Vanda Salgueiro e ao Flávio Couto pela amizade e ajuda durante a fase curricular do mestrado.

Agradeço à Universidade do Algarve, à sua Faculdade de Ciências e Tecnologia e Departamento de Física pela boa formação que me proporcionaram.

Agradeço à Fundação pela Ciência e Tecnologia (FCT) pelo financiamento dos projectos SISMOD/LISMOT e NEFITAG através dos quais as bolsas de investigação que me foram atribuídas foram financiadas e onde a minha tese também está inserida.

Um agradecimento muito sentido à Telma Gonçalves, que na parte final da tese muito me ajudou com as suas leituras de tese.

Um agradecimento a todos os meus amigos, são demasiados para enumerar mas sabem quem são, sem os momentos de descontração proporcionados pela vossa companhia não conseguiria concentrar-me no trabalho que tenho de fazer.

Por fim agradeço a toda a minha família, em especial à minha tia Teresa, aos

meus pais Regina e Carlos Torres por todo o carinho, suporte e incentivo que ao longo destes 28 anos me deram, dia após dia! E claro ao meu irmão Diogo Torres que só por existir já merecia, mas é um verdadeiro amigo que está sempre comigo.

Resumo

Ao longo da sua história a região do Vale Inferior do Tejo (VIT) sofreu vários terremotos, alguns destes tiveram origem em rupturas de grandes estruturas localizadas a sudoeste da costa Portuguesa. Entre estes o sismo de 1 de Novembro de 1755 de Lisboa; outros terremotos de moderada magnitude foram produzidos por fontes locais, como o de 1344, 1531 e o terremoto de Benavente em 1909.

Com o objectivo de promover uma melhor avaliação do risco sísmico nesta região propomos a introdução de métodos realistas de previsão de movimentos do solo produzidos por terremotos moderados a fortes. Este processo inclui o estabelecimento de um modelo estrutural 3D baseado em toda a informação geofísica e geotécnica disponível para a área (sísmica, gravimétrica, magnética, sondagens profundas e afloramentos geológicos).

Para confirmar este modelo utilizamos ruído sísmico recolhido ao longo de três perfis com azimute perpendicular ao eixo da bacia e aplicamos o método da razão espectral das componentes horizontal/vertical (H/V) aos registos para identificarmos a amplificação causada pela bacia. As curvas H/V obtidas revelam dois picos de baixa frequência centrados nos 0.2 e 1 Hz. Estes picos estão fortemente relacionados com a espessura de sedimentos aluviais e do Cenozóico. Através da inversão da curva H/V obtemos um modelo de velocidades da região mais detalhado, que está em boa concordância com os dados de sondagens e outros resultados obtidos com os métodos de reflexão sísmica e magnética.

Palavras-chave: Modelo de velocidade 3D, Ruído sísmico, Vale Inferior do Tejo

**Velocity model of the basin of the Tagus valley: an approach based
on the study of ambient seismic noise**

Abstract

Along his history the Lower Tagus Valley (LTV) region was shaken by several earthquakes, some of them were produced in large ruptures of offshore structures located southwest of the Portuguese coastline, among these we the Lisbon earthquake of 1 November 1755; other moderates earthquakes were produced by local sources such as the 1344, 1531 and the 1909 Benavente earthquake.

In order to promote an improved assessment of the seismic hazard in this region, we propose the introduction of realistic methods on the prediction of ground motion produced by moderate to large earthquakes in LTV. This process involves the establishment of a structural 3D model based on all the available geophysical and geotechnical data on the area (seismic, gravimetric, deep wells and geological outcrops).

To confirm this model we use broadband ambient noise measurements collected in three profiles with azimuth perpendicular to the basin axis and we applied the horizontal to vertical (H/V) spectral ratio method to the recordings in order to estimate the amplification of the basin. The H/V curves obtained reveals the existence of two low frequency peaks centered on 0.2 a 1 Hz frequencies. These peaks are strongly related with the thickness of Cenozoic and alluvial sediments. By inversion of the H/V curve, we obtain a more detailed velocity model for the region where the profile were determined, which is in good agreement with borehole data and other results obtained with magnetic and seismic reflection methods.

Keywords: 3D Velocity Model, Seismic Noise, Lower Tagus Valley Structure

Lista de Figuras

2.1	Sismicidade de Portugal e fronteira entre placas	6
2.2	Sismicidade instrumental do VIT	7
2.3	Carta geológica do VIT	9
2.4	Mecanismo de amplificação das ondas sísmicas em Bacias sedimentares	11
2.5	Efeito da Bacia do VIT demonstrado por simulações	12
2.6	Estrutura geológica típica de uma bacia sedimentar	15
3.1	Pontos do Cenozóico no modelo original	21
3.2	Perfis de Sísmica de reflexão	23
3.3	Perfis de sísmica e pontos de magnética do Paleozóico	24
3.4	Gradientes de velocidade das ondas P para as várias camadas	25
3.5	Zonas do VIT	26
3.6	Dados originais tratados	28
3.7	Pontos do Cenozóico modelo final	29
3.8	Comparação de Modelos do Cenozóico	31
3.9	Comparação de Modelos do Mesozóico	32
3.10	Corte obliquo	33
4.1	Localização dos perfis VFX-SB, RM-MG e LSB-CAB e das sondagens	38
4.2	H/V sem amplificação	41
4.3	H/V em camadas pouco espessas	41
4.4	H/V em camadas muito espessas	42
4.5	H/V em aluviões	42
4.6	HV VFX-SB	43

4.7	Gradiente de V_S	45
4.8	Relação f_0 profundidade	47
4.9	Comparação vários estudos f_0 /Profundidade	48
4.10	Comparação entre as profundidades calculadas pelo H/V e as equações propostas	49
4.11	H/V RM-MG	50
4.12	H/V LSB-CAB	51
4.13	Profundidade do Cenozóico dos três perfis realizados	51
5.1	Comparação entre a inversão H/V e o modelo à priori em VFX-SB	56
5.2	Comparação entre calculo profundidade e o modelo à priori em LSB-CAB	57
5.3	Comparação entre calculo profundidade e o modelo à priori em RM-MG	58
5.4	Pontos de recolha de ruído no VIT	60
A.1	Mapa com a localização dos cortes	67
A.2	Corte vertical na coordenada 9.5 W	68
A.3	Corte vertical na coordenada 9.2 W	69
A.4	Corte vertical na coordenada 8.9 W	70
A.5	Corte vertical na coordenada 8.6 W	71
A.6	Corte vertical na coordenada 8.3 W	72
A.7	Corte horizontal na coordenada 38.4 N	73
A.8	Corte horizontal na coordenada 38.7 N	74
A.9	Corte horizontal na coordenada 39 N	75
A.10	Corte horizontal na coordenada 39.3 N	76
A.11	Corte horizontal na coordenada 39.6 N	77
B.1	Inversão da sondagem do Barreiro	78
B.2	Inversão da sondagem do Montijo	79
B.3	Inversão da sondagem do Pinhal Novo	79
B.4	Inversão da sondagem do Samora Correia	80
B.5	Inversão da sondagem do Santarém	80

Lista de Tabelas

2.1	Sismos históricos e instrumentais no VIT	6
3.1	Parâmetros modelo de velocidade original	20
3.2	Parâmetros modelo de velocidade modificado	29
4.1	Localização e espessura do Cenozóico nas sondagens	45
4.2	Parâmetros de vários estudos para a relação f_0 versus Espessura	48
C.1	Informações sobre o Perfil VFX-SB	82
C.2	Informações sobre o Perfil LSB-CBL	83
C.3	Informações sobre o Perfil RM-MG	84

Conteúdo

Conteúdo	ix
1 Introdução	1
2 Estado da arte	5
2.1 Enquadramento Sismotectónico da Bacia do VIT	5
2.1.1 Sismicidade de Portugal Continental	5
2.1.2 Geologia	8
2.2 Efeito de sítio em bacias sedimentares	10
2.3 Modelos de velocidade de Bacias	12
2.4 Ruído Sísmico	13
2.4.1 Definição	13
2.4.2 Técnica de Nakamura	14
2.4.3 Inversão das curvas H/V	17
3 O Modelo de velocidades 3D da bacia do VIT	19
3.1 Introdução	19
3.2 O modelo SWIBMOD2006	20
3.3 Tratamento dos Dados	21
4 Ruído Sísmico	35
4.1 Introdução	35
4.2 Campanha sísmica	36
4.2.1 Instrumentação	36
4.2.2 Planificação	36

4.2.3	Recolha de dados	36
4.3	Cálculo da razão espectral H/V	39
4.4	Inversão	44
4.4.1	Calculo de V_s	44
4.4.2	Calculo da espessura da camada sedimentar	46
4.4.3	Calculo da relação f_0 versus Espessura	46
4.4.4	Comparação entre as espessuras calculadas	49
5	Discussão dos resultados e Conclusão	53
	Bibliografia	61
A	Cortes do modelo de velocidades	67
A.1	Localização dos Cortes	67
A.2	Cortes Verticais	68
A.3	Cortes Horizontais	73
B	Inversão das curvas H/V nos locais de sondagens para estimar V_s	78
C	Tabelas	81

Capítulo 1

Introdução

Ao longo da sua história a região do Vale Inferior do Tejo (VIT) sofreu vários terremotos, tendo estes duas principais origens:

Longínqua - A fronteira entre as placas Africana e Eurasiática responsável pela sismicidade na margem Sudoeste de Portugal Continental como por exemplo os terremotos de Lisboa de 1755 ($M_w = 8.5 - 8.7$) (Zitellini et al., 2001; Grandin et al., 2007b) e de 1969 ($M = 6.0$) (Teves-Costa et al., 1999; Stich et al., 2005);

Próxima - Originada em falhas localizadas em terra, como por exemplo o sistema de falhas do VIT que se supõe ser o responsável dos terremotos de 1344 ($M = 6.0$), 1531 ($M = 7.1$) e de 1909 ($M = 6.0$) de Benavente (Martins and Mendes-Victor, 1990; Teves-Costa et al., 1999).

A sismicidade - com registos históricos e instrumentais - afecta significativamente uma das regiões mais populosas e desenvolvidas de Portugal - a região de Lisboa. Esta região localiza-se numa zona com um sistema de falhas de considerável risco sismogénico (Pinto, 2011), encontrando-se sobre uma bacia sedimentar que causa a amplificação das ondas sísmicas (Grandin et al., 2007a,b; Bezzeghoud et al., 2011). Estas circunstâncias levam a que esta zona seja considerada a que tem maior risco sísmico no sudoeste Ibérico (Vilanova and Fonseca, 2004).

Os danos causados em cidades localizadas próximas de bacias ou estuários com sedimentos pouco consolidados são bem conhecidos: podemos referir os sismos de México 1985 ($M = 8.1$) (ex: Singh et al., 1988), Kobe 1995 ($M = 7.2$) (ex: Hallier et al., 2008). Os estudos referidos demonstram que as condições da

superfície podem amplificar as ondas sísmicas e consequentemente os danos. Os efeitos causados pela bacia do VIT - bacia Cenozóica de grande extensão e profundidade capaz de introduzir importantes amplificações das ondas sísmicas - têm sido negligenciados em vários estudos de risco sísmico para a região de Lisboa (Carvalho et al., 2008a).

O objectivo deste trabalho é desenvolver um modelo de velocidade 3D, na continuação do trabalho iniciado por Grandin et al. (2007a), mas apenas limitado à bacia do VIT, considerando todas as estruturas que causem efeitos de sitio, com base nos dados reprocessados por Carvalho (2003) e dados reprocessados no âmbito dos projectos LISMOT e NEFITAG.

Após a construção desse modelo foi necessário completá-lo em vários locais onde não existia informação geofísica disponível, em particular, em locais onde não existia quer informação da sísmica de reflexão, quer de natureza geológica da estrutura da bacia. A metodologia escolhida foi a inversão da razão espectral H/V das componentes horizontal e vertical do registo de ruído sísmico. A metodologia foi já testada por Furtado (2010), com bons resultados, numa parte limitada da zona em estudo - Um perfil entre Vila Franca de Xira e Benavente e outro entre Vila Franca de Xira e Samora Correia, que corresponde aos primeiros 7 pontos utilizados no perfil VFX-SB. Dos sete perfis recolhidos, apenas três foram utilizados neste estudo. Para estes, utilizámos a metodologia proposta por Nakamura (1989) que consiste no calculo da razão espectral H/V, razão entre a amplitude do espectro de Fourier da componente horizontal e da componente vertical do registo de ruído sísmico, que permite evidenciar a amplificação das ondas sísmicas provocada pelos sedimentos nas suas frequências fundamentais. A inversão da razão H/V, com base num conjunto de rotinas globalmente designadas por HVSR (Herak, 2008), permite calcular a espessura dos sedimentos do Cenozóico sob cada ponto em que foi efectuado o registo sísmico do ruído ambiental. Dado que o método admite uma grande diversidade de soluções, recolhemos ruído sísmicos sobre sondagens geológicas, onde temos informação da espessura das camadas locais e velocidade das ondas P, para constranger os parâmetros necessários a essa inversão. Através da inversão da razão H/V do ruído sísmico recolhido sobre essas sondagens calculámos a velocidade das ondas S para a bacia do VIT. Com o conhecimento das velocidades das ondas P e S locais calculámos

as espessuras dos sedimentos através da inversão do H/V para cada um dos pontos de um dos perfis realizados. Com essas espessuras estabelecemos uma relação entre a frequência fundamental de vibração de um ponto (f_0) e a espessura da bacia nesse ponto. A partir dessa relação calculamos a espessura de sedimentos do Cenozóico de cada ponto de cada um dos três perfis onde a razão H/V foi calculada.

As espessuras calculadas pela relação f_0 /profundidade estão de acordo com os dados de sísmica, onde esta se encontra disponível. Nas zonas onde só estão disponíveis dados de magnética, existem discrepâncias nas profundidades calculadas, o que revela que o modelo 3D necessita de uma actualização nesses locais.

O presente estudo está organizado da seguinte forma:

- O capítulo 1 constitui a presente introdução;
- No capítulo 2 encontramos um levantamento da bibliografia actual sobre o enquadramento sismotectónico da região em estudo e a descrição da metodologia adoptada: definição do efeito de sitio, do modelo de velocidades 3D a partir da propagação das ondas sísmicas em bacias sedimentares, e da técnica do ruído sísmico;
- No capítulo 3 fazemos uma descrição do modelo de velocidades 3D SWIB-MOD2006, é explicado o tratamento dos novos dados a introduzir no novo modelo de velocidades 3D, que de agora em diante será designado LISMOD2012, e descrevemos esse mesmo modelo;
- No capítulo 4 descrevemos a recolha de dados de ruído sísmico, o cálculo da razão espectral e os resultados obtidos pela inversão desse cálculo;
- No capítulo 5 analisamos os resultados obtidos e são apresentadas as conclusões obtidas com o desenvolvimento do trabalho e algumas sugestões de possível trabalho futuro.

Capítulo 2

Estado da arte

2.1 Enquadramento Sismotectónico da Bacia do VIT

2.1.1 Sismicidade de Portugal Continental

A bacia do VIT têm ao longo da sua história sofrido vários terremotos de grande intensidade, com consequências devastadoras a nível material e populacional. A actividade sísmica aqui presente têm duas diferentes zonas de origem: 1) Sudoeste de Portugal, na zona da fronteira entre as placas Africana e Eurasiática, figura 2.1; 2) A própria bacia do Vale do Tejo. No sul de Portugal tiveram origem o grande terremoto de 1755 ($M_w = 8.5 - 8.7$) ocorrido provavelmente perto do banco do Gorringe ([Grandin et al., 2007b](#)), os sismos de 31 de Março de 1761 ($M = 7.5$), de 27 de Dezembro de 1722 ($M = 7$), de 28 de Fevereiro de 1969 ($M = 8.0$). O mais recente ocorreu em 17 de Dezembro de 2009 ($M = 5.6$) ([Bezzeghoud et al., 2011](#)). Na zona 2) ocorreram pelo menos três importantes terremotos históricos, em 1344 ($M_s = 6.0$), 1531 ($M_s = 7.1$) ([Justo and Salwa, 1998](#)) e a 24 de Abril de 1909 em Benavente ($M_w = 6.0$, $M_s = 5.9$) ([Teves-Costa et al., 1999](#); [Stich et al., 2005](#)).

Portugal apresenta uma sismicidade distribuída de forma heterogénea, com uma maior concentração no sul e margem oceânica, zona de Évora e numa faixa situada a norte de Lisboa, entre o VIT e a costa. Em geral, esta actividade

sísmica é caracterizada por eventos de baixa magnitude ($M < 5.0$) e alguns de magnitude superior ($5.0 \leq M < 7.8$) (Borges et al., 2001; Bezzeghoud and Borges, 2003) (figura 2.1).

A sismicidade instrumental de Portugal revela que a profundidade máxima de fontes sísmicas se encontra entre os 15 e os 20 km (Borges et al., 2001) e é localizada maioritariamente no sul de Portugal e no VIT. A sismicidade do VIT, ocorrida entre 1961 e 2012, encontra-se representada na figura 2.2, onde se constata que essa sismicidade é reduzida, dispersa e de baixa magnitude. O maior sismo registado recentemente na zona, ocorreu a 30 de Abril de 1999 ($M = 4.6$).

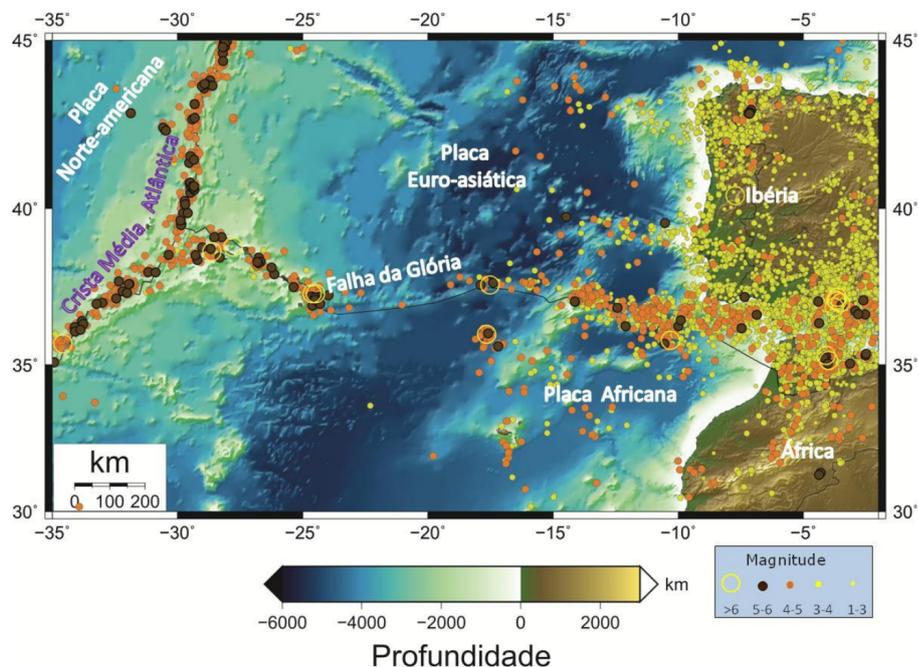


Figura 2.1: Distribuição da sismicidade ao longo da parte Oeste da fronteira de placas Eurasia-Núbia para o período 1973-2010 (dados de NEIC)

2.1.2 Geologia

A Bacia Terciária do VIT constitui uma depressão alongada na direcção NE-SW, que é limitada a W e N pelas formações mesozóicas da Bacia Lusitaniana, e a

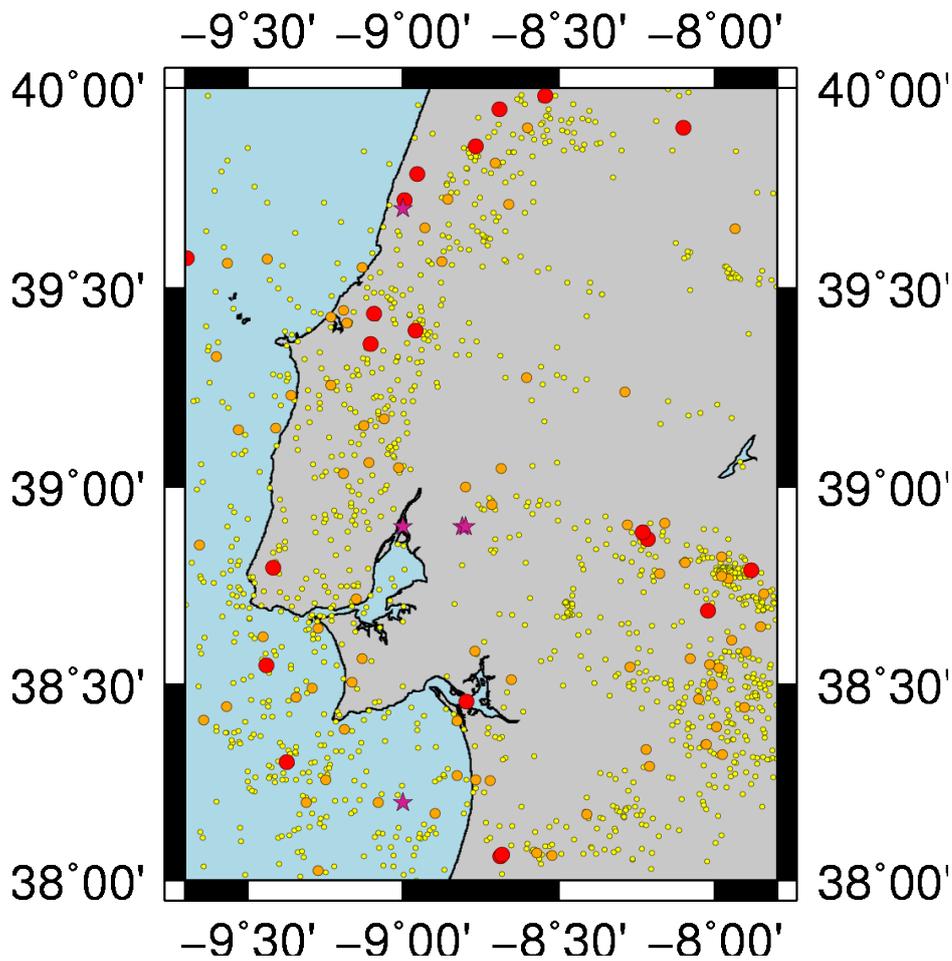


Figura 2.2: Sismicidade instrumental do VIT (dados IM 1961-2012) e sismos históricos listados na tabela 2.1 (representados pelas estrelas).

Tabela 2.1: Sismos históricos e instrumentais no Vale Inferior do Tejo (Borges et al., 2001; Bufo et al., 2004)

Data	Longitude(°)	Latitude(°)	Magnitude	Local
01/01/1344	-8.8	38.9	6.0	Benavente
26/01/1531	-9.0	38.9	7.1	Vila Franca de Xira
11/11/1858	-9.0	38.2	7.2	Largo de Setúbal
23/04/1909	-8.8	38.9	7.6	Benavente
30/04/1999	-9.0	39.7	4.5	Vale do Tejo

NE e E pelo substrato hercínico e a sul comunica com o Atlântico na península de Setúbal (Carvalho et al., 1985).

A bacia do VIT é composta por sedimentos terciários que podem atingir uma profundidade de 2000m (Cabral et al., 2003). A sua formação iniciou-se no meio Paleogénico e é explicada pela subsidência entre falhas com direcção NE-SW (Rasmussen et al., 1998) resultante da convergência NNE-SSW entre a Ibéria e a Eurásia (Carvalho et al., 1985). Os mais profundos sedimentos da bacia do VIT consistem numa camada com espessura de 200 a 400 m de sedimentos continentais do Paleogénico, sobre estes encontram-se sedimentos continentais e marinhos do Miocénico que podem chegar a ter 800 m de espessura em alguns locais. Em certas zonas da bacia ainda podemos encontrar sedimentos do Pliocénico sobre os do Miocénico e cuja a espessura pode atingir 120 m (Martins, 1999). A circundar o rio Tejo e nos seu vales podemos encontrar terraços de sedimentos quaternários, que provam uma inversão de subsidência para levantamento tectónico desde o Pleistocénico (Cabral, 1995). A distribuição dos sedimentos do Cenozóico na bacia é assimétrica e atravessada por falhas, como comprovam dados gravimétricos, geológicos e de sísmica de reflexão. A geologia superficial do VIT pode ser observada na figura 2.3.

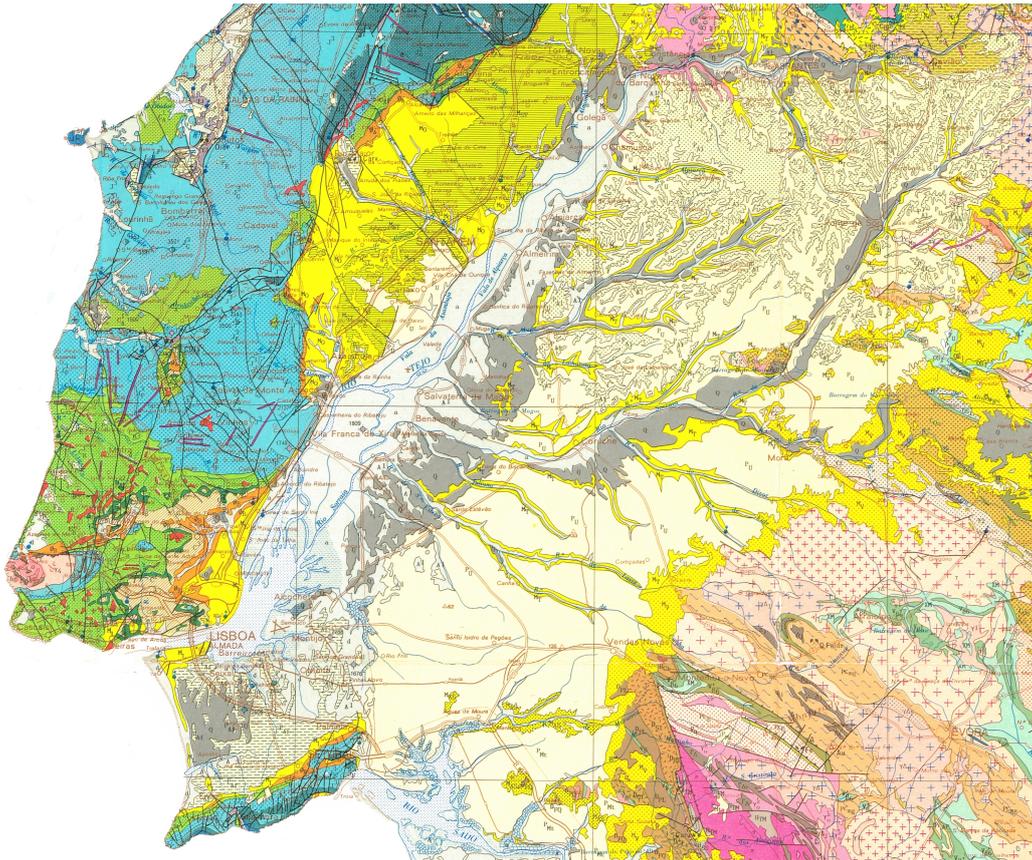


Figura 2.3: Carta Geológica de Portugal a 1:500000 (Oliveira, 1992). Pormenor do Vale Inferior do Tejo. Legenda: Cinzentos - Quaternário; Laranjas e Amarelos - Cenozóico; Verdes - Cretácico; Azuis - Jurássico; Restantes cores - Paleozóico.

2.2 Efeito de sítio em bacias sedimentares

As bacias sedimentares são regiões de prolongada subsidência da crosta terrestre, o que permite a acumulação de depósitos minerais e orgânicos (Allen and Allen, 2005). Os depósitos minerais são constituídos de materiais aluviais e rochas sedimentares, estes são geologicamente mais recentes e têm menor velocidade de propagação das ondas sísmicas do que as rochas onde estão assentes. As bacias podem conter fontes de água subterrânea e combustíveis fósseis resultantes da acumulação de matéria orgânica. São ainda importantes reservatórios de calor e de CO_2 (Scheck-Wenderoth and Gupta, 2011).

Devido a serem zonas planas e normalmente muito férteis, muitas regiões urbanas estão localizadas ao longo de bacias sedimentares que podem ser mais ou menos profundas consoante a sua história evolutiva.

Este tipo de bacia pode causar grande amplificação das ondas sísmicas nas frequências de ressonância compatíveis com a sua estrutura geológica, podem prolongar a duração do sinal sísmico, ou ainda alterar o conteúdo das frequências das ondas incidentes devido à geração de ondas de superfície locais que ficam presas no interior da bacia (Barnaba, 2006).

O mecanismo que causa a amplificação anteriormente descrita acontece quando ondas sísmicas entram numa bacia por uma das suas fronteiras. Estas têm energia suficiente para que os ângulos de refração alcancem o ângulo crítico, existindo assim reflexão total dessas ondas. As mesmas ficam presas na bacia em forma de ondas de superfície, propagam-se ao longo desta e só saem numa outra fronteira como ondas de volume (Graves, 1996). Este mecanismo é ilustrado pela figura 2.4. Este tipo de efeitos foi, por exemplo, registado nos sismos de Michoacan (a 400km da Cidade do México), México, 1985 ($M = 8.1$), onde no leito de um lago se registaram amplificações até 75 vezes as que foram registadas em rocha à mesma distancia da fonte, em frequências na ordem dos 0.5 Hz (Singh et al., 1988), ou no sismo de 2001 em Bhuj, India ($M = 7.7$), onde se registou destruição de alguns edificios até 300 km da fonte devido a amplificações causadas por sedimentos não consolidados (Mahajan et al., 2004).

No caso da bacia do VIT, as simulações demonstram claramente o efeito da bacia na amplificação das ondas sísmicas de baixa frequência (0.2 a 1 Hz)

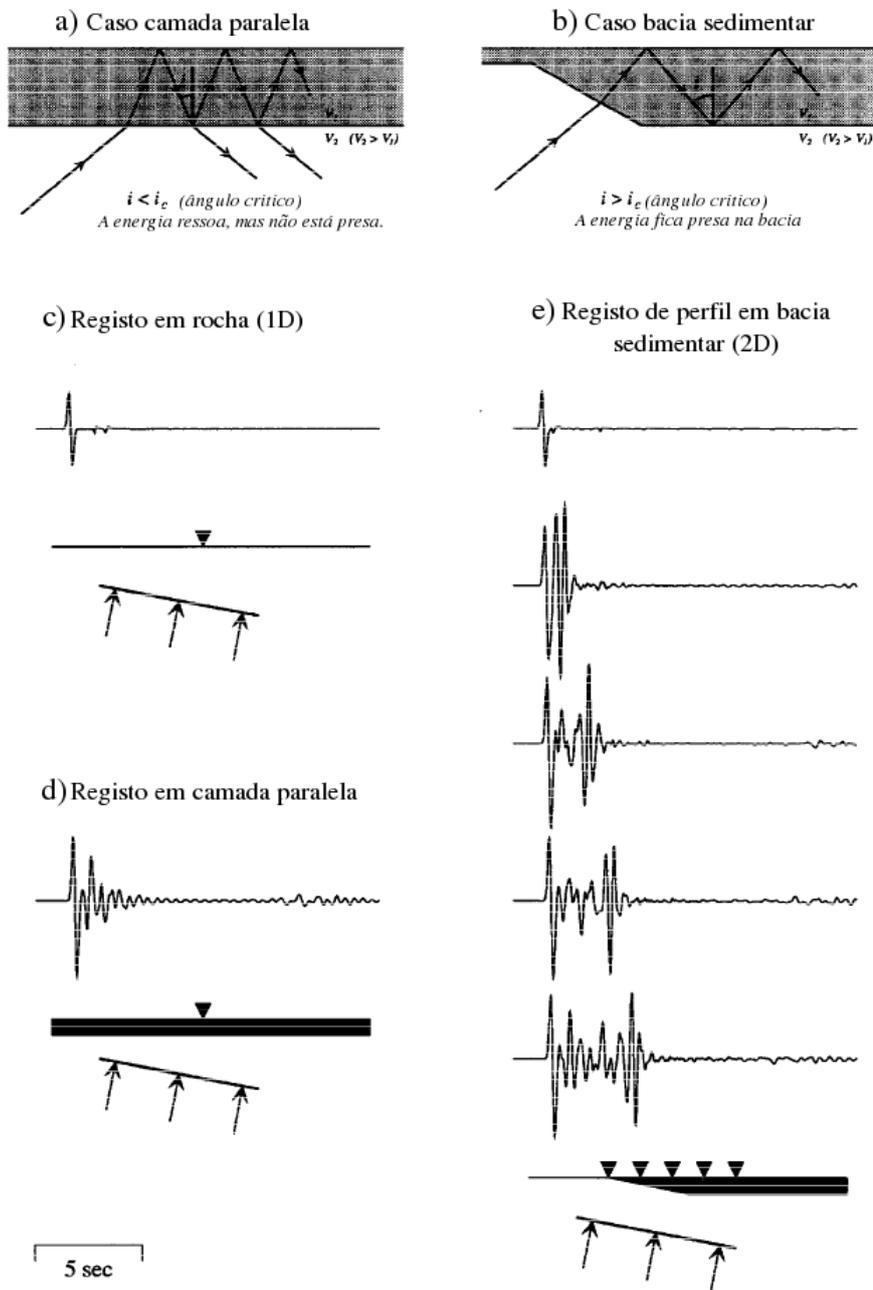


Figura 2.4: Os dois painéis superiores demonstram o mecanismo de aprisionamento das ondas sísmicas: a) numa camada paralela e b) numa bacia sedimentar. Os painéis inferiores representam sismogramas sintéticos para: c) rocha, d) camada de solo e e) um perfil de estações ao longo de uma bacia sedimentar. Adaptado de [Graves \(1996\)](#)

(Bezzeghoud et al., 2011). Na figura 2.5 está ilustrado o efeito que a bacia do VIT causa na velocidade máxima das ondas sísmicas que pode ser atingida à superfície.

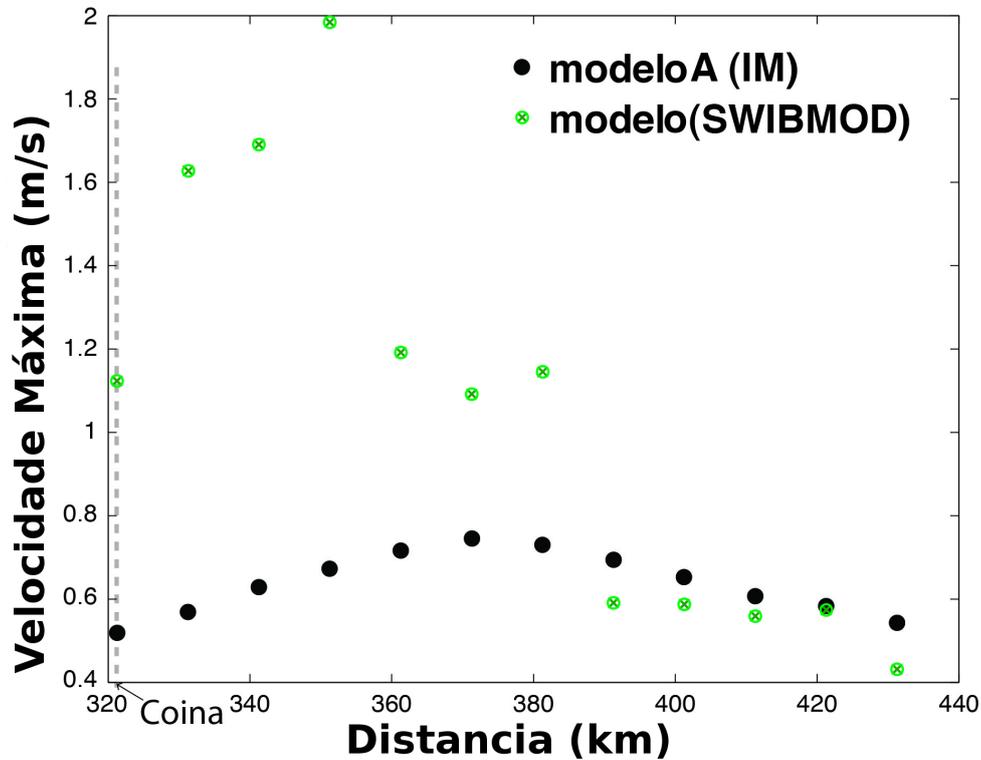


Figura 2.5: Efeito da bacia do vale do Tejo. Comparação entre velocidades máximas obtidas através de simulações com um modelo de velocidades 3D (SWIBMOD) e 1D (IM). Adaptado de Bezzeghoud et al. (2011)

2.3 Modelos de velocidade de Bacias

O objectivo do desenvolvimento do modelo de velocidades apresentado neste estudo é a simulação computacional da propagação de ondas sísmicas no Vale Inferior do Tejo. Essa simulação, a ser feita fora do âmbito deste trabalho, utiliza o programa E3D, de diferenças finitas, desenvolvido por Larsen and Schultz (1995). A contribuição deste trabalho é feita no sentido de melhorar o SWIBMOD2006 realizado por Grandin et al. (2007a,b) na região do VIT.

O método das diferenças finitas é há muito utilizado para calcular a propagação de ondas sísmicas em bacias sedimentares em vários locais do globo: Itália ([Sandron et al., 2011](#); [Moczo et al., 1996](#)), Israel ([Gvirtzman and Louie, 2010](#)), costa oeste dos Estados Unidos da América ([Kim et al., 2010](#); [Dolenc et al., 2005](#)), Japão ([Hayashida et al., 2010](#)), Espanha ([Schenkovi and Zahradnik, 1996](#)), etc.

Em Portugal foram realizadas simulações recorrendo ao E3D por [Grandin et al. \(2007b\)](#), mas estas são para todo o SW de Portugal e têm um passo mínimo de 0.6 km o que apenas lhe permite chegar a uma frequência máxima de 0.5 Hz ([Grandin et al., 2007a](#)).

O modelo de velocidades apresentado no capítulo 3 tem como base o SWIB-MOD2006 [Grandin et al. \(2007b\)](#), localiza-se na região do VIT, ou seja entre as longitudes 10 e 7.3 Este e as latitudes 38.4 e 39.9 Norte (figura 4.1) e tem como objectivo final permitir a simulação de movimentos sísmicos que poderão atingir a frequência de 1.2 HZ. Este modelo considera os parâmetros fundamentais seguintes: profundidade e topografia da bacia, as várias camadas dependentes da idade estratigráfica, velocidade de propagação das ondas P e S e densidade do meio.

2.4 Ruído Sísmico

2.4.1 Definição

O ruído sísmico é o constante vibrar da superfície da Terra a diferentes frequências, com amplitudes muito baixas, na ordem dos 10^{-4} e os 10^{-2} cm ([Okada, 2003](#)). Este ruído sísmico é também denominado por microtremores ou microsismos.

O estudo do ruído sísmico só se tornou relevante a partir da segunda metade do século XX, quando a instrumentação permitiu a realização de registos digitais de elevada qualidade, mas já desde o fim do século XIX este tipo de movimento do solo foi observado quando [Bertelli \(1872\)](#) instalou um pêndulo durante vários anos e verificou que este, por vezes, se movimentava durante várias horas ou dias e verificou uma correlação entre os microsismos e a pressão do ar. Durante o início do século XX houve estudos em torno do tema do ruído sísmico: Banerji em

1924 e 1925 relacionou os microssismos com as condições meteorológicas e com as ondas oceânicas e Gutenberg citou no seu trabalho de 1958 uma bibliografia com cerca de 600 referências sobre microssismos ([Bonney-Claudet et al., 2004](#)).

Entre os anos 1950 e 1970, com a evolução do equipamento de registo sísmico, surgiram várias técnicas de tratamento e interpretação do ruído, entre estas estão o método da razão espectral (SSR - Standard Spectral Ratio) que relaciona o sinal de uma estação colocada sobre sedimentos com o sinal de uma estação de referência colocada sobre rocha. O método de Nakamura designado também por H/V ([Nakamura, 1989](#)) - técnica utilizada neste estudo - baseia-se no cálculo da razão entre o espectro de amplitude da componente horizontal e da componente vertical do registo sísmico de uma estação. Há ainda técnicas de processamento que utilizam o sinal de várias estações, dispostas em array, e que se baseiam na análise do número de onda (f-k) ([Capon, 1969](#)).

O resultado dos estudos sobre a origem do ruído sísmico revelou uma divisão na sua proveniência: uma natural e outra antrópica. O ruído de origem natural, e denominado por "microssismos", é causado pelas marés, vento ou condições meteorológicas, e tem frequências típicas inferiores a 1 Hz. O ruído antrópico, denominado por "microtremores", é causado por actividades humanas e apresenta frequências sempre superiores a 1 Hz. A divisão a 1 Hz pode ser alterada para menores frequências em bacias sedimentares onde pode existir energia suficiente para excitar microtremores abaixo desse limite.

A composição do ruído sísmico é ainda um tema em aberta discussão e pode ser definida segundo três razões:

- A razão entre ondas de volume e ondas de superfície;
- A razão entre ondas de Love e ondas de Rayleigh;
- A razão entre o modo fundamental das ondas de Rayleigh e os seus modos superiores.

O actual estado desta discussão apenas nos permite afirmar que o ruído com frequências abaixo de 1 Hz é fundamentalmente constituído por ondas superficiais, sendo o modo fundamental das ondas de Rayleigh predominante ([Yamanaka et al., 1994](#)). Para frequências superiores a 1 Hz não existem estudos conclusivos ([Bonney-Claudet et al., 2006](#)).

2.4.2 Técnica de Nakamura

A técnica de Nakamura, também designada por H/V (razão entre a amplitude do espectro de Fourier da componente horizontal e a componente vertical) é uma técnica experimental para determinar algumas características de depósitos sedimentares, como a espessura ou a velocidade de propagação das ondas sísmicas nesses depósitos, e as frequências de ressonância propiciadas pelo meio.

Esta técnica foi apresentada pela primeira vez por [Nogoshi and Igarashi \(1971\)](#) e estudada a fundo e popularizada por [Nakamura \(1989\)](#). Este autor definiu que os efeitos de sítio atribuídos a efeitos no subsolo e na superfície podem ser modelados através da razão entre os espectros horizontal (H_f) e vertical (V_f) da forma de onda do ruído sísmico registado à superfície. Quando o registo é feito na superfície de uma bacia sedimentar a razão H/V fornece-nos uma função de transferência da bacia através da equação:

$$H/V = \frac{H_f}{V_f} = \frac{A_h * H_b + H_s}{A_v * V_b + V_s} = \frac{H_b}{V_b} \cdot \frac{[A_h + \frac{H_s}{H_b}]}{[A_v + \frac{V_s}{V_b}]}, \quad (2.1)$$

onde :

- H_b e V_b são respectivamente os espectros dos movimentos horizontal e vertical na base da camada sedimentar, estes podem ser substituídos por H_r e V_r no caso de um registo em rocha firme;

- H_s e V_s são respectivamente os espectros das direcções horizontal e vertical das ondas de Rayleigh;

- A_h e A_v são respectivamente as amplificações, horizontal e vertical, causadas pelas ondas de volume que incidem na bacia verticalmente.

Esta interpretação é baseada nas seguintes assumpções:

1. Na base da bacia os efeitos das ondas de Rayleigh são iguais para as componentes horizontal e vertical.
2. A componente horizontal dos microtremores é amplificada através de múltiplas reflexões das ondas S e a componente vertical por múltiplas reflexões das ondas P.
3. Os efeitos das ondas de Rayleigh são apenas detectados no espectro vertical da superfície e não no espectro vertical da base.

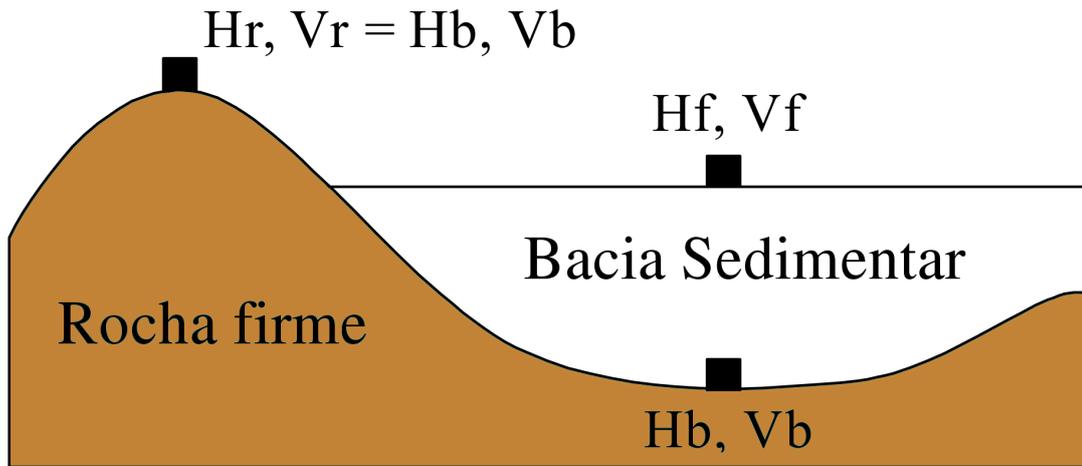


Figura 2.6: Estrutura geológica típica de uma bacia sedimentar (adaptado de Nakamura (2000)). H_r e V_r - Registos, horizontal e vertical, de um sismómetro em rocha firme; H_f e V_f - Registos, horizontal e vertical, de um sismómetro sobre uma bacia sedimentar; H_b e V_b - Registos, horizontal e vertical, de um sismómetro na base de uma bacia sedimentar.

4. Em rocha firme e para uma gama de frequências entre os 0.2 e os 20 Hz

$$\frac{H_b}{V_b} \approx 1$$

Assumindo uma predominância das ondas de Rayleigh obtemos a seguinte razão:

$$H/V = \frac{H_s}{V_s} \quad (2.2)$$

Esta razão, entre as componentes horizontal e vertical de um registo da mesma estação, representa uma função de transferência correspondente à resposta da coluna geológica do local de registo (Nakamura, 2000).

A técnica de Nakamura têm sido muito discutida com vários cientistas, os quais afirmam que esta apresenta lacunas teóricas (Lachet and Bard, 1994). Apesar dessa discussão a técnica já foi aplicada em várias zonas do mundo e é geralmente aceite que o primeiro pico de frequência registado pelo método de Nakamura corresponde à frequência fundamental do local do registo, e que a amplitude está pouco relacionada com o efeito de amplificação local e pode ser negligenciada para esse efeito (Barnaba, 2006).

Neste trabalho, para o calculo da razão H/V utilizamos o programa GE-OPSY, baseado no algoritmo J-SESAME produzido pelo consórcio SESAME

(Bard, 2004). Este programa permite aplicar várias técnicas de tratamento de sinal sísmico, entre elas a análise H/V ou a análise de frequência de número de onda ($f - k$) e tem uma interface gráfica orientada para o utilizador. Furtado (2010) verificou a aplicabilidade da técnica de Nakamura na bacia do VIT através da utilização do programa GEOPSY. E foi com base nos resultados obtidos neste trabalho que se definiram os parâmetros de selecção automática das janelas temporais e de processamento dessas janelas no GEOPSY.

2.4.3 Inversão das curvas H/V

O objectivo do presente trabalho é fundamentalmente a definição de um modelo de velocidades e para tal tornou-se necessário inverter as curvas H/V, à semelhança do que foi feito por Furtado (2010).

Para a realização dessa inversão das curvas H/V calculadas pelo GEOPSY e obtenção da profundidade ou da velocidade das ondas S num local foi utilizado o conjunto de rotinas ModelHVSR (Herak, 2008).

O ModelHVSR é um conjunto de funções desenvolvido para o Matlab[®] com um interface gráfico. Entre as funções do programa existem duas que foram utilizadas no decorrer deste trabalho:

1) AMP_HVSR que calcula um espectro H/V sintético de acordo com os seguintes parâmetros: V_p , V_s , densidade, espessura de camada e factores de atenuação Q .

2) INV_HVSR que permite fazer inversão de espectros H/V pelo método de Monte Carlo, através de perturbações dos parâmetros referidos no ponto anterior, com o objectivo de encontrar a curva que melhor se ajusta ao espectro observado.

No desenvolvimento deste programa o autor considerou que as ondas sísmicas mais importantes para a composição do ruído sísmico são as ondas de volume que incidem verticalmente na bacia, seguindo a tendência demonstrada por Nakamura (2000). O autor reconhece que devido a esta aproximação, a inversão de espectros H/V de registos de ruído sísmico realizados em grandes cidades, onde uma parte considerável do espectro de ruído ambiental é predominado por ondas de superfície (Bonney-Claudet et al., 2006), deve ser avaliado de forma crítica (Herak, 2008).

Na inversão de qualquer modelo real, descrito pelos parâmetros referidos em 1), em que estes são correlacionados, existe o numero infinito de soluções possíveis. Para que as soluções apresentadas pelo programa sejam únicas apenas pode existir uma incógnita nos parâmetros, o que implica a imposição de constrangimentos.

A forma de utilização destas rotinas encontra-se pormenorizada na secção [4.4](#).

Capítulo 3

O Modelo de velocidades 3D da bacia do VIT

3.1 Introdução

O modelo de velocidades desenvolvido no decorrer deste estudo foi construído com base no modelo SWIBMOD2006 publicado por [Grandin et al. \(2007a\)](#). Para este efeito foram utilizados dados de sísmica, sondagens profundas e inversão dos potenciais magnético e gravimétrico ([Carvalho, 2003](#)). Esse processo foi efectuado na seguinte ordem:

- 1) Familiarização com o modelo SWIBMOD2006 ([Grandin et al., 2007a](#)) e construção de rotinas complementares ao programa VFGEN (gera modelos de velocidades para o E3D ([Larsen and Schultz, 1995](#))) destinados ao manuseamento de dados;

- 2) Introdução dos dados tratados por [Carvalho et al. \(2006\)](#), [Pinto \(2011\)](#) e reinterpretação dos dados dos potenciais e de perfis de sísmica profunda efectuados no âmbito dos projectos LISMOT e NEFITAG;

- 3) Junção e compatibilização dos dados provenientes do SWIBMOD2006 e dos referidos anteriormente (2) ;

- 4) Construção do novo modelo de velocidades, LISMOD2012;

- 5) Validação do LISMOD2012 através da construção de secções a partir das quais foram verificadas as interpolações efectuadas.

3.2 O modelo SWIBMOD2006

[Grandin et al. \(2007a\)](#) desenvolveu uma metodologia e o programa correspondente VFGEN que gera um modelo de velocidades para a zona SW da Ibéria, o SWIBMOD2006. O programa gera um modelo constituído por 9 camadas para uma região geográfica compreendida entre as latitudes 34°N e 40°N, e entre as longitudes 13°W e 5°W. O modelo SWIBMOD2006 integra informação proveniente de três tipos de fonte (ver figura 3.1):

- 1) perfis de reflexão e refração de grande ângulo que detectam estruturas profundas na crosta e até à MOHO;
- 2) perfis de reflexão e refração de grande resolução, constrangidos por informação de sondagens nas bacias sedimentares;
- 3) dados de modelação gravítica para constranger as variações laterais na crosta.

As 9 camadas que constituem o modelo representam na verdade apenas 5 (sendo que a crosta se encontra dividida como está demonstrado na tabela 3.1 e o soco representa apenas a divisão entre os sedimentos e a crosta). São elas: a água, os sedimentos do Neogénico, os sedimentos do Mesozóico, a crosta e o manto.

Tabela 3.1: Parâmetros do modelo de velocidades à priori. V_p : velocidade das ondas P; V_s : velocidade das ondas S; ρ : densidade do meio; Q : factor de atenuação. Retirado de [Grandin et al. \(2007a\)](#)

Camadas	V_p (km s^{-1})	V_s (km s^{-1})	ρ (g cm^{-3})	Q
Água do Oceano	1.50-1.50	0.00-0.00	1.03-1.03	50-50
Sedimentos do Neogénico	2.60-2.60	1.50-1.50	1.90-1.90	150-220
Sedimentos do Mesozóico	4.50-5.00	2.60-2.87	2.50-2.60	300-500
Soco	5.75-5.75	3.32-3.32	2.77-2.77	500-500
Crusta Superior	5.75-6.25	3.32-3.61	2.77-2.81	500-700
Crusta Superior	6.25-6.35	3.61-3.67	2.81-2.82	700-800
Crusta Média	6.35-6.55	3.67-3.78	2.82-2.90	800-1000
Crusta Inferior	6.55-6.85	3.78-3.95	2.90-3.00	1000-1500
Manto	8.00-8.20	4.62-4.73	3.17-3.28	2000-2000

Para calcular a velocidade das ondas S foi utilizado um rácio V_p/V_s de 1.73.

A informação contida no SWIBMOD2006 sobre a bacia do VIT é escassa e não é representativa da sua complexidade estrutural, como se pode verificar na figura 3.1 que apresenta os pontos representativos da profundidade do Cenozóico (camada 2 do modelo) para a zona em estudo. O objectivo de [Grandin et al. \(2007b\)](#) foi realizar simulações para uma grande zona, o sudoeste de Portugal. Devido a custos computacionais, apenas foram determinados modelos de baixa resolução (o menor passo utilizado foi de 0.6km), não necessitando assim o modelo de mais informação para além da estritamente necessária.

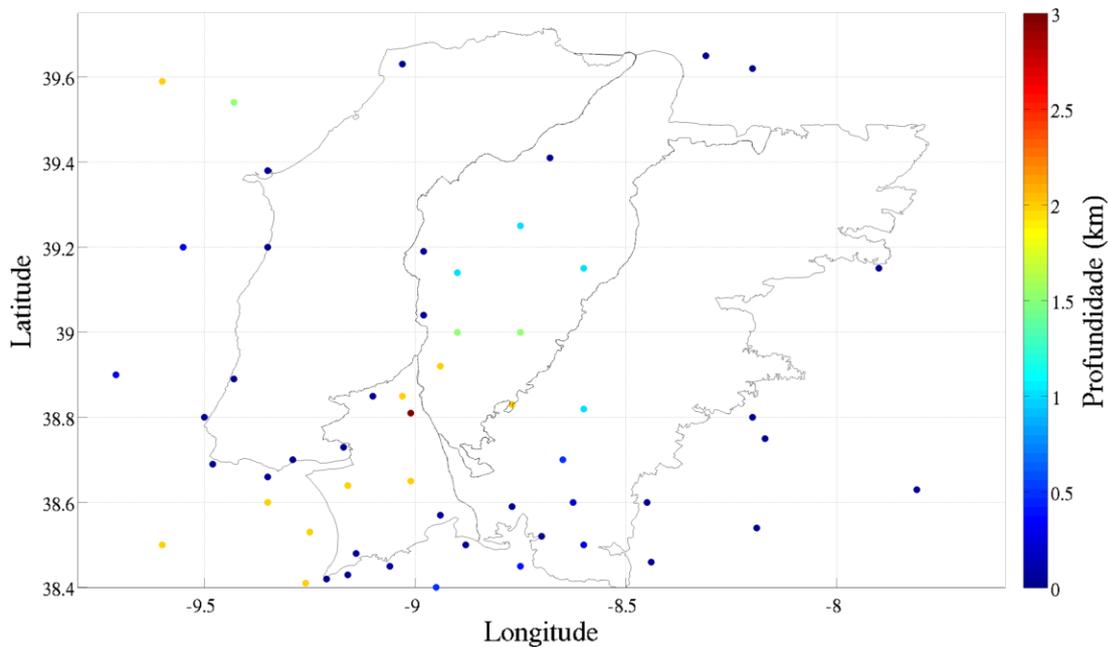


Figura 3.1: Localização geográfica dos pontos para os quais existe informação geofísica sobre a profundidade da base do Cenozóico na bacia do VIT no modelo apresentado por [Grandin et al. \(2007b\)](#)

3.3 Tratamento dos Dados

Para actualizar o modelo SWIBMOD2006 foram introduzidos dados geofísicos provenientes de sísmica de reflexão ([Carvalho, 2003](#), e informação especial) previamente reinterpretados no âmbito dos projectos LISMOT e NEFITAG. Estes dados contêm informação relativa às profundidades do Cenozóico, e das forma-

ções do Mesozóico (Montejunto e Brenha) (figuras 3.2b e 3.2c). Para o topo do Paleozóico os dados tem origem nos perfis de reflexão sísmica, dados de modelação magnética, nas sondagens profundas utilizados na prospecção petrolífera e de hidrogeologia (figura 3.3). Para complementar os dados geofísicos do Cenozóico foram utilizados dados de gravimetria (figura 3.6a).

O tratamentos dos dados geofísicos seguiu os seguintes passos:

- 1) Transformação de coordenadas para um sistema comum (WGS84) realizada no ARCGIS;
- 2) Converter o tempo duplo (s), dos perfis de reflexão previamente interpretados, para profundidade (m);
- 3) Definir as diferentes zonas consoante as camadas existentes;
- 4) Interpolar os dados geofísicos;
- 5) Incluir os dados resultantes ao VFGEN.

A primeira tarefa foi transformar as coordenadas Datum73 em coordenadas geográficas utilizando o ArcGIS. O sistema Datum73, centro de rede geodésica Portuguesa, é um sistema cartesiano baseado no sistema Hayford-Gauss com o centro na Melriça (39° 41' 37.30", -8° 07' 53.31").

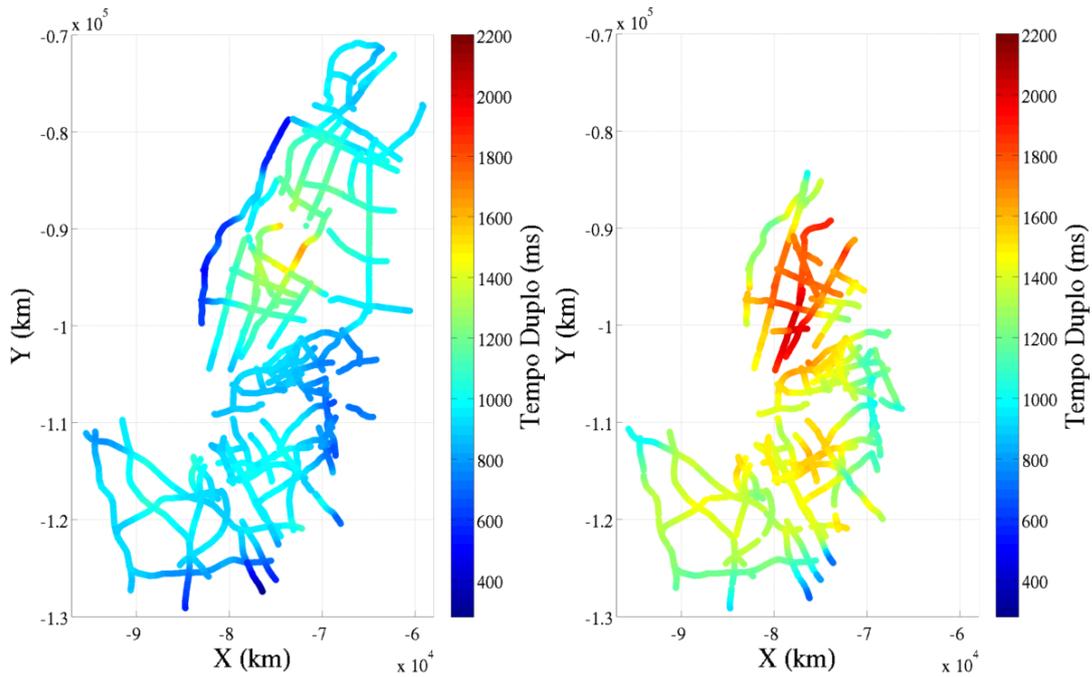
Seguidamente foram transformados os dados, originalmente em tempo duplo, todos à excepção dos dados do Paleozóico (visto estes já se encontrarem em profundidades) para profundidades. Para isso foi desenvolvido um programa com base na seguinte equação (Jaspen, 1993):

$$\Delta z = \frac{1}{k}(v_0 + kZ_t)(e^{k\Delta T/2} - 1), \quad (3.1)$$

onde Δz é a profundidade da camada em estudo, Z_t é a profundidade da base da camada superior, ΔT é a profundidade da camada em estudo (em tempo duplo), v_0 (velocidade no topo de uma camada) e k são constantes que foram deduzidas do declive das rectas de velocidade representadas na figura 3.4. Essas rectas foram produzidas por dados de sondagens geológicas, VSP's e diagrfias. Têm as seguinte equações, na forma $v = v_0 + kz$:

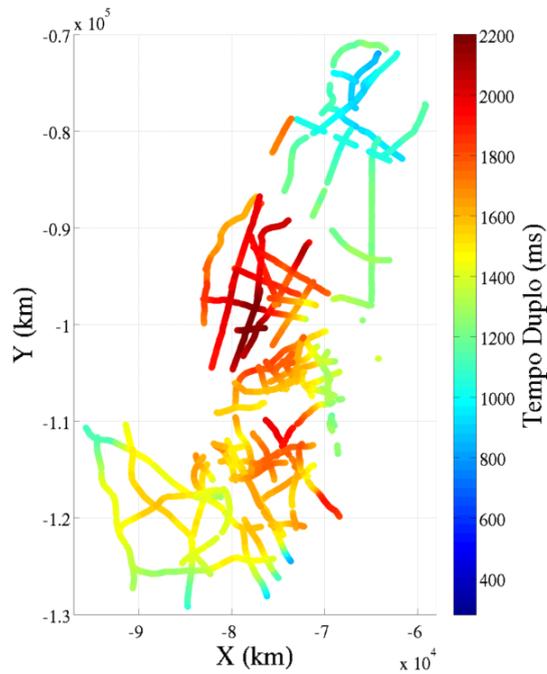
Para o Cenozóico:

$$v = 1837 + 1.37z \quad (3.2)$$



(a) Localização dos perfis da Sísmica com informação acerca da profundidade do Cenozóico

(b) Localização dos perfis da Sísmica com informação acerca da profundidade do horizonte Montejuento



(c) Localização dos perfis da Sísmica com informação acerca da profundidade do horizonte Brenha

Figura 3.2: Localização e tempo duplo dos perfis de Sísmica de reflexão conforme reinterpretados por [Carvalho \(2003\)](#), no âmbito do projecto LISMOT.

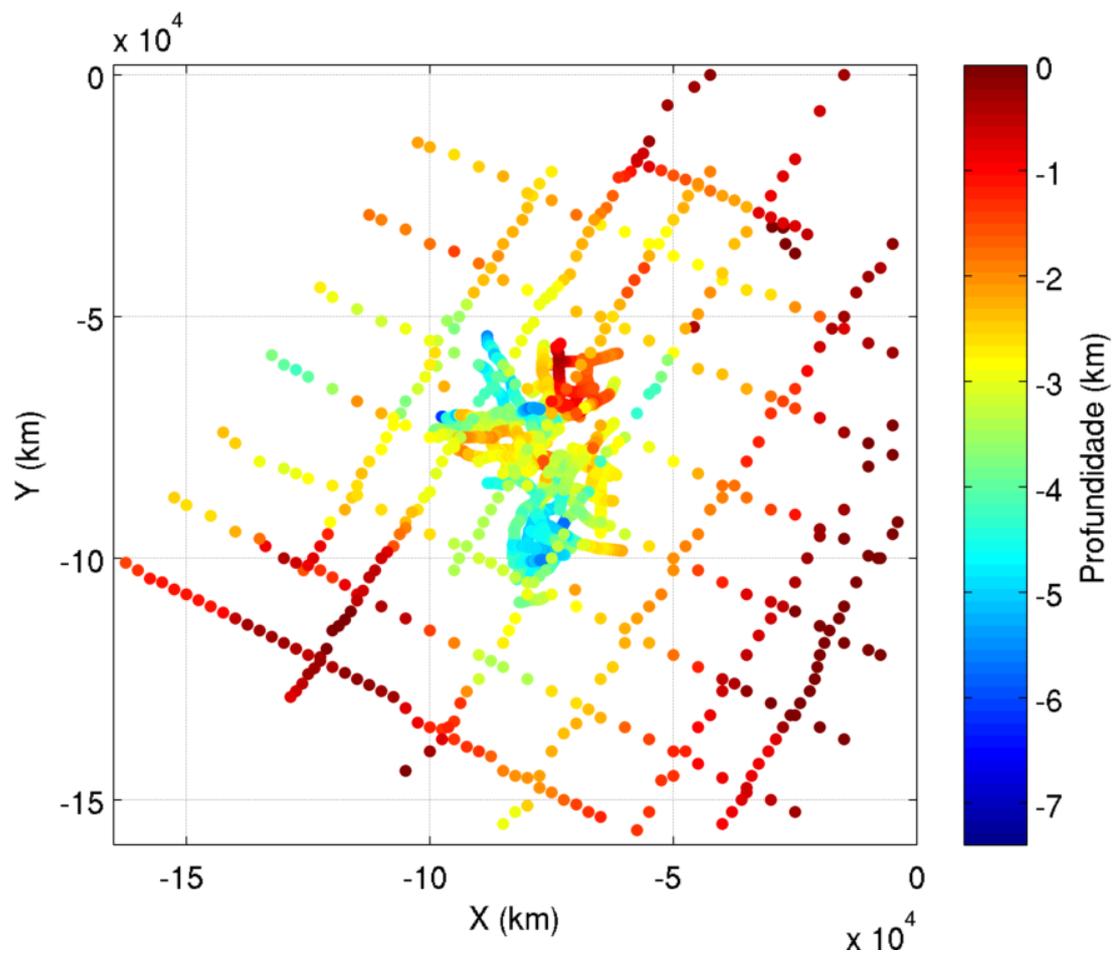


Figura 3.3: Localização geográfica e profundidade do Paleozóico obtidos a partir da sísmica e da inversão dos dados magnéticos (Carvalho, 2003)

Para o Montejuento:

$$v = 4236 + 0.83z \quad (3.3)$$

Para Brenha:

$$v = 5008 + 0.47z \quad (3.4)$$

Onde v é a velocidade da propagação das ondas P a calcular e z é a profundidade a que essa velocidade é calculada (Carvalho, 2003).

De notar que apesar da literatura referir que a profundidade máxima para os sedimentos do Cenozóico é de 2000m (Cabral et al., 2003), os nossos cálculos com os perfis reinterpretados, como mostra a figura 3.6a, apresentam um máximo de quase 2800 m. Este resultado está em acordo com o estudo recentemente publicado por Carvalho et al. (2008b).

Com base nos dados geofísicos disponíveis e na geologia de superfície a área em estudo foi dividida em quatro (figura 3.5), consoante a sua estrutura geológica inferida a partir da interpretação da geologia de superfície, dos dados de sondagens profundas e da análise dos perfis sísmicos e modelação gravimétrica. A estrutura geológica de cada zona é a seguinte:

-Zona I - 1) Cenozóico, 2) Cretácico e Jurássico superior, 3) Jurássico médio e inferior, 4) Paleozóico

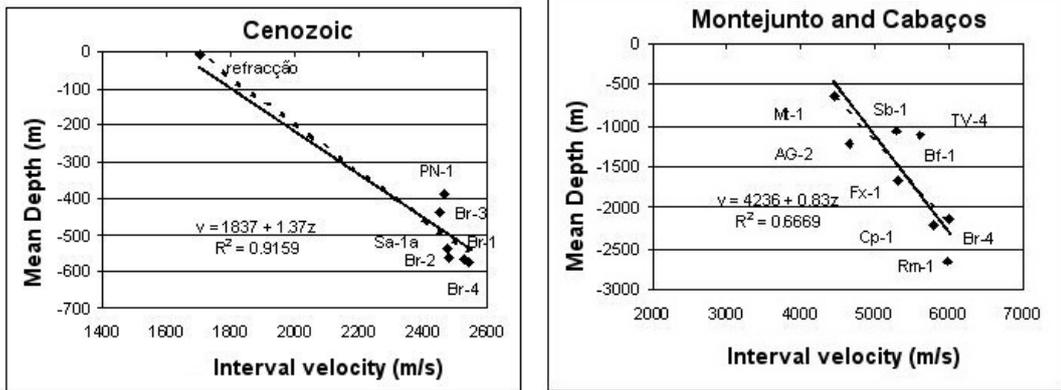
-Zona II - 2) Cretácico e Jurássico superior, 3) Jurássico médio e inferior, 4) Paleozóico

-Zona III - 1) Cenozóico, 3) Jurássico médio e inferior, 4) Paleozóico

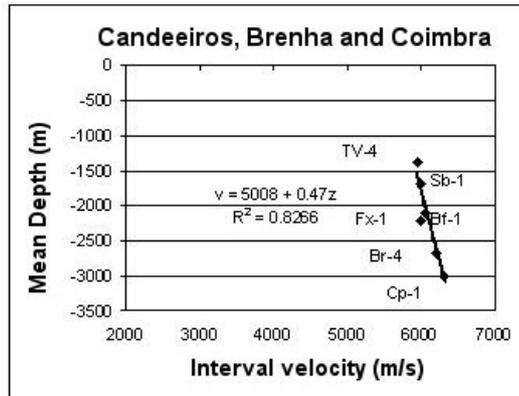
-Zona IV - 1) Cenozóico, 4) Paleozóico

Após efectuada a análise dos dados geofísicos de cada camada, identificamos a localização por zonas (figura 3.6). Com a maioria dos dados geofísicos localizados apenas na zona I, e como o SWIBMOD2006 apenas considera uma camada para o Mesozóico, optou-se por utilizar apenas os dados geofísicos da formação de Brenha para definir a base dessa camada na zona I. Nas restantes zonas, o Mesozóico foi definido como a diferença entre a base do Cenozóico e o topo do Paleozóico (camadas 2 e 4).

Para a definição da base do Cenozóico, foram utilizados dados de sísmica de reflexão, quando presentes, caso da zona I e III. Para complementar a zona III, foram utilizados dados de gravimetria. Para a zona 4, como são consideradas



(a) Velocidade das ondas P para o Cenozóico (b) Velocidade das ondas P para Montejuento



(c) Velocidade das ondas P para Brenha

Figura 3.4: Rectas de velocidade das ondas P para as várias camadas (adaptado de [Carvalho et al., 2005](#))

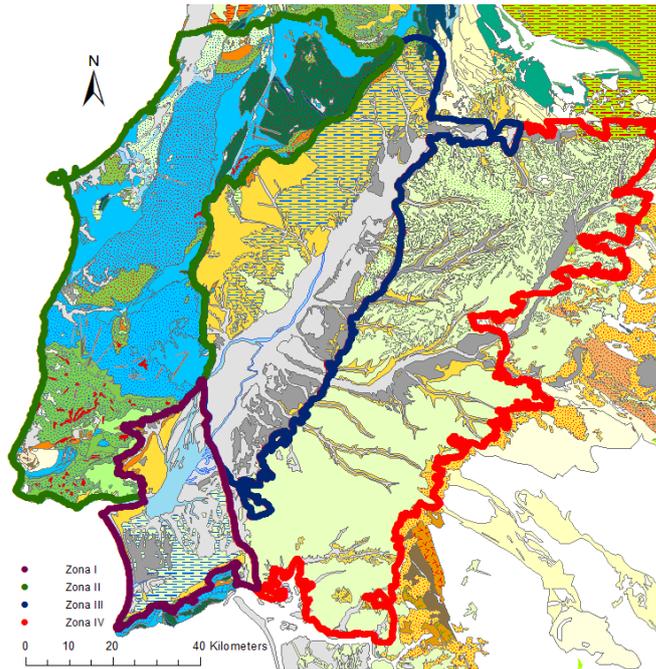


Figura 3.5: Zonas definidas para o modelo do VIT

apenas o Cenozóico e o Paleozóico como camadas estratigráficas existentes, consideramos como base do Cenozóico as profundidades obtidas a partir dos dados de magnética do topo do Paleozóico.

O passo que se seguiu foi a interpolação dos dados para uma grelha de 250 m, para o qual foram utilizadas diversas funções. A primeira permitiu realizar a distribuição dos pontos conforme as suas zonas utilizando a técnica de Sloan (1985). Depois de alguns testes a metodologia aplicada revelou-se correcta e bastante eficaz. A segunda função permitiu realizar a interpolação. A técnica utilizada para definir a interpolação consistiu em determinar os pontos mais próximos do ponto a interpolar e aplicar a equação 3.5:

$$Z_f = \frac{\sum_{i=1}^n Z_i/d_i^4}{\sum_{i=1}^n 1/d_i^4} \quad (3.5)$$

Esta equação representa uma média ponderada da profundidade Z_i em relação à sua distancia, d_i , ao ponto a interpolar.

O ultimo passo do tratamento dos dados geofísicos foi adicionar o resultado da interpolação aos pontos do SWIBMOD2006, da figura 3.1, com o resultado

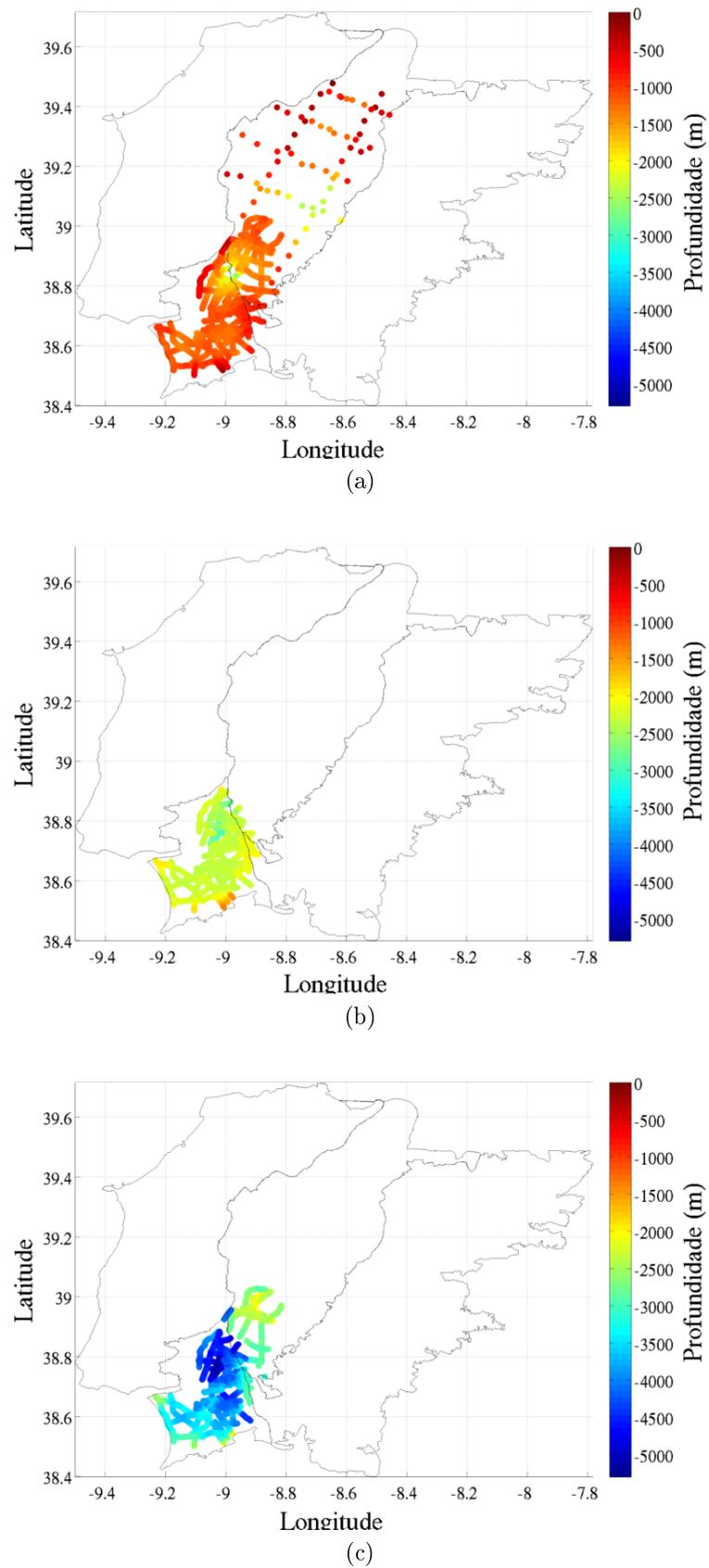


Figura 3.6: Dados originais sobre a) Base do Cenozóico obtido pelos perfis de sísmica (tempo duplo convertido em km) e gravimetria (pontos); b) Profundidade do horizonte Montejunto obtido pelos perfis de sísmica (tempo duplo convertido em km); c) Profundidade do horizonte Brenha obtido pelos perfis de sísmica (tempo duplo convertido em km).

demonstrado na figura 3.7.

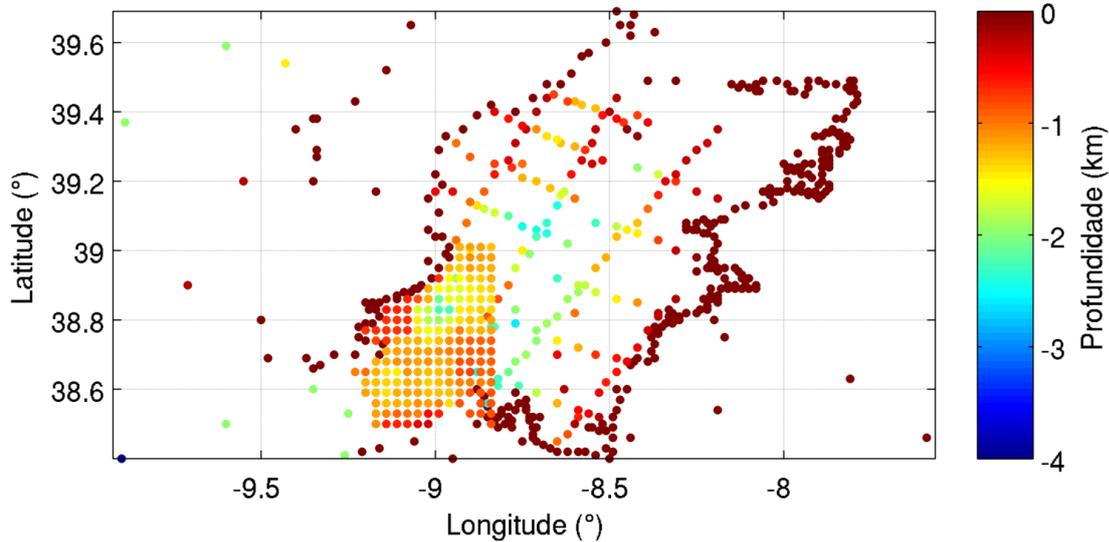


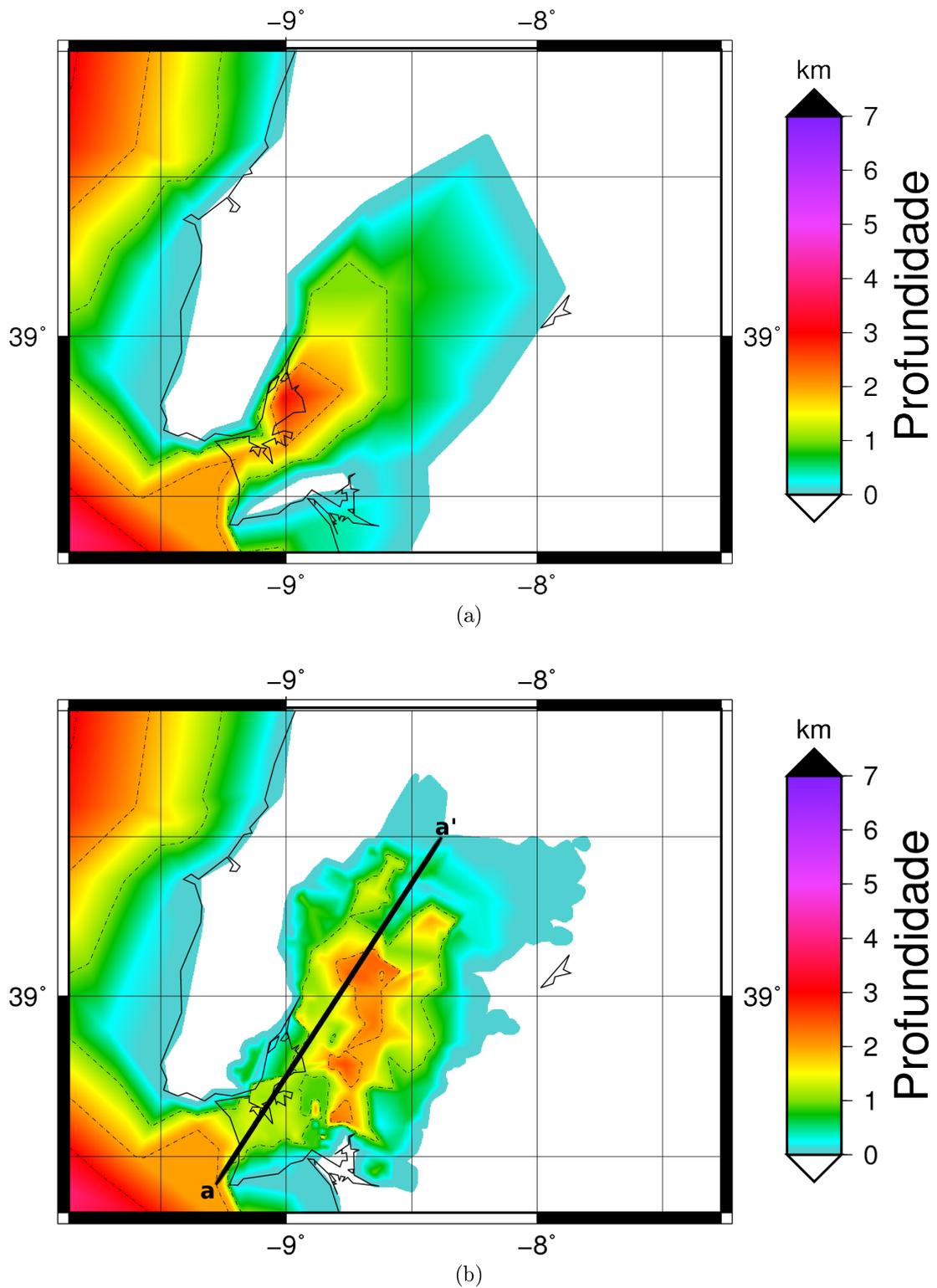
Figura 3.7: Localização geográfica dos pontos onde existe informação sobre a profundidade da base do Cenozoico

Foi também actualizado o valor da velocidade das ondas P para a camada do Cenozoico com base no gradiente calculado pela equação 3.2, e do Paleozoico, com base nos dados de sísmica de reflexão, ficando o modelo final com as propriedades que constam na tabela 3.2.

Recorrendo ao programa VFGEN (agora actualizado), foi gerado um modelo para a região do VIT, com uma malha de passo 250m, o qual foi comparado com o modelo original (SWIBMOD2006), calculado com o mesmo passo de malha. Nas figuras 3.8 e 3.9 encontram-se os dois modelos para a base do Cenozoico e base do Mesozoico, respectivamente. Na figura 3.10 encontra-se a comparação de um corte SW-NE, entre os pontos de coordenadas 9.3W, 38.4N e 8.4W, 39.5N. A localização deste perfil corresponde ao perfil a preto nas figuras 3.8b e A.1. Mais comparações de cortes do modelo de velocidades podem ser vistas no apêndice A. Em qualquer um destes cortes, é evidente o detalhe e a complexidade contidas no modelo mais recente.

Como se pode ver pelas seguintes figuras existem algumas incertezas com o LISMOD2012:

- a) Existem elementos topográficos importantes que são ignorados, como por



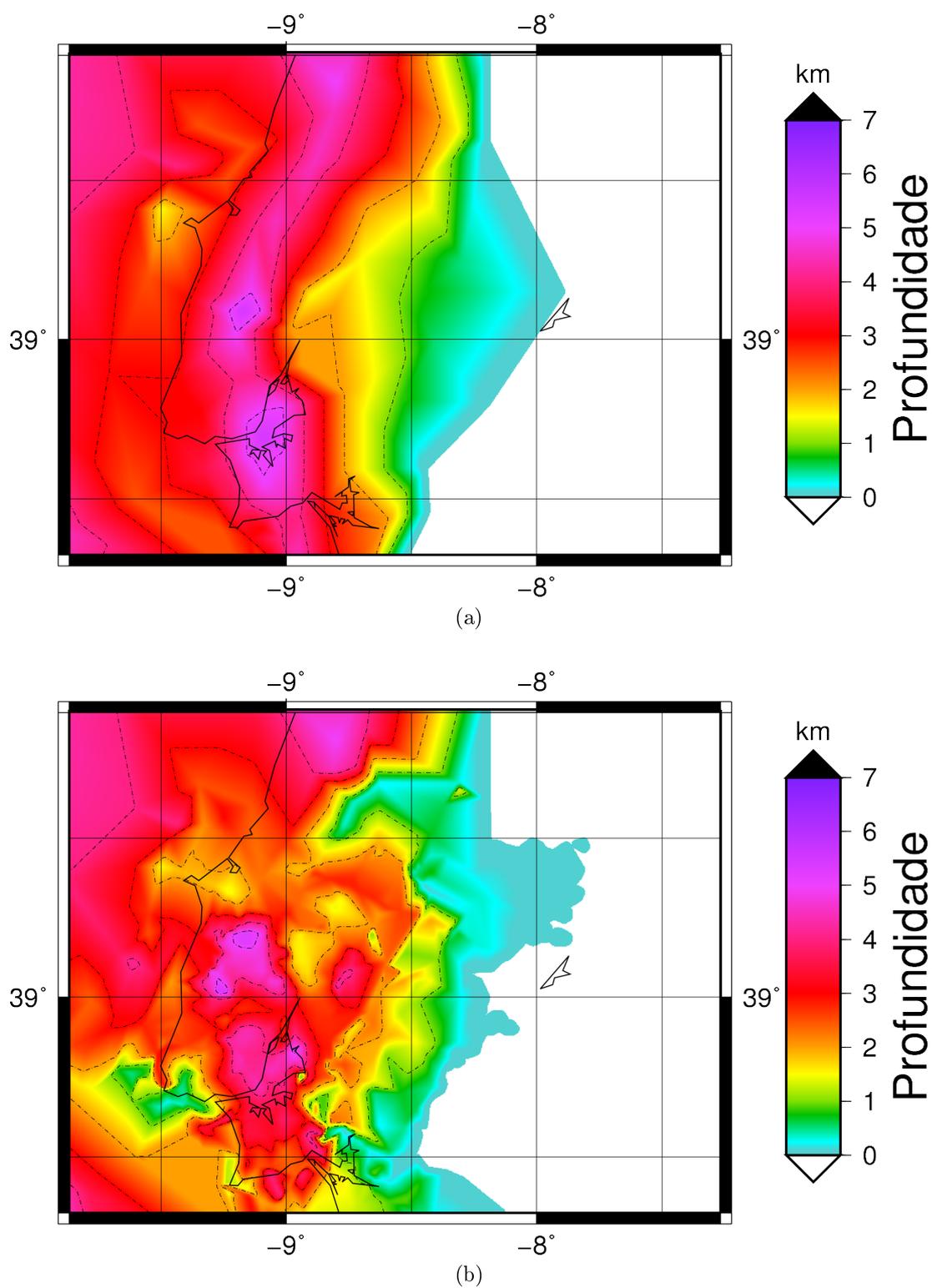


Figura 3.9: Comparação entre o SWIBMOD2006 (a) (Grandin et al., 2007a) e o LISMOD2012 (b) da profundidade a que se encontra a base do Mesozóico. Figuras obtidas a partir do programa VFGEN utilizando uma resolução efectiva do modelo numérico de 250 m.

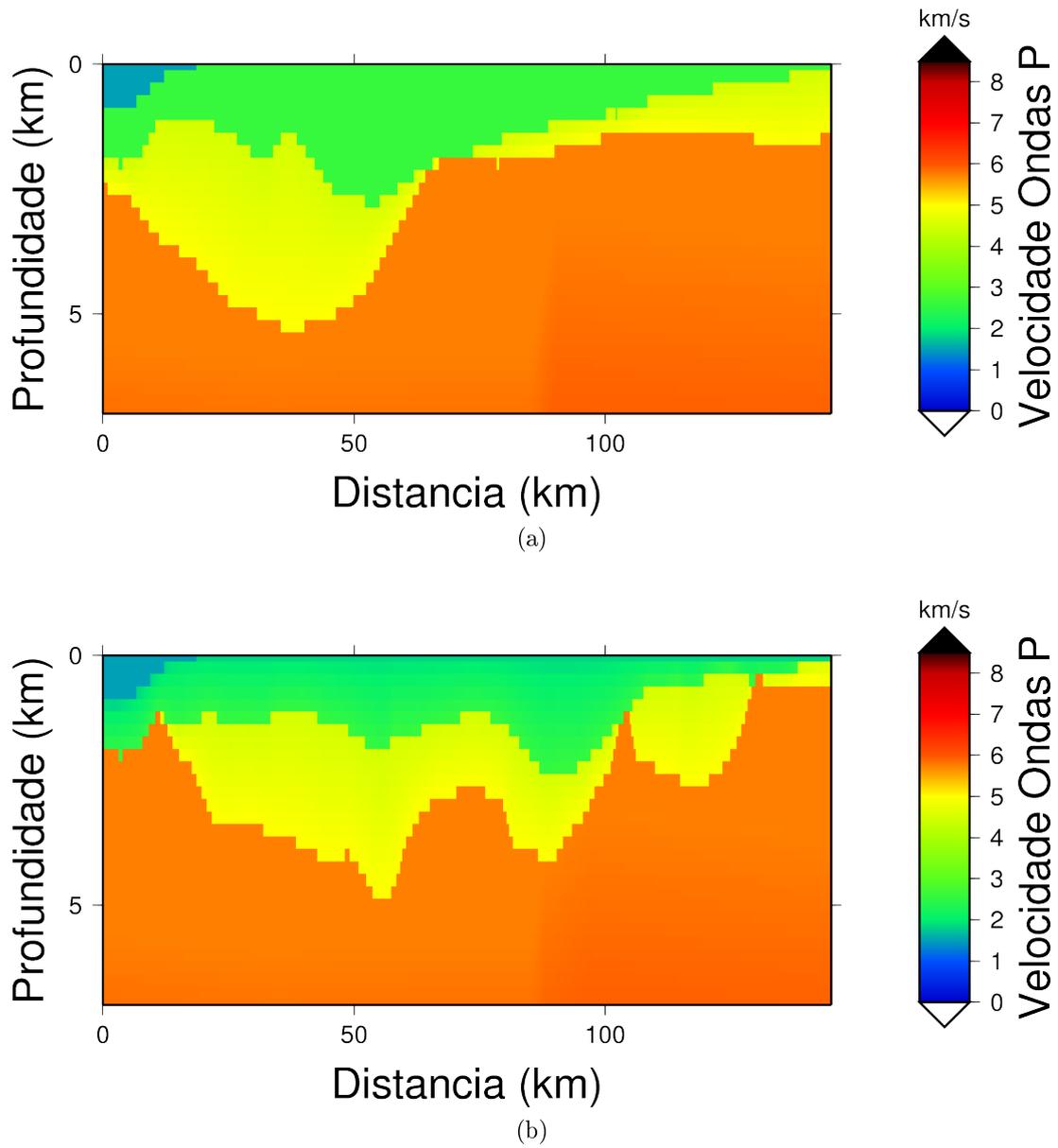


Figura 3.10: Corte ao longo do SWIBMOD2006 (a) (Grandin et al., 2007a) e do LISMOD2012 (b) correspondente ao perfil (a-a') mostrado nas figuras 3.8b e A.1.

Tabela 3.2: Parâmetros para o modelo de velocidades final. V_p : velocidade das ondas P; V_s : velocidade das ondas S; ρ : Densidade; Q : Factor de atenuação

Camadas	V_p (km s^{-1})	V_s (km s^{-1})	ρ (g cm^{-3})	Q
Água do Oceano	1.50-1.50	0.00-0.00	1.03-1.03	50-50
Sedimentos do Neogénico	1.84-2.60	1.06-1.50	1.90-1.90	150-220
Sedimentos do Mesozóico	4.50-5.00	2.60-2.87	2.50-2.60	300-500
Soco	5.52-5.52	3.19-3.32	2.77-2.77	500-500
Crusta Superior	5.75-6.25	3.32-3.61	2.77-2.81	500-700
Crusta Superior	6.25-6.35	3.61-3.67	2.81-2.82	700-800
Crusta Média	6.35-6.55	3.67-3.78	2.82-2.90	800-1000
Crusta Inferior	6.55-6.85	3.78-3.95	2.90-3.00	1000-1500
Manto	8.00-8.20	4.62-4.73	3.17-3.28	2000-2000

exemplo os pontos localizados em 9W, 38.8N na figura 3.7 que na figura 3.8b não são observados devido ao método de interpolação utilizado;

b) As fronteiras impostas pelas zonas não são correctamente respeitadas devido ao método de interpolação e efeito de suavização imposto no pelo VFGEN.

Apesar dos problemas referidos, o LISMOD2012 representa uma evolução considerável em relação ao SWIBMOD2006, pois inclui uma maior quantidade de dados e apresenta grande detalhe relativamente à topografia das camadas em estudo, especialmente da bacia Cenozóica, que anteriormente apenas apresentava um esboço muito geral, sem qualquer tipo de detalhe.

Capítulo 4

Ruído Sísmico

4.1 Introdução

Apesar da actualização do SWIBMOD2006 existem zonas do VIT onde os dados são muito reduzidos e bastante espaçados entre si. Tendo em vista a verificação do modelo previamente estabelecido, realizámos três perfis de ruído sísmico (figura 4.1) com orientação aproximada E-W, tendo um deles coincidido com a primeira parte do perfil interpretado por [Furtado \(2010\)](#). Esse perfil, efectuado entre Vila Franca de Xira e Samora Correia (VFX-SC), consiste em 7 pontos, e continuá-mo-lo por mais 28 pontos a terminar na localidade de Sabugueiro (VFX-SB), com um total de 35 pontos ao longo do perfil. Dos 7 pontos realizados anteriormente, o autor refere que dois destes não podiam ser considerados fiáveis por terem sido efectuados sob o efeito de um forte vento. Após cuidada avaliação foi verificado que o ponto 6 do perfil não era efectivamente utilizável, assim foi realizado um novo registo. No entanto, no caso do ponto 7, foi verificado que as amplificações existentes no registo são reais e causadas pela complexa geologia local.

4.2 Campanha sísmica

4.2.1 Instrumentação

A estação utilizada para a recolha de ruído sísmico, de marca *Guralp* (CMG-6TD), consiste num sistema integrado com 3 sensores de banda larga de 30 s com uma resposta plana entre os 0.033 Hz e os 100 Hz ([Guralp Systems Limited, 2011](#)), GPS, um digitalizador e um registador. Os três eixos, constituídos por três sensores, contidos no interior de uma caixa selada, permitem medir simultaneamente as componentes norte/sul, este/oeste e vertical do movimento do solo. Este equipamento é muito prático para a realização de trabalho de campo por ser leve, robusto, de fácil embalagem e transporte. Para além disso permite uma rápida instalação no campo, não necessitando desbloquear as massas e é apenas ligada a uma fonte de alimentação constituída por uma bateria de 12 volts.

[Furtado \(2010\)](#) efectuou um estudo acerca das condições de aplicabilidade deste tipo de estações e tempos mínimos necessários para estabilização dos sensores, tendo chegado à conclusão que este equipamento é o mais apropriado para este tipo de trabalho nesta região.

4.2.2 Planificação

Os perfis foram planificados com um intervalo entre estações que varia entre os 2,5 e os 3 km, procurando sítios de fácil acesso e fora de propriedades privadas para evitar as dificuldades identificadas durante os trabalhos de campo realizados no âmbito da tese de [Furtado \(2010\)](#).

O primeiro perfil a ser planificado e realizado foi o perfil VFX-SB. Depois de verificar que 7 pontos tinham sido feitos fora do VIT, como se pode verificar na figura 4.1, os dois seguintes perfis, Rio Maior-Montargil (RM-MG) e Lisboa-Cabrela (LSB-CAB), foram programados de igual forma, mas constrangemo-los às fronteiras definidas entre as zonas 3 e 4.

4.2.3 Recolha de dados

A recolha de dados processa-se do seguinte modo:

- 1) Deslocação até ao local previamente determinado na planificação, iniciando o trabalho o mais próximo possível desse local;
- 2) Orientação da estação para o norte geográfico e ajuste da posição vertical;
- 3) Ligar o GPS e a bateria à estação;
- 4) Cobrir a estação com um vaso, para minimizar as influências do vento e das variações de temperatura;
- 5) Realização do registo com duração de uma hora (tempo considerado necessário tendo em vista a estabilização do instrumento e o conteúdo espectral do sinal a registar).

A recolha de dados foi processada através de duas equipas, cada uma com três estações. Após a instalação da primeira estação, a equipa prosseguia para a instalação das duas seguintes. Terminada a tarefa e o tempo de registo, a equipa recolhia as estações. Este processo tornou todo o trabalho de campo bastante rápido, permitindo que em média, as duas equipas conseguissem registar ruído sísmico em cerca de 18 pontos por dia.

Os perfis VFX-SB, RM-MG e LSB-CAB foram planificados de forma a passar, respectivamente, pelas sondagens profundas de Samora Correia, de Santa-rém e Montijo, figura 4.1. Estas sondagens servem para constranger os modelos aquando da inversão. Para além do registo de ruído nestas sondagens foram ainda realizados recolha de ruído sísmico em outras duas sondagens para as quais existe informação da profundidade das diversas camadas, Barreiro e Pinhal Novo (figura 4.1). Estes dados foram utilizados para o estabelecimento do gradiente de velocidades das ondas S para a Bacia do VIT.

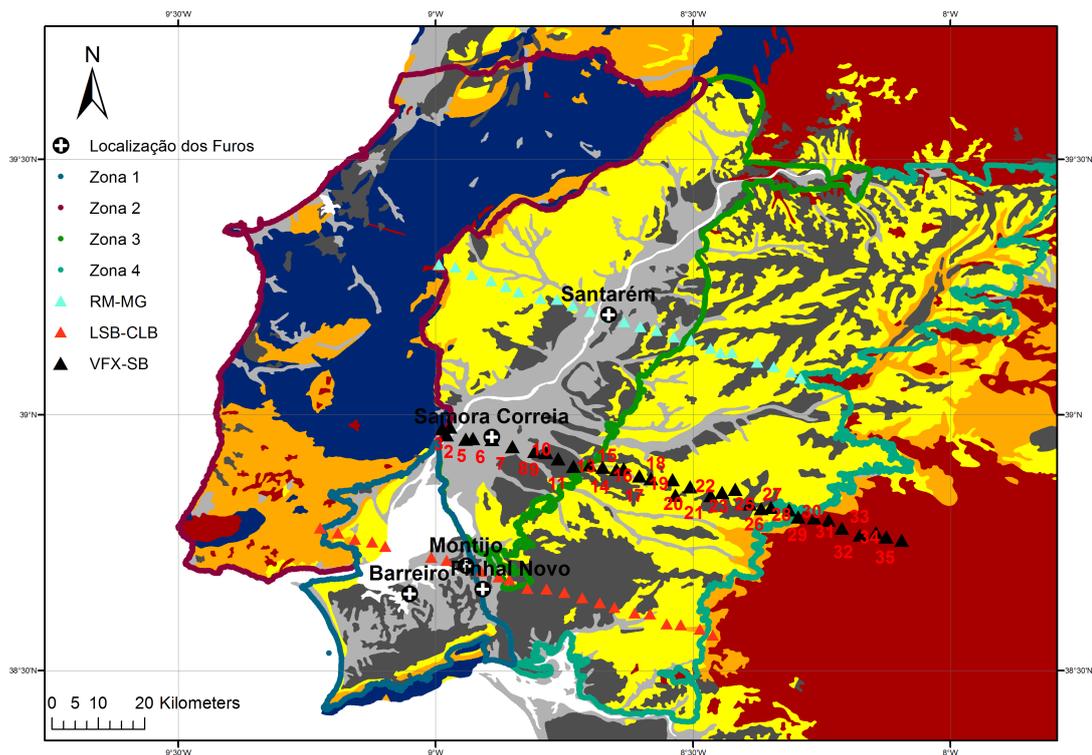


Figura 4.1: Localização dos perfis VFX-SB, RM-MG e LSB-CAB e das cinco sondagens profundas onde foram recolhidos dados de ruído sísmico.

4.3 Cálculo da razão espectral H/V

O cálculo da razão espectral H/V foi realizado recorrendo ao programa GEOPSY, seguindo a metodologia descrita por [Furtado \(2010\)](#):

1) Importar as 3 componentes de sinal de ruído sísmico, em formato SAC, do ponto em estudo;

2) Seleccionar o tempo a considerar para a escolha de janelas estáveis. Nesta janela está contemplado o período iniciado após os primeiros 15 minutos de registo e o fim deste, pois os primeiros 15 minutos são considerados tempo de estabilização da estação.

3) Verificar se os parâmetros (se a largura das janelas se encontra entre os 100 e os 120 s e se as razões mínima e máxima STA/LTA tem valores entre os 0,2 e os 2,5) para as janelas temporais estão adequados aos nossos dados de ruído sísmicos e verificar se o número de janelas de registo é suficiente para que a inversão seja fiável. Neste estudo, o número mínimo de janelas utilizado foi 10. Quando este número passa das 30, reduzimos a relação STA/LTA e daí resultando pontos em que a inversão apresenta margens de erro pequenas;

4) Efectuar o cálculo da curva H/V, utilizando os parâmetros previamente estabelecidos, e guardar os resultados. Identificam-se três curvas H/V típicas:

a) Ausência de amplificação, na curva H/V, que corresponde, duma maneira geral a sítios onde não existem sedimentos (Registo efectuado em rocha dura). (Figura 4.2);

b) Pico de amplificação evidente. A figura 4.3 ilustra o caso de pontos em que é identificado um pico com frequência superior a 1 Hz (no caso 1,155 Hz) e a figura 4.4 ilustra pontos com frequência inferior a 1 Hz (no caso com 0,255 Hz);

c) Amplificação generalizada para uma banda de frequências compreendidas entre 0,2 e os 1,2 Hz, o qual surge em zonas tipicamente de aluviões. Figura 4.5.

A figura 4.6 engloba os resultados da razão espectral H/V para o perfil Vila Franca de Xira-Sabugueiro (VFX-SB). Nesta figura cada linha representa o espectro H/V de uma estação do referido perfil sendo a amplitude representada pela cor. Encontramos nas estações 1 e 28 a 35 o tipo de curvas apresentado na figura 4.2. Nas estações 3 a 7 encontramos o caso com uma banda alargada de frequências amplificadas, causado pela existência de aluviões, apresentado na

figura 4.5. Nas estações 2 e 24 a 27 as ampliações em frequências superiores a 1 Hz (figura 4.3) e nas estações 8 a 23 ampliações inferiores a 1 Hz (figura 4.4).

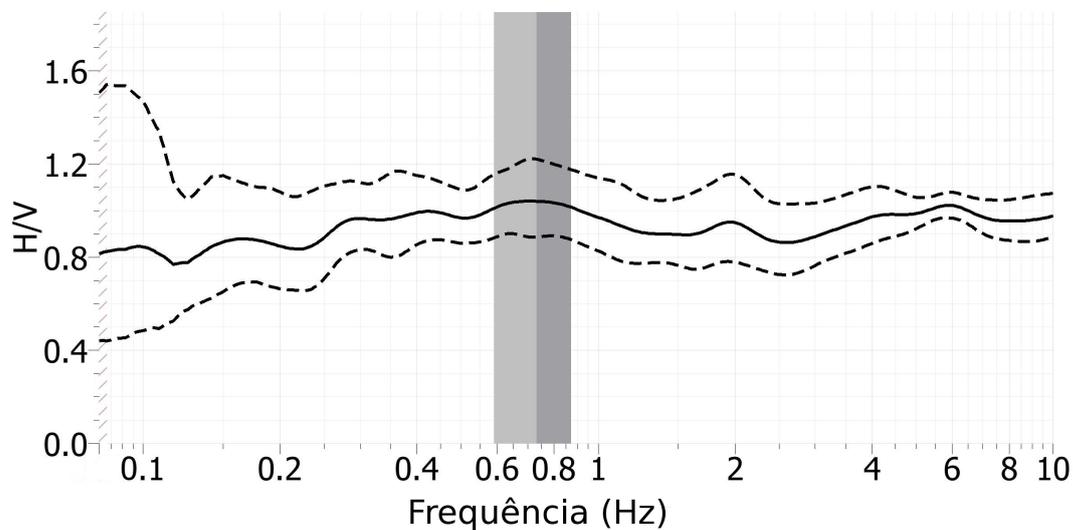


Figura 4.2: Ponto 30. H/V sem amplificação, presente em locais onde se verifica a ausência de sedimentos.

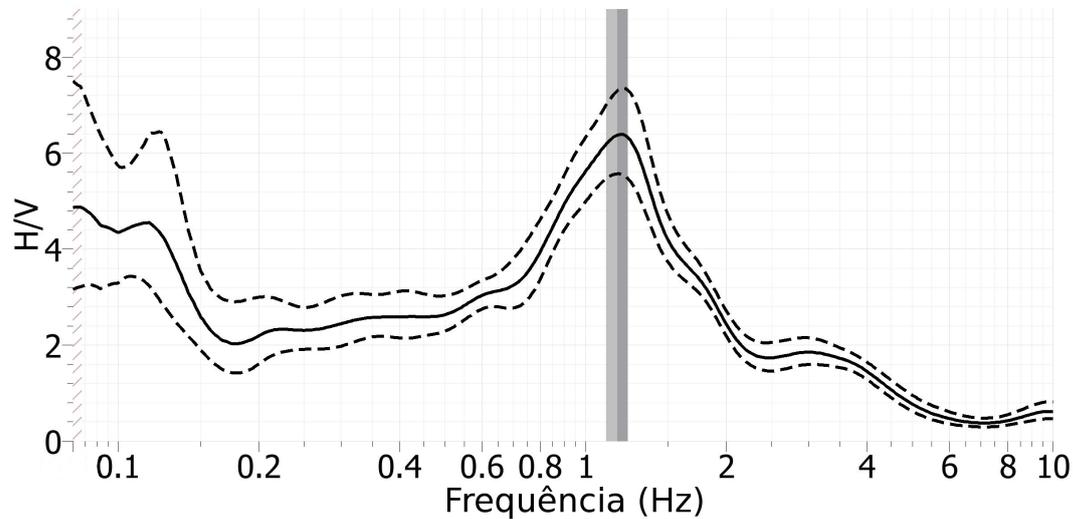


Figura 4.3: Ponto 3. H/V com um pico, caso típico de zona com sedimentos assentes no solo com um grande contraste de velocidade das ondas sísmicas, caso para frequências maiores que 1Hz.

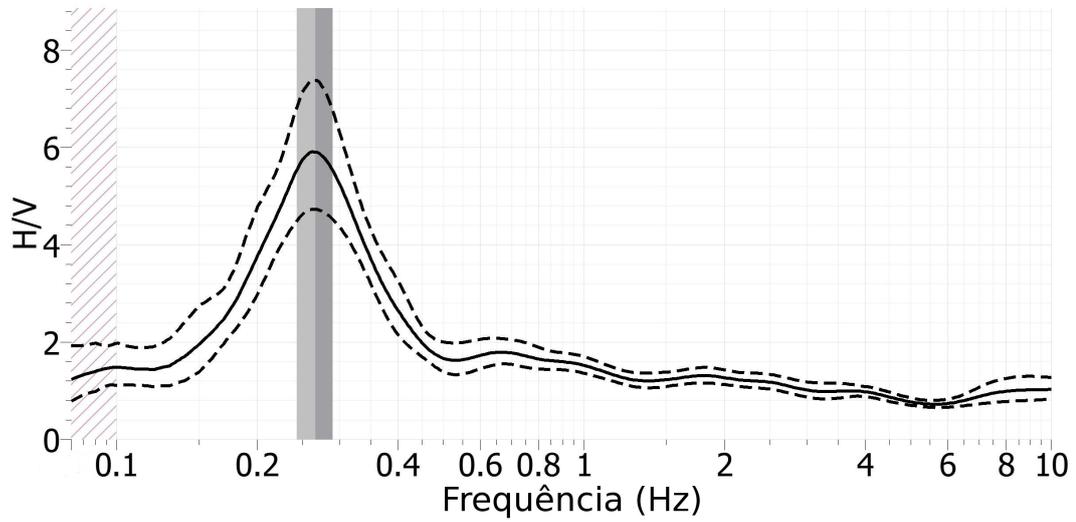


Figura 4.4: Ponto 9. H/V com um pico, caso típico de zona com sedimentos sobre soco com uma grande contraste de velocidade das ondas sísmicas, caso para frequências menores que 1Hz.

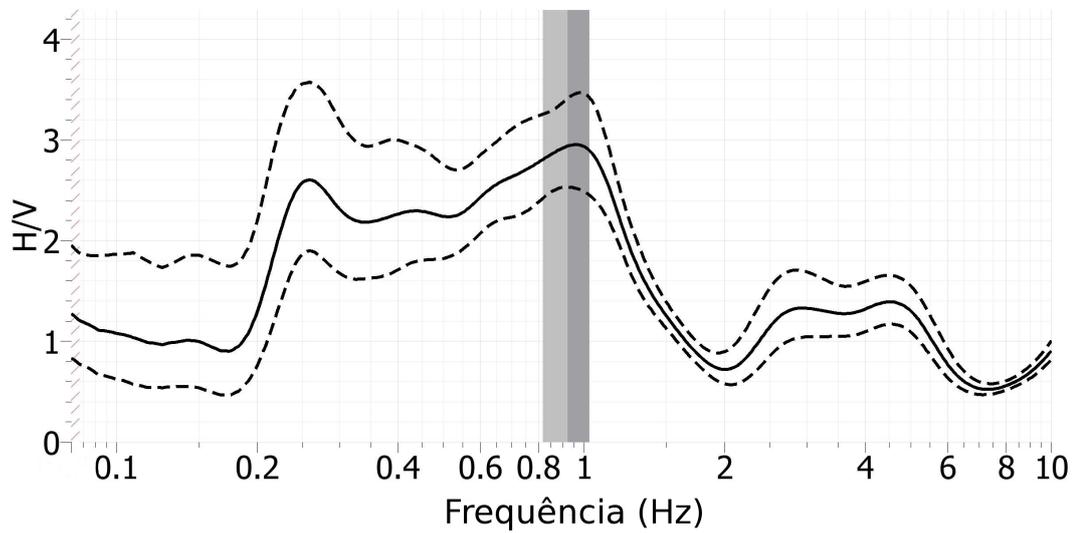


Figura 4.5: Ponto 5. H/V amplificação generalizada, encontrado em zonas de aluviões sobre sedimentos terciários.

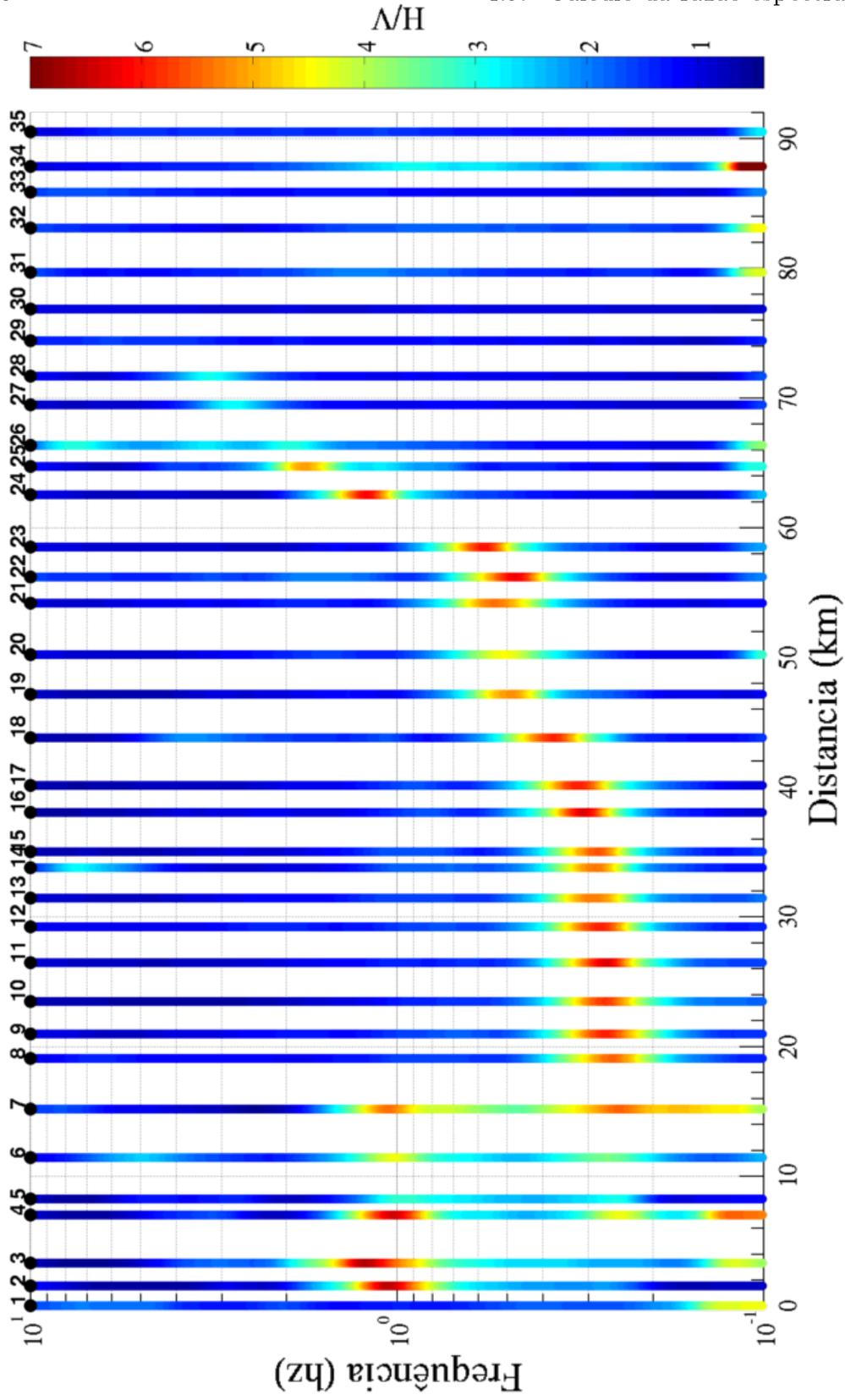


Figura 4.6: Razão espectral H/V para o perfil Vila Franca de Xira - Sabugueiro (figura 4.1).

4.4 Inversão

Para a inversão das curvas H/V, tendo em vista a obtenção do modelo 1D sob cada estação, utilizamos o programa ModelHVRS (Herak, 2008), correndo sempre o programa no mínimo três vezes, de acordo com as recomendações do autor:

- 1) Utilizando uma janela de perturbação, de todos os parâmetros livres, com largura de 25% e distribuição uniforme;
- 2) Com a janela de perturbação a 5% e distribuição normal;
- 3) Por fim aumenta-se a janela para 45%.

Após este processo verificam-se os limites de confiança dados pelo programa e se os dados de acordo com o resultado esperado para o local, tendo em conta a geologia e a inversão do ponto anterior de onde assumimos que a estrutura não se alterou de forma significativa. Após verificação positiva guarda-se o modelo.

4.4.1 Cálculo de V_s

O primeiro passo de inversão, adoptado neste trabalho, consiste na determinação do gradiente de velocidade das ondas S, gradiente esse que irá ser utilizado em toda a bacia do VIT. Para tal foram invertidos os registos de ruído sísmico efectuado nos locais onde existiam sondagens geológicas, para os quais tínhamos a informação relativa à espessura da camada do Cenozóico (tabela 4.1). Os constrangimentos impostos para que a a solução fornecida pela inversão fosse a mais próxima da realidade (ver a secção 2.4.3) foram a velocidade das ondas P, a espessura das camadas e a densidade, sendo a velocidade das ondas S o parâmetro a inverter. A velocidade das ondas P é calculada pela formula 3.2, determinada por Carvalho (2003). A densidade foi definida inicialmente pelos valores utilizados no SWIBMOD2006. Nas inversões foi atribuída uma margem de variação de cerca de 5% com o cuidado de nunca passar os limites de valor de densidade definidos por Holbrook et al. (1992) para o tipo de camada em causa. As variações permitidas situaram-se entre os 1.8 e os 2 g/cm^3 para camadas muito superficiais, até aos 200m (Holocénico), entre os 2 e os 2.25 g/cm^3 para a camada sedimentar do Cenozóico e entre os 2.2 e os 2.3 g/cm^3 para o Mesozóico. Com estes parâmetros definidos foi invertido o valor da velocidade das ondas S em cada ponto. As

figuras referentes à inversão de cada sondagem são apresentadas no apêndice B. Calculamos o gradiente da velocidade das ondas S para toda a bacia descrito na equação 4.1 e ilustrado na figura 4.7:

$$V_s = 0.412 + 1.20Z \quad (4.1)$$

Tabela 4.1: Localização e espessura do Cenozóico obtidos nas sondagens representados na figura 4.1

nome	Longitude(°)	Latitude(°)	Espessura(m)
Barreiro	9,050540 O	38,650150 N	1214
Montijo	8,941192 O	38,704786 N	891
Pinhal Novo	8,909131 O	38,659147 N	857
Samora Correia	8,891071 O	38,956806 N	1077
Santarém	8,664447 O	39,196311 N	438

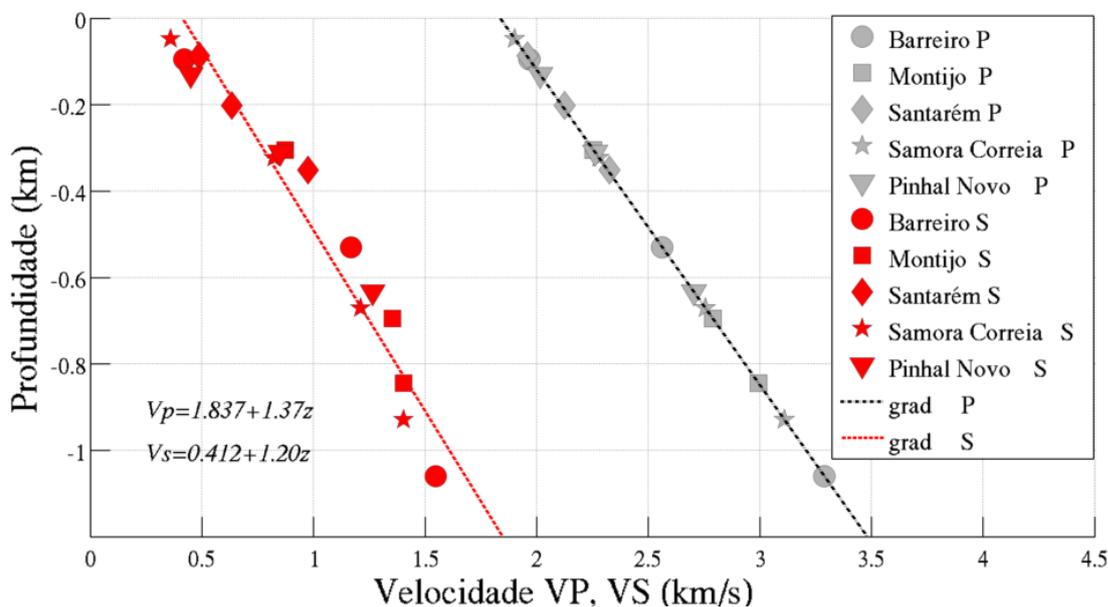


Figura 4.7: Gradiente de velocidade das ondas P, para o Cenozóico, obtido por [Carvalho \(2003\)](#) e gradiente das ondas S como resultado da inversão das curvas H/V.

4.4.2 Cálculo da espessura da camada sedimentar

Com as velocidades de propagação das ondas S e P definidas na bacia do VIT, foi invertido todo o perfil VFX-SB para determinar a espessura dos sedimentos Cenozóicos em cada ponto do perfil. Neste caso a velocidade das ondas P e S e a densidade são os constrangimentos impostos à inversão.

Partindo do modelo invertido no ponto da sondagem, começámos por inverter um dos pontos adjacentes a este, assumindo que para dois pontos contíguos a estrutura não se altera de forma sensível, como é referido na subsecção 4.4. Este facto verifica-se na grande maioria dos pontos do perfil, com excepção dos que se localizam na zona de transição associada ao aparecimento da zona de aluviões (H/V com 2 picos) para zona sedimentar (H/V com apenas um pico). Neste caso, a inversão torna-se completamente diferente e muito mais complexa, obrigando a adicionar mais camadas ao modelo de inversão, para que estas representem as múltiplas reflexões que causam as amplificações a diferentes frequências. Estas camadas são superficiais e correspondem aos aluviões.

4.4.3 Cálculo da relação f_0 versus Espessura

Com a espessura dos sedimentos calculados para todos os pontos, fomos verificar se existia uma relação entre a frequência fundamental (f_0), apresentada nas curvas H/V, e a espessura calculada (h). Para tal adoptamos a expressão empírica proposta por [Ibs-Von Seht and Wohlenberg \(1999\)](#) dada por:

$$h = a * f_0^b \quad (4.2)$$

Onde a e b são parâmetros relacionadas a velocidade das ondas S à superfície e com a dependência dessa velocidade com a profundidade.

O resultado da regressão linear para determinação dos parâmetros a e b compatíveis com os dados experimentais está apresentado na figura 4.8. Os pontos podem ser aproximados por três rectas, uma que inclui a informação de todos os pontos, outra com a informação dos pontos com frequência menor que 1 Hz, que deverá ser associada a pontos onde a camada de sedimentos Cenozóicos é mais

antiga e, conseqüentemente, mais consolidados, e a outra os pontos com frequência maior que 1 Hz correspondente a uma camada de sedimentos mais recentes e menos consolidados.

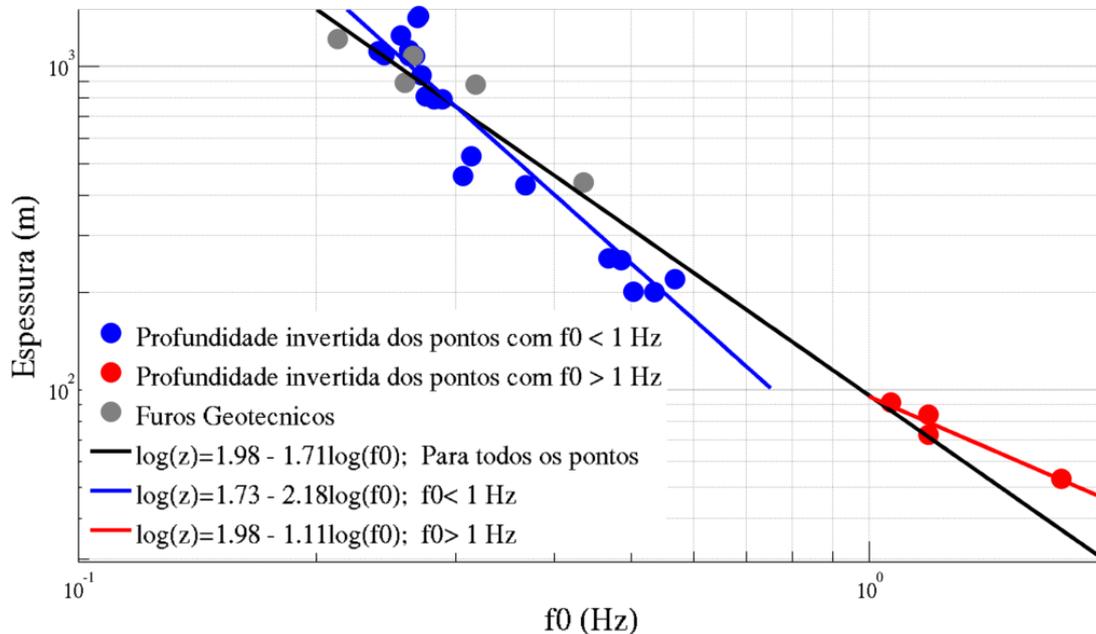


Figura 4.8: Relação entre a frequência fundamental (f_0 - o primeiro pico presente na curva H/V) e a espessura do Cenozóico

Apesar de este tipo de separação não aparecer noutros estudos pareceu-nos natural fazê-lo, pois os pontos apresentam um comportamento diferente consoante a profundidade.

Na tabela 4.2 é feita a comparação (ilustrada na figura 4.9) entre os valores dos parâmetros a e b obtidos neste estudo com os estudos similares encontrados na literatura.

Temos de referir que em nenhum dos estudos citados foram efectuados tantos registos com pontos profundos (com profundidades superiores aos 400 m) quanto o presente estudo. [Ibs-Von Seht and Wohlenberg \(1999\)](#) utiliza cerca de 100 pontos, contudo tem apenas 2 com profundidade superior a 1200m e 8 pontos de profundidades compreendidas entre os 200 e os 900m; conseqüentemente, a recta que apresenta é dominada pelos dados com frequência fundamental superior a 1 Hz. No estudo de [Parolai et al. \(2002\)](#) o ponto mais profundo tem 402 m. O

Tabela 4.2: Parâmetros de vários estudos para a relação f_0 versus Espessura

Autores	Zona	a	b
Ibs-Von Seht and Wohlenberg (1999)	Norte de Aachen, Alemanha	96	-1,388
Parolai et al. (2002)	Colônia, Alemanha	108	-1,551
Dinesh et al. (2009)	Bangalore, India	58,29	-0,95
Presente estudo, $f_0 < 1\text{Hz}$	VIT	53,70	-2,18
Presente estudo, $f_0 > 1\text{Hz}$	VIT	95,50	-1,11

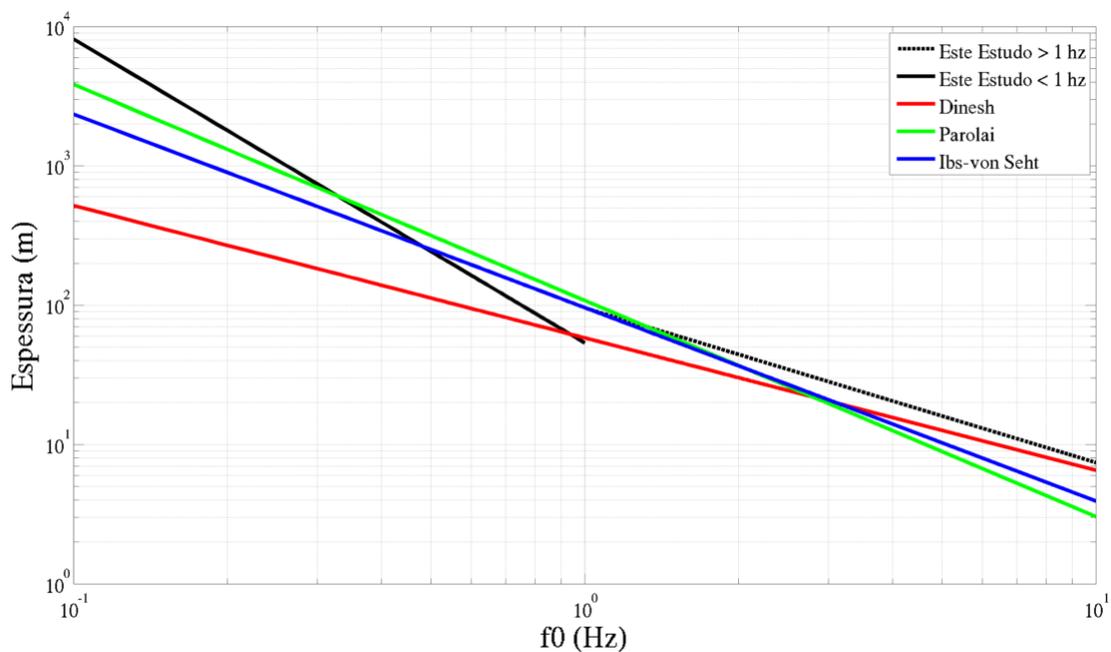


Figura 4.9: Comparação da relação f_0 versus Espessura do Cenozóico obtida neste trabalho com a de outros autores referidos na tabela 4.2.

estudo de [Dinesh et al. \(2009\)](#) apresenta espessuras superficiais não superiores aos 30 m, sendo a sua recta semelhante à apresentada por este estudo para frequências superiores a 1 Hz, como apresentado na figura 4.9.

4.4.4 Comparação entre as espessuras calculadas

Uma comparação entre as profundidades calculadas pela inversão da razão H/V e as profundidades calculadas pela equação 4.2, utilizando os parâmetros a e b propostos para estudar o VIT e listados na tabela 4.2, é apresentada da figura 4.10. No geral, as curvas presentes nessa figura são semelhantes, à excepção dos pontos que se encontram em zona de aluvião, compreendida entre as longitudes 8.93W e 8.7W, onde existem algumas discrepâncias. Num trabalho futuro serão calculados os parâmetros para uma equação específica para esta zona, de modo a eliminar as diferenças apresentadas.

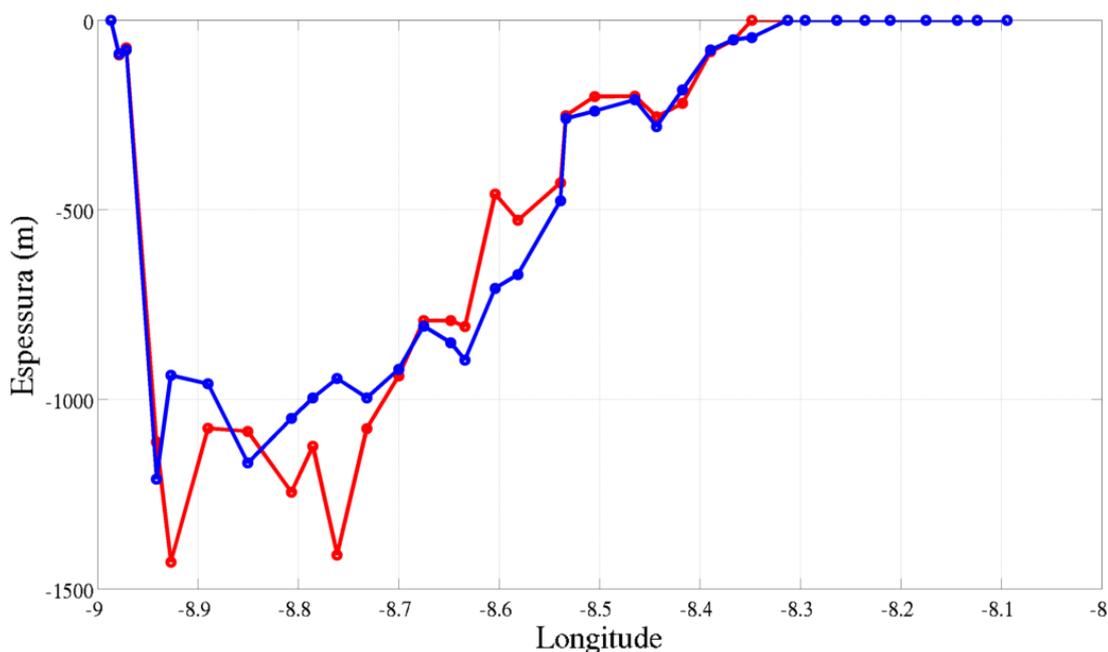


Figura 4.10: Comparação entre as profundidades obtidas por inversão da curva H/V (vermelho) e as equações propostas para o perfil VFX-SB (azul)

Calculámos a razão H/V dos perfis RM-MG e LSB-CAB (figuras 4.11 e 4.12), e a partir destas, a espessura da camada Cenozóica, através da expressão 4.2,

utilizando os parâmetros estimados a e b (tabela 4.2) adequados à gama espectral onde se localiza o valor máximo da curva H/V. Os resultados destes cálculos são apresentados na figura 4.13. A partir destes três perfis conclui-se que a profundidade da bacia diminui de Sul para Norte; na direcção Oeste-Este apresenta inicialmente um elevado gradiente topográfico até atingir o ponto de profundidade máxima, após o qual ocorre uma diminuição gradual da profundidade até se atingir o bordo Oriental da bacia.

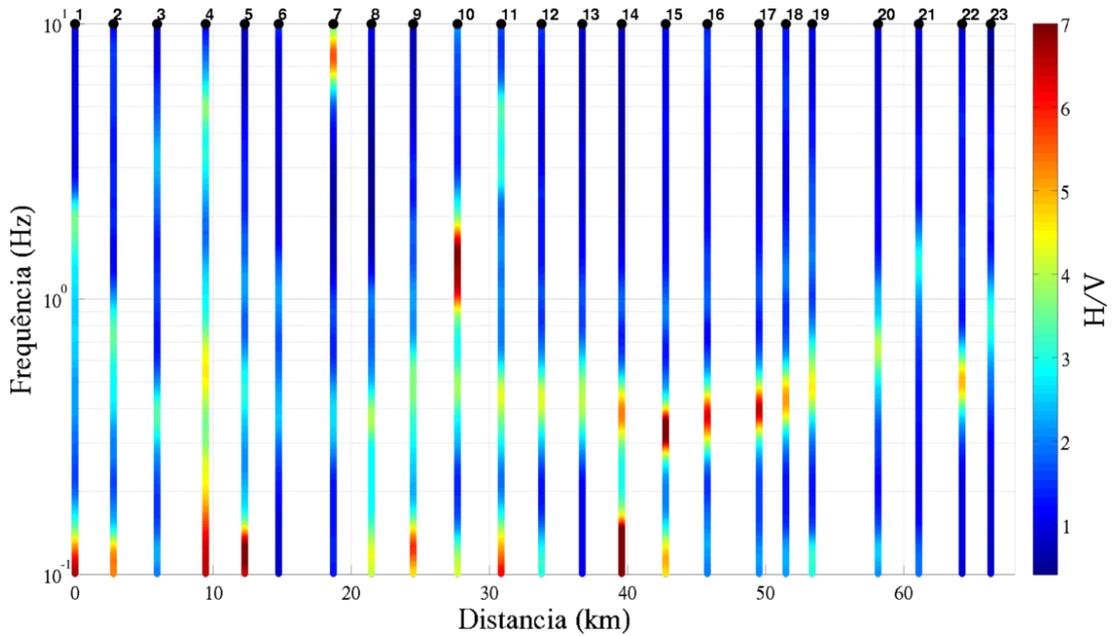


Figura 4.11: Razão espectral H/V para o perfil Rio Maior - Montargil.

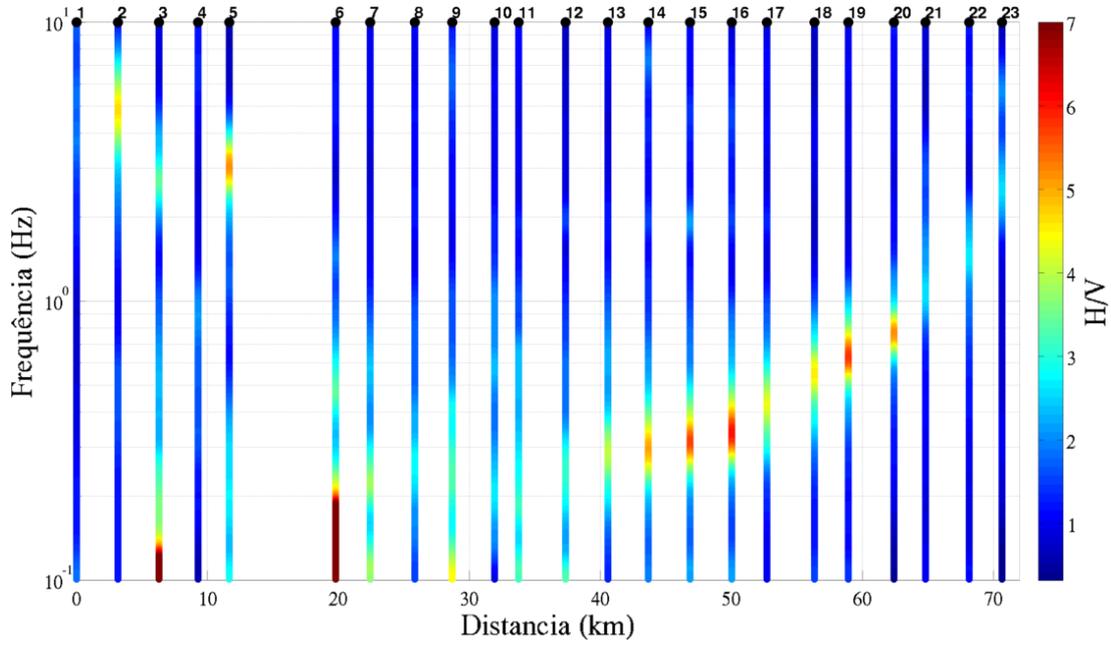


Figura 4.12: Razão espectral H/V para o perfil Lisboa - Cabrela.

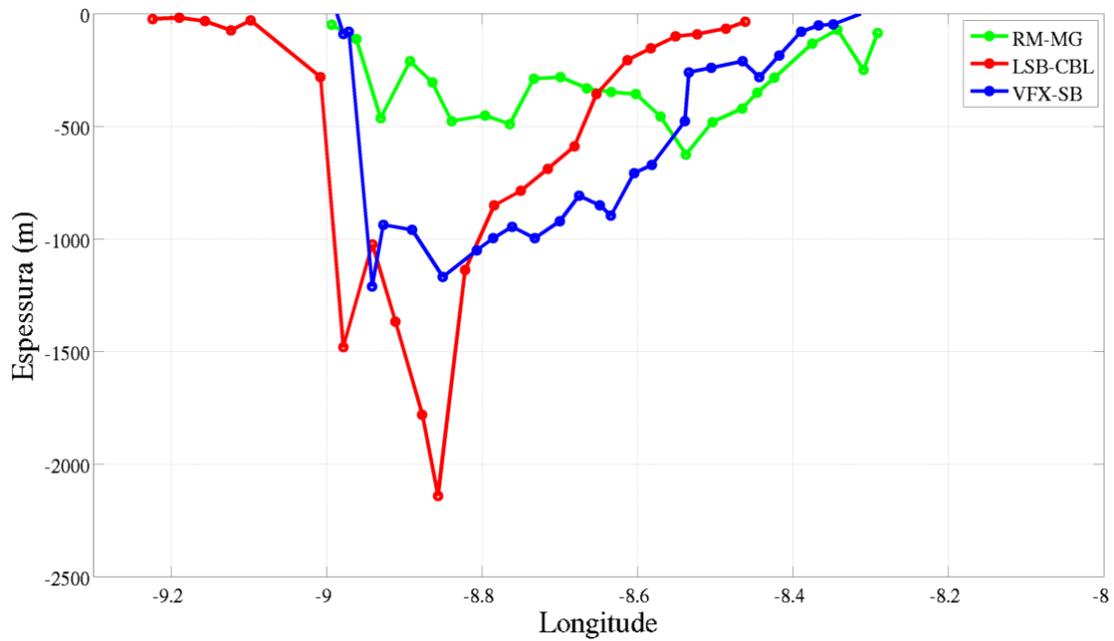


Figura 4.13: Profundidade do Cenozóico dos três perfis realizados e apresentados na figura 4.1.

Capítulo 5

Discussão dos resultados e Conclusão

Neste trabalho foi produzido um modelo de velocidades computacional 3D (LIS-MOD2012), gerado a partir dos dados:

- Sísmica de reflexão (perfis profundos, utilizados na indústria petrolífera obtidos após reprocessamento dos dados originais);
- Potenciais gravimétricos e magnéticos;
- Sondagens profundas
- Geologia de superfície (resultados obtidos no âmbito do projecto LISMOT).

O desenvolvimento desse modelo foi explicado no capítulo 3. Os resultados preliminares foram apresentados na European Geosciences Union 2012 ([Torres et al., 2012](#)).

A comparação entre o modelo prévio, SWIBMOD2006, e o modelo LIS-MOD2012 permite concluir que:

a) existe um maior detalhe ao nível da topografia das diversas interfaces, em particular, quer na profundidade da base do Cenozóico (figura 3.8), quer na profundidade do topo do Paleozóico (figura 3.9) em consequência do aumento da densidade de dados disponíveis (figuras 3.1 e 3.7)

b) as novas velocidades da propagação das ondas volúmicas, apresentadas em [Carvalho \(2003\)](#), são mais adequadas à região em estudo pois foram definidas de acordo com os gradientes de velocidade obtidos com os dados da bacia do VIT;

c) verifica-se uma diminuição da profundidade máxima da base Cenozóico no LISMOD2012 (2800) em relação ao SWIBMOD2006 (3000) e um alongamento na direcção do eixo central da bacia (figura 3.8).

Tal como foi referido na secção 3.3, as diversas zonas do VIT foram divididas de acordo com a sua estrutura, em termos de camadas presentes (figura 3.5). Enquanto que nas zonas I, II e III existe uma razoável certeza quanto ao modelo estrutural, devido à elevada densidade de dados geofísicos, o mesmo não ocorre na zona IV, onde a profundidade da base do Cenozóico é sobretudo baseada na inversão do potencial magnético, obtido sem imposição de constrangimentos para além daqueles que resultam dos afloramentos do topo do paleozóico que ocorrem no bordo Oriental da bacia. Esta incerteza levou a que fosse introduzida uma metodologia baseada no ruído sísmico ambiental recolhido ao longo de perfis que atravessam toda a bacia. A inversão das curvas H/V obtidas a partir dos registos sísmicos permitem estabelecer uma relação entre a frequência fundamental (f_0) e a espessura da camada de sedimentos Cenozóicos, subjacente ao ponto de observação. Esta relação foi verificada por diversos autores em outras bacias.

Como é bem conhecido existe um acentuado "trade-off" entre a espessura da camada sedimentar e a velocidade média de propagação das ondas sísmicas nesse meio (Ibs-Von Seht and Wohlenberg, 1999), do qual resulta a não unicidade das soluções obtidas por inversão. A solução adoptada para mitigar esse problema foi utilizada a seguinte metodologia:

- 1) inversão das curvas H/V em pontos onde existiam sondagens profundas (pontos onde é conhecida a profundidade da base do Cenozóico), utilizando como constrangimento o gradiente da velocidade das ondas P previamente conhecido, de modo a obter um gradiente vertical de velocidade de propagação das ondas S (figura 4.7);

- 2) inversão das curvas H/V ao longo do perfil VFX-SB (figura 4.10), utilizando como constrangimento os gradientes de velocidade referidos em 1). Nesta inversão foram também impostos constrangimentos que se prendem com a limitada variância da profundidade da base do Cenozóico entre pontos contíguos e a profundidade da mesma interface, na parte onde existe informação detalhada proveniente da sísmica de reflexão.

- 3) utilização de todos os dados obtidos por inversão das curvas H/V para

estabelecer uma relação entre a espessura da camada e a frequência fundamental (equação 4.2 com os parâmetros a e b , apresentados neste trabalho, da tabela 4.2). O que permitiu obter a profundidade do Cenozóico para os restantes perfis analisados (figura 4.13).

Os resultados obtidos através da implementação desta metodologia permitem concluir que:

A razão V_p/V_s média é de 2.5587, o que nos permite calcular a razão de Poisson média para o VIT com um valor de 0.41.

Existem dois gradientes distintos, consoante a frequência de pico predominante, cuja a transição ocorre à frequência de 1 Hz (figura 4.8);

Os parâmetros a e b da expressão 4.2, que foram obtidos por ajuste de mínimos quadrados são semelhantes aos obtidos por outros autores para uma gama de frequências de pico equivalentes ($f_0 > 1$ Hz). Para valores de frequência fundamental inferior a 1 Hz não é possível estabelecer comparações dado a inexistência de dados de outros autores para essa gama de frequências. Nesse sentido este trabalho apresenta resultados inéditos para bacias profundas onde as frequências de ressonância são consideravelmente baixas.

Em relação ao perfil VFX-SB existe um razoável ajuste entre as profundidade deduzidas pela inversão H/V e as calculadas pela equação 4.2 (figura 4.10). A maior divergência ocorre na região onde existem aluviões, que é sabido serem de considerável espessura. Este resultado permite uma utilização desta formula para definição do modelo *à priori* (figura 4.13) para inversão das curvas H/V em toda a bacia.

Ainda em relação ao perfil VFX-SB constata-se que existe uma considerável divergência na profundidade a partir dos 8.75W de Longitude (figura 5.1), em relação ao modelo LISMOD2012. Esta divergência implica que o contacto entre o topo do Paleozóico e a base do Cenozóico ocorre muito mais a Oeste do que foi considerado nas divisões inicialmente propostas na secção 3.3.

Realizamos também o cálculo da profundidade da base do Cenozóico para os perfis LSB-CAB e RM-MG através das equações propostas neste trabalho. Comparamos os resultados desse cálculo com o modelo LISMOD2012 nas figuras 5.2 e 5.3. Verificamos que nestes casos que ao contrario da figura 5.1 não há correlação entre os resultados. Este facto pode implicar que as formulas não

se apliquem a toda a bacia, portanto devemos realizar a inversão da razão H/V para todos os pontos dos respectivos perfis.

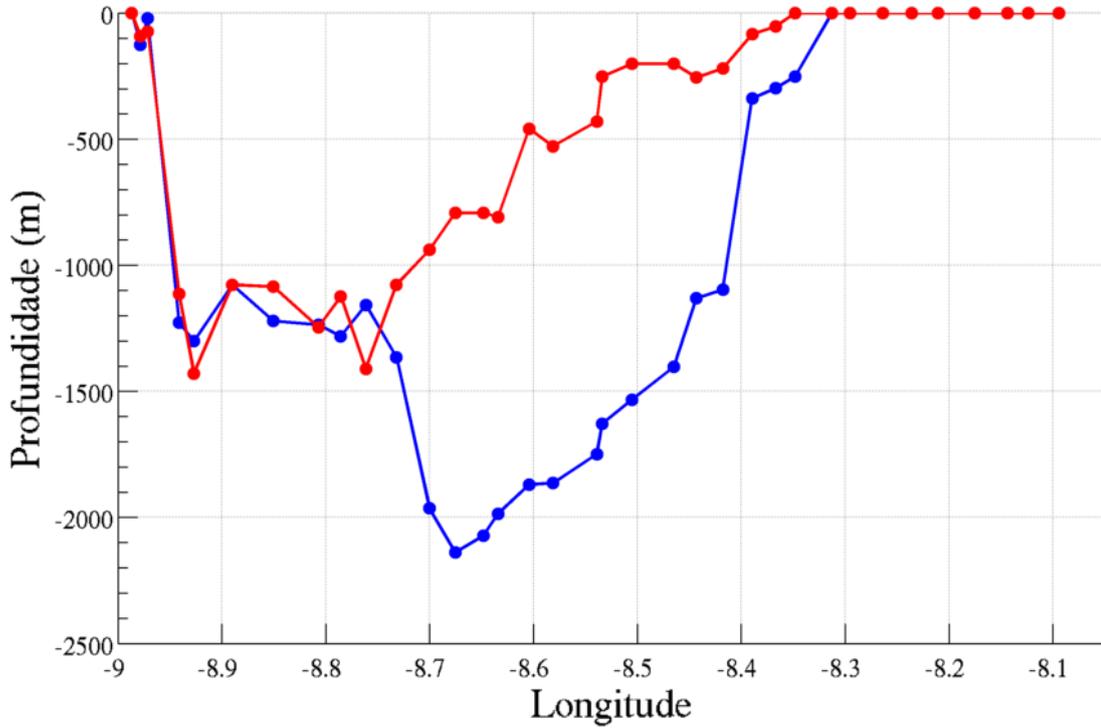


Figura 5.1: Comparação de cálculo da profundidade da base do Cenozóico para o perfil VFX-SB. Legenda: Vermelho - Profundidade da base do Cenozóico calculada pela inversão da razão H/V; Azul - Profundidade da base do Cenozóico calculada pelo modelo LISMOD2012.

Pela figura 4.13 podemos concluir que a topografia da base do Cenozóico é muito acidentada no seu eixo central e que a direcção Oeste-Este apresenta inicialmente um aumento muito abrupto de profundidade até que esta atinja o seu máximo, diminuído depois suavemente até ao bordo Este da Bacia.

Concluimos que a metodologia adoptada - cruzamento de dados de sísmica de reflexão, dados de geologia de superfície, sondagens profundas, potenciais gravimétrico e magnético e de ruído ambiental - permite definir com razoável rigor um modelo de velocidades para a região do Vale Inferior do Tejo, modelo esse que poderá ser utilizado em futuras simulações de propagação de ondas sísmicas nesta bacia.

Para trabalho futuro prevê-se a conclusão da inversão dos perfis já adquiridos no âmbito desta tese (figura 5.4), utilizando os constrangimentos referidos nos

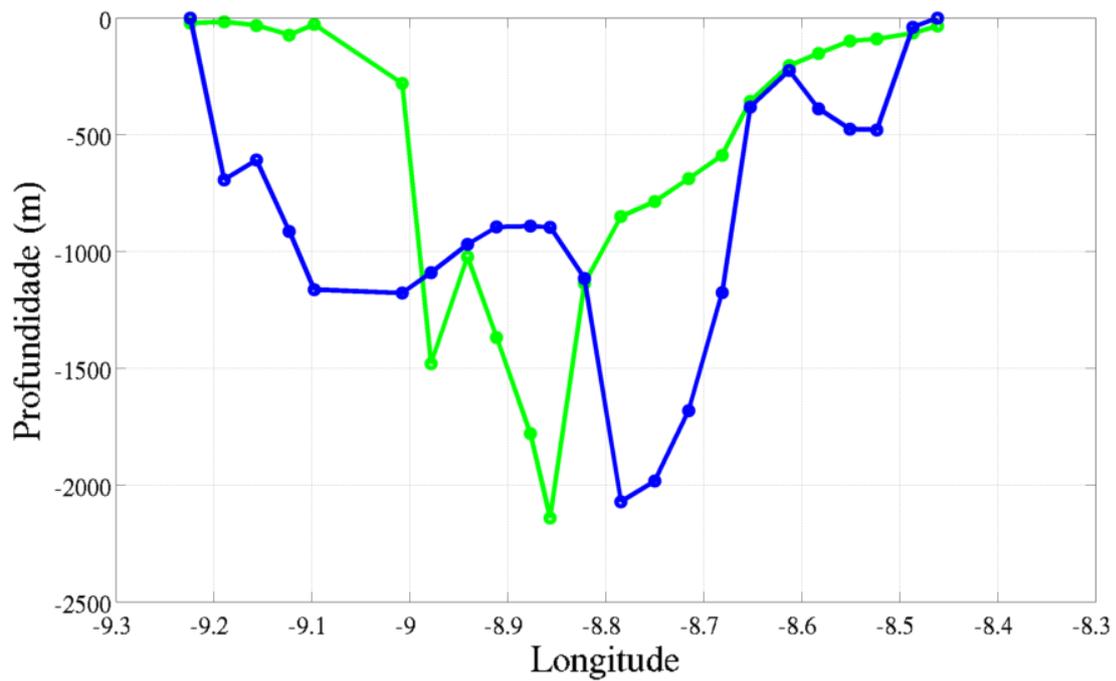


Figura 5.2: Comparação de cálculo da profundidade da base do Cenozóico para o perfil LSB-CAB. Legenda: Verde - Profundidade da base do Cenozóico calculada pelas equações propostas; Azul - Profundidade da base do Cenozóico calculada pelo modelo LISMOD2012.

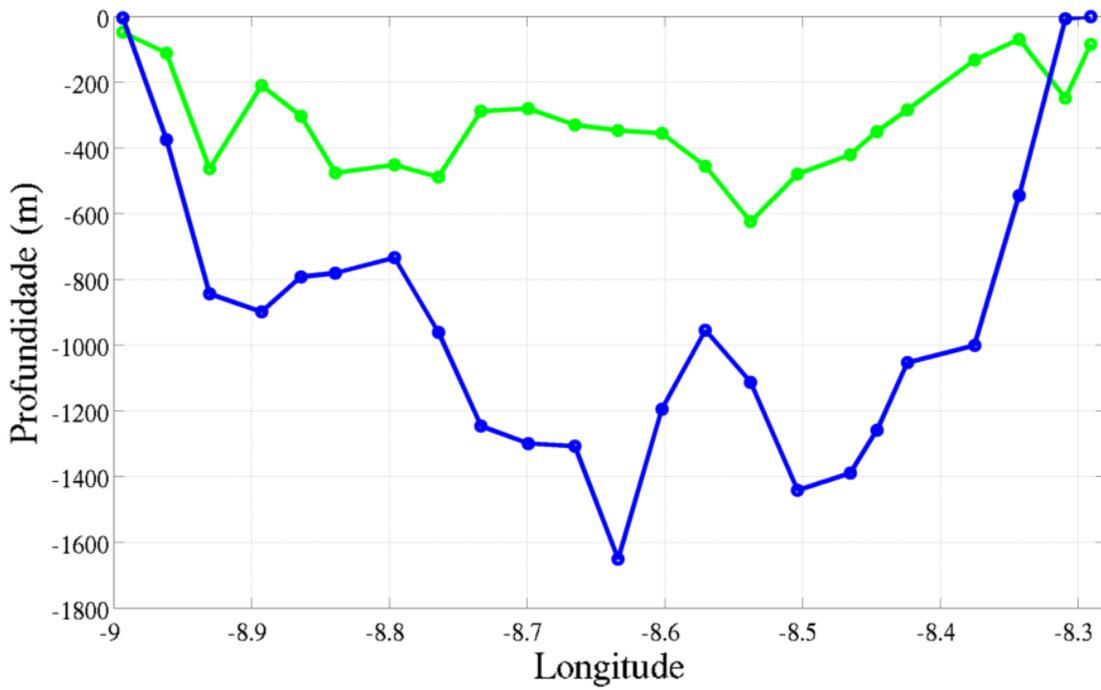


Figura 5.3: Comparação de cálculo da profundidade da base do Cenozóico para o perfil RM-MG. Legenda: Verde - Profundidade da base do Cenozóico calculada pelas equações propostas; Azul - Profundidade da base do Cenozóico calculada pelo modelo LISMOD2012.

pontos anteriores, correcção dos limites topográficos e actualização dos gradientes de velocidade de propagação das ondas S do modelo LISMOD2012, tendo em conta os resultados obtidos a partir do ruído sísmico.

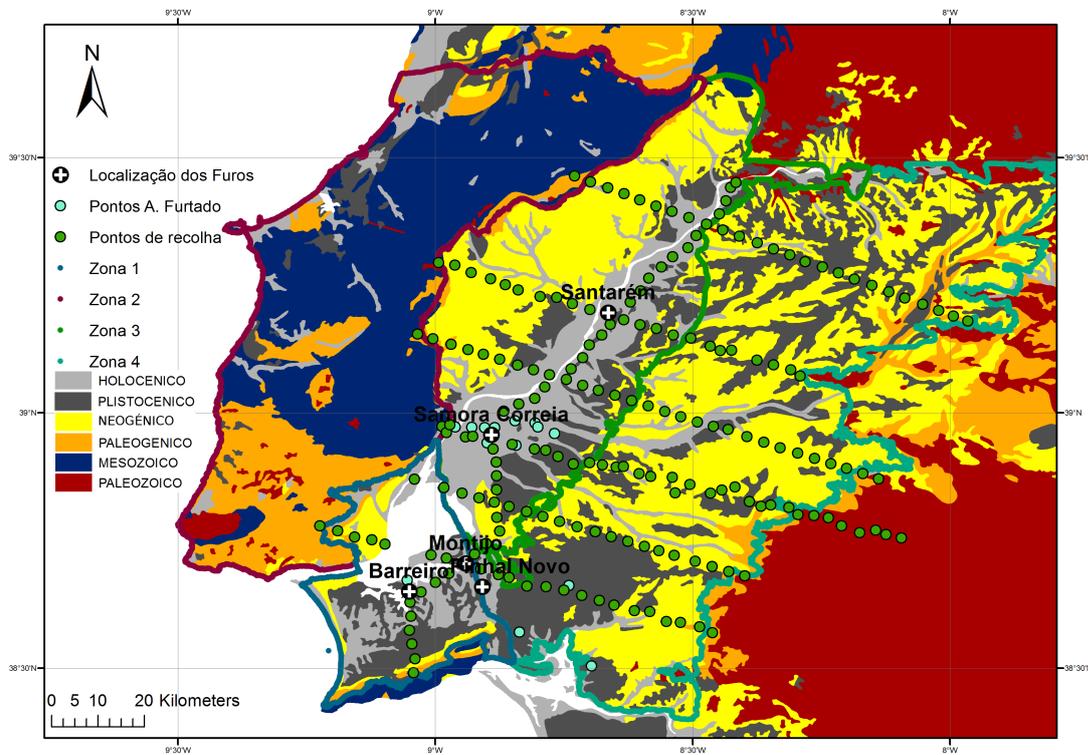


Figura 5.4: Pontos de recolha de ruído sísmico no VIT. Base cartográfica: carta geológica 1:500000 (adaptada)

Através de simulações de ruído sísmico desejamos estabelecer comparações entre as curvas H/V sintéticas, utilizando o programa E3D (Larsen and Schultz, 1995) e o modelo de velocidades actualizado, com as obtidas experimentalmente para um intervalo de frequências compreendido entre 0.1 e 1 Hz.

Através desta metodologia esperamos contribuir para a avaliação do risco sísmico na região do VIT.

Bibliografia

- Allen, P. and Allen, J. (2005). Basin analysis. principles and applications. *Oxford: Blackwell Science*, 560 pp.
- Bard, P.-Y. (2004). The sesame project: an overview and main results. *13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver*.
- Barnaba, C. (2006). Site response Estimation in Alpine valleys: The Case of Tagliamento River Valley. *Università degli Studi di Trieste*. Phd Thesis.
- Bertelli, T. (1872). Osservazioni sui piccolo movimenti dei pendoli in relazione ad alcuni fenomeni meteorologiche. *Bullettino Meteorologico dell'Ossevatorio dell Collegio Roman, Roma, Italy*, 101.
- Bezzeghoud, M., Borges, J., and Caldeira, B. (2011). Ground motion simulations of the SW Iberia margin: rupture directivity and earth structure effects. *Natural Hazards*, pages 1–17.
- Bezzeghoud, M. and Borges, J. F. (2003). Mecanismos focais em Portugal Continental. *Física de la Tierra*, 15:229–245.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., and Bard, P.-Y. (2006). The nature of noise wavefield and its applications for the site effects studies. A literature review. *Earth science reviews*, 79:205–227.
- Bonnefoy-claudet, S., Cournou, C., Bard, P.-Y., and Cotton, F. (2004). Nature of noise wavefield. *SESAME report, D13.08*, (<http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>).
- Borges, J. F., Fitas, A. J., Bezzeghoud, M., and Teves-Costa, P. (2001). Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area. *Tectonophysics*, 331(4):373 – 387.
- Bufo, E., Bezzeghoud, M., Udías, A., and Pro, C. (2004). Seismic sources on the iberia-african plate boundary and their tectonic implications. *Pure applied geophysics*, 161.

- Cabral, J. (1995). Neotectónica em Portugal continental. *Memórias do Instituto geológico e mineiro, memória 31, Lisboa, 265 pp.*
- Cabral, J., Moniz, C., Ribeiro, P., Terrinha, P., and Matias, L. (2003). Analysis of seismic reflection data as a tool for the seismotectonic assessment of a low activity intraplate basin – the Lower Tagus Valley (Portugal). *Journal of Seismology*, 7:431–447.
- Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *IEEE 1408-1419.*
- Carvalho, A., Galopim, M., Ribeiro, A., and Cabral, J. (1983 - 1985). Evolução paleogeográfica da bacia cenozóica do Tejo-Sado. *Boletim da sociedade Geológica de Portugal*, XXIV:209–212.
- Carvalho, A., Zonno, G., Franceschina, G., Serra, J. B., and Costa, A. C. (2008a). Earthquake shaking scenarios for the metropolitan area of Lisbon. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 28(5):347 – 364.
- Carvalho, J. (2003). Sísmica de alta resolução aplicada à prospecção, geotécnia e risco sísmico. *Universidade de Lisboa*. Tese de Doutoramento.
- Carvalho, J., Cabral, J., Gonçalves, R., Torres, L., and Mendes-Victor, L. (2006). Geophysical methods applied to fault characterization and earthquake potential assessment in the Lower Tagus Valley, Portugal. *Tectonophysics*, 418(3–4):277 – 297.
- Carvalho, J., Matias, H., Torres, L., Manupella, G., Pereira, R., and Mendes-Victor, L. (2005). The structural and sedimentary evolution of the Arruda and Lower Tagus sub-basins, Portugal. *Marine and Petroleum Geology*, 22(3):427 – 453.
- Carvalho, J., Matias, H., Torres, L., Manupella, G., Pereira, R., and Mendes-Victor, L. (2008b). The structural and sedimentary evolution of the Arruda and Lower Tagus sub-basins, Portugal. *Marine and Petroleum Geology*, 174:567–584.
- Dinesh, B. V., Nair, G. J., Prasad, A. G. V., Nakkeeran, P. V., and Radhakrishna, M. C. (2009). Relation between sedimentary layer thickness and fundamental frequency of the H/V spectra for Bangalore city. *Current Science (Bangalore)*, 97(7):1973–1977.
- Dolenc, D., Dreger, D., and Larsen, S. (2005). Basin Structure Influences on the Propagation of Teleseismic Waves in the Santa Clara Valley, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(3):1120–1136.

- Furtado, J. A. (2010). Confirmação do modelo da estrutura 3D do Vale Interior do Tejo a partir de dados de ruído sísmico ambiente. *Universidade de Évora*. Tese de Mestrado.
- Grandin, R., Borges, J. F., Bezzeghoud, M., Caldeira, B., and Carrilho, F. (2007a). Simulations of strong ground motion in SW Iberia for the 1969 February 28 ($M_s = 8.0$) and the 1755 November 1 ($M \sim 8.5$) earthquakes – I. Velocity model. *Geophysical Journal International*, 171(3):1144 – 1161.
- Grandin, R., Borges, J. F., Bezzeghoud, M., Caldeira, B., and Carrilho, F. (2007b). Simulations of strong ground motion in SW Iberia for the 1969 February 28 ($M_s = 8.0$) and the 1755 November 1 ($M \sim 8.5$) earthquakes – II. Strong ground motion simulations. *Geophysical Journal International*, 171(2):807 – 822.
- Graves, R. W. (1996). Simulating realistic earthquake ground motions in regions of deep sedimentary basins. *Eleventh World Conference on Earthquake Engineering*.
- Guralp Systems Limited (2011). CMG-6TD Digital Broadband Seismometer Operator’s Guide. www.guralp.com/documents/DAS-T60-0002.pdf.
- Gvirtzman, Z. and Louie, J. N. (2010). 2D Analysis of Earthquake Ground Motion in Haifa Bay, Israel. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(2):733–750.
- Hallier, S., Chaljub, E., Bouchon, M., and Sekiguchi, H. (2008). Revisiting the Basin-edge Effect at Kobe During the 1995 Hyogo-Ken Nanbu Earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 165(9-10):1751–1760.
- Hayashida, T., Tajima, F., and Mori, J. (2010). Improved Seismic Velocity Structure in Southwestern Japan Using Pronounced sP Phases Recorded for Intraslab Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5A):1928–1939.
- Herak, M. (2008). ModelHVSR—A Matlab[®] tool to model horizontal-to-vertical spectral ratio of ambient noise. *Computers and Geosciences*, 34(11):1514 – 1526.
- Holbrook, W. S., Mooney, W. D., and Christensen, W. D. (1992). The seismic velocity structure of the deep continental crust. *Continental Lower Crust, Developments in Geotectonics*, pages 1–43.

- Ibs-Von Seht, M. and Wohlenberg, J. (1999). Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(1):250–259.
- Jaspen, P. (1993). Influence of lithology and neogene uplift on seismic velocities in denmark: implications for depth conversion of maps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77(2):194–211.
- Justo, J. L. and Salwa, C. (1998). The 1531 Lisbon earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(2):319–328.
- Kim, A., Dreger, D. S., and Larsen, S. (2010). Moderate Earthquake Ground-Motion Validation in the San Francisco Bay Area. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(2):819–825.
- Lachet, J. and Bard, P.-Y. (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of nakamura’s technique. *J. Phys. Earth*, 42:377–397.
- Larsen, S. and Schultz, C. (1995). ELAS3D, 2D/3D Elastic Finite-Difference Wave Propagation Code. *Lawrence Livermore National Laboratory*. UCRLMA-121792, 18pp.
- Mahajan, A., Kumar, S., and Kamal (2004). Macro seismic field observations of January 26th, 2001 Kachchh earthquake and its seismotectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(1):17 – 23.
- Martins, A. (1999). Caracterização morfotectónica e morfosedimentar da Bacia do baixo tejo (pliocénico e quaternário). *Tese de Doutoramento, Universidade de Évora*.
- Martins, I. and Mendes-Victor, L. (1990). Contribuição para o estudo da sismicidade de Portugal Continental. *Publ. IGIDL, Universidade de Lisboa, no18, 75pp*.
- Moczo, P., Labák, P., Kristek, J., and Hron, F. (1996). Amplification and differential motion due to an antiplane 2d resonance in the sediment valleys embedded in a layer over the half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(5):1434–1446.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of sub-surface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report Railway Technological Resources Institute*, 30(1):25–30.

- Nakamura, Y. (2000). Clear identification of fundamental idea of nakamura's method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface and its applications. *12th World Conf. on Earthquake Engineering (Auckland, New Zealand)*.
- Nogoshi, M. and Igarashi, T. (1971). On the amplitude characteristics of microtremor (part 2). *Journal of Seismological Society of Japan*, 24:26–40.
- Okada (2003). The microtremor survey method. *Geophysical Monograph Series, Society of Exploration Geophysicists 12*.
- Oliveira, T. (1992). Carta geológica de Portugal. *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Parolai, S., Bormann, P., and Milkereit, C. (2002). New relationships between V_s , thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for the Cologne area (Germany). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(6):2521–2527.
- Pinto, C. C. (2011). Identificação de Estruturas com Potencial Sismogénico na Região do Vale Inferior do Tejo. *Universidade de Évora*. Tese de Mestrado.
- Rasmussen, E. S., Lomholt, S., Andersen, C., and Vejbæk, O. V. (1998). Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics*, 300(1–4):199 – 225.
- Sandron, D., Sirovich, L., and Pettenati, F. (2011). Near-field response of a 1d-structure alluvial site. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(6):2981–2997.
- Scheck-Wenderoth, M. and Gupta, H. k. (2011). Encyclopedia of solid Earth Geophysics - Sedimentary Basins. *Springer*, pp. 1059-1070.
- Schenkovi, Z. and Zahradnik, J. (1996). Interpretation of the microtremor spectra at the Zafarraya basin, southern Spain. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 15(2):69 – 73.
- Singh, S. K., Mena, E., and Castro, R. (1988). Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacan earthquake and ground motion amplification in and near Mexico City from strong motion data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(2):451–477.
- Sloan, S. W. (1985). A point-in-polygon program. *Advances in Engineering Software (1978)*, 7(1):45 – 47.

- Stich, D., Batlló, J., Macià, R., Teves-Costa, P., and Morales, J. (2005). Moment tensor inversion with single-component historical seismograms: The 1909 Benavente (Portugal) and Lambesc (France) earthquakes. *Geophysical Journal International*, 162(3):850 – 858.
- Teves-Costa, P., Borges, J. F., Rio, I., Ribeiro, R., and Marreiros, C. (1999). Source parameters of old earthquakes: semi-automatic digitization of analog records in seismic moment assessment. *Natural Hazards*, 19:205–220.
- Torres, R. J. G., Furtado, J. A., Silva, H. G., Borges, J. F., Caldeira, B., Bezeghoud, M., Pinto, C. C., and Carvalho, J. (2012). Validation of the Lower Tagus Valley velocity and structural model using ambient noise broadband measurements. *EGU 2012*.
- Vilanova, S. P. and Fonseca, J. F. (2004). Seismic hazard impact of the Lower Tagus Valley Fault Zone (SW Iberia). *Journal of Seismology*, 8:331–345.
- Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H., and Niwa, M. (1994). Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(6):1831–1841.
- Zitellini, N., Mendes, L. A., Cordoba, D., Danobeitia, J., Nicolich, R., Pellis, G., , Ribeiro, A., and Sartori, R. (2001). Source of the 1755 Lisbon Earthquake and tsunami investigated. *EOS, TRANSACTIONS AMERICAN GEOPHYSICAL UNION*, 82:285.

Apêndice A

Cortes do modelo de velocidades

A.1 Localização dos Cortes

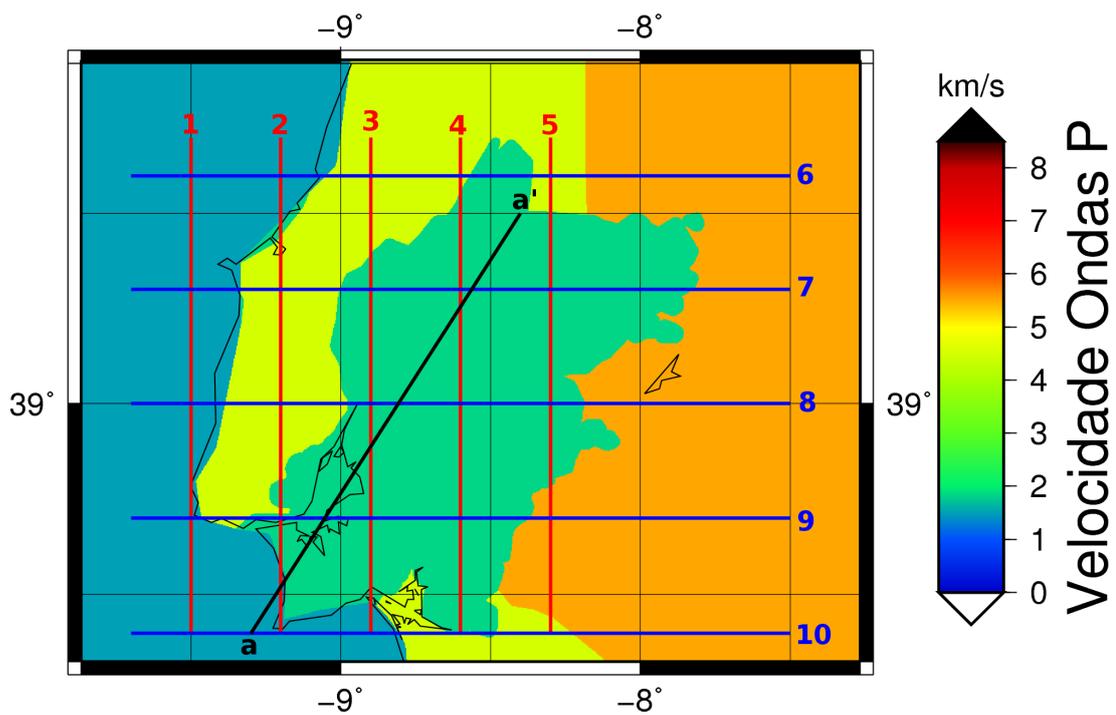
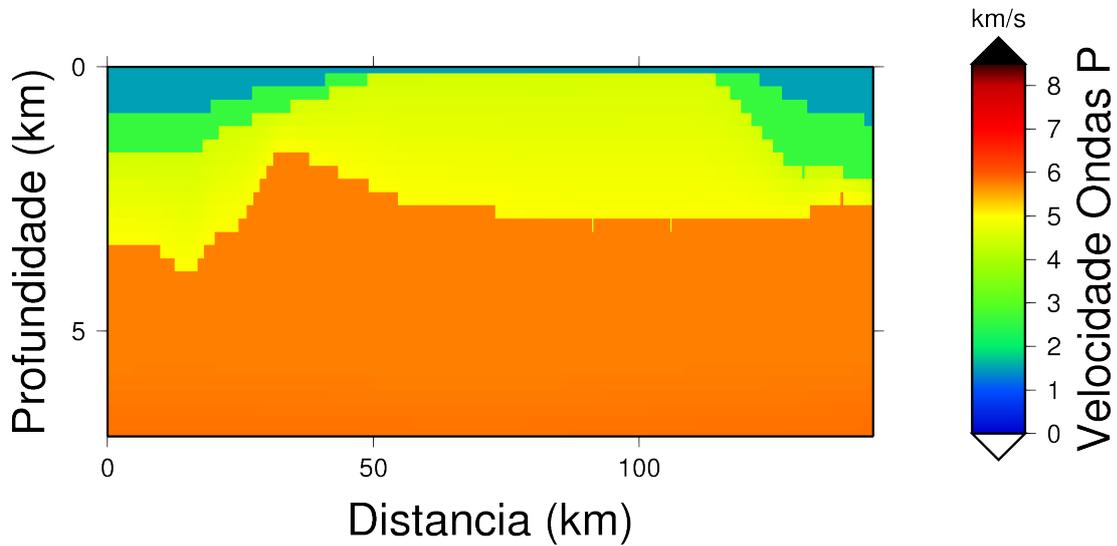
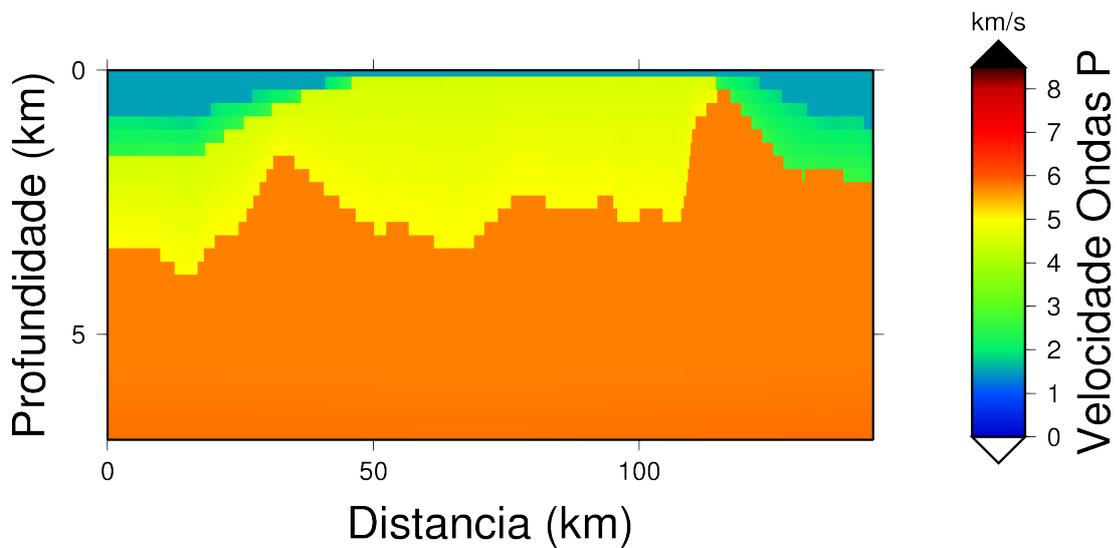


Figura A.1: Mapa com a localização dos cortes. A preto encontra-se um corte na direcção SW-NE (a-a'), a vermelho os cortes N-S e a azul os cortes W-E

A.2 Cortes Verticais

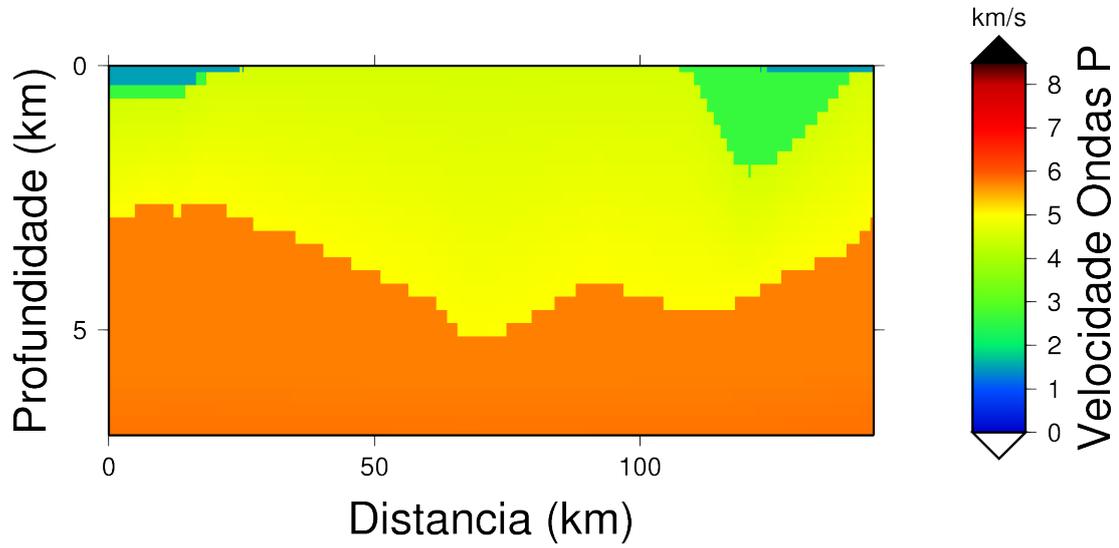


(a) SWIBMOD2006

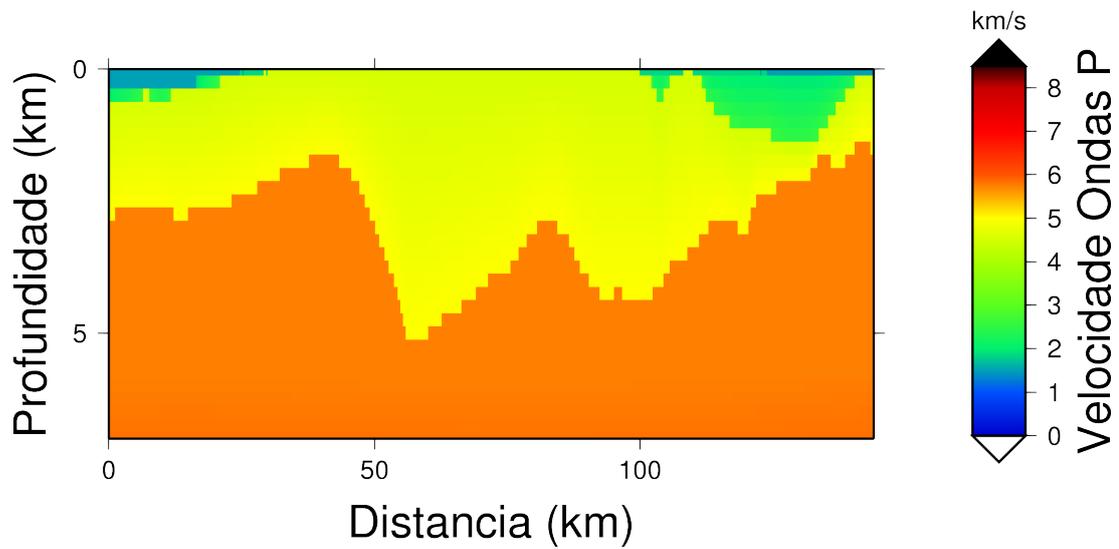


(b) LISMOD2012

Figura A.2: Corte vertical (1) na coordenada 9.5 W.



(a) SWIBMOD2006



(b) LISMOD2012

Figura A.3: Corte vertical (2) na coordenada 9.2 W.

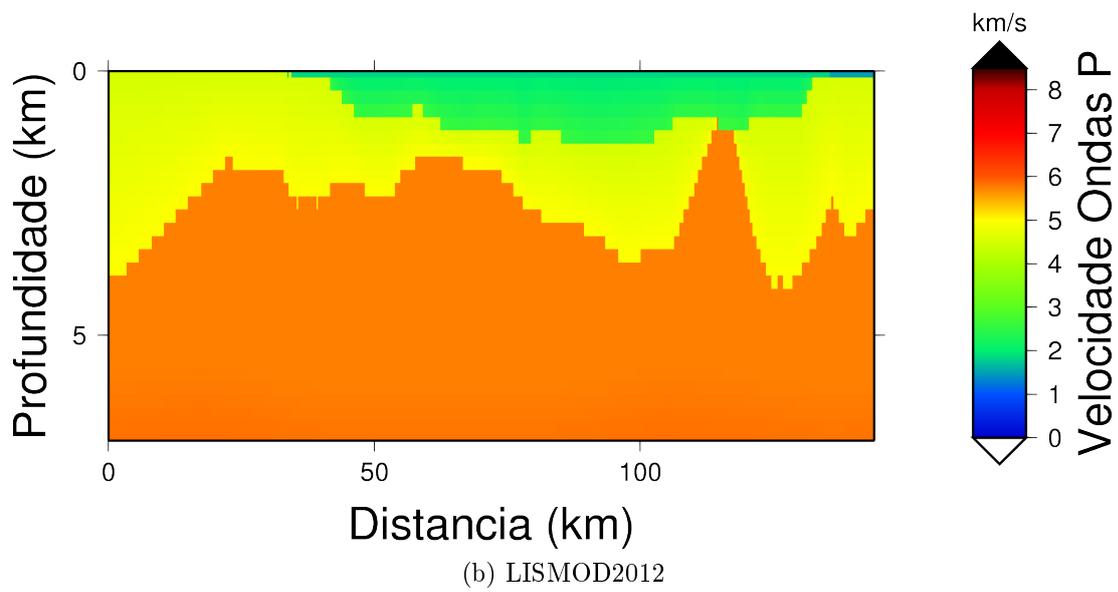
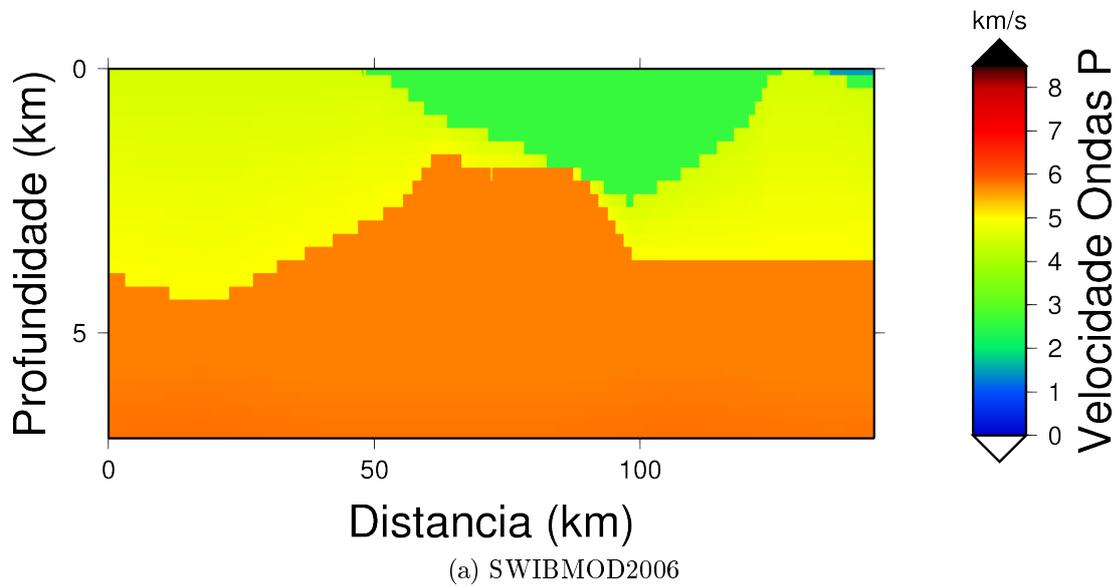
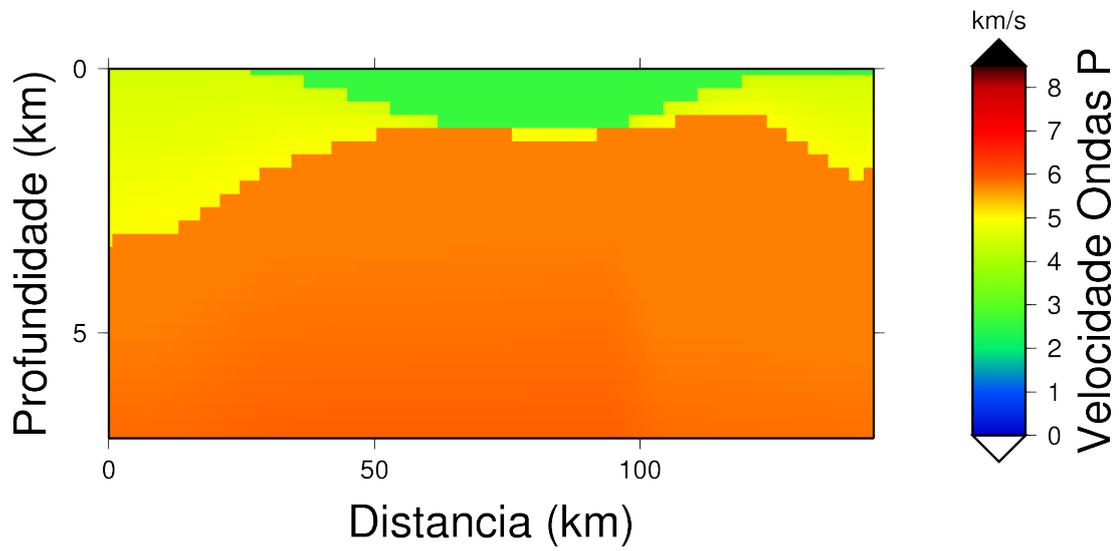
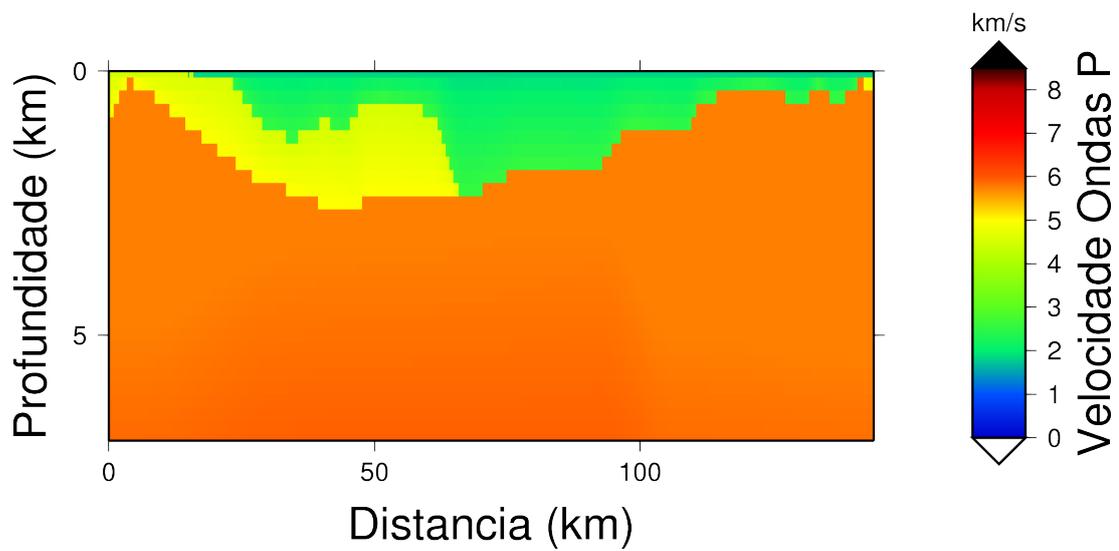


Figura A.4: Corte vertical (3) na coordenada 8.9 W.



(a) SWIBMOD2006



(b) LISMOD2012

Figura A.5: Corte vertical (4) na coordenada 8.6 W.

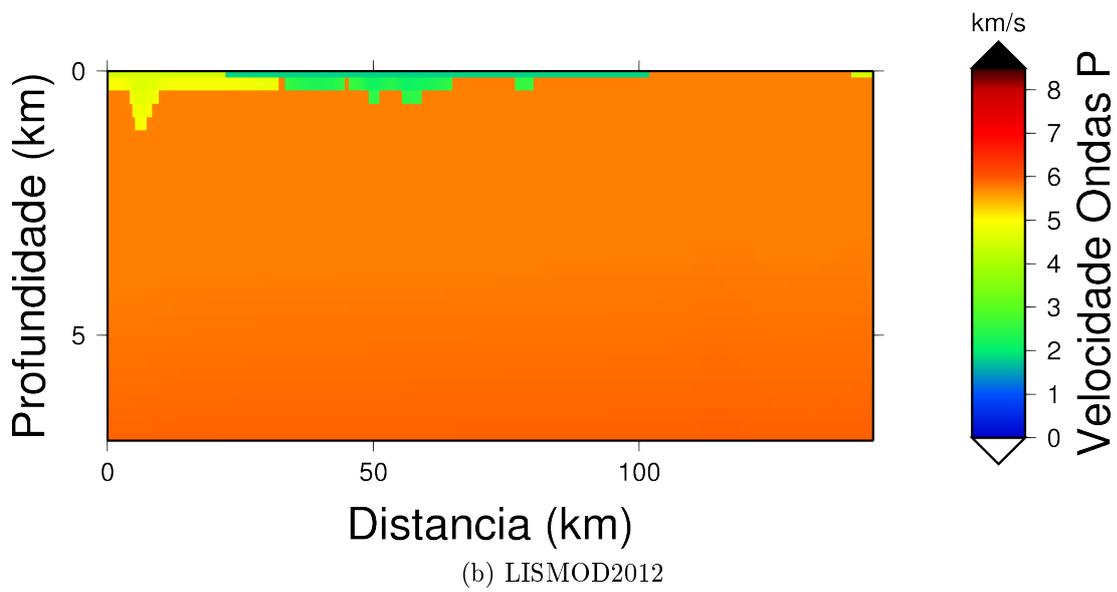
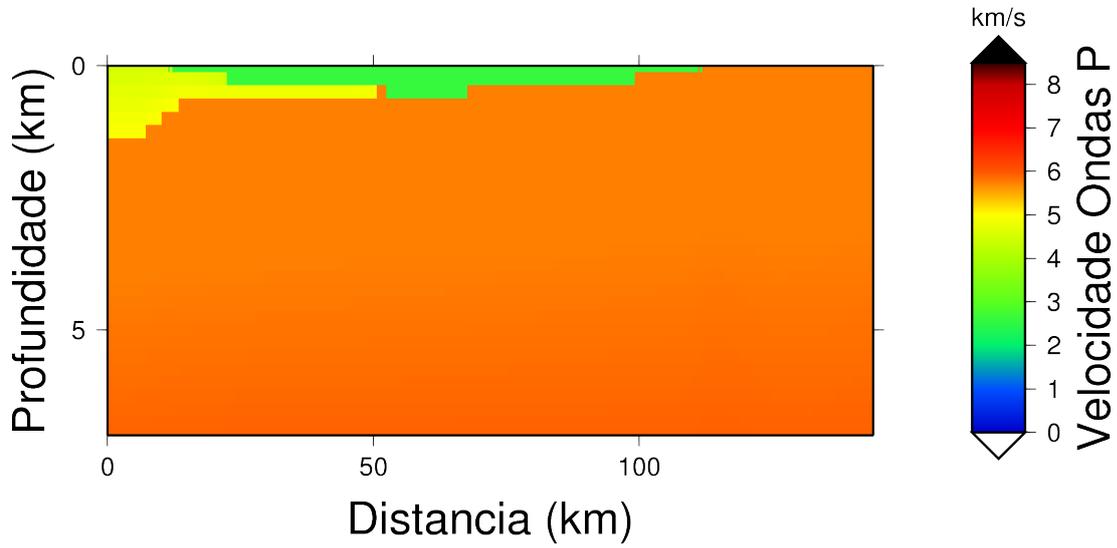
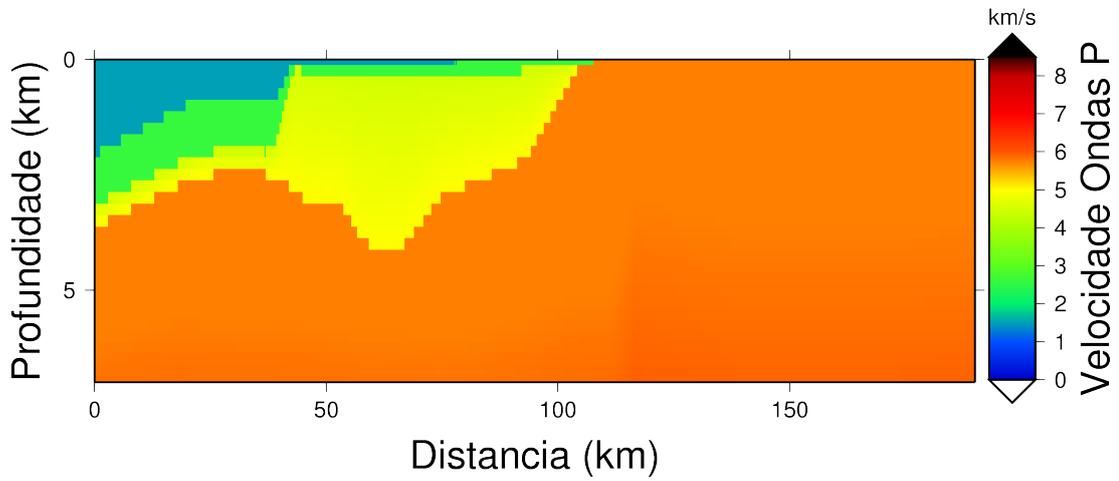
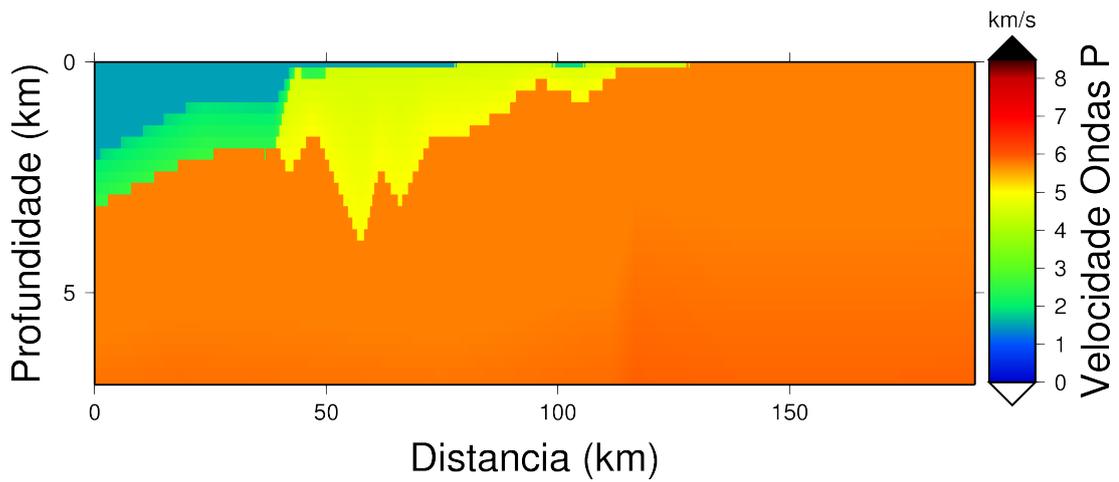


Figura A.6: Corte vertical (5) na coordenada 8.3 W.

A.3 Cortes Horizontais



(a) SWIBMOD2006



(b) LISMOD2012

Figura A.7: Corte horizontal (6) na coordenada 38.4 N.

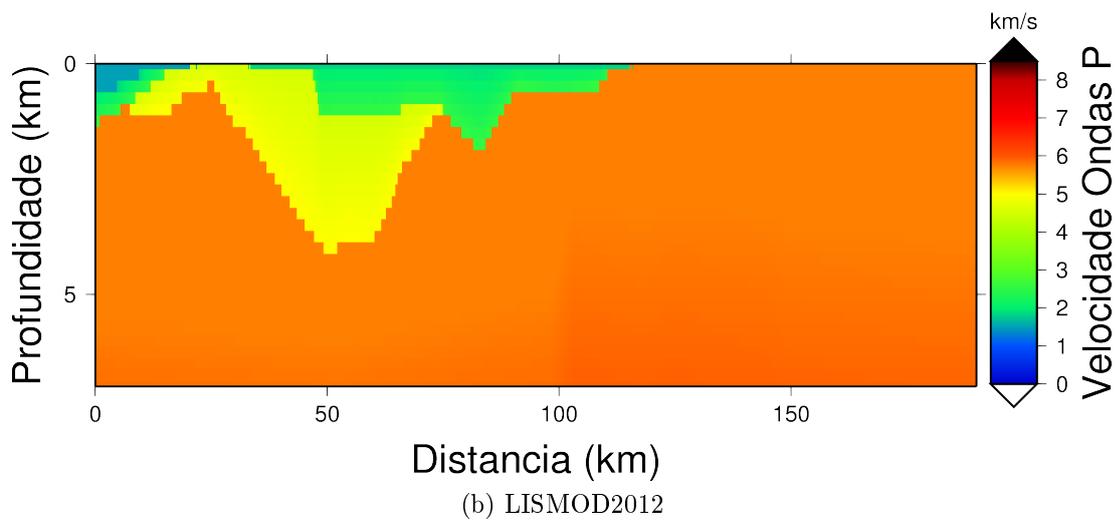
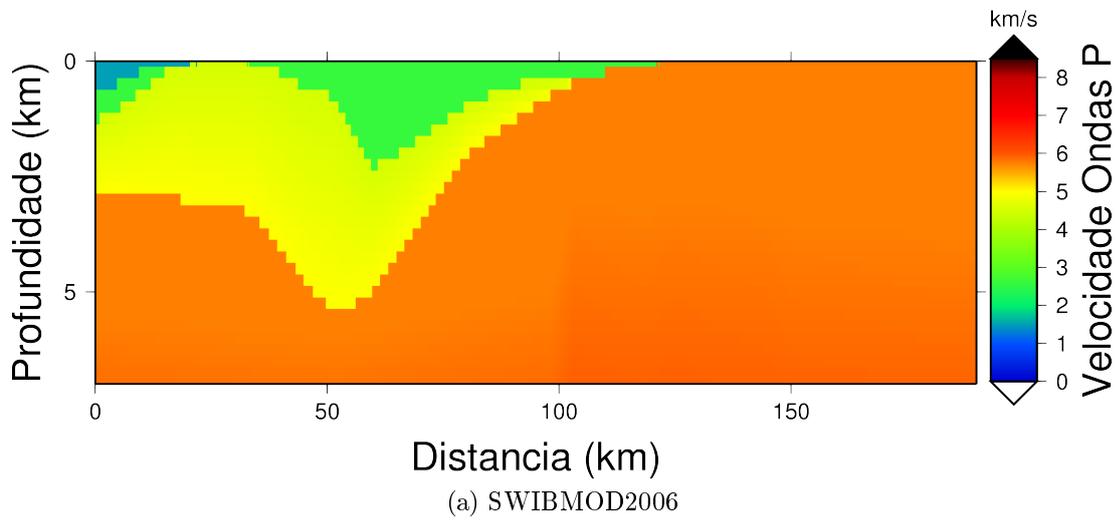


Figura A.8: Corte horizontal (7) na coordenada 38.7 N.

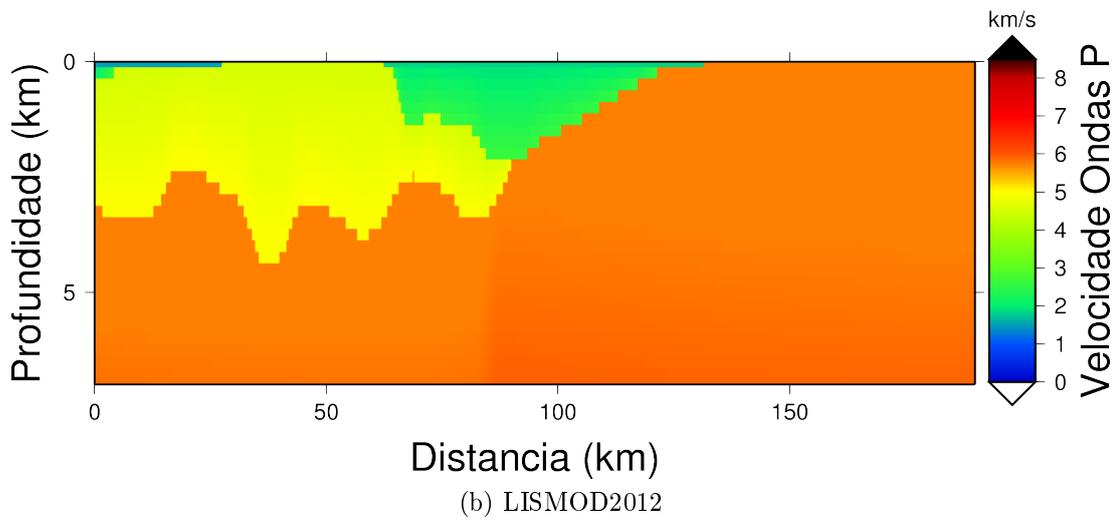
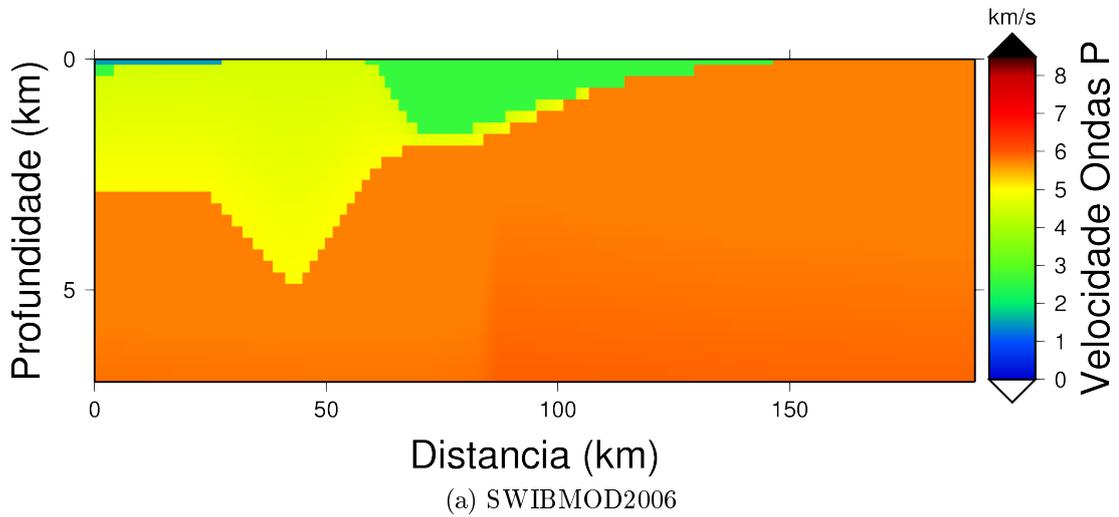


Figura A.9: Corte horizontal (8) na coordenada 39 N.

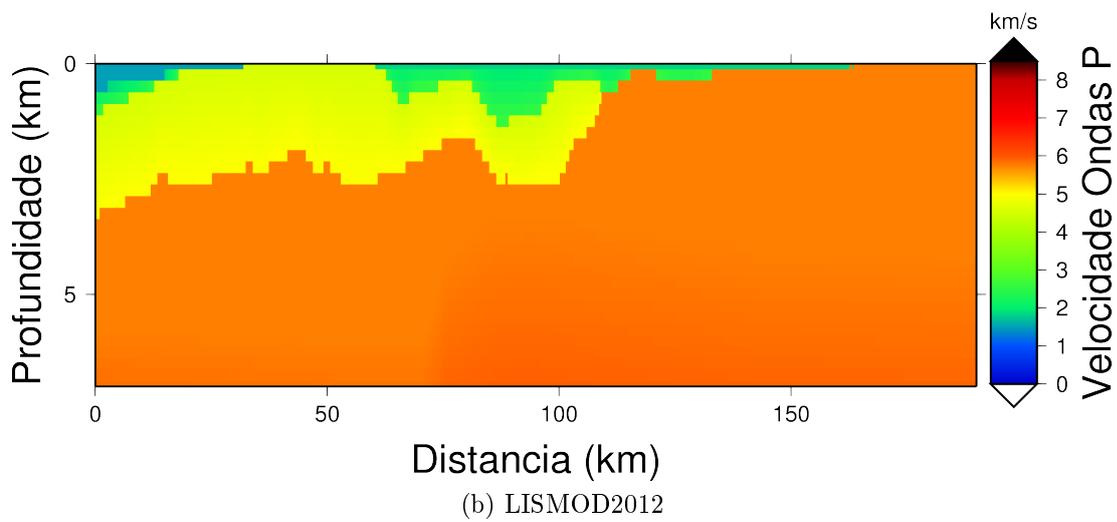
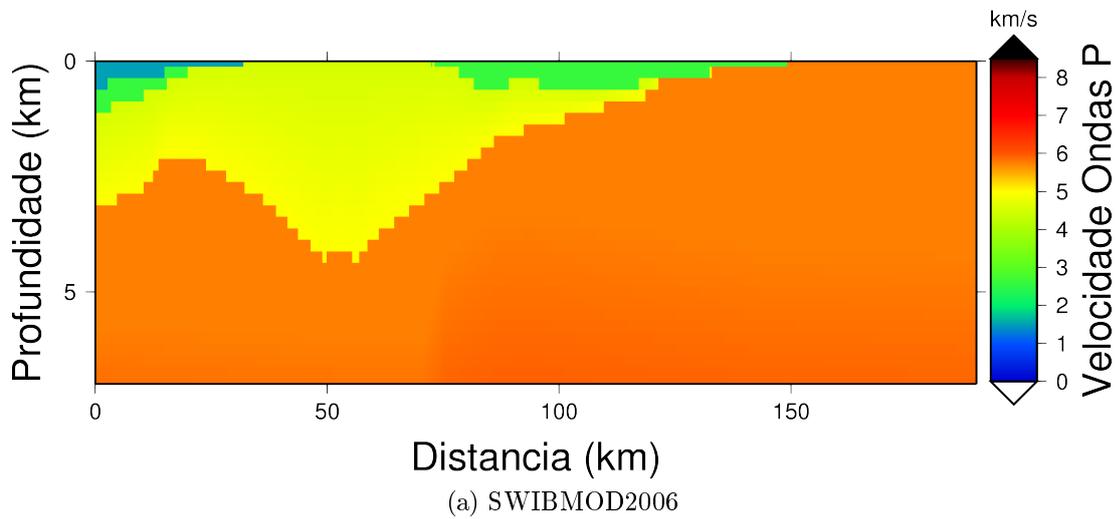


Figura A.10: Corte horizontal (9) na coordenada 39.3 N.

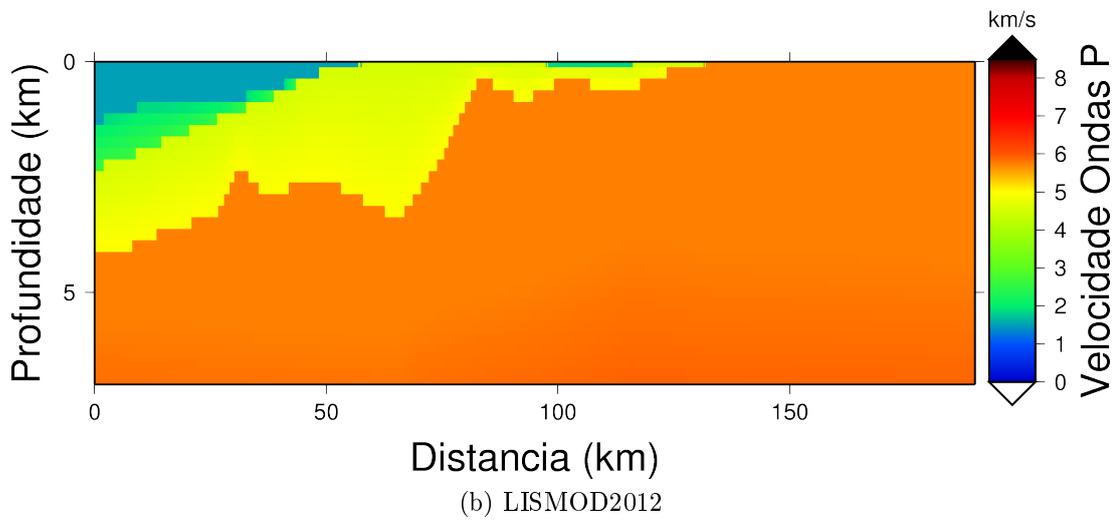
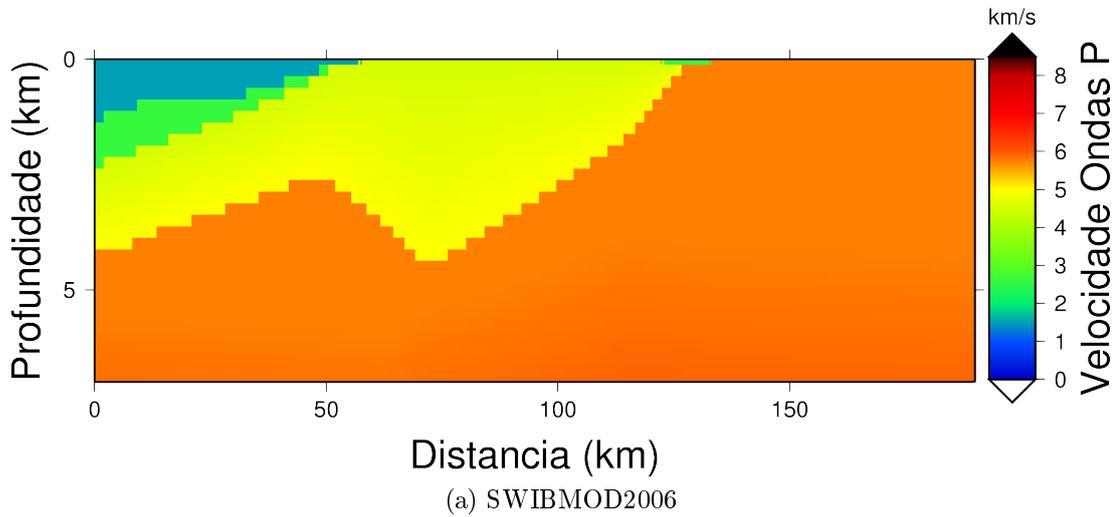


Figura A.11: Corte horizontal (10) na coordenada 39.6 N.

Apêndice B

Inversão das curvas H/V nos locais de sondagens para estimar V_s

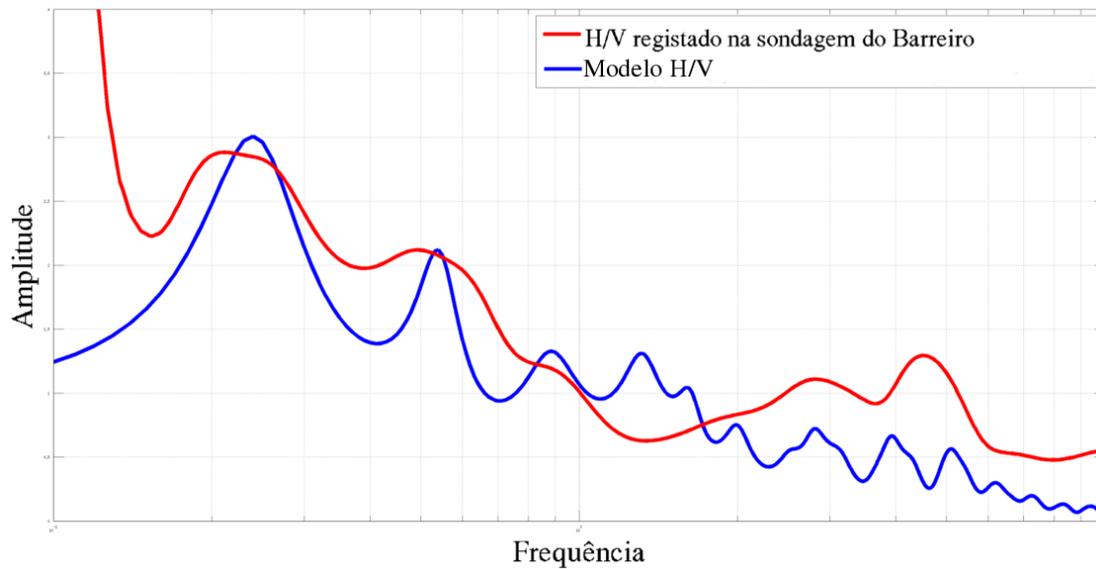


Figura B.1: Inversão da sondagem do Barreiro

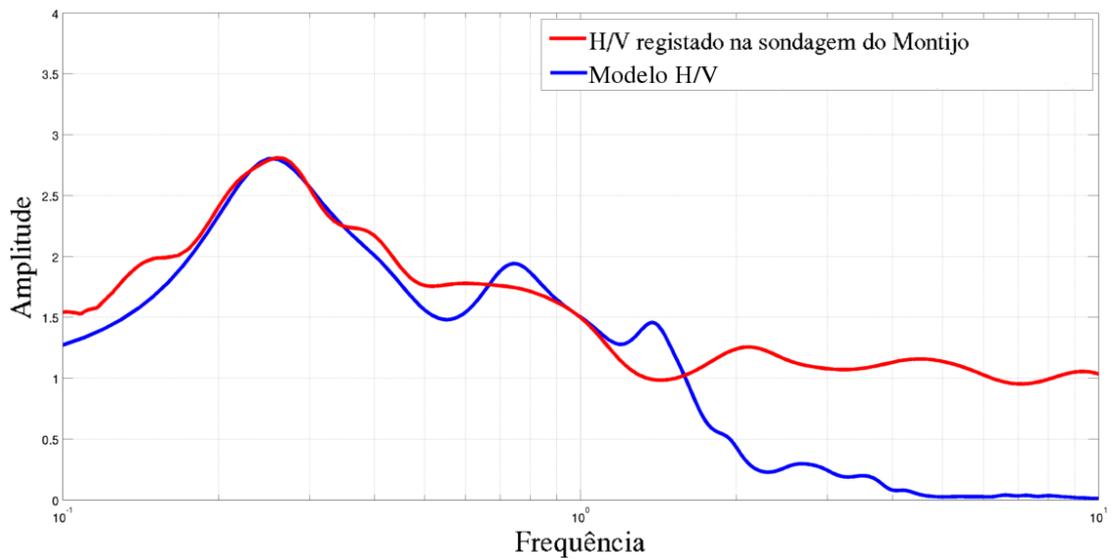


Figura B.2: Inversão da sondagem do Montijo

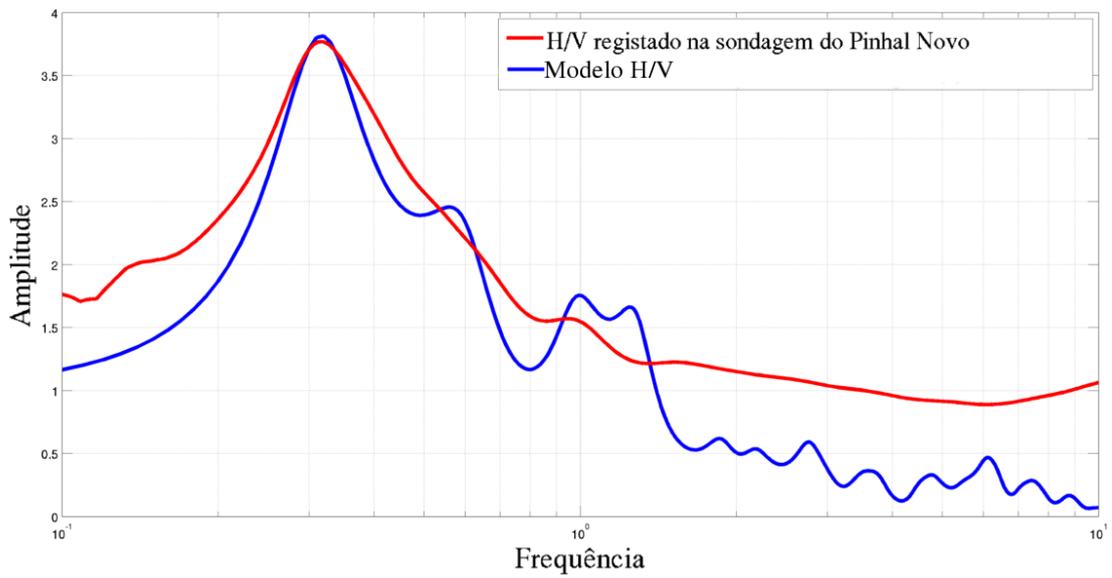


Figura B.3: Inversão da sondagem do Pinhal Novo

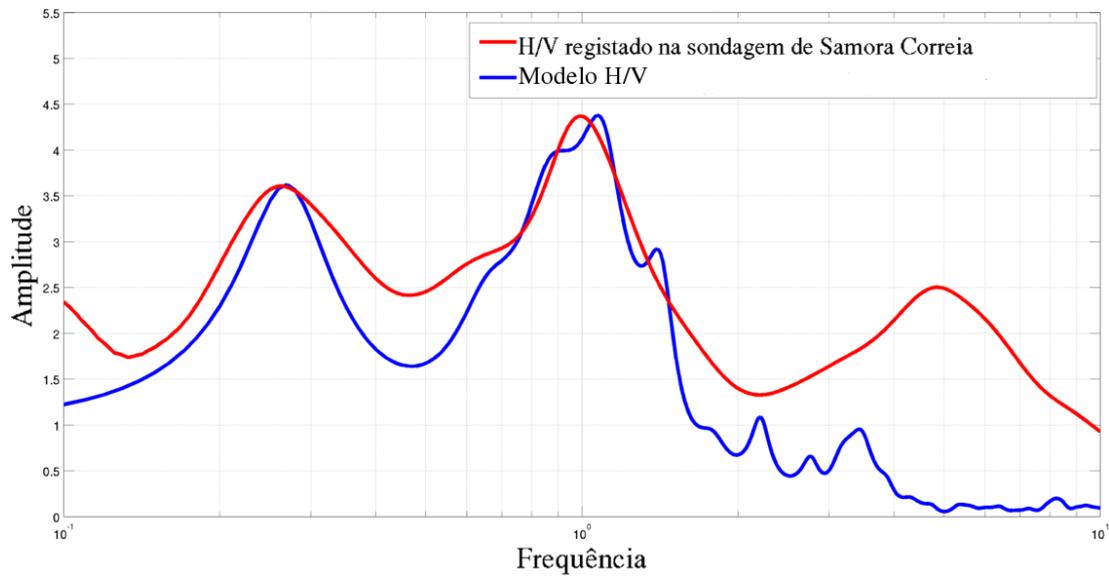


Figura B.4: Inversão da sondagem do Samora Correia

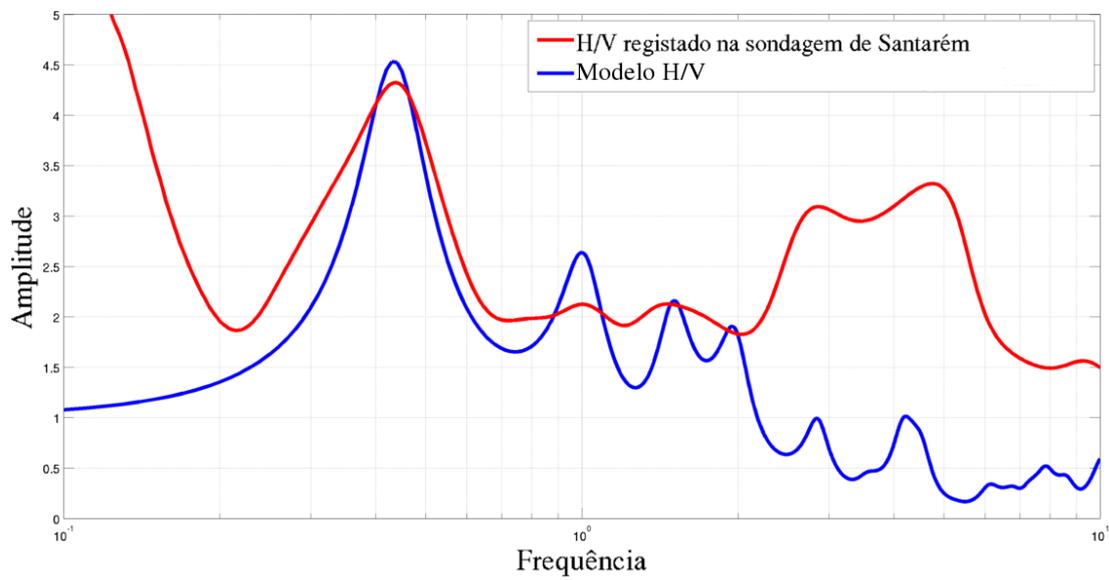


Figura B.5: Inversão da sondagem do Santarém

Apêndice C

Tabelas

Tabela C.1: Informações do perfil VFX-SB: Longitude, Latitude, frequência fundamental f_0 , Espessura dos sedimentos calculada pela inversão das razões espectrais H/V, Espessura dos sedimentos calculada pela equação empírica 4.2 e os parâmetros a e b calculados neste trabalho e apresentados na tabela 4.2.

Ponto	Longitude	Latitude	f_0	Espessura invertida	Espessura calculada
1	-8.98690	38.97338	0	0	0
2	-8.97139	38.97615	1.0660	91.5	88.96
3	-8.97850	38.96121	1.1886	72.7	78.83
4	-8.94132	38.95268	0.2395	1113.2	1210.92
5	-8.92699	38.95369	0.2694	1429.2	936.99
6	-8.89897	38.94124	0.2665	1077	959.36
7	-8.85040	38.93826	0.2435	1084.8	1167.97
8	-8.80703	38.92880	0.2556	1245.4	1050.79
9	-8.78560	38.92656	0.2619	1124	996.47
10	-8.76143	38.91402	0.2683	1411	945.38
11	-8.73196	38.89989	0.2619	1077.4	996.47
12	-8.70013	38.90181	0.2716	938.3	920.52
13	-8.67529	38.89753	0.2885	792.1	807.02
14	-8.64839	38.89368	0.2816	792.1	850.75
15	-8.63417	38.89494	0.2749	808.6	896.60
16	-8.60419	38.88097	0.3065	458.7	707.26
17	-8.58136	38.87509	0.314	528.2	670.96
18	-8.53908	38.87321	0.3675	429.4	476.14
19	-8.53377	38.84323	0.4855	251.9	259.48
20	-8.50509	38.85926	0.5034	201.3	239.79
21	-8.46491	38.84209	0.5348	200.9	210.16
22	-8.44324	38.84860	0.4681	255	280.97
23	-8.41765	38.85476	0.5682	219.8	184.16
24	-8.38944	38.82595	1.1886	83.8	78.83
25	-8.36695	38.81700	1.7507	53.1	51.29
26	-8.34834	38.81925	1.9287	0	46.06
27	-8.31279	38.81447	0	0	0
28	-8.29549	38.80013	0	0	0
29	-8.26393	38.79857	0	0	0
30	-8.23594	38.79453	0	0	0
31	-8.21069	38.77844	0	0	0
32	-8.17520	38.76490	0	0	0
33	-8.14391	38.76989	0	0	0
34	-8.12391	38.76154	0	0	0
35	-8.09429	38.75497	0	0	0

Tabela C.2: Informações do perfil LSB-CBL: Longitude, Latitude, frequência fundamental f_0 , Espessura dos sedimentos calculada pela equação empírica 4.2 e os parâmetros a e b calculados neste trabalho e apresentados na tabela 4.2.

Ponto	Longitude	Latitude	f_0	Espessura calculada
1	-9.22403	38.77825	3.7073	22.30
2	-9.1896	38.76846	4.7799	16.82
3	-9.156594	38.756756	2.674	32.05
4	-9.123008	38.750834	0.8678	936.99
5	-9.097626	38.742754	2.9817	28.40
6	-9.00796	38.72094	0.4681	1167.97
7	-8.97845	38.71506	0.2184	1050.79
8	-8.94127	38.70505	0.2587	996.471
9	-8.91142	38.69403	0.2265	945.38
10	-8.87708	38.68261	0.2007	996.47
11	-8.85673	38.67758	0.1844	920.52
12	-8.82182	38.66023	0.2465	807.02
13	-8.78445	38.6593	0.2816	850.79
14	-8.74998	38.65236	0.292	896.60
15	-8.715522	38.642213	0.3102	707.26
16	-8.681238	38.632175	0.3336	670.956
17	-8.652637	38.623017	0.4198	476.14
18	-8.612915	38.612448	0.5413	259.48
19	-8.58302	38.610242	0.6184	239.79
20	-8.550958	38.591225	0.7532	210.16
21	-8.523422	38.588952	1.0532	90.16
22	-8.486437	38.580697	1.4081	65.32
23	-8.461405	38.569053	2.4867	34.74

Tabela C.3: Informações do perfil RM-MG: Longitude, Latitude, frequência fundamental f_0 , Espessura dos sedimentos calculada pela equação empírica 4.2 e os parâmetros a e b calculados neste trabalho e apresentados na tabela 4.2.

Ponto	Longitude	Latitude	f_0	Espessura calculada
1	-8,993478	39,294102	1,8599	47.96
2	-8,961837	39,289265	0,715	36.85
3	-8,930497	39,27459	0,372	1210.92
4	-8,892782	39,26279	0,5348	936.99
5	-8,864042	39,250732	0,4515	959.36
6	-8,839095	39,240317	0,3675	1167.97
7	-8,796212	39,228065	0,3765	1050.79
8	-8,764262	39,226221	0,3631	996.47
9	-8,733482	39,213724	0,4625	945.38
10	-8,699211	39,202325	0,4681	996.47
11	-8,665397	39,191864	0,4349	920.52
12	-8,633918	39,182085	0,4249	807.02
13	-8,60211	39,172661	0,4198	850.75
14	-8,570585	39,165023	0,3751	896.60
15	-8,537758	39,152424	0,3245	707.26
16	-8,503658	39,14599	0,3661	670.96
17	-8,465435	39,130088	0,3889	476.14
18	-8,446027	39,121858	0,4232	259.48
19	-8,423982	39,122677	0,4661	239.79
20	-8,375166	39,102759	0,6614	210.16
21	-8,342905	39,093989	1,3321	69.46
22	-8,309268	39,083868	0,4951	184.16
23	-8,290998	39,071758	0,8121	36.85