



UNIVERSIDADE DE ÉVORA
CENTRO DE GEOFÍSICA DE ÉVORA

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

Dissertação de Mestrado

**Identificação de Estruturas com Potencial Sismogénico na Região do Vale
Inferior do Tejo**

Carlos Daniel Cancela Pinto

Orientador:

João Paulo Gameira de Carvalho

Co-Orientador(es):

José Fernando Borges

Novembro de 2011

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

Dissertação de Mestrado

**Identificação de Estruturas com Potencial Sismogénico na Região do Vale
Inferior do Tejo**

Carlos Daniel Cancela Pinto

Orientador:

João Paulo Gameira de Carvalho

Co-Orientador(es):

José Fernando Borges

Agradecimentos

Diversas pessoas contribuíram de forma positiva para a concretização desta dissertação de Mestrado. Gostaria de reconhecer a sua colaboração e importância.

Devo começar por agradecer aos meus orientadores João Carvalho, pelo apoio permanente, disponibilidade de me instruir e de discutir abertamente todas as ideias relacionadas com esta dissertação e a José Borges pelo acolhimento na Universidade de Évora, pelo apoio e interesse permanente em todas as questões relacionadas com a dissertação. A ambos um agradecimento suplementar pelas diversas revisões e sugestões sempre construtivas que realizaram.

Agradeço à Manuela Costa pelo apoio, pela sua experiência e pelos esclarecimentos relacionados com a zona de trabalho e com os dados de reflexão sísmica.

Ao Henrique Duarte agradeço pela sua disponibilidade na instalação, manutenção e administração do sistema informático de interpretação de reflexão sísmica – Landmark Openworks. O reconhecimento é estendido ao permanente esclarecimento de dúvidas e na resolução dos problemas relacionados com este sistema informático bem como as suas sugestões e comentários relacionados com a geologia e tectónica do Vale Inferior do Tejo.

Ao DPEP pela permissão na utilização dos dados sísmicos, magnéticos e furos profundos.

Pela generosidade, em nome da Unidade de Geologia Marinha (UGM) do LNEG, do empréstimo de uma licença do sistema informático de interpretação de reflexão sísmica – Landmark Openworks agradeço ao Pedro Terrinha. Agradeço-lhe também pela correcção e comentários no trabalho de projecto experimental que foi a base desta dissertação.

Ao colega Taha Rabeh pela permissão em utilizar a interpretação dos dados de magnética e gravimetria.

À FCT pelo financiamento de vários projectos através dos quais foram reprocessados os dados sísmicos.

À FCT pelo financiamento dos projectos através dos quais foram efectuados os trabalhos desta tese: PTDC/CTE-GIX/102245/2008 – NEFITAG - Strong ground motion and near field effects in the Lower Tagus Valley Region – Coordenação da Universidade de Évora e PTDC/CTE-GIN/82704/2006 – LISMOT - LISMOT - Strong ground motion in the Lower Tagus Valley” - Coordenação da Universidade de Évora (UE).

Ao IM e ao ISC pela permissão na permissão na apresentação de dados de sísmologia.

Ao LNEG a entidade que manteve a minha bolsa de investigação por quatro anos, pelo apoio e acolhimento durante o período lectivo e de trabalho do mestrado.

Ao colega Rúben Dias da Unidade de Geologia e Cartografia Geológica (UGCG) do LNEG pelos esclarecimentos pontuais e pela cedência de bibliografia sobre a Bacia Cenozóica do Vale Inferior do Tejo.

Ao Professor Rui Dias (UE) pela disponibilidade em discutir abertamente a geologia e a tectónica da zona de estudo e pelos contributos nas críticas e sugestões na versão final.

Aos colegas da UGM, Cristina Roque pela revisão inicial da tese, com críticas e sugestões muito construtivas e João Noiva pela ajuda na transposição de dados do sistema Landmark para ArcGis.

À colega Teresa Cunha da UGCG pela cedência da carta geológica em formato *raster* da Área Metropolitana de Lisboa (AML) à escala 1:100 000 e a carta geológica em formato *raster* da carta geológica de Portugal à escala de 1 : 1000 000.

Aos colegas da Unidade de Informação Geocientífica (UIG) do LNEG pelo apoio na migração de dados em formato KMZ para ArcGis e pela cedência licença académica de ArcGis.

À Sónia Queiroz (UGCG) pelo apoio e pela ajuda em dúvidas de última hora no ArcGis.

Ao colega e amigo Vasco Valadares (UGM) agradeço pelos comentários, pela ajuda e pelo incentivo.

Pela disponibilidade nas correcções e sugestões muito pertinentes, pelo apoio e sobretudo por uma amizade que muito estimo, um agradecimento à Tânia Martins.

Pelo apoio constante, motivação, pelas correcções da dissertação, mas sobretudo pela partilha da amizade um agradecimento especial à Ana Maria.

Agradeço também à minha irmã, Rute Pinto pela amizade e estímulo constante.

E por fim aos meus pais, José e Irene Pinto pelo apoio e incentivo diário, pela sua dedicação extraordinária enquanto pais e amigos, ouvindo, compreendendo e ajudando em todas as etapas, o meu mais profundo agradecimento.

Identificação de Estruturas com Potencial Sismogénico na Região do Vale Inferior do Tejo

Resumo

A região do Vale inferior do Tejo (VIT) ao longo da sua história tem sofrido os efeitos da sismicidade, que provocaram danos materiais e perdas de vidas humanas. As fontes dos sismos históricos não são ainda conhecidas.

O principal objectivo desta dissertação é identificar os locais com potencial sismogénico no VIT. De forma a superar as dificuldades associadas à falta de afloramentos geológicos, as baixas taxas de deslizamento e processos de sedimentação e erosão, a metodologia proposta baseou-se no mapeamento de estruturas potencialmente sismogénicas a partir da interpretação de perfis de reflexão e da sobreposição de informação sobre este mapa. Para Este efeito, utilizaram-se dados de sísmica de reflexão, métodos potenciais, sondagens, furos profundos, cartografia geológica e sismicidade integrados num programa de interpretação. Após a interpretação principais estruturas são a Falha de Vila franca de Xira, a Falha do Pinhal Novo a Falha de Samora-Correia-Alcochete e as falhas de desligamento associadas.

Identification of Sismogenic Structures in the Lower Tagus Basin

Abstract

The region of the Lower Tagus Basin (LTV) through the history has been suffering the effects of earthquakes that were responsible for destruction and loss of lives. The sources of these earthquakes are still unknown

The main objective of this work is to identify the sismogenic sources within the LTV. In order to overcome the problems related to the absence of geological outcrops, low slip-rates and the processes of sedimentation and erosion, the proposed methodology was to map sismogenic structures, using for that seismic interpretation and several data overlaid in that map. For that purpose, seismic profiles, potencial field data, soundings, wells and geological cartography were integrated in interpretation software.

The results after the interpretation process show that the main sismogenic structures in the LTV are: the Vila Franca de Xira Fault, the Pinhal Novo Fault, the Samora-Correia-Alcochete Fault and the strike-slip faults associated.

Índice

1.	Introdução e Objectivos	3
1.1	Método sísmico de reflexão aplicado à detecção de falhas	6
1.2	Definição e caracterização de falhas activas	8
2.	Sismicidade Histórica e Instrumental	12
2.1	Sismicidade histórica	12
2.2	Sismicidade Instrumental.....	15
3.	Enquadramento Geológico	17
3.1.	Bacia Lusitaniana	18
3.1.1.	A evolução da bacia durante o Mesozóico	19
3.1.2.	A evolução da bacia durante o Cenozóico.....	24
3.2.	Bacia Cenozóica do Vale Inferior do Tejo	26
3.3.	Actividade Neotectónica	29
3.3.1.	Indícios de actividade neotectónica no VIT.....	31
4.	Dados e Metodologia	34
4.1	Perfis sísmicos de reflexão utilizados	37
4.2	Furos profundos.....	41
4.3	Dados de métodos potenciais.....	44
4.4	Altimetria	47
4.5	Sismicidade	49
4.6	Importação e integração dos dados em SIG	49
5.	Interpretação dos perfis de reflexão.....	51
5.1	Princípios de sismostratigrafia utilizados	51
5.2	Interpretação sismostratigráfica dos perfis de reflexão	52
5.3	Interpretação estrutural	58
5.4	Análise de erros	62
5.5	Resultados de interpretação.....	65
5.5.1	Descrição dos principais horizontes interpretados	65
5.5.2	Principais falhas identificadas	77
6	Correlação das falhas com dados de métodos potenciais, altimetria e sismicidade.....	88
7.	Discussão e resultados finais.....	92
7.1.	Modelos estruturais propostos para o VIT.....	92
7.2	Quantificação da probabilidade de ser activa e cálculo do sismo máximo expectável.....	99

8. Conclusões.....	108
9. Referências bibliográficas	111
ANEXO	119

1. Introdução e Objectivos

Esta dissertação tem como zona de estudo (Figuras 1 e 2) a região de Lisboa e do Vale inferior do Tejo (VIT), que está localizada na parte mais a sul da Bacia Lusitaniana. A região tem sofrido ao longo da história os efeitos de uma sismicidade, que de acordo com diversos registos, provocou danos materiais importantes e perdas de vidas humanas (Moreira, 1985).



Figura 1 Mapa do contexto tectónico e localização da área de estudo (rectângulo a vermelho). Modificado a partir da Carta geológica de Portugal à escala 1: 1000 000 (2010).

Os sismos de maior magnitude que ocorrem em regiões habitadas encontram-se geralmente assinalados nos registos históricos dessa região, constituindo a sismicidade histórica regional (Cabral, 2003 a). No entanto, a localização das fontes dos sismos históricos que ocorreram nesta região ainda não é conhecida com precisão e continua a gerar debate dentro da comunidade científica. Nos últimos anos, este tema gerou diversos artigos científicos e teses académicas.

Os terramotos que ocorreram em 1344 e 1531 são disso exemplo: estão localizados com pouca precisão e foram circunscritos ao VIT devido à destruição que causaram na região de Lisboa (Carvalho et al., 2006, Stich et al., 2005).

Durante o processo de identificação de estruturas com potencial sismogénico, o estudo da sismicidade instrumental e histórica local é considerado de grande importância (Vilanova e Fonseca, 2004; Peláez et al., 2002). No entanto, a sismicidade instrumental e as falhas geológicas conhecidas têm uma fraca correspondência no VIT, e por esse facto, as fontes dos sismos históricos continuam em debate (e.g. Stich et al., 2005). A falta de afloramentos geológicos, juntamente com baixas taxas de deslizamento e os processos contínuos de sedimentação e de erosão que tendem a apagar as rupturas superficiais, contribuem de uma forma decisiva para a dificuldade em localizar falhas activas.

Tendo estas dificuldades presentes, o objectivo principal no trabalho da dissertação é identificar e caracterizar os locais com potencial sismogénico no Vale Inferior do Tejo, utilizando dados geofísicos.

A metodologia proposta para identificação de locais com potencial sismogénico baseia-se no mapeamento de estruturas geológicas a partir da interpretação de perfis de reflexão sísmica e da sobreposição de dados de métodos potenciais (gravimetria e magnética), dados de sondagens (hidrogeológicas, geotécnicas e furos profundos), cartografia geológica e catálogos sísmicos recentes. Foram utilizados os catálogos sísmicos do Instituto de Meteorologia para o período de 1970-2000 e do International Seismological Centre para o período 1900 a 2009. De modo a efectuar uma interpretação conjunta destes dados, os mesmos foram georreferenciados e integrados num programa de interpretação (Landmark Openworks) e num de sistema de informação geográfica (ArcGis).

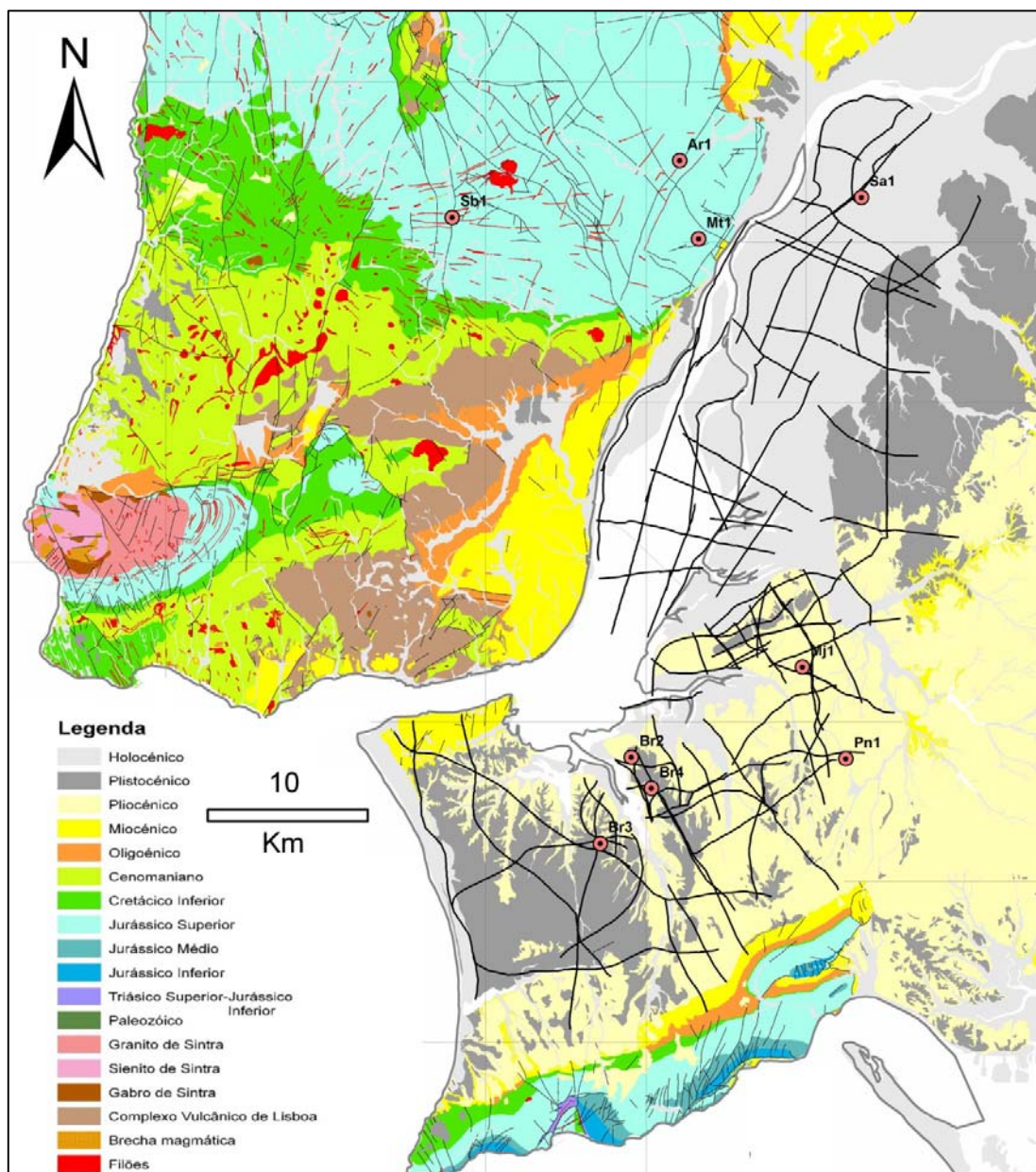


Figura 2 Mapa de localização da área de estudo e geologia simplificada (modificado de Oliveira et. al., 1992). Linhas a negro - perfis sísmicos de reflexão da indústria petrolífera; Círculos vermelhos - furos profundos.

1.1 Método sísmico de reflexão aplicado à detecção de falhas

O método clássico do *common midpoint* (CMP) na sísmica de reflexão nasceu na década de 1950. Desde então, a aquisição e interpretação de dados sísmicos tem vindo a melhorar continuamente.

Os métodos sísmicos estavam essencialmente virados para exploração petrolífera, visto que o custo elevadíssimo da perfuração de poços tornou imperativo a aquisição da informação sísmica. Por outro lado, a sua aplicação na prospecção mineira tinha tido relativamente pouco sucesso, visto que aquelas substâncias ocorrem em zonas vulcânicas ou metamorfizadas, onde o contacto entre as diversas unidades é bastante irregular. Outras aplicações da tecnologia sísmica têm sido as grandes obras de engenharia, tais como barragens, pontes, auto-estradas, ou ainda problemas hidrogeológicos. (Carvalho, 2003)

Estudos de fracturação das rochas são igualmente de grande importância em questões ambientais, risco sísmico, geotecnia, hidrogeologia ou exploração rochas ornamentais. Os problemas de contaminação, que hoje em dia são cada vez mais frequentes, estão relacionados com a circulação de águas subterrâneas, estando estas associadas à estrutura e fracturação do subsolo. A detecção de aquíferos e de reservas de água potável é apontada com um dos principais problemas do século XXI. Em ambas as situações, os métodos sísmicos fornecem importantes indicações, visto que permitem obter a estrutura do subsolo, localizar falhas e detectar o nível freático.

A localização de falhas activas é um passo importante em estudos de risco sísmico e na compreensão global do fenómeno sísmico. Em zonas onde os afloramentos geológicos escasseiam e a geologia superficial não mostra variações significativas, a presença de falhas só pode ser inferida a partir de métodos sísmicos e geofísicos. A detecção de estruturas activas é também bastante importante em construções de barragens, instalações nucleares, pontes, etc.

A outra escala, a detecção de diaclases, fissuras e outras fracturas através de métodos sísmicos permite avaliar a qualidade de uma massa rochosa para exploração em locais onde os afloramentos sejam escassos. Os métodos sísmicos podem igualmente

ter um papel importante na exploração mineira, através da separação de anomalias geofísicas geradas por concentrações de minerais metálicos produzidas por estruturas Telford et al. (1990, in, Carvalho, 2003), Dobrin and Savit (1988, in, Carvalho, 2003)

Devido a todas estas potencialidades, juntamente com a rápida evolução dos equipamentos electrónico e informático, que tornaram a sísmica superficial relativamente económica, esta tem sido uma área em franca expansão, sendo hoje em dia objecto de inúmeras publicações e utilizada em áreas tão diversas como delineação e protecção de recursos hídricos, contaminação de águas, desperdícios químicos e radioactivos, avaliação de risco sísmico, localização de túneis e cavidades, pesquisas arqueológicas, *permafrost* e problemas geotécnicos, só para citar alguns.

Para mais detalhes sobre a evolução dos métodos sísmicos e da geofísica ambiental e geotécnica consultar, por exemplo, Musgrave (1967, in, Carvalho, 2003), Telford et al. (1990, in, Carvalho, 2003), Reynolds (1997, in, Carvalho, 2003) ou ainda Steeples e Miller (1990, in, Carvalho, 2003)

O método mais adequado para detecção de falhas é a sísmica de reflexão, que tem sido aplicado inúmeras vezes (Catchings et al., 1998; Shitvelman et al., 1998; Floyd et al., 2001; Williams et al., 2001; Sato et al., 2002). Em particular a sísmica com ondas de corte que tem superior resolução e sensibilidade às variações laterais em relação à das ondas P, especialmente em sedimentos não consolidados (Ghose and Goudswaard, 2004). Nas últimas duas décadas temos assistido a um grande número de aplicações nesta problemática (Goforth and Hayward, 1992; Woorely et al., 1993; 1996; Harris et al., 2000; Ghose and Goudswaard, 2004; Wang et al., 2004; Pugin et al., 2004; 2009).

1.2 Definição e caracterização de falhas activas

A neotectónica estuda os movimentos recentes das falhas. Segundo Machette (2000), considera-se activa uma falha que se tenha movimentado durante o actual regime de tensão e actualmente é capaz de gerar sismos e/ou deformação superficial numa dada região. No entanto, os regimes de tensão actuais poderão ter iniciado a sua actividade em períodos temporais distintos consoante a região do globo em que nos encontramos.

Considera-se uma falha activa, aquela que apresenta evidências (geológicas, geofísicas e históricas) de deslocamentos suficientemente recentes (falha que tenha tido movimentações durante o Quaternário) para que exista uma certa probabilidade de se darem novos deslocamentos num futuro relativamente próximo (Cabral, 2003 a). Em oposição, uma falha inactiva é uma falha que se movimentou durante o período orogénico anterior, mas não sofreu deslocamento no regime tectónico presente, e, conseqüentemente, não rejeita depósitos sedimentares do Cenozóico tardio (Pliocénico) e, por essa razão, não é considerada sismicamente activa.

A magnitude e frequência dos sismos numa dada região poderão ser estimadas em função do tamanho e competência dos blocos das falhas. Quanto maior e mais competente for o bloco, maior será o sismo que poderá ser gerado ao longo dos limites desse bloco. Também quanto maior for a taxa de movimentos tectónicos e menos competentes forem as estruturas tectónicas, mais rápida será a acumulação da tensão necessária para a falha se movimentar, e mais frequente será a ocorrência de sismos com magnitude máxima para aquela falha.

Os sismos são causados por deslocamentos súbitos localizados em falhas com profundidades variadas. No entanto, em muitos sismos destrutivos não foi encontrada nenhuma evidência de ruptura superficial. Em localidades onde as fontes desses sismos são muito superficiais e os solos de superfície são competentes, como na Califórnia, muitos planos de falha alcançam a superfície. Quando os focos têm uma maior profundidade e/ou a carga sobrejacente não é firme o suficiente para fracturar, as rupturas superficiais poderão não ocorrer (Allen, 1976).

Estas situações ocorrem na Nova Zelândia, onde nem todas as falhas atingem a superfície. Algumas falhas afectam as rochas do soco sob a cobertura sedimentar, e foram identificadas através de levantamentos geofísicos ou por sismicidade instrumental (análise de concentrações de pequenos sismos).

Algumas falhas são oclusas. Outras falhas não produzem sismicidade até ocorrer um sismo de magnitude elevada.

Outros factores contribuem para a dificuldade de identificar falhas, tais como:

- baixo grau de actividade de falhas;
- erosão e as taxas de deposição dos sedimentos que são superiores às taxas deslizamento;
- cobertura vegetal densa que mascare as falhas, (embora, por vezes, fotografias aéreas mostrem falhas nestas condições (Allen, 1976));
- alguns processos tectónicos resultam em zonas de falhas dispersas à superfície, de modo que as suas características são menos pronunciadas. As zonas de falha poderão variar em largura a partir de alguns metros até um quilómetro ou mais (Dowrick, 2003).
- erros na localização epicentral.

A caracterização de uma falha activa implica utilização de diversos critérios (Ribeiro, 1995):

- **Estratigráfico**

A estratigrafia permite a datação dos sedimentos através do seu conteúdo de fósseis ou através de métodos radiométricos (decaimento de isótopos). A idade da movimentação da falha é dada por relações geométricas entre os sedimentos ou estratos, ou outros marcadores estratigráficos.

- **Geomorfológico**

A ruptura superficial durante os sismos de grande magnitude ($M > 6$) conduz à formação de escarpas de falha, deslocamentos de linhas de água e interflúvios, entre

outras evidências geomorfológicas mais expressivas. O estudo de imagens de satélite, e modelos digitais de terreno permitem o estudo de acidentes, mesmo que estes por vezes tenham uma expressão muito subtil.

- **Geodésico**

A monitorização por satélite e por uma rede de GPS permite comprovar o movimento relativo entre dois pontos à superfície de uma falha.

- **Sismológico**

A sismicidade instrumental e histórica deve localizar-se em falhas activas, mas deve ter em conta que a geometria da falha poderá variar com a profundidade e que os sismos de maior magnitude nucleiam na base da esquizosfera (camada sismogénica na parte superior da litosfera com 15 a 30 km na litosfera continental). Por vezes, as falhas activas não têm manifestação à superfície, no entanto produzem sismicidade de pequena e média magnitude.

- **Geofísico**

As falhas representam, na maioria das vezes, uma descontinuidade nas propriedades físicas das rochas. Estas descontinuidades poderão ser detectadas através de métodos geofísicos tais como: sísmicos, magnéticos, eléctricos, gravimétricos, entre outros. A interpretação de anomalias e lineamentos destas propriedades permite identificar potenciais falhas activas.

As interpretações geofísicas devem posteriormente serem corroboradas por estudos geológicos como a abertura de trincheiras, sanjas ou através da sobreposição com a sismicidade histórica ou instrumental

- **Paleosismicidade**

Após a identificação de falhas activas a grande escala, são escolhidos locais para investigação geológica mais detalhada, onde a expressão geomorfológica seja mais

nítida e estejam conservadas as formações mais recentes. É feita a abertura de sanjas com alguns metros de profundidade onde as relações geométricas entre falhas e depósitos são datadas e cartografadas.

- **Detecção por Satélite**

SAR: A utilização de técnicas recentes de radar, nomeadamente radares com abertura sintética, ou em inglês *synthetic aperture radar* (SAR) que é um sistema de radar avançado que utiliza técnicas de processamento de imagem de forma a sintetizar uma antena virtual de grandes dimensões. Permite obter uma maior resolução espacial comparada com uma abertura em tempo real. Como o SAR transmite e recebe activamente de uma dada área, e porque os comprimentos de onda dos radares não são afectados pelas más condições climáticas, o SAR pode operar de dia e de noite em quase todas as condições de tempo. As imagens de SAR são usadas para monitorizar processos dinâmicos terrestres, incluído modificações à superfície induzidas por causas naturais ou por actividades humanas (Lu et al. , 2010).

InSAR: A tecnologia *Interferometric synthetic aperture radar* (InSar) utiliza duas antenas SAR que adquire duas imagens com uma diferença temporal entre aquisições mínima. Desta forma InSAR é capaz de medir a deformação superficial no terreno, com uma precisão sub – centrimétrica. Na maioria dos casos a resolução horizontal é de dezenas de metros até ~100km. O InSar é habitualmente utilizado para questões de perigosidade geológica e hidrogeológica, relacionadas com sismos, vulcões, movimentos de massa e cheias (Lu et al., 2010).

LIDAR: É uma ferramenta óptica de comando remoto que permite determinar a distancia a cada ponto, iluminado ou utilizando um feixe de laser. O LIDAR (*Light Detection And Ranging*) consegue detectar diferenças muito subtis na topografia, como terraços fluviais, determina a topografia por baixo da vegetação e detecta diferenças muito baixas quando passa pelo mesmo ponto mais que uma vez. Em estudos de tectónica a combinação da tecnologia LIDAR com a tecnologia GPS permite importares avanços na detecção de falhas e na medição da variação vertical da topografia (USGS, lidar.usgs.gov).

2. Sismicidade Histórica e Instrumental

A maioria da sismicidade natural está relacionada com movimentações bruscas em falhas activas. O deslizamento súbito, sismogénico, que ocorre ao dar-se a ruptura numa falha activa é geralmente do tipo elástico-friccional, ou seja, resulta da reactivação de falhas bloqueadas por forças de atrito, segundo o Modelo do Ressalto Elástico proposto por H.F.Reid.

Conclui-se que, para a generalidade da sismicidade natural, particularmente a de origem tectónica, a identificação e caracterização de fontes sismogénicas implica o reconhecimento das falhas activas geradoras da sismicidade e o estudo da sua actividade (Cabral, 2003 a).

Os sismos ocorrem em períodos irregulares de tempo, espaço e de magnitude, de modo que para caracterizar uma região em relação à perigosidade sísmica é necessária uma identificação dos padrões de distribuição sismológica (tempo, magnitude e espaço). Compreender as causas dos sismos do ponto de vista tectónico, e identificar as características geológicas sismogénicas, permite o entendimento da distribuição e padrões de fontes sismogénicas potenciais (Dowrick, 2003).

2.1 Sismicidade histórica

A região do VIT está situada a cerca de 300 km a Norte do limite de placas Ibéria-Núbia (Figura 1), incluída no limite entre a placa Euroasiática (Sub Placa Ibéria) e a placa Africana (Núbia). Esta zona de limite de placas sofreu os efeitos de sismos históricos, que causaram danos materiais e perdas de vidas humanas. Estima-se que o maior evento registado e descrito nesta zona tenha sido o grande terramoto de 1755, também designado como “o grande sismo de Lisboa”, que ocorreu no dia 1 de Novembro, com uma magnitude estimada de ≥ 8.5 (Martins e Mendes-Victor, 1990) e foi precedido por um *tsunami* que atingiu a costa sul e sudoeste de Portugal Continental.

Os sismos que ocorreram em 1344 e 1531 foram localizados com pouca precisão, sendo a sua provável localização o VIT, em domínio intra-placa, devido à destruição

que causaram na região de Lisboa, com uma intensidade aproximada entre VI e IX (Figura 3 e 5). O evento de 26 de Janeiro de 1531 causou uma destruição considerável e a perda de vidas humanas na cidade de Lisboa, atingindo uma intensidade de VIII - IX (Justo e Salwa, 1998).

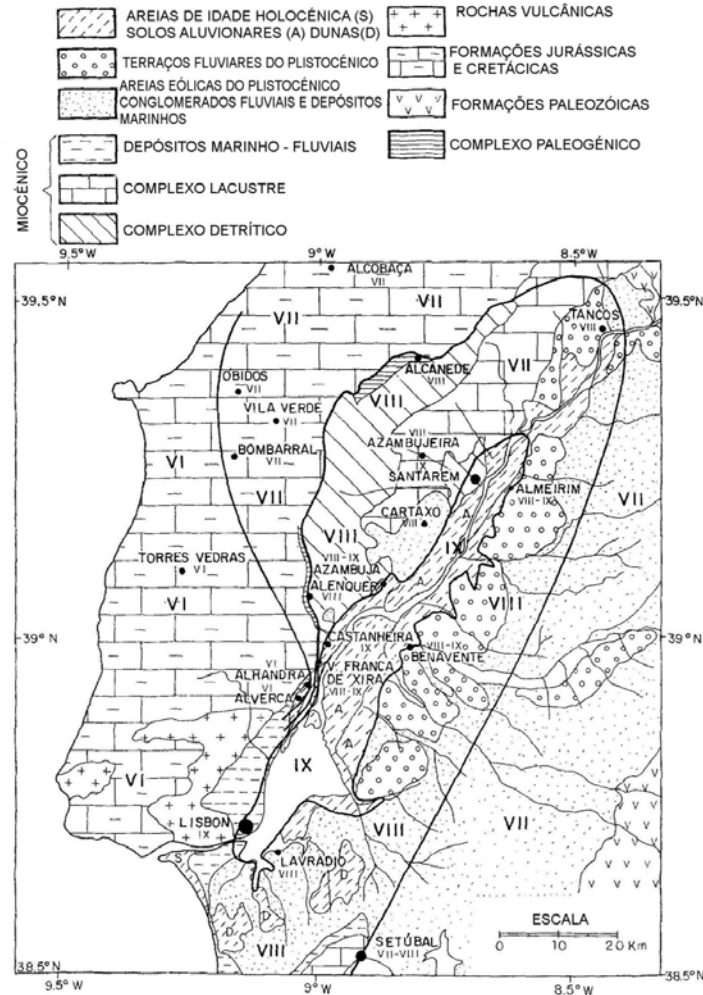


Figura 3 Mapa de isossistas do sismo de 1531, com informação geológica sobreposta (modificado de Justo e Salwa, 1998).

O sismo de Benavente em 23 de Abril de 1909 (Figura 5b), que teve uma magnitude estimada de 6, na escala de Richter, destruiu quase por completo a cidade e aldeias vizinhas, a sua localização ainda está em discussão (Teves-Costa et al., 1999; Dineva et al., 2002). As localizações mais prováveis para este sismo serão o segmento central da falha Ota-Vila Franca de Xira-Lisboa-Sesimbra (OVLS) (Figura 4), ou mais a Este, a falha da Azambuja, com uma orientação NNE-SSW (Cabral et al., 1995, 2003 b; 2004). Uma localização alternativa proposta por Stich et al. (2005) é que o sismo de

Benavente terá sido gerado por uma falha inversa cega com orientação ENE-WSW e localizada sob a bacia Cenozóica.

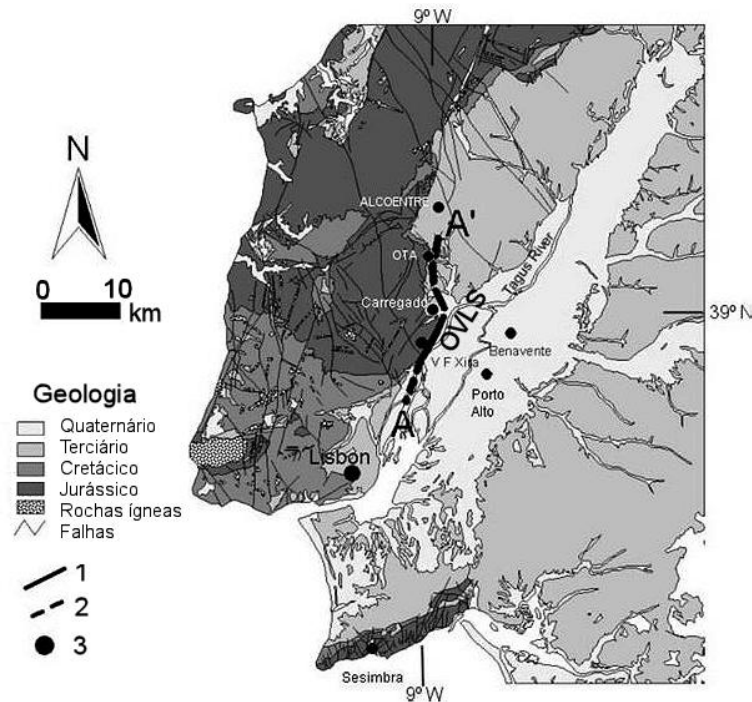


Figura 4 A figura mostra o segmento central e norte da falha OVLS, (A' - A), segundo Carvalho et al. 2008, entre a Ota e Vila Franca de Xira. 1- Zona da falha aflorante junto a Vila Franca de Xira; 2- Zona da falha interpretada a partir de perfis de sismica de reflexão; 3- localidades.

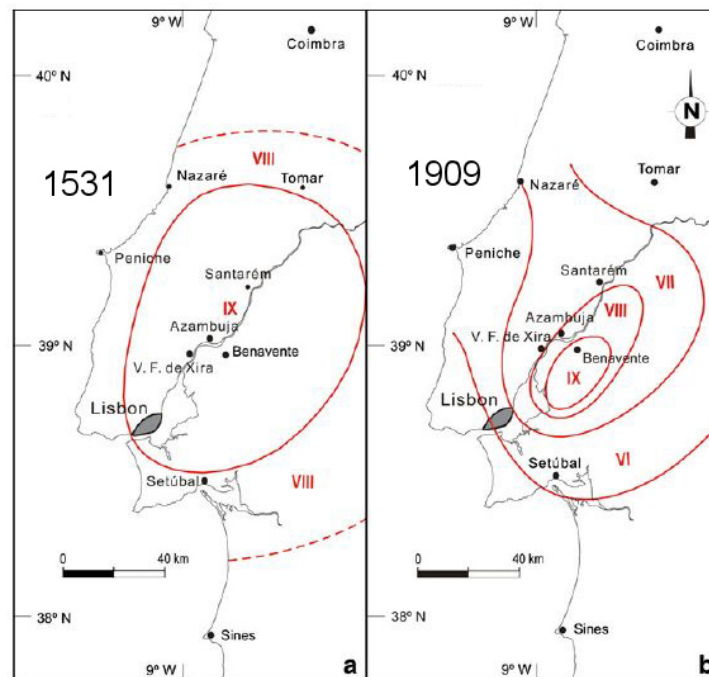


Figura 5 Mapa de isossistas dos sismos históricos de 1531 (a) e 1909 (b).
(modificado de Cabral et al., 2010)

2.2 Sismicidade Instrumental

Nos trabalhos desta tese foram utilizados dois catálogos de sismicidade instrumental. No catálogo disponível no sítio da internet do *International Seismological Centre* (ISC) foi possível visualizar todos os registos ocorridos entre 1918 até 2010 (Figura 6). O Catálogo ISC é compilado através das leituras das fases dos eventos de cerca de 100 agências de todo o mundo. A identificação da fase, os residuais de deslocamento e outros metadados que interferem com as chegadas estão descritas nos dados fornecidos pelo ISC.

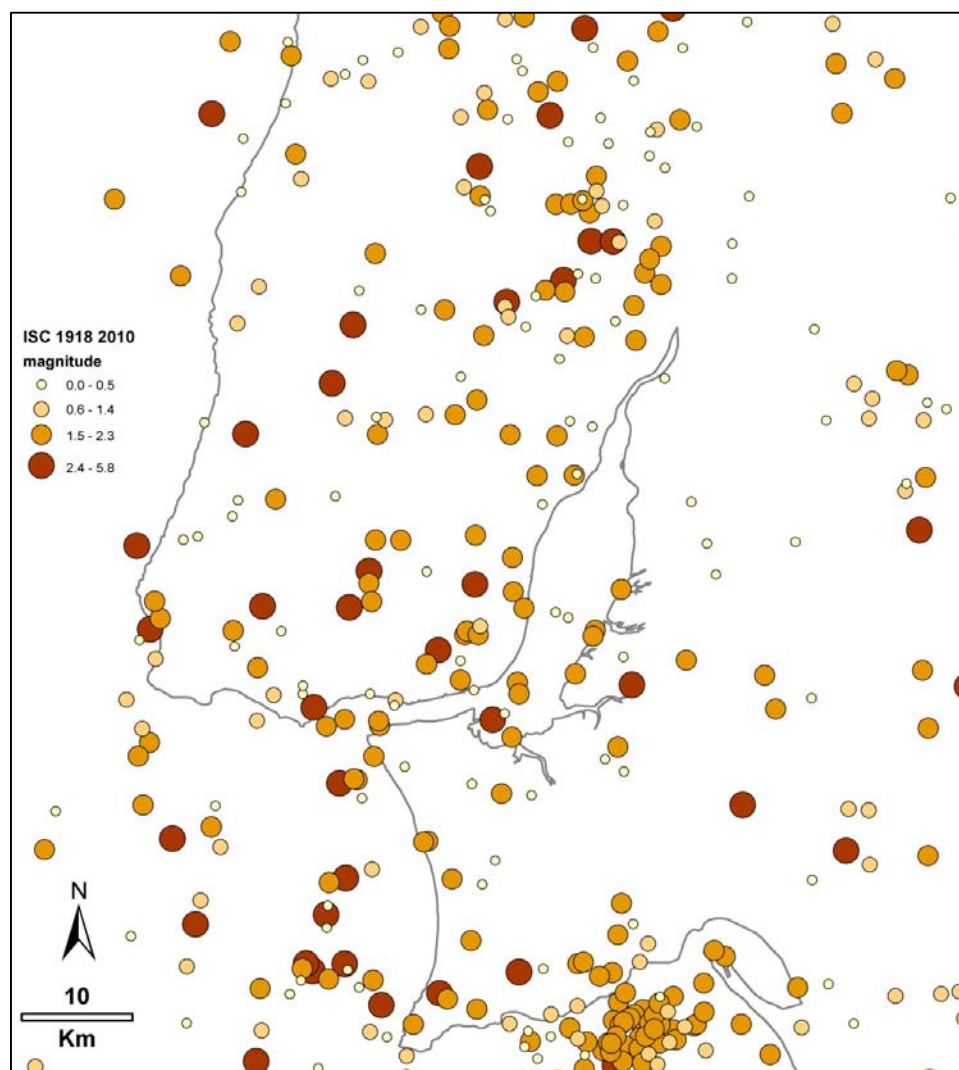


Figura 6 Catálogo sísmico do ISC com os eventos ocorridos entre 1918 e 2010. Dados retirados a partir de www.isc.ac.uk e posteriormente editados

Foi também utilizado o catálogo sísmico para o período 1970-2000 do Instituto de Meteorologia (IM). Os epicentros deste catálogo foram relocados (Carrilho et al. 2004). O cálculo para o erro médio epicentral (com 90 por cento de confiança) é de 5 km. A relocação dos epicentros foi calculada utilizando o software Hypocent (Lienert et al. 1986; Lienert & Havskov 1995, in Carvalho et al, 2008). É um catálogo mais curto temporalmente e os eventos que ocorreram entre as cidades de Lisboa e de Setúbal (presentes no catálogo do ISC) não são visíveis. Esta situação deve-se provavelmente porque correspondem a janelas temporais diferentes, ou diferem em relação às coordenadas dos epicentros devido ao efeito da relocação (Figura 7).

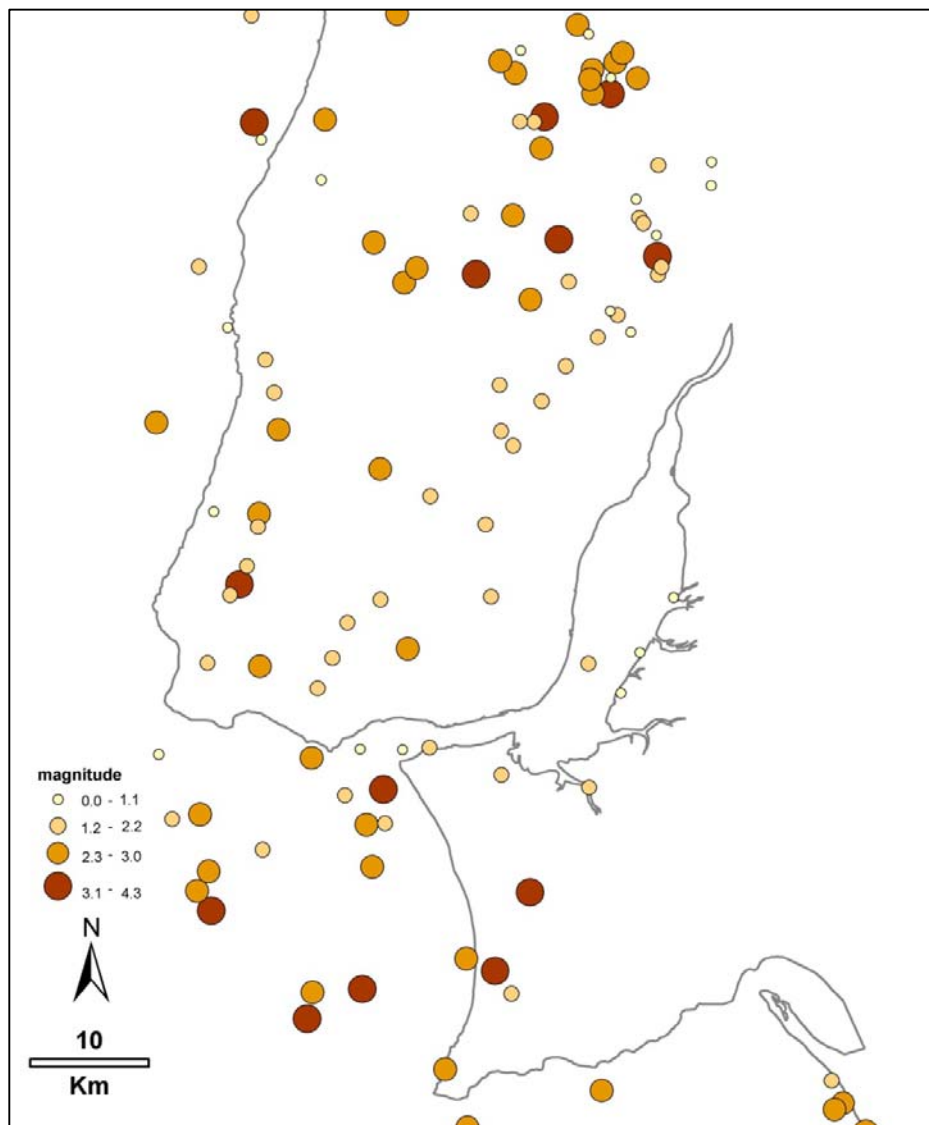


Figura 7 Catálogo sísmico para o período 1970-2000 do Instituto de Meteorologia para a região de estudo. De notar a maior concentração de eventos na região a Norte do Rio Tejo.

Um catálogo para período de tempo relativamente alargado, apesar de conter maiores erros na localização epicentral, justifica-se na medida que a sismicidade da região é baixa a moderada e por essa razão uma janela temporal mais alargada poderá indiciar mais claramente a geometria de estruturas profundas. Em oposição, o catálogo do IM para o período de 1960 a 2007 registou apenas catorze eventos de magnitude superior ou igual a 4 ($M \geq 4$) sendo o maior evento com magnitude 4.3. (Cabral et al. 2011).

3. Enquadramento Geológico

A zona de estudo, o Vale Inferior do Tejo (VIT), está localizada no sector central e sul da Bacia Lusitaniana (Figura 8).

Segundo diversos autores, a Bacia Lusitaniana é uma bacia sedimentar que se desenvolveu na Margem Ocidental Ibérica (MOI) durante parte do Mesozóico, e a sua dinâmica enquadra-se no contexto da fragmentação da Pangeia, mais especificamente da abertura do Atlântico Norte (e.g. Kullberg et al. 2006).

Caracteriza-se como uma bacia distensiva, pertencente a uma margem continental do tipo atlântico de rift não vulcânica. Ocupa mais de 20 000 km² na parte central da MOI, alongando-se por cerca de 200 km segundo direcção aproximada NNW-SSE e por mais de 100 km na direcção perpendicular; cerca de 2/3 aflora na área continental emersa e a restante área, encontra-se imersa, na plataforma continental.

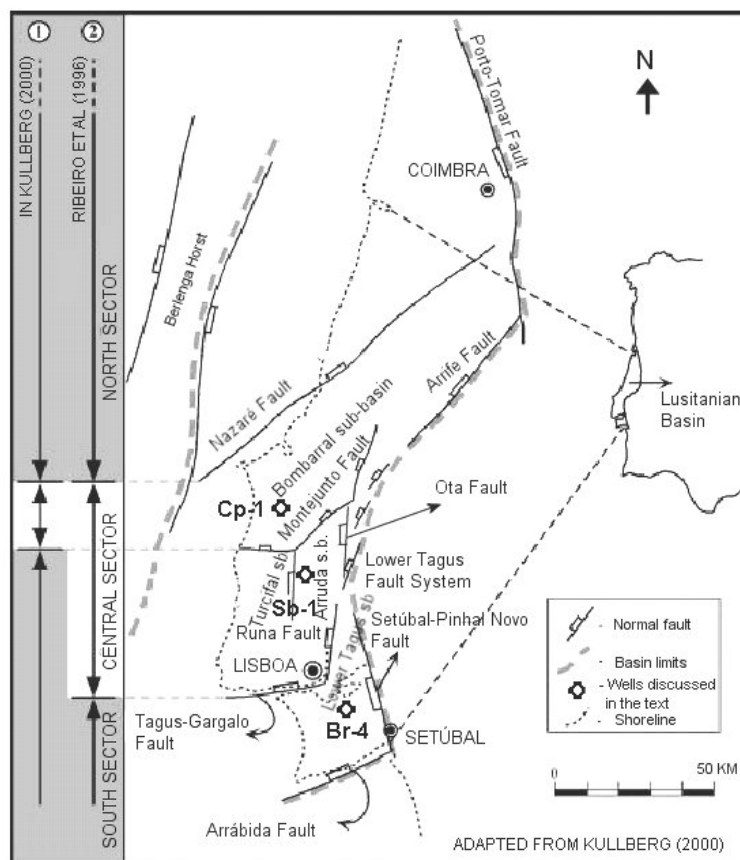


Figura 8 Divisão em sectores proposta por Ribeiro et. al. (1996) e Kullberg (2000) da Bacia Lusitaniana.

3.1. Bacia Lusitaniana

A história da bacia encontra-se descrita por diversos autores, como Wilson et al. 1989, Rasmussen et al. 1998, Kullberg 2000, Alves et al. 2002, e as abordagens para a reconstrução tectono-sedimentar da bacia baseiam-se nos trabalhos de campo realizados, nomeadamente levantamentos de geologia estrutural, estratigrafia e cartografia geológica e em trabalhos de gabinete com a interpretação dos perfis de sísmica de reflexão que foram adquiridos desde 1950 até meados de 1980.

Os perfis foram adquiridos pela indústria petrolífera, durante este período, tiveram como objectivo a prospecção e exploração de hidrocarbonetos. As campanhas de aquisição foram realizadas por diversas empresas, com metodologias de aquisição,

qualidade e cobertura não uniformes. Os dados coligidos nestas campanhas, de grande valor científico, serviram diferentes interpretações geológicas.

Grande parte dos autores salienta a importância do controlo do soco Varisco na evolução sedimentar e estrutural das bacias geradas durante o Mesozóico e Cenozóico. Segundo Ribeiro et al. (1979) (in Kulberg et al. 2006) a evolução tectónica da Bacia Lusitaniana foi condicionada por falhas que se formaram durante o episódio de fracturação tardi-Varisca aproximadamente entre os 300 e os 280 M.a. Wilson et al. (1989) afirma que a Bacia Lusitaniana formou-se por colapso extensional dos tectos dos carreamentos Variscos.

As falhas de desligamento da Cadeia Varisca controlaram durante este período fortemente a geometria da bacia, e a distribuição de fáceis. Durante o Mesozóico a localização de falhas com regime extensional (Figura 8 e 9), deveu-se a impulsos ou fases de *Rift*, como sugerem diversos autores, tais como Rasmussen et al. (1998) e Kullberg (2000). Posteriormente, no Cenozóico, o campo de tensões sofreu uma mudança e a bacia passou a estar sujeita a um regime compressivo (episódio de inversão tectónica)

3.1.1. A evolução da bacia durante o Mesozóico

Wilson et al. (1989) indicam que o registo mesozóico da Bacia Lusitaniana, observado a partir de perfis de reflexão sísmica, contém quatro descontinuidades, que estão relacionadas com eventos de ordem extensional da abertura do Atlântico Norte. Em publicações posteriores denominam estes eventos de “fases de *rifting*”. A maioria dos autores considera quatro principais fases tectónicas de *rifting* desde o final do Triásico superior até ao Cretácico inferior (Wilson et al. 1989, Rasmussen et al. 1998, Kullberg, 2000, Alves et al. 2003). Consideremos as sequências propostas e descritas por Wilson (1989) e Rasmussen et al. (1998) (Figura 9):

A **primeira sequência**, inicia-se no Triásico e termina no Caloviano.

Caracteriza-se por uma sedimentação essencialmente silicilástica fluvial de cor avermelhada durante o Triásico superior, seguida por uma formação evaporítica. Esta unidade evaporítica, particularmente rica em halite foi denominada por Choffat de Formação da Dagorda, e será a origem da tectónica salina na Bacia Lusitaniana. A

remobilização da halite da Formação da Dagorda levou à formação de diversas unidades diapiricas na região. A Shell Prospex Portuguesa (1975-1977) durante os trabalhos de exploração identificou três unidades litologicamente distintas dentro da Formação da Dagorda (in Watkinson, 1989). Da base para o topo:

1. Membro Salífero – Esta unidade na base da Formação tem a sua máxima espessura no furo profundo São Mamede 1, onde foi perfurada uma camada espessa de 1400 m de halite, mas caracteriza-se por uma profundidade entre os 290 a 800 m. Salienta-se o forte domínio da halite, por vezes interestratificada com margas dolomíticas e/ou pelitos margosos e anidrite.
2. Membro Salífero-Dolomítico - Uma unidade menos espessa, entre os 60 e os 850 m, predominantemente dolomítica e calco-margosa e margosa rica em evaporitos (anidrite e halite).
3. Membro Dolomítico - A unidade mais superficial, com uma espessura entre os 250 a 320 m é constituída essencialmente por dolomíticos ou margo-dolomítico com pelitos vermelhos acinzentados e evaporitos (Kullberg et al. 2006).

As formações do Jurássico Inferior e Médio não apresentam uma mudança brusca na espessura quer em afloramentos quer nos perfis sísmicos interpretados. O Jurássico Inferior tem um ligeiro aumento gradual de espessura para Norte. O relaxamento térmico que ocorreu na bacia durante o Triásico e que teve como consequência a subsidência da bacia poderá explicar a distribuição espacial da espessura. A distribuição das formações de Coimbra (Sinemuriano), Brenha e Candeeiros (Jurássico Inferior e Médio) indicam uma inclinação para Oeste.

Durante o Sinemuriano, iniciou-se a deposição em ambiente marinho de plataforma, talude e canhão submarino de carbonatos e xistos, com a ocorrência localizada de camadas turbidíticas, que se estendeu até ao Caloviano tardio.

A Formação de Coimbra teve origem numa deposição de areias fluviais e argilas que evoluíram sucessivamente para dolomitos marinhos e evaporitos durante o Jurássico Inferior e Médio.

Esta deposição deu origem às formações do Jurássico Inferior (Formação de Coimbra) e Jurássico Médio (Formações de Brenha e Candeeiros). Algumas camadas de xisto da Formação da Brenha são ricas em matéria orgânica. A Formação de Candeeiros representa o equivalente lateral da Brenha durante o Bajociano, Batoniano e Caloviano (Watkinson, 1989)

A **segunda sequência** tem início no Oxfordiano médio e termina no Berriasiano. A base da sequência (Formação de Cabaços) assenta sobre superfícies carsificadas e é caracterizada por um hiato deposicional entre o Caloviano tardio e Oxfordiano inferior e caracteriza-se por uma incarbonização em ambiente lacustre. Sobre a Formação de Cabaços assenta a Formação de Montejunto, que é constituída essencialmente por carbonatos marinhos que variam entre os 500 e os 1500m de espessura, que corresponde ao período de maior extensão do *rift* associado à abertura do Oceano Atlântico.

Durante o Oxfordiano tardio e Kimeridgiano inferior há um extenso acarreio de areias siliciclásticas que atingem 4000 m de espessura no depocentro da bacia, e aproximadamente 500 m de espessura nas margens. Neste período do Oxfordiano tardio, há formação de sub-bacias. Esta fase, materializada na Formação da Abadia, termina em discordância angular sob o Cretácico inferior.

Os sedimentos da Formação do Freixial, Sobral e Arranhó acumularam-se durante o Kimmeridgiano superior e Titoniano (Wilson et al., 1989 In Carvalho, 2003). São constituídos por calcários depositados em ambiente fluvial alternado com episódios marinhos (Carvalho et al. , 2005).

Esta discordância (sob o Cretácico inferior) está relacionada com uma inversão tectónica transitória causada pela migração do eixo do *rift* intracratónico para Oeste, onde se dá a ruptura definitiva que irá dar início à abertura do Oceano Atlântico (Kullberg, 2000).

A **terceira sequência** inicia-se no Cretácico Inferior, no Valangiano e termina no início do Aptiano. Caracteriza-se por sequências *sin-rift*, de areias fluviais que passam para sul a margas marinhas e calcários com rudistas. As sequências são relativamente finas não ultrapassando os 300 m de espessura.

A **quarta sequência** que tem início no Aptiano tardio e termina no Miocénico, caracteriza-se por sequências *post-rift*, com deposição de formações carbonatadas e alternância de deposição carbonatada e silicilástica, especialmente a Norte. A paragem de deposição clástica entre o Cretácico Inferior e Superior deve-se a uma transgressão, expressa na deposição de carbonatos de origem marinha.

No Cretácico Superior as sequências carbonatas intercalam-se com sequências siliciclásticas de uma forma mais regular e frequente. No *offshore* foram mapeadas secções com 1000 m de espessura, o que indica um período tectónico quiescente Rasmussen et al. (1998).

Durante o Eocénico e Oligocénico ocorreram importantes fases tectónicas que ficaram mascaradas pela forte inversão tectónica que ocorre desde o Miocénico até ao presente. Os movimentos de inversão tectónica afectaram fortemente a parte central da Bacia Lusitaniana (com a formação da Serra da Arrábida) e ao longo da zona de falha de Vila Franca de Xira e da falha da Nazaré. Segundo Rasmussen et al. (1998), a inversão caracterizou-se por tectónica de tipo pelicular com descolamento das zonas onde estava presente a Formação da Dagorda, devido a movimentos de halocinese.

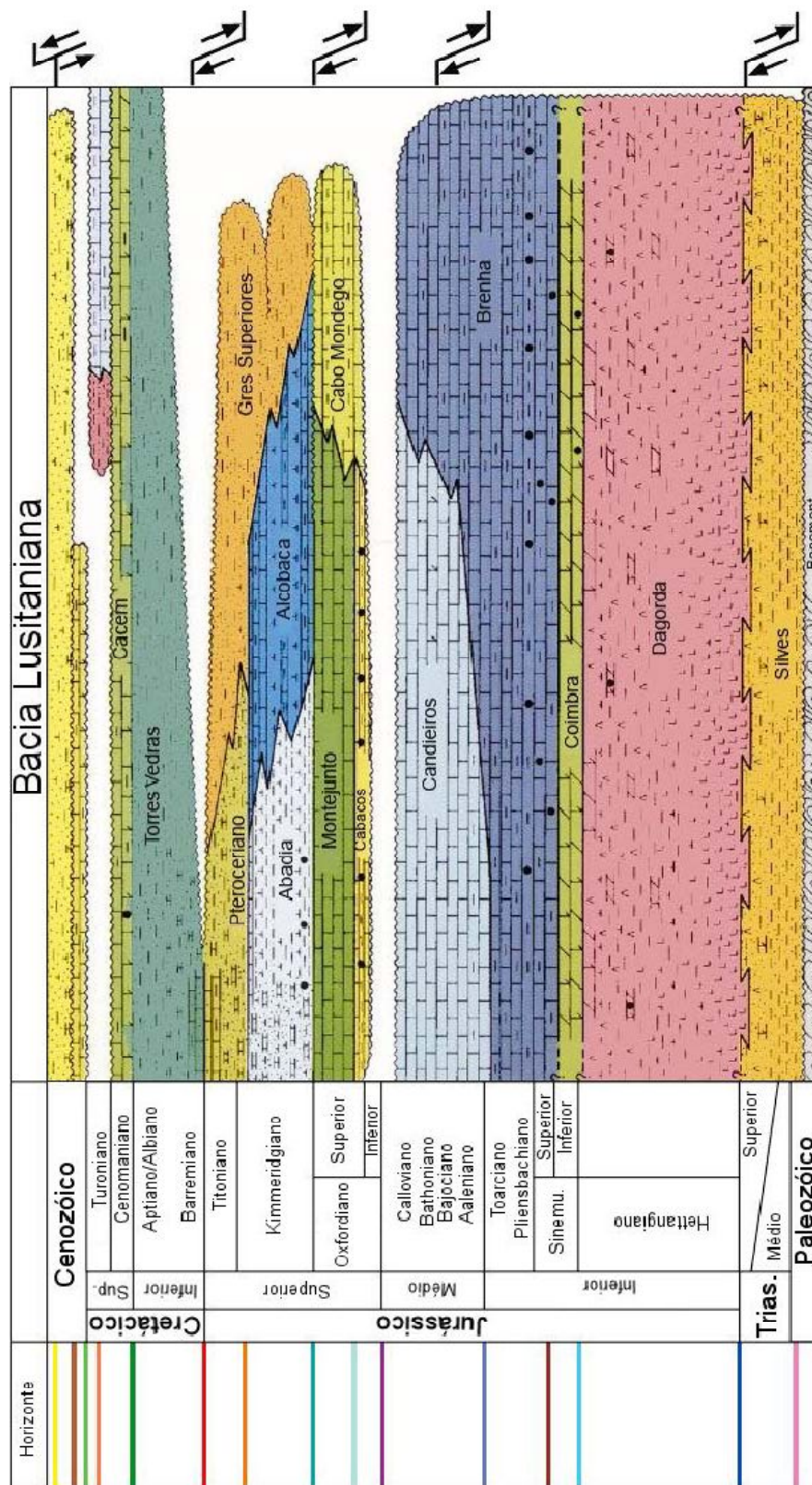


Figura 9 Unidades litoestratigráficas da Bacia Lusitaniana. À direita, estão marcadas (sob a forma de setas) as principais fases tectónicas, que condicionaram as sequências (modificado de Rasmussen et al., 1998).

3.1.2. A evolução da bacia durante o Cenozóico

A transição para o Cenozóico dá-se com um período de pediplanação em clima tropical na Meseta. O Paleogénico é de cariz continental e detrítico na área emersa e marinho na plataforma continental (Ribeiro e Silva, 1997). O Neogénico é dividido em 3 ciclos sedimentares separados por períodos de inversão alpina (Cachão e Silva, 2000 in Ribeiro, 2006).

O **primeiro ciclo** inicia-se com a desconformidade da Bacia do Tejo Inferior, com sedimentação calciclástica marinha, que passa a sedimentação continental clástica, terminando com uma pulsão orogénica com dobramento no final. (Ribeiro e Cabral 1983-85 in Cabral et al.2003 b).

O **segundo ciclo** está representado no litoral Sul (Bacia Algarvia) e Oeste (Bacia Lusitaniana) com transgressão que invade uma área muito superior à dos ciclos anteriores e termina com uma regressão tortoniana, acompanhada com uma nova pulsão orogénica.

O **terceiro ciclo** inicia-se diacronicamente: na Bacia Algarvia é Tortoniano superior, no Sado é Messiniano-Zancleano e Plasenciano a Norte de Lisboa. Compõe-se de sequências clásticas de origem marinha (areias e argilas) que passam a clásticas continentais e calcários lacustres.

A evolução tectónica Cenozóica é comandada pela formação das cadeias orogénicas alpinas (Bética a Sul e Cantabro-Pirenaica a Norte). Portugal fica situado fora do domínio de inversão alpina intensa, mas sofre os efeitos compressivos a longa distância (Ribeiro, 2006).

A convergência Oligocénica entre a Eurásia e a África orientava-se segundo NNE-SSW e a tracção secundária no interior da Placa Euroasiática produziu um fosso com essa orientação, gerando-se a Bacia Cenozóica do Vale Inferior do Tejo. A inversão da Bacia Lusitaniana durante o Neogénico transforma a Bacia Inferior do Tejo numa bacia de ante-país (Ribeiro, 2002, 2006).

Como resposta à compressão Alpina, nas zonas da Bacia Lusitaniana onde o complexo evaporítico é espesso, a cobertura é deslocada do soco Varisco e o soco é reactivado com ondulações e falhas com amplitude e comprimento de onda variáveis.

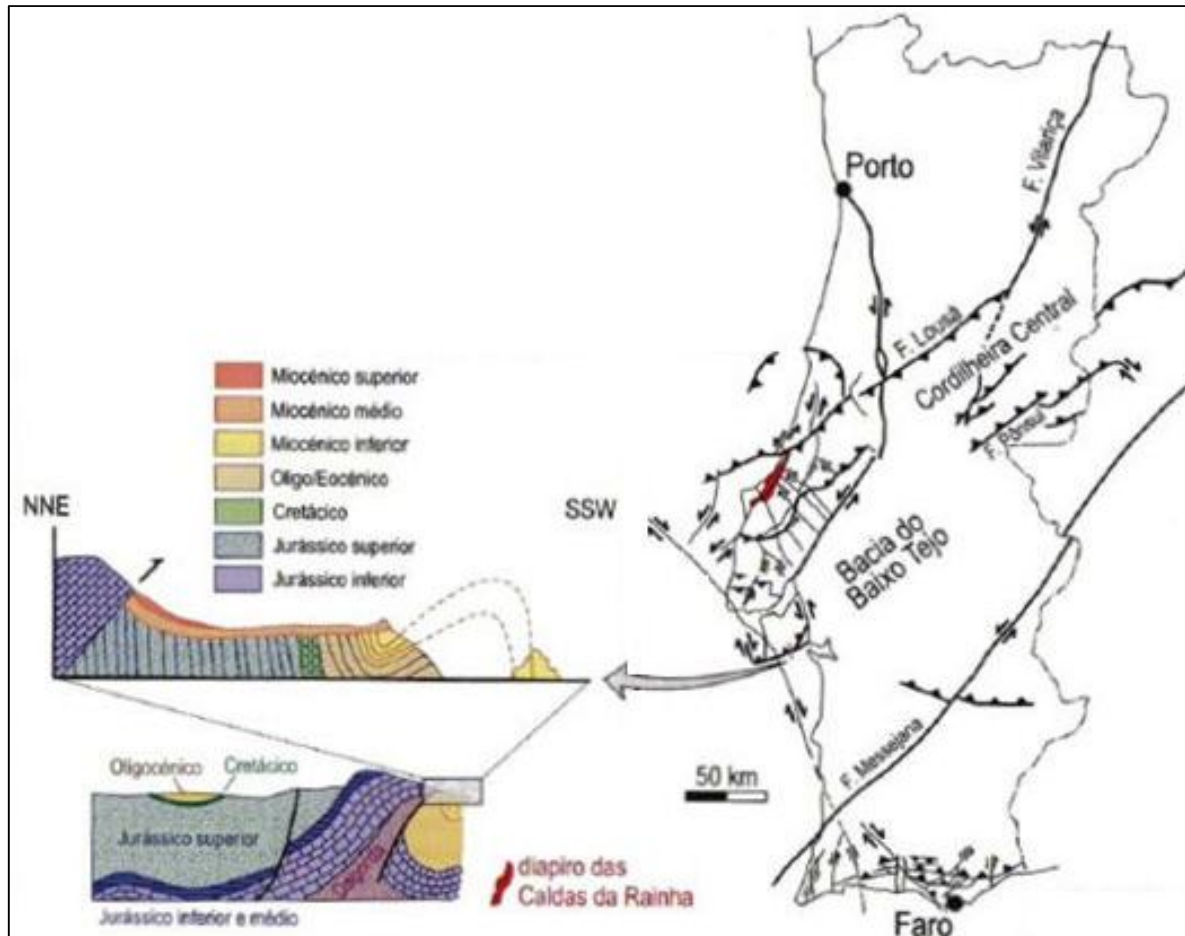


Figura 10 Mapa com as principais estruturas Alpinas em Portugal Continental
(modificado de Ribeiro, 2006).

A inversão tectónica ocorrida durante o Neogénico resultou na formação de zonas elevadas que separaram diferentes bacias (Figura 10). A bacia sedimentar mais importante formada neste período foi o VIT, que evoluiu de um depocentro delimitado pelas falhas inversa do Arrife e da falha inversa de Vila Franca de Xira. O padrão de estratificação do preenchimento da bacia do VIT é muito uniforme. A sucessão sedimentar apresenta ciclos de regressão e transgressão durante o

Neogénico (Antunes e Pais 1992, In Rasmussen et al. 1998). As elevadas taxas de subsidência foram compensadas por uma sedimentação regular e por movimentos orogénicos. Segundo Antunes e Pais (1992 In Rasmussen et al. 1998), o padrão de empilhamento sedimentar das sequências mostram uma transgressão generalizada até ao Serravaliano, seguida de uma regressão durante o Tortonianiano que atingiu o pico durante o Pliocénico-Plistocénico.

3.2. Bacia Cenozóica do Vale Inferior do Tejo

A Bacia Cenozóica do Vale Inferior do Tejo, corresponde segundo Dias e Pais (2009) e Pais et al. (2010) a um enchimento endorreico de idade Paleogénica. Este episódio de enchimento da bacia por sedimentos provenientes de depósitos de leques aluviais que foram alimentados a partir dos relevos marginais: Maciço Hespérico e Bacia Lusitaniana. Estão descritos como depósitos grosseiros (Pais e Dias 2006, 2009 e Pais et al., 2010), conglomeráticos geralmente mal calibrados, a que se associam alguns corpos arcóicos mais finos, crostas calcárias e calcários lacustres e/ou palustres e diferenciam-se em duas grandes unidades:

A unidade inferior, que se inicia no Eocénico Inferior, corresponde a um predomínio de ambientes de inundação. A unidade superior corresponde a um ambiente deposicional alimentado por fluxos canalizados.

Este enchimento basal está representado ao longo de toda a margem da bacia. As Formações têm associadas aos sedimentos nomes distintos, consoante a região da bacia onde se encontrem. Designou-se por Formação de Benfica, os afloramentos na margem direita do Rio Tejo, na região que compreende as zonas de Lisboa e Península de Setúbal. Designou-se por Formação de Monsanto o sector intermédio e Formação de Cabeço do Infante na região proximal.

No início do Miocénico, o Oceano Atlântico inundou a bacia. A sedimentação na região de Lisboa e da Península de Setúbal ocorreu na interface oceano-continente, com oscilações da linha de costa dependentes das variações do nível do mar e dos efeitos da tect  nica.

Segundo Dias e Pais (2009) a primeira entrada do mar deu-se a Sul, tendo definido um golfo estreito e pouco penetrativo. Nos seus limites gerou-se uma barreira de corais com orientação N-S, desde o Seixal até Lisboa. No Burdigaliano, o mar terá galgado a barreira ocidental entre Lisboa e o cabo Espichel. A Arrábida constituiu uma ilha desde a sua elevação no Burdigaliano superior (17 Ma) (Antunes et al. In Dias e Pais, 2009). A penetração do mar na bacia definiu golfos mais ou menos extensos consoante o nível do mar, a taxa de subsidência e os acarreios sedimentares.

No limite entre o Miocénico e o Pliocénico (Figura 11) iniciou-se um período de subsidência que continua actualmente, onde a zona do Mar da Palha é um exemplo.

No Pliocénico superior (Figura 11), o levantamento de relevos no sector proximal conduziu a um aumento da energia do rio, e ao transporte e acumulação de mantos de cascalheiras (Conglomerados de Almeirim) que se estendem até ao litoral actual, onde constituem os conglomerados de Belverde. Nesta altura grande parte da Bacia do Vale Inferior do Tejo ficou preenchida por sedimentos. Só na Península de Setúbal continuaram os influxos de sedimentos provenientes de leques aluviais (Formação de Marco Furado), grande parte alimentados a partir da Serra da Arrábida e de relevos mais a sudeste.

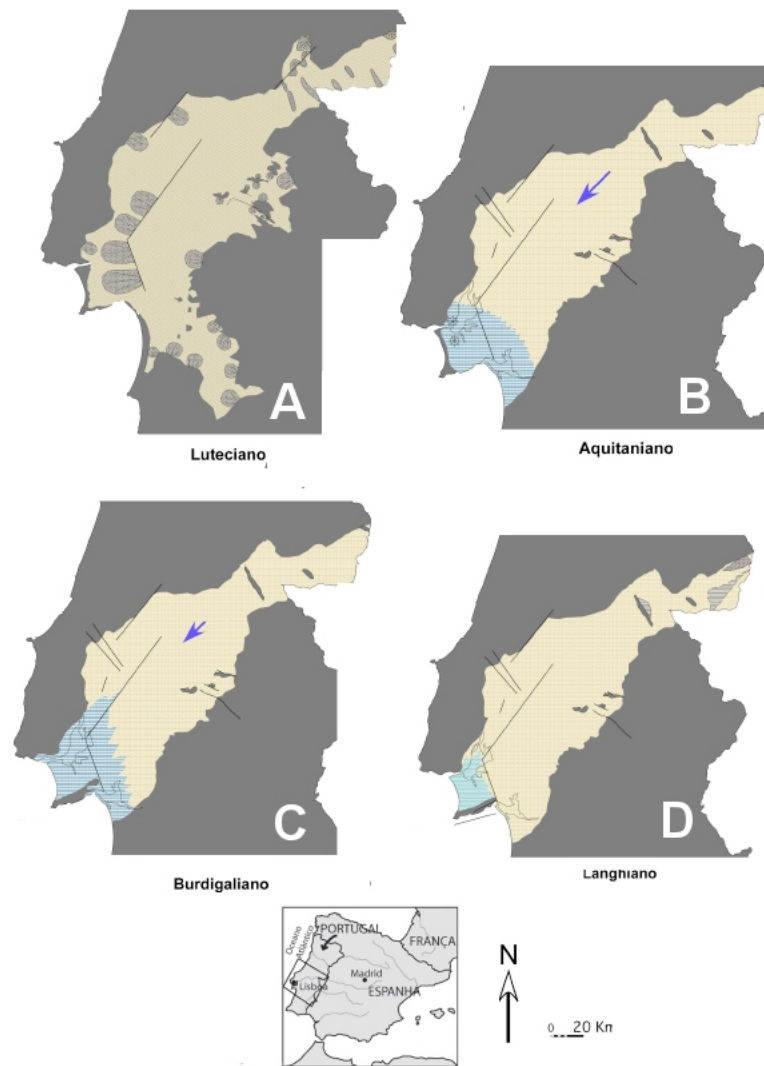


Figura 11 Reconstituições paleogeográficas para as principais fases evolutivas (A a D) da Bacia Inferior do Tejo do Eocénico ao Miocénico. Legenda da geologia ver Figura 12. (modificado de Pais et al. 2010).

No sector mais distal a resolução é elevada para as unidades do Neogénico (Figuras 11 e 12). Individualizaram-se para o Neogénico 15 unidades litostratigráficas na região de Lisboa, 12 na região de Almada e 8 na Península de Setúbal.

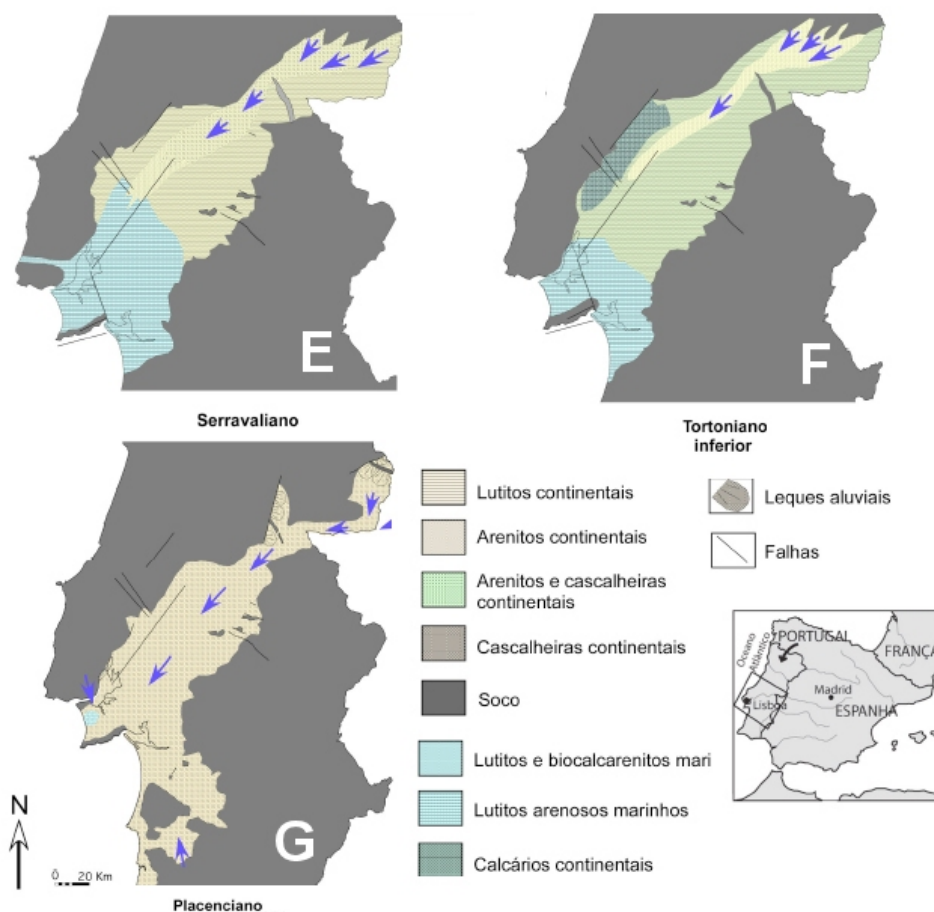


Figura 12 Continuação da reconstituição paleogeográfica das principais fases evolutivas (E a G) da Bacia Inferior do Tejo do Miocénico ao Pliocénico (modificado de Pais et al. 2010).

3.3. Actividade Neotectónica

A actividade Neotectónica em Portugal Continental é caracterizada por movimentos verticais da crosta e pela reactivação de falhas pré-existentes sob um regime compressivo. A média das taxas de deslizamento é de $<0,2$ mm/ano, correspondendo predominantemente a um baixo grau de actividade (Cabral e Ribeiro, 1988; Cabral et al., 2003). Estas taxas de actividade implicam que o ciclo sísmico médio para eventos com ruptura superficial ($M > 6,5$) tenha uma duração compreendida entre 2000 e 5000 anos, sendo este, assim, o período em que é expectável encontrarem-se evidências de falhamento activo no registo geológico superficial. Como consequência do enquadramento tectónico (Figura 1), caracterizado essencialmente por uma convergência lenta (~ 4 mm/ano) entre a Eurásia e a África no sector oriental da

fronteira de placas (Ribeiro 2002), Portugal continental é afectado por uma sismicidade local baixa a moderada caracterizada por pequenos eventos ($M < 5,0$).

Embora o território emerso se situe num ambiente de características intraplaca, a sua proximidade à fronteira de placas Açores-Gibraltar, e o processo de inversão tectónica da margem continental oeste da Ibéria com a passagem de uma margem passiva para margem activa, que se terá iniciado no Quaternário, justificam a ocorrência de sismos de elevada magnitude, como o famoso “Terramoto de Lisboa” de 1755 com uma magnitude estimada de 8,5 (Ribeiro 2002, 2006).

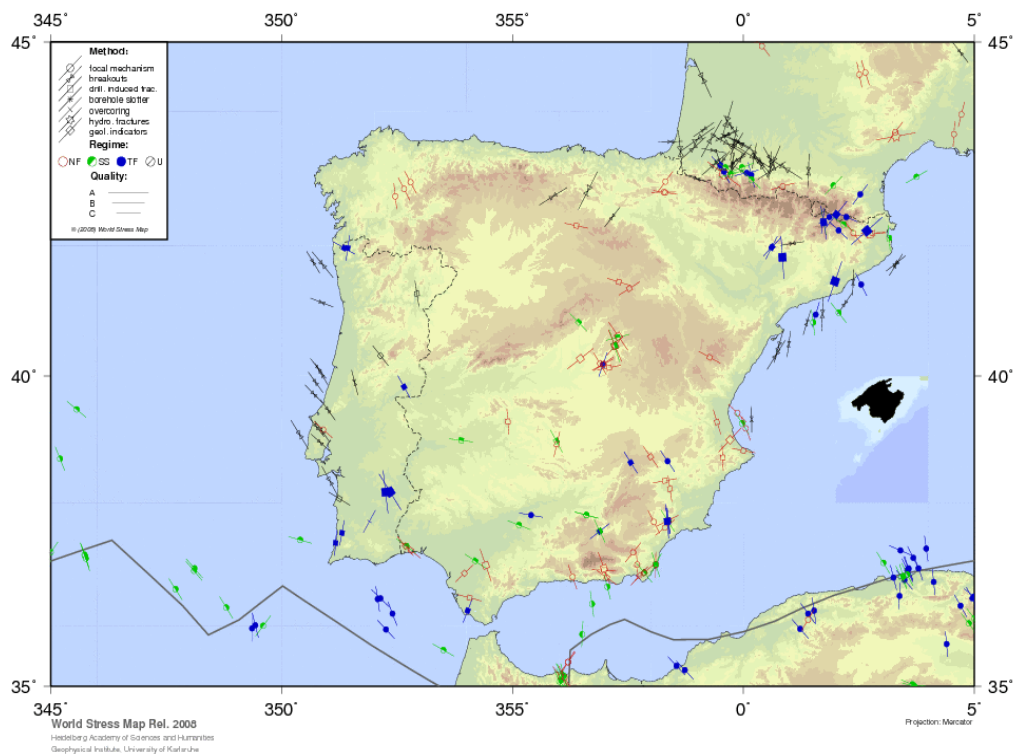


Figura 13 Mapa com as principais direcções do campo de tensão na Península Ibérica (retirado do sítio World Stress Map, 2008).

As trajectórias de tensão (Ribeiro et al., 1996, 2006; Borges et al., 2001; Stich et al., 2004) mostram que existe deflexão, no espaço e no tempo, em direcção ao interior da Ibéria, onde a compressão máxima está orientada NW-SSE, para a margem Oeste e Sudoeste, onde muda para WNW-ESSE. A orientação é tanto mais rodada para Oeste quanto mais recentes são os indicadores de tensão (Figura 13). A profundidade dos hipocentros da Ibéria é mais elevada a Oeste e a Sul, podendo ultrapassar os 50 km. (Ribeiro, 2006).

3.3.1. Indícios de actividade neotectónica no VIT

As principais estruturas activas ou potencialmente activas, que foram reconhecidas por vários autores (e.g. Cabral e tal. 1995, Cabral 2003 b, Cabral 2004) no VIT, utilizando perfis sísmicos de reflexão e cartografia geológica foram as seguintes:

- Falha do Pinhal Novo

A falha do Pinhal Novo (FPN) é uma estrutura com orientação N-S (FPN na Figura 14), localizada a N e a NE da Serra da Arrábida. Trata-se de uma falha em profundidade que foi identificada através de dados de reflexão sísmica, e caracteriza-se pela presença de sal que intrui a zona de falha. Foi interpretada por Ribeiro (1990) como a continuação para Norte da rampa lateral esquerda que limita a cobertura neogénica dos cavalgamentos imbricados da Arrábida (~35 km de comprimento por 7 km de largura e com vergência para Sul, segundo Kullberg et al., 2006), coincidente com o limite a Este da bacia sedimentar Mesozóica.

Tendo em consideração os padrões que as anomalias gravimétricas (ver Figura 20.) sugerem para a região VIT, e as interpretações estruturais, por outros autores, baseadas na interpretação de sísmica de reflexão (Rasmussen et al., 1998), a falha do Pinhal Novo provavelmente estende-se para Norte, como foi proposto por Ribeiro (1990) e estará ligada ao sistema de falhas WNW-ESE que ligam Alhandra a Alcochete (Cabral et al., 2003 b).

- Falha de Vila Franca de Xira

A zona de falha de Vila Franca de Xira (FVFX), formada por um sistema de falhas com orientação NNE (FVFX na Figura 14), está localizada a cerca de 20km a NE de Lisboa. A zona de falha (com um comprimento ~20km, Carvalho, 2006) está parcialmente enterrada sob os sedimentos de um aluvião recente do rio Tejo. A materialização da zona de falha no terreno é uma estrutura com vergência para Este que coloca as rochas do Jurássico da Bacia Lusitaniana, a Oeste sobre os depósitos Miocénicos de idade Tortonianiana, a Este. No entanto, não foram ainda encontrados evidências de rejeito que afectem os aluviões Holocénicos (Cabral et al., 2003 b).

- Falha da Azambuja

A falha da Azambuja (FA) é segundo Cabral et al. (2003 b) uma das estruturas neotectónicas melhor caracterizadas (FA na Figura 14), exibindo evidência geomorfológica e estrutural no Pliocénico e Quaternário (Zbyszewski e Ferreira 1968; Barbosa 1995; Cabral e Ribeiro 1988; Cabral et al., 2001 In Cabral et al., 2003 b). Forma uma escarpa de falha com cerca de 12 km de comprimento com orientação NNE-SSW, o rejeito vertical aumenta progressivamente para Sul atingindo um máximo de 80 m perto da vila da Azambuja. A escarpa de falha é cortada predominantemente por areias e argilas de idade neogénica. A falha é expressa por um monoclinal com vergência para Este que afecta as areias, argilas, e mármore calcários Miocénicos que se sobrepõem sobre areias Pliocénicas. Estas areias são cortadas por diversas falhas com inclinação que produzem um deslocamento de alguns metros. Algumas falhas mergulham para Este e mostram rejeito inverso e outras falhas mergulham para Oeste com rejeitos normais (Cabral et al . 2001 In Cabral, et al. 2003 b). Os dados de sísmica de reflexão utilizados nesta dissertação não abrangem a região da falha da Azambuja no entanto a descrição desta falha é de uma elevada importância na caracterização de estruturas potencialmente activas no VIT.

- Falhas com direcção WNW-ESE para NW-SE

Cabral (2003 b) refere a existência de duas falhas com direcção WNW-ESE para NW-SE (Fi e Fii na Figura 14), tratando-se de uma estrutura que foi interpretada a partir de dados de gravimetria (recorrendo à análise das anomalias), e que já tinha sido referida nos relatórios da indústria petrolífera por Walker (1983), e que liga a falha de Vila Franca de Xira à falha do Pinhal Novo. Alguns autores (e.g. Lomholt et al. 1995, Carvalho, 2007; 2008) referem a mesma falha com orientações ligeiramente diferentes e a presença de não uma, mas diversas falhas paralelas a sub-parelas e que ligam as principais falhas da região (VFX e PN).

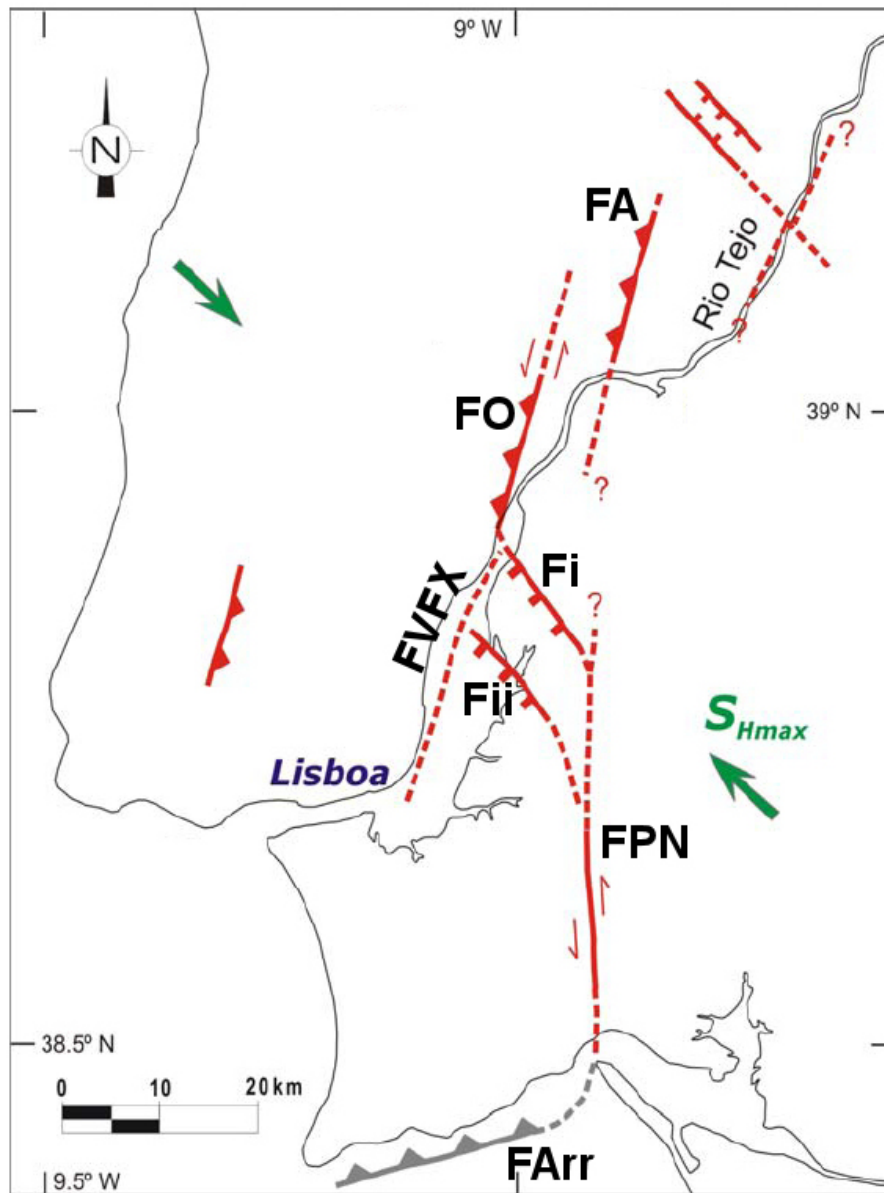


Figura 14 Mapa com as principais indícios de actividade neotectónica no VIT em 2010: FA – Falha da Azambuja; FO – Falha da Ota; FVFX – Falha de Vila Franca de Xira; Fi e Fii – Falhas com direcção WNW-ESSE para NW-SE; FPN – Falha do Pinhal Novo; FArr – Falha da Arrábida. S_{Hmax} indica a compressão máxima horizontal.
(Figura modificada de Moniz, 2010).

4. Dados e Metodologia

A metodologia utilizada para a identificação na região de estudo de estruturas activas ou potencialmente activas baseou-se na interpretação conjunta de sísmica de reflexão, dados de gravimetria, aeromagnética, cartografia geológica e sismicidade.

Todos os dados foram congregados e incorporados num sistema de interpretação sísmico, e foram interpretados pela primeira vez conjuntamente (dados de gravimetria, magnética e altimetria) num sistema de interpretação georreferenciado.

A descrição sintética da metodologia utilizada foi a seguinte:

- a. Compilação dos dados reprocessados de sísmica de reflexão, magnética e gravimetria.
- b. Processamento *pos-stack* das campanhas CPP.
- c. Compilação actualizada dos dados de cartografia geológica superficial.
- d. Reinterpretação dos dados de reflexão sísmica com sobreposição de dados de magnética, gravimetria. Utilizou-se a informação de sondagens para a ligação entre os perfis sísmicos e os furos efectuada por Carvalho (2003)
- e. Identificação e marcação de eventuais falhas a partir das grelhas dos horizontes.
- f. Identificação e marcação das principais falhas nos perfis 2D.
- g. Ligação das falhas de igual geometria e idade entre os perfis e confirmação das falhas identificadas no ponto anterior.
- h. Comparação da interpretação feita nos três pontos anteriores com dados de altimetria, interpretação magnética e gravimétrica e cartografia geológica.
- i. Nas zonas sem cobertura sísmica efectua-se uma sobreposição de dados de métodos potenciais, altimetria e cartografia geológica.

- j. Sobrepuuseram-se os dados de sismicidade (catálogos relocalizados do IM e do ISC) ao mapa obtido no ponto anterior.
- k. O mapa de falhas com potencial sismogénico inclui estruturas geológicas com diferentes graus de probabilidade de estarem activas no Quaternário, dependendo do tipo de dados com que foram identificadas.

O passo inicial incidiu na compilação dos dados de sísmica de reflexão, magnética e gravimetria (detalhes da cadeia de processamento encontram-se nos pontos 4.2 e 4.3). Parte dos dados de sísmica de reflexão foram reprocessados no âmbito do projecto da Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) SISMOTECTO, por empresas comerciais e por Carvalho (2003), outra parte foi processada pelo autor desta tese (ver ponto 4.1).

Após o passo de compilação dos dados e reprocessamento foi adicionado ao projecto de interpretação um mapa da cartografia geológica actualizada (de 2004) e a uma escala regional 1:100 000 (Figura 15). Este projecto foi da responsabilidade da Unidade de Geologia e Cartografia Geológica do LNEG que foi compilado a partir da informação de base das onze folhas da área metropolitana de Lisboa à escala 1: 50 000.

A reinterpretação dos dados de sísmica de reflexão foi efectuada na suite Openworks da Landmark, e complementada pelo sistema Powerview que permite uma interactividade entre a visualização dos perfis sísmicos das diferentes campanhas e mapas com informação sobreposta. Neste caso foi utilizada informação relativa aos dados dos furos profundos, da magnética, gravimetria, topografia e geologia.

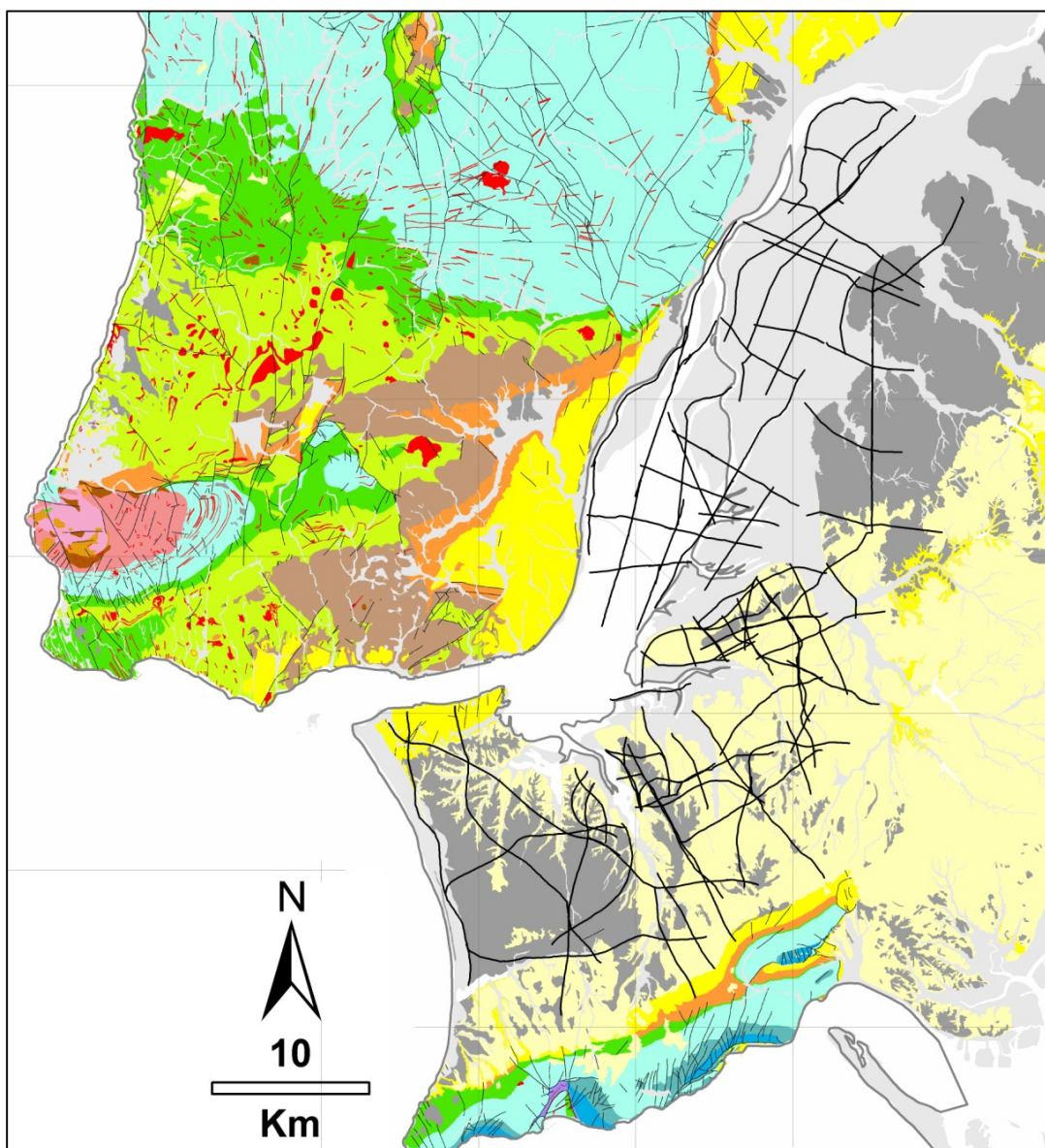


Figura 15 Mapa com limites geológicos e perfis sísmicos 2D (ao centro) utilizados na interpretação (linhas a preto), das seis campanhas. Legenda da geologia ver Figura 2.

O processo de interpretação estrutural e posterior marcação das principais falhas nos perfis 2D (Figura 15) foi realizado de um modo análogo à interpretação sismostratigráfica, utilizando as aplicações Landmark disponíveis.

A interpretação anterior realizada por João Carvalho e Manuela Costa sobre os perfis sísmicos nas versões originais mostrou-se particularmente útil e auxiliou grandemente a interpretação, servindo de referência.

Após o processo de interpretação sismostratigrafia e estrutural geraram-se no sistema Powerview da Landmark mapas de horizontes. Estes mapas são obtidos por interpolação dos perfis irregularmente espaçados para grelhas regulares. Da análise das grelhas realizou-se uma interpretação geral das grandes estruturas a uma escala regional.

Numa fase seguinte foram sobrepostos aos mapas de horizontes, dados complementares de altimetria, sismicidade, os resultados da interpretação magnética e gravimétrica (desconvolução de Euler, gradiente, sinal analítico, Carvalho et al., em preparação, Pinto, 2010 b) e cartografia geológica. Esta sobreposição permitiu corroborar a informação proveniente dos diversos métodos.

Nas zonas sem cobertura sísmica, ou com uma fraca cobertura, efectuou-se uma interpretação com dados de métodos potenciais, altimetria, cartografia geológica e sismicidade, onde são realizadas analogias estruturais na interpretação com as zonas com cobertura sísmica (Carvalho et al., em preparação, Pinto, 2010 b).

Como foi referido anteriormente, o mapa final com as falhas com potencial sismogénico inclui estruturas geológicas com diferentes graus de probabilidade de estarem activas no Quaternário. Esta classificação tem em conta o tipo de dados com que essas estruturas foram identificadas, e o horizonte (descontinuidade) que é afectado.

4.1 Perfis sísmicos de reflexão utilizados

Os perfis reprocessados e reinterpretados foram adquiridos em seis campanhas, por empresas de exploração de petróleo desde 1954 até 1979. As campanhas foram denominadas “Tejo”, “Samora”, “BarreiroCPP”, “Barreiro”, “Montijo” e “Caparica” (Figura 15).

Os perfis foram adquiridos com parâmetros diferentes (tabela 1).

Tabela 1 – Parâmetros das seis campanhas de reflexão sísmica. O termo “cobertura de CMP” (*common mid point*).

Campanha	Data	Empresa	Offsets (m) Fonte-1º Receptor	Fonte Sísmica	CMP nominal
Tejo	1978	Geco-Prakla	100-1250	Air-Gun	24
Samora	1979	CGG	100-2450	Vibroseis	24
Barreiro CPP	1954-1955	Prakla- Seismos	120-1410	Explosivos	1
Barreiro	1963	CGG	100-2450	Vibroseis	24
Montijo	1979	CGG	120-1530	Vibroseis	24
Caparica	1979	CGG	120-1530	Vibroseis	24

Os perfis foram reprocessados (Carvalho, 2003 b; Carvalho et al., 2008) e em muitos casos a qualidade melhorou significativamente. O trabalho principal de reprocessamento foi efectuado durante os trabalhos de doutoramento de João Carvalho, que processou os perfis das campanhas Samora, Tejo e Barreiro CPP. Num trabalho posterior na sua actividade no LNEG e no âmbito de projectos FCT reprocessou os perfis das campanhas Caparica. As campanhas Barreiro e Montijo foram reprocessadas pela empresa DECO Geophysical, assim como a linha 6 da campanha Caparica.

As linhas Barreiro CPP foram convertidas do formato em papel para o formato digital SEG-Y pela empresa Lynx.

Visto não ter sido possível recuperar os *shot gathers* originais desta campanha, por este motivo, apenas se efectuou um reprocessamento *pos-stack*. Este incluiu migração *phase-shift* e migração Kirchhoff, filtros de frequência, filtros de ruído, filtros de coerência e desconvolução FX.

Após o processo de reprocessamento, os reflectores apresentam uma boa continuidade até 1-1.5 s. Exemplos desta mudança positiva na qualidade da razão

sinal/ruído são as campanhas Montijo, Tejo e Barreiro CGG. As linhas da campanha Caparica - CA6 e CA5 foram também bastante melhoradas. Nas campanhas Tejo e Barreiro os *stacks* finais originais não tinham sido migrados.

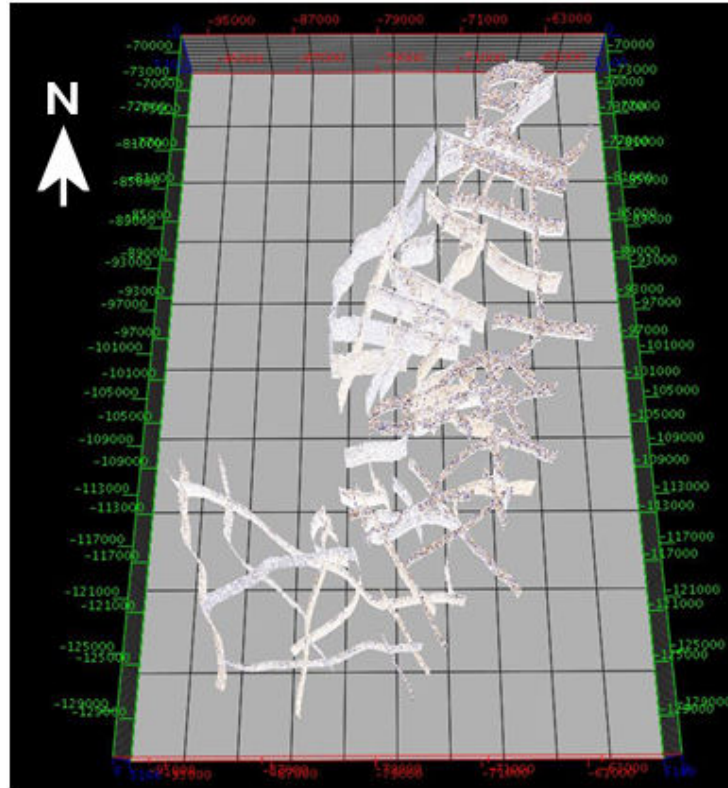


Figura 16 Os perfis sísmicos 2D, das seis campanhas representadas em 3D.

A sequência geral de processamento incluiu o pré-processamento (introdução da informação da geometria, edição dos traços, o *mute* das primeiras chegadas, ganho, filtragem e correcção da elevação), DMO e conversão ao datum plano, desconvolução e/ou branqueamento espectral, análise de velocidade, correcção das estáticas residuais e por fim a migração em tempo. Após o processo de *stacking*, foram aplicados filtros variáveis no tempo, filtros de coerência, FK, e ruído espacial (Carvalho., 2003).

No final, obteve-se um conjunto de perfis sísmicos com uma qualidade superior em comparação aos *stacks* originais, conjunto esse que é aqui pela primeira vez interpretado (Figura 16).

Efectuou-se também uma compilação de dados de furos profundos (*logs* de sondagens, relatórios, diagrfias, VSP) existentes no ex-GPEP. Foi igualmente necessário a correcção e interpolação dos dados de posicionamento dos perfis sísmicos fornecidos também pelo ex-GPEP, de forma a georreferenciar os perfis e efectuar a sua importação no sistema de interpretação e em ambiente SIG. Esta interpolação foi necessária porque as coordenadas dos dados fornecidos pelo ex-GPEP apenas estavam disponíveis a cada 20 CMP, pelo que se utilizou um software desenvolvido na Divisão de Geofísica (Carvalho, 2003) de modo a interpolar as coordenadas para os restantes CMP, que posteriormente foram validados.

A interpretação dos perfis sísmicos de reflexão inicia-se com a identificação das principais discontinuidades estratigráficas. No caso da zona de estudo, foram identificadas aquelas que variam temporalmente desde o Paleozóico (correspondendo ao topo do soco Paleozóico) até ao Neogénico.

Após a identificação e marcação das principais discontinuidades em toda a área onde existe cobertura de perfis (Figura 15), são geradas grelhas para cada discontinuidade. Essas grelhas são obtidas através da interpolação dos valores obtidos sobre os perfis. O método usado durante a interpolação foi o *Refinement Gridding*, que é o algoritmo padrão de criação de grelhas do Powerview da Landmark. Este algoritmo é recomendando para um conjunto de dados de tamanho reduzido a médio, como é caso no conjunto de dados que foram inseridos (92 perfis de reflexão e 10 horizontes), e é eficaz na produção de grelhas que optimizem a aparência de tendências regionais e de detalhe local. Efectua uma série de melhoramentos, passando o modelo gerado por um filtro de modo a produzir uma superfície com curvatura mínima. Trata-se de um bom algoritmo para suavizar a grelha entre pontos, pois extrapola valores acima e abaixo dos valores introduzidos e preenche zonas sem dados (Landmark Graphics Corporation, 2009).

Foram utilizadas na grelha células quadradas com a dimensão X, Y de 200m e foi aplicado um preenchimento de forma a cobrir as zonas sem dados com o tamanho de 2000 m. As grelhas obtidas são posteriormente verificadas através da comparação com dados de sondagens.

4.2 Furos profundos

No início do processo de interpretação sismostratigráfica efectuou-se a calibração estratigráfica dos perfis sísmicos com furos profundos (Figura 17). Recorreu-se aos furos existentes na Bacia Lusitana (Figura 1 e Tabela 2) e que foram realizados por empresas de prospecção e exploração do petróleo.

Este processo de calibração foi fundamental na determinação das idades das discontinuidades interpretadas, bem como na determinação do período de actividade das falhas geológicas posteriormente identificadas.

Os oito furos utilizados na calibração foram:

- Barreiro 1,
- Barreiro 2,
- Barreiro 3,
- Barreiro 4 (Figuras 17 e 18),
- Montalegre 1,
- Montijo 1,
- Pinhal Novo 1 ,
- Samora 1.

Tabela 2 – *Diagramas usadas e profundidades atingidas dos oito furos utilizados. A descrição das diagramas é a seguinte: caliper (Cal), porosidade de neutrões (Nphi), raios gamma (GR) factor fotoeléctrico (Pef), densidade (Rhob) e sónico (Sonic).*

Nome do Furo	Desg.	Profundidade (m)	CAL	GR	NPHI	PEF	RHOB	SONIC	Check-shot
Barreiro 1	Br1	3611	—	—	—	—	—	—	—
Barreiro 2	Br2	2425	—	—	—	—	—	—	—
Barreiro 3	Br3	2606	—	—	—	—	—	sim	—
Barreiro 4	Br4	2833	sim	—	sim	sim	—	sim	sim
Montalegre 1	Mt1	1750	—	—	—	—	—	—	—
Montijo 1	Mj1	2290	—	—	—	—	—	—	—
Pinhal Novo 1	Pn1	1677	—	—	—	—	—	—	sim
Sobral 1	Sb1	2947	sim	sim	sim	sim	sim	sim	sim
Samora 1	Sa1	1810	—	—	—	—	—	—	—

Todos os furos que foram utilizados possuem a informação das formações geológicas atravessadas durante o furo e um *log* descritivo litostratigráfico e cronoestratigráfico que foi elaborado e compilado pelo ex-GPEP.

Alguns furos (ver detalhes na tabela 2) possuem informação de diagrfias (Figura 17 e tabela 2), tal como os furos Br3 e Br4 que possuem informação dos *log* sónicos. O furo Br4 possui adicionalmente informação de VSP, de caliper (Cali), de porosidade de neutrões (Nphi) e de factor fotoeléctrico (Pef) e densidades entre outras. Esta informação foi importada para o programa de interpretação. Foi elaborada uma tabela profundidade/tempo para o topo de cada uma das formações interceptadas (Carvalho 2003; Carvalho et al. 2005).

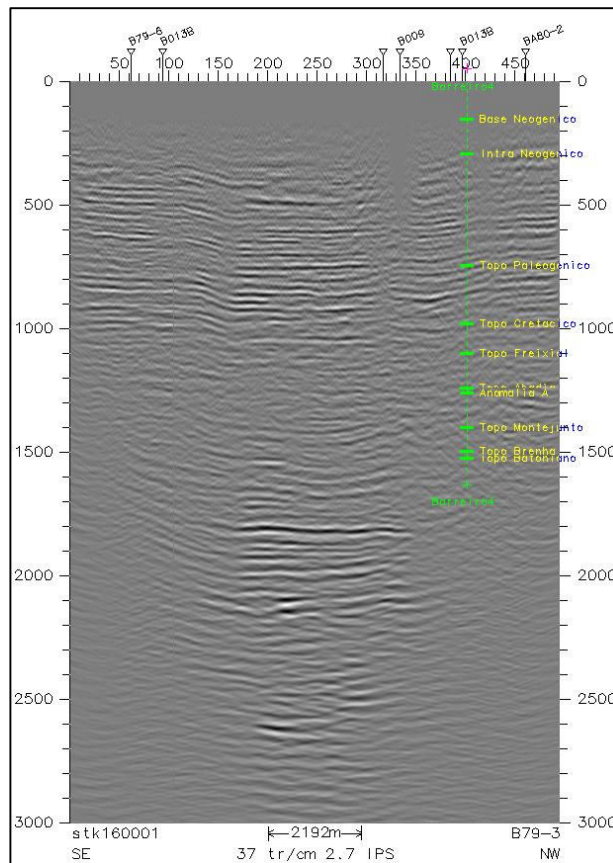


Figura 17 Perfil B79-3 com o furo Barreiro4 projectado (linha verde vertical). A linha vertical de cor verde dá-nos a seguinte informação: inclinação do furo (neste caso sem inclinação conhecida); profundidade; da localização das formações atravessadas (linhas horizontais de cor verde) e sua designação (cor amarela, lado direito). Estas informações são úteis no início e durante o processo interpretativo sismostratigráfico, pois colocam correctamente os reflectores sísmicos sobre o furo.

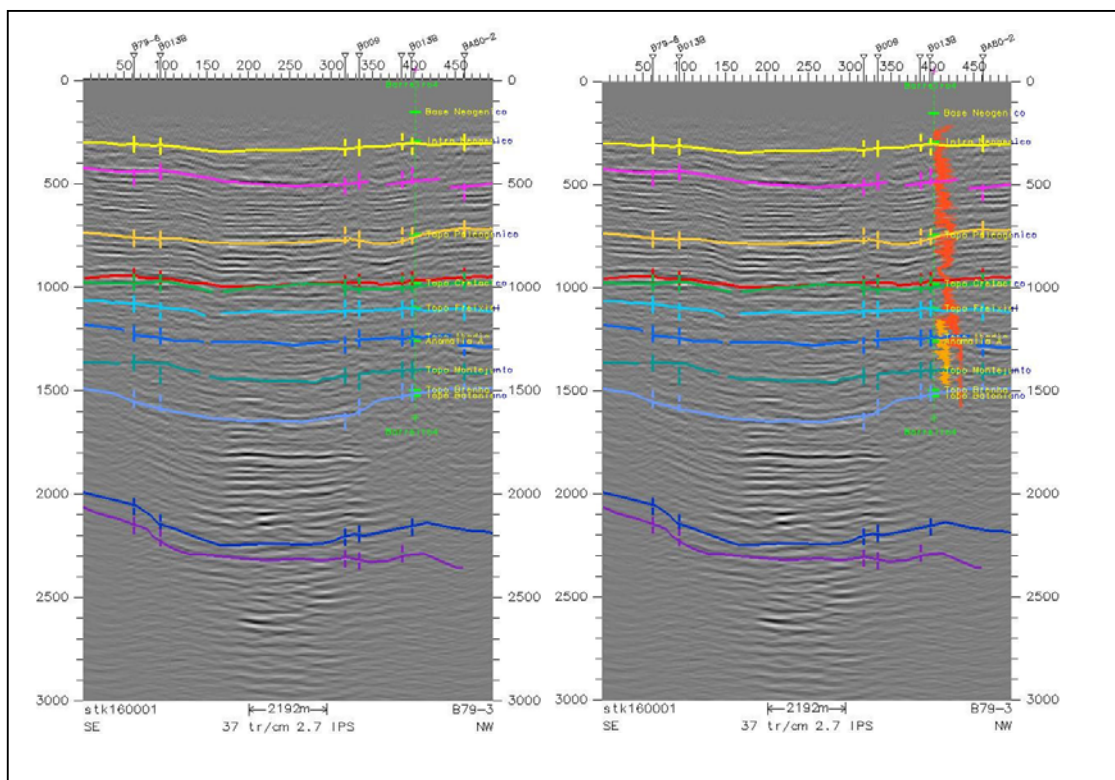


Figura 18 *Imagem do lado esquerdo: Perfil B79-3 com o furo Barreiro4 projectado (linha verde vertical) e horizontes interpretados a partir da informação das formações atravessadas pelo furo.*

Imagem do lado direito: Perfil B79-3 com o furo Barreiro4 (linha verde vertical) e diagrfias projectadas (cor laranja Pef e cor vermelha Cal).

As sondagens profundas e respectivas diagrfias, *check-shots* e VSP (Figura 18) foram utilizadas para efectuar a conversão tempo-profundidade e fazer a correlação entre os horizontes sísmicos e os horizontes geológicos presentes nos furos. Para esse efeito foram utilizados os sismogramas sintéticos elaborados por H. Matias e posteriormente interpretados por Carvalho et al. (2005), desta forma, optimiza-se essa correlação e obtêm-se uma melhor compreensão da mesma.

Foi possível obter a partir das várias sondagens valores das propriedades físicas da mesma formação a várias profundidades a partir do sónico, *check-shot* e VSP, e assim, juntamente com as velocidades obtidas à superfície através dos perfis de refacção (efectuados anteriormente em diversas campanhas da Divisão de Geofísica do LNEG), deduzir as variações das velocidades das diversas formações em função da

profundidade e obter um modelo de velocidades mais realista, não só a nível estrutural mas também da caracterização das suas propriedades.

No caso dos furos em que não existe informação relativa às velocidades, foram utilizadas as velocidades de intervalo calculadas pela fórmula de Dix, a partir das velocidades de *stacking* do reprocessamento dos perfis. No cálculo das velocidades de intervalo utilizando a fórmula de Dix, pressupõem-se que se tratam de camadas planas e paralelas entre si.

A fórmula é dada pela seguinte equação (1):

$$V_{int1} = [(t_2 v_{rms2}^2 - t_1 v_{rms1}^2) / (t_2 - t_1)]^{1/2}$$

Onde;

V_{int1} = velocidade de intervalo

t_1 = *traveltime* do primeira reflexão normal

t_2 = *traveltime* do segunda reflexão normal

v_{rms1} = velocidade RMS até ao primeiro reflector

v_{rms2} = velocidade RMS até ao segundo reflector

4.3 Dados de métodos potenciais

De modo a enriquecer e complementar a interpretação feita a partir dos perfis sísmicos foram sobrepostos dados de métodos potenciais. Utilizaram-se para este efeito dados aeromagnéticos e dados gravimétricos disponíveis na Divisão de Geofísica, da Unidade de Recursos Minerais e Geofísica do LNEG.

Os dados magnéticos e gravimétricos foram utilizados para identificar estruturas ígneas, salíferas e seguir o topo do Paleozóico. Foram também utilizados para detectar as falhas mais importantes, particularmente nas zonas sem cobertura sísmica.

O levantamento aeromagnético realizado pela empresa Fairey Surveys (Figura 19) foi adquirido numa campanha que cobriu a plataforma de Portugal Continental e faixa litoral em 1969, a partir de uma altitude de 600m, com uma média de espaçamento entre linhas de voo de 2km. As linhas de voo foram orientadas E-W, com diversas *tielines* com orientações variadas. Foram publicados mapas à escala de 1: 200 000 (Domsalski, 1969) de todo o levantamento, das anomalias magnéticas do campo total.

Os dados foram digitalizados a partir das cartas 1: 200 000, utilizando os cruzamentos das linhas de voo com as isolinhas do campo magnético. O levantamento foi reprocessado, tendo sido extraído o modelo IGRF (International Geomagnetic Reference Field) original, que foi substituído pelo modelo IGRF de 1990, de seguida foram reduzidos ao pólo (Carvalho, 2003).

Foram posteriormente interpretados (Taha Rabeh, comunicação pessoal) utilizando o método de desconvolução de Euler, publicado por Reid et al. (1990) que permite determinar a fonte e profundidades dos contrastes magnéticos (Carvalho et al., 2008) e utilizando os métodos do gradiente e sinal analítico, que permitem identificar as principais falhas geológicas (Carvalho et al. , 2008)

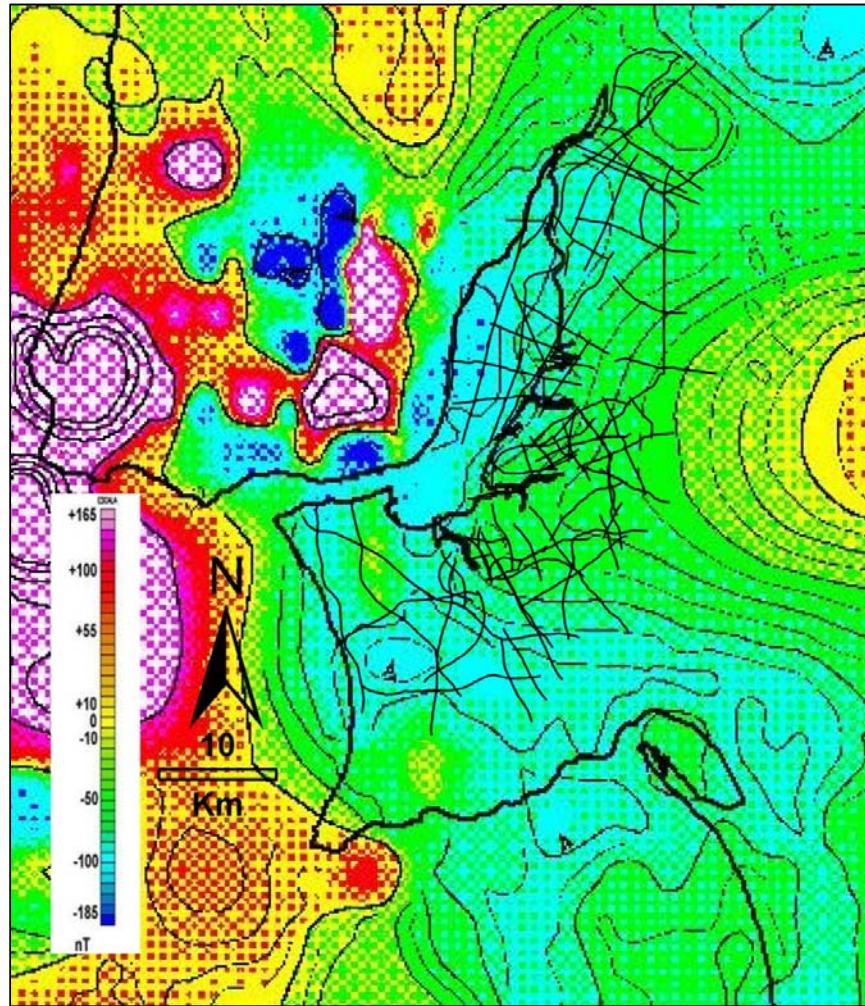


Figura 19 Levantamento aeromagnético (com anomalias reduzidas ao pólo), realizado pela empresa Fairey Surveys com perfis de reflexão sobrepostos (linhas a preto).

Os dados gravimétricos (Figura 20), resultam da homogeneização dos dados provenientes de diversas campanhas que foram realizadas pelo Instituto Geográfico Nacional e diversas campanhas de prospecção mineira na posse do ex-Serviço de Fomento Mineiro e ex-Instituto Geológico e Mineiro (Torres, 2004). Foram efectuadas as correcções topográficas e calculada a anomalia de Bouguer usando uma densidade de referência de 2.69 kg/m^3 . Foi também calculado o residual do 1º e 2º grau deste mapa (Carvalho, 2003), de forma a separar melhor as anomalias.

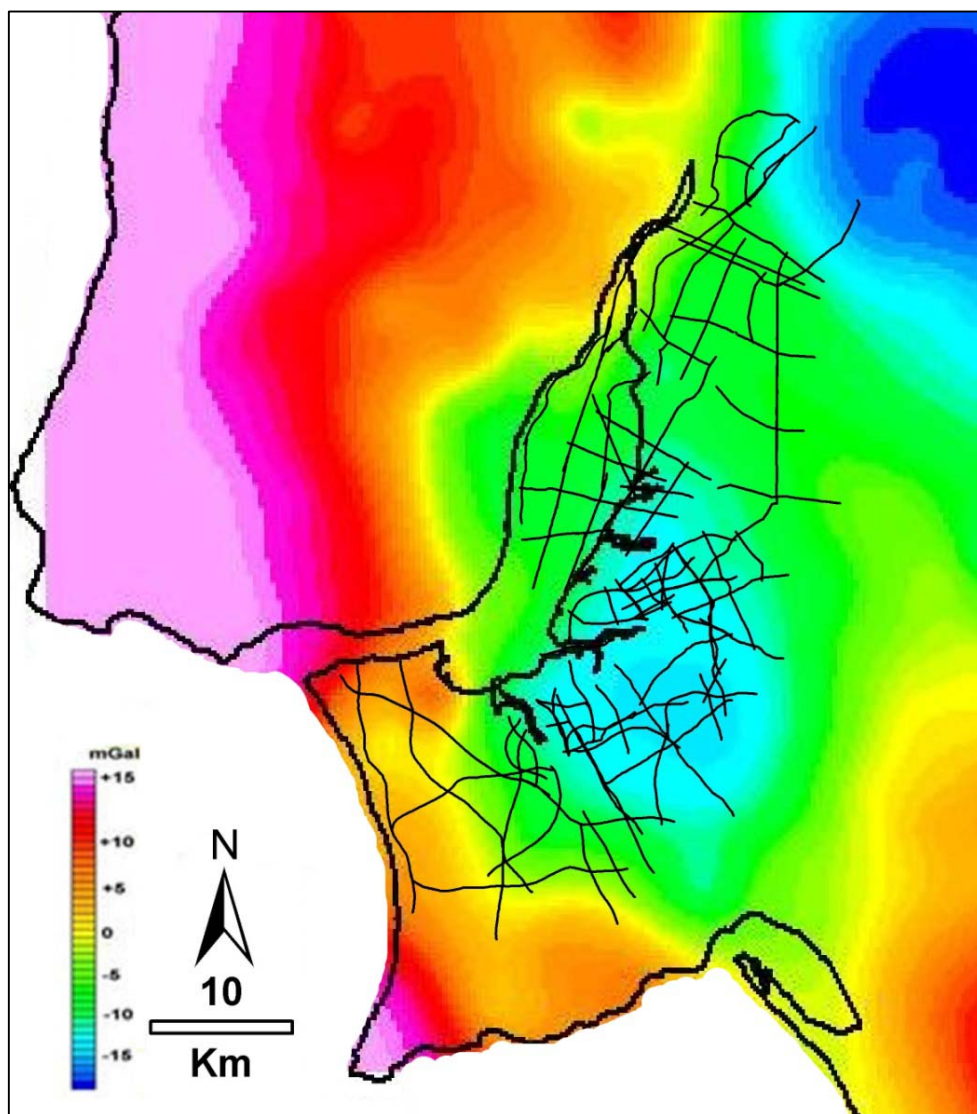


Figura 20 Dados gravimétricos (anomalia de Bouguer), resultado da homogeneização de diversos levantamentos (Torres, 2004) com perfis de reflexão sobrepostos (linhas a preto).

4.4 Altimetria

Os dados de altimetria que foram utilizados (Figura 21) nesta dissertação foram retirados do sítio da internet da *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER) e da *Global Digital Elevation Model* (GDEM), que é uma aquisição conjunta dos Estados Unidos e do Japão. Os dados originais e sem processamento foram descarregados a partir do sítio www.gdem.aster.ersdac.or.jp em quatro ficheiros individuais com o formato GeoTIFF, e de coordenadas

geográficas lat/long. A grelha de aquisição corresponde a um arco de segundo (aproximadamente 30 m). O geóide de referência é o WGS84. Os quatro ficheiros GeoTIFF foram posteriormente integrados num sistema SIG e as variações altimétricas foram homogeneizadas (Figura 21) recorrendo a ferramentas do ArcGis (Pinto, 2010).

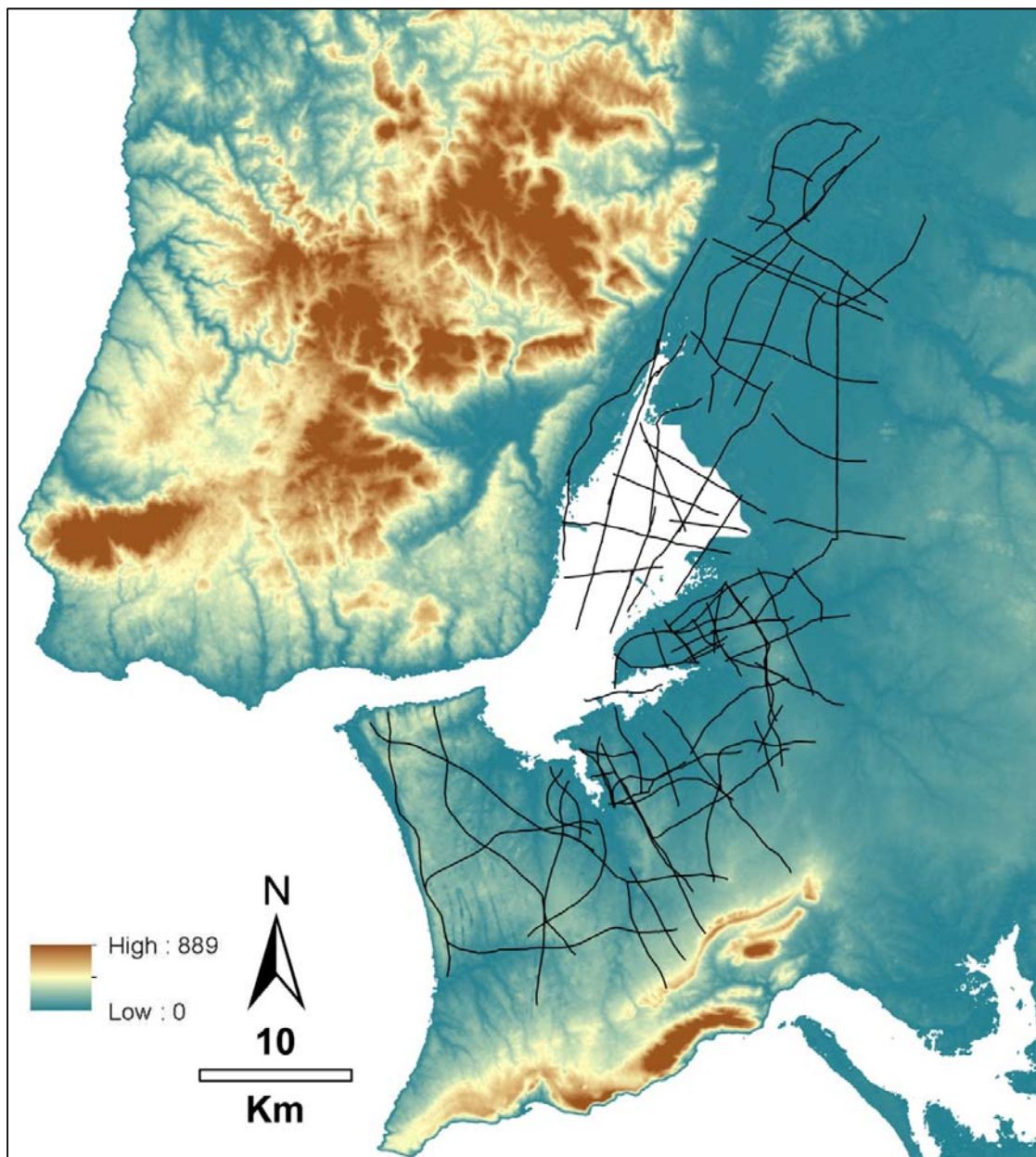


Figura 21 Mapa com dados de altimetria provenientes do sítio da internet da ASTER, a resolução é de ~30 m (modificado de Pinto, 2010), a escala de cores varia entre o azul (0 m) encarnado (889 m). Os perfis de reflexão estão sobrepostos (linhas a preto).

4.5 Sismicidade

Os dados de sismicidade instrumental são muito importantes na detecção de falhas oclusas e na determinação de falhas activas. Para este efeito, foram utilizados dois catálogos diferentes: um do IM referente ao período 1960-2007, com os eventos relocizados utilizando uma software (Carrilho et al.) e um outro, do ISC mais extenso, disponível gratuitamente na internet, e que compreendo o período de registos desde 1918 até 2010.

Ambos os catálogos (separadamente) foram utilizados durante a interpretação e na correlação com falhas identificadas e altimetria (ponto 6) Estes catálogos, e a informação referente aos dados de sismicidade encontram-se descritos no ponto 2.2 correspondente à sismicidade instrumental.

No entanto, é preciso ter em conta que podem ocorrer sismos resultantes de estruturas historicamente assísmicas como o caso na Nova Zelândia (sismo de 2007). Todavia, geralmente as estruturas activas produzem sismicidade que pode ser usada na identificação de falhas activas.

4.6 Importação e integração dos dados em SIG

Os perfis sísmicos de reflexão realizados pela indústria petrolífera foram importados para o sistema de interpretação sísmica Landmark Openworks, bem como a informação e localização de furos profundos, sob a forma de tabelas.

Com vista a uma interpretação integrada (Figura 22), foram adicionalmente importados para o sistema de interpretação: os dados de métodos potenciais, (o mapa aeromagnético reduzido ao pólo e o mapa gravimétrico); os catálogos ISC 1918-2010 relativo à sismicidade instrumental e do IM referente ao período 1960-2007, com os eventos relocizados; informação geológica, (mapa geológico à escala 1:500 000 (Oliveira et al., 1992, revisto em 2010) e mapa neotectónico (Cabral e Ribeiro, 1988)), altimetria (com modelo digital de terreno, Figura 21), bem como a interpretação estrutural realizada durante o projecto MILUPOBAS (Lomholt et al., 1995) para nove horizontes.

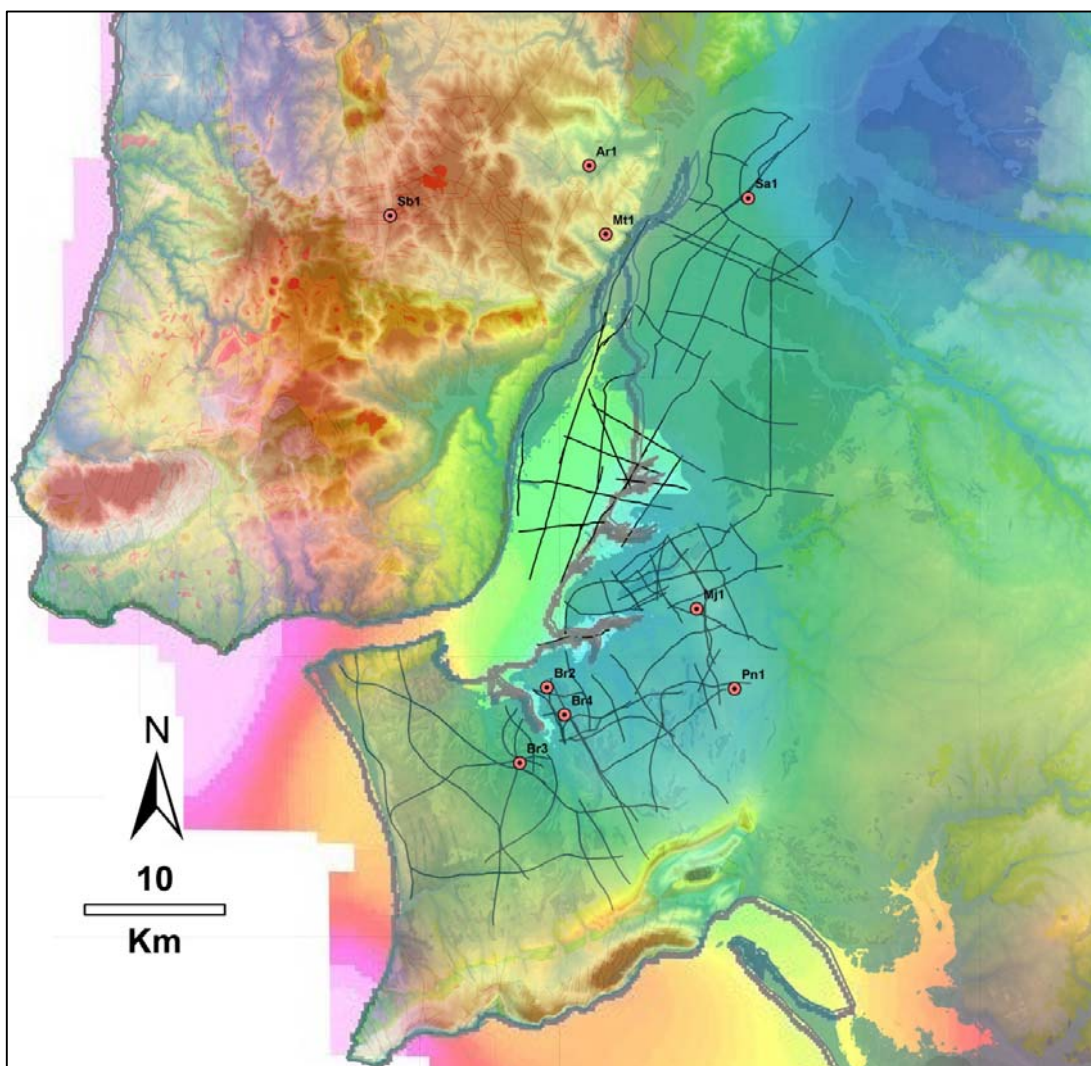


Figura 22 Imagem com informação sobreposta dos limites geológicos, perfis sísmicos (linhas a preto) e furos profundos (pontos a vermelho), gravimetria e altimetria para uma interpretação integrada.

A interpretação integrada de dados de sísmica, magnética, gravimetria, altimetria e sismicidade num sistema de informação geográfica resultam numa maior solidez da interpretação, pois a sobreposição de dados complementares reduz a incerteza e o erro associadas a um processo interpretativo dependente de um só método geofísico. Como consequência de uma metodologia de interpretação integrada, obtiveram-se resultados inéditos e sem precedentes, que poderão trazer um novo entendimento sobre as estruturas com potencial sismogénico da região, bem como da própria estrutura da bacia.

5. Interpretação dos perfis de reflexão

O trabalho de interpretação dos perfis de reflexão presente nesta dissertação, foi em rigor o culminar do extenso trabalho que tem sido feito nos últimos dez anos na Divisão de Geofísica do LNEG por João Carvalho e Manuela Costa. Este extenso trabalho incidiu na congregação de diversa informação: relatórios do projecto MILUPOBAS (Lomholt et al., 1995), relatório realizado por Walker (1983) para a Petrogal e relatórios CPP (Westerhausen, 1956), e posteriormente o levantamento dos perfis disponíveis no ex-GPEP em formato digital e no formato em papel. Foi também feita uma recolha de toda a informação complementar referente aos perfis de reflexão e às sondagens, tais como relatórios, notas de aquisição, etc.

5.1 Princípios de sismostratigrafia utilizados

Os princípios de sismostratigrafia que foram utilizados no decurso do processo de interpretação deste trabalho basearam-se nos conceitos desenvolvidos durante a década de 1970 que foram da responsabilidade de R. Mitchum e P. Vail. Tratava-se então de uma abordagem inovadora ao desenvolver um novo modelo conceptual e uma nova metodologia de interpretação de linhas sísmicas.

Os fundamentos gerais da sismostratigrafia assentam nos seguintes pressupostos:

- a) A sedimentação é um processo cíclico.
- b) As reflexões sísmicas são produzidas nos locais onde se verifica um contraste abrupto da impedância acústica, sendo paralelas a superfícies de estratificação e discordâncias.
- c) As reflexões têm um significado cronostratigráfico.

Usando esta abordagem, padrões de empilhamento estratigráfico são analisados dentro de um contexto temporal. Estes padrões desenvolvem-se de modo a interagirem com o processo de acomodação de sedimentos e sedimentação, e reflectem combinações de tendências deposicionais que incluem progradação, retrogradação, aggradação e *downcutting*.

Deste modo, de acordo com Mitchum et al. (1977) as discordâncias e as suas conformidades correlativas constituem os limites de uma sequência deposicional, sendo a discordância o principal critério físico usado na determinação do limite da sequência, pois indica um período de erosão ou de não deposição. Estes limites de uma sequência deposicional têm significado cronostratigráfico, pelo que convém distinguir entre discordância, hiato e conformidade.

O trabalho de sismostratigrafia que foi realizado nesta dissertação teve em vista a datação do período de actividade das falhas geológicas identificadas. Baseou-se na identificação de descontinuidades no registo sísmico das principais formações da zona de estudo. A marcação e identificação de discordâncias, as variações litológicas e a calibração estratigráfica foram efectuadas com o auxílio dos furos profundos anteriormente realizados.

5.2 Interpretação sismostratigráfica dos perfis de reflexão

Durante o trabalho de interpretação sismostratigráfica realizada nos perfis sísmicos de reflexão houve uma atenção no trabalho realizado anteriormente por Wilson et al. (1989) e Rasmussen et al., (1998). No ponto 2.1.1 desta dissertação, é descrita de uma forma sucinta a evolução da Bacia Lusitaniana durante o Mesozóico. Nesse ponto, foi feita a referência ao trabalho de Wilson et al. (1989) que a partir da análise de perfis sísmicos de reflexão verificou a existência de quatro descontinuidades, que estão relacionadas com eventos de ordem extensional da abertura do Atlântico Norte.

Autores de publicações posteriores consideram quatro principais fases tectónicas de *rifting* desde o final do Triásico superior até ao Cretácico inferior (Wilson et. al. 1989, Rasmussen et al. 1998, Kullberg 2000, Alves et. al. 2002).

Foram seleccionados para interpretação dez horizontes geológicos (Figura 24) considerados mais importantes na evolução da Bacia Lusitaniana (ex. Wilson et. al. 1989, Rasmussen et al. 1998). Os horizontes foram marcados no topo aproximado das formações /descontinuidades. O padrão sísmico característico que foi seguido foi um reflector com um contraste acústico bem definido e claro. O horizonte foi marcado na fase negativa do sinal sísmico, que tendo em conta a polaridade usada corresponde a uma diminuição de impedância acústica.

Cronologicamente (do mais antigo para o mais recente) foram interpretados (Figura 24) os seguintes horizontes geológicos:

- A Formação da Dagorda do Triásico - Hetangiano;
- Formação de Coimbra do Hetangiano - Sinemuriano;
- Formações de Brenha e Candeeiros do Liásico e Dogger;
- Formação de Montejunto do Oxfordiano Superior;
- Formação da Abadia do Kimeridgiano inferior;
- Formação de Freixial, Sobral e Arranhó do Kimeridgiano superior – Berriasiano;
- O Cretácico onde foi possível identificar;
- A descontinuidade entre o Mesozóico e Cenozóico que corresponde à base do Cenozóico;
- O Paleogénico;
- No Neogénico são identificados dois reflectores, e foi atribuída a nomenclatura Neogénico inferior e Neogénico superior.

A ligação sísmica – furo dos horizontes utilizada foi elaborada por Carvalho (2003) e mostra-se, com base em sismogramas sintéticos, diagrfias e *checkshots* e perfis sísmicos verticais, na Figura 23 (in Carvalho, 2003), juntamente com os sismogramas sintéticos para as diferentes formações e do furo Barreiro 4.

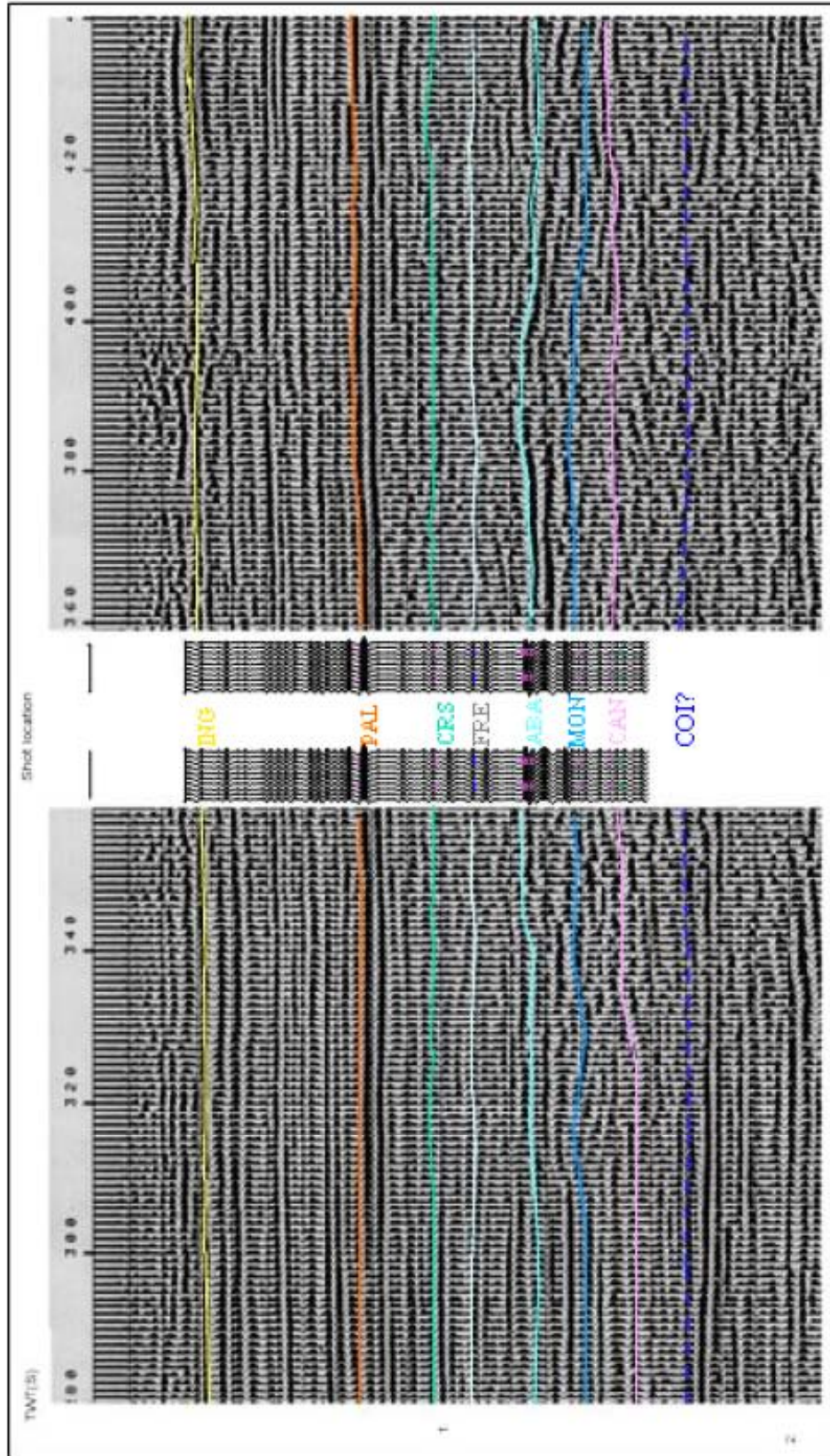


Figura 23 Ligação sísmica-furo para a sondagem Barreiro 4 e o perfil sísmico B003. Identificação das das formações ao centro: ING – Intra Neogénico; PAL – Paleogénico; CRS – Cretácico Superior; FRE – Freixial; ABA – Abadia; MON – Montejunto; CAN – Candeeiros; COI – Coimbra (Modificado de Carvalho, 2003)

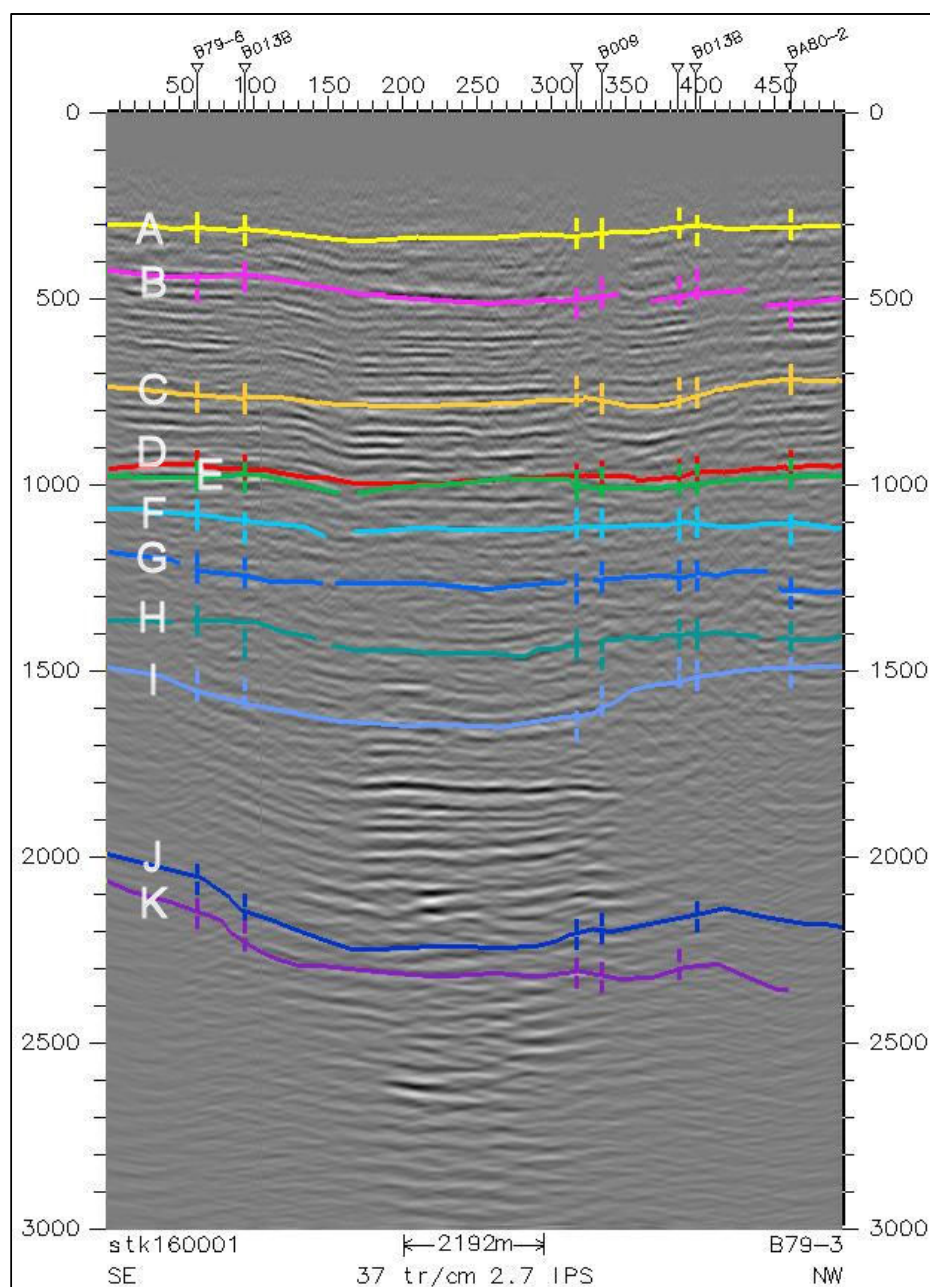


Figura 24 Exemplo de interpretação sismoestratigráfica (perfil sísmico B79-3).

Unidades do topo para a base: Neogénico Superior (A), Neogénico Inferior (B), Paleogénico (C), Discordância Mesozóico/Cenozóico (D), Cretácico (E), Formação de Freixial (F), Formação de Abadia (G), Formação de Montejunto (H), Formação de Candeeiros (I), Formação de Coimbra (J) e Formação da Dagorda (K).

O fluxo de interpretação para cada horizonte e para todas as linhas utilizadas nesta dissertação foi o seguinte:

- a) Início de interpretação a partir da ligação furo/linhas sísmicas.
- b) *Picking* do horizonte ao longo da linha.
- c) Verificação do *picking* a partir de cruzamentos com outras linhas.
- d) Geração de mapas de contornos e grelhas dos horizontes sísmicos/geológicos para visualização da interpretação.
- e) Correção/edição da interpretação a partir dos mapas gerados.
- f) Comparação dos mapas obtidos com trabalhos de outros autores, seguida de verificação e correções finais.

Os seis furos disponíveis serviram para calibrar os horizontes principais. O furo “guia”, e o primeiro a ser utilizado foi o Barreiro 4. Esta escolha deveu-se por ser o furo com informação mais completa (maior número de diagrfias, ver tabela 3) e por possuir dados de velocidades de maior confiança.

Devido à qualidade variável das linhas optou-se por um *picking* manual com o método ponto-a-ponto. Foi escolhido este método em detrimento de *picking* automático de amplitudes semelhantes, que decerto encurtaria o tempo de interpretação mas não garantia uma solidez da interpretação. Optou-se por tentar seguir o horizonte na extensão total da linha e não fazer quebras nas zonas de falhas e de menor cobertura de *fold*. Esta escolha teve como objectivo, numa fase posterior, a construção de grelhas com informação dos horizontes, em que uma interpolação dentro das linhas é a mínima possível, obtendo uma melhor qualidade e reduzindo substancialmente os pontos espúrios de interpolação.

De forma a corrigir e compatibilizar a interpretação efectuada, realizaram-se cruzamentos entre várias linhas sísmicas. Os cruzamentos foram verificados entre duas ou mais linhas e por vezes, em zonas onde a complexidade geológica era maior

foi necessário um processo iterativo de correcção de forma a compatibilizar a interpretação.

Após as correcções e alterações nos horizontes entre linhas, de forma a melhorar a interpretação para um dado horizonte (o processo foi análogo para todos os horizontes), recorreu-se a uma aplicação do Landmark Openworks, a Decision Space, que gere a informação como um sistema SIG, totalmente integrado nas restantes aplicações Landmark Openworks.

Entre outras características fundamentais num programa de interpretação sísmica, gera grelhas de interpolação para cada horizonte interpretado. As grelhas geradas (ver em anexo) serviram numa primeira fase para despistar interpretações incorrectas (Figura 23), pois a variação abrupta e/ou geração de formas pouco habituais é habitualmente uma interpretação incorrecta ou falta de problemas de interpolação das grelhas.

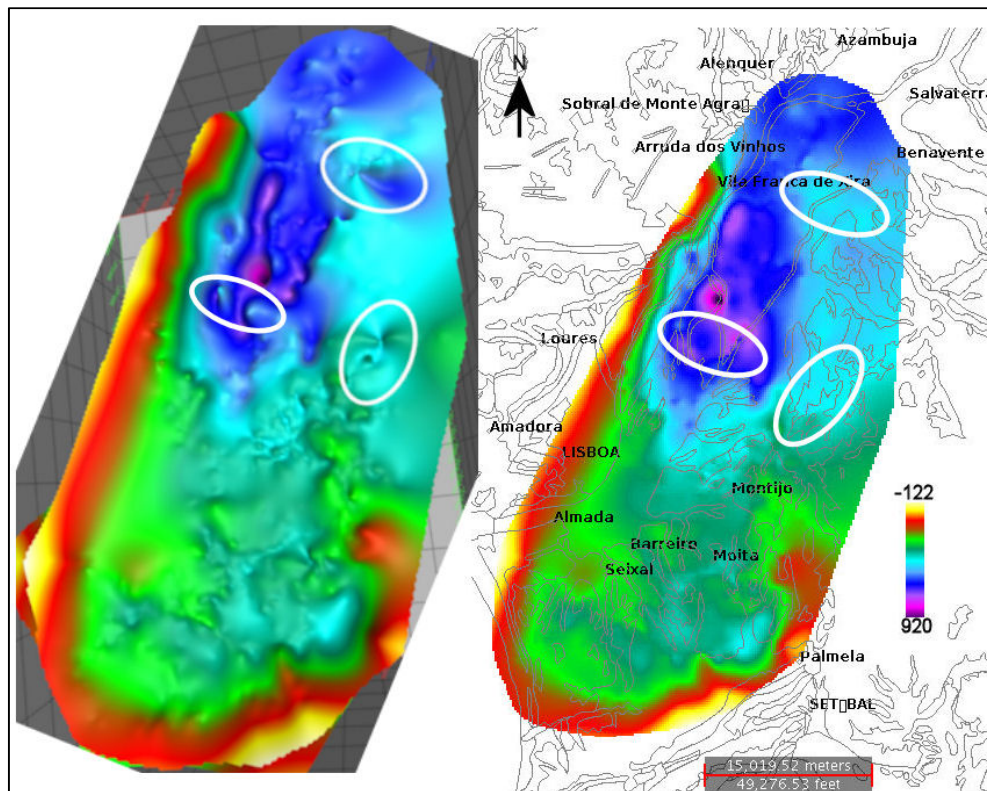


Figura 25 Utilização das grelhas de interpolação. Na imagem do lado esquerdo são visíveis elipses de cor branca que marcam os locais onde a interpolação teve problemas devido a erros na interpretação (imagem a 3D de modo a salientar os problemas gerados pela interpolação). A imagem do lado direito mostra uma grelha para o mesmo horizonte com correcções efectuadas.

5.3 Interpretação estrutural

O procedimento geral da interpretação estrutural que foi realizada foi o seguinte:

- a) Identificação de eventuais acidentes tectónicos nos mapas de horizontes.
- b) Interpretação estrutural dos grandes acidentes tectónicos a uma escala regional nos perfis 2D.
- c) Ligação entre perfis de estruturas com características semelhantes (padrão de disrupção no registo sísmico, geometria, e período de actividade)
- d) Identificação final de estruturas integrando as alíneas anteriores com dados de métodos potenciais, altimetria.

Verificou-se no início da interpretação a existência de descontinuidades no registo sísmico. Em alguns perfis estas descontinuidades devem-se em consequência de uma metodologia de aquisição, a problemas durante a aquisição devido a existência de obstáculos naturais (rios, árvores, etc.) e construções humanas (estruturas como estradas, cidades etc.). Outras zonas correspondiam a zonas de processamento deficiente, tendo sido corrigidas com reproprocessamento. A geometria curva dos perfis quando em zonas em que os reflectores não são planos, introduz falsas estruturas. Zonas com topografia mais acidentada também poderão não ser totalmente corrigidas pelas estáticas e podem causar interrupções nos reflectores. Estas situações foram verificadas à integração dos dados (topografia, perfis sísmicos, rede hidrográfica, cidades entre outros em SIG) (Figuras 26 e 27, com a linha S1),

Foram consultados os relatórios dos perfis de modo a confirmar as regiões onde existiram problemas com a cobertura durante a aquisição dos perfis.

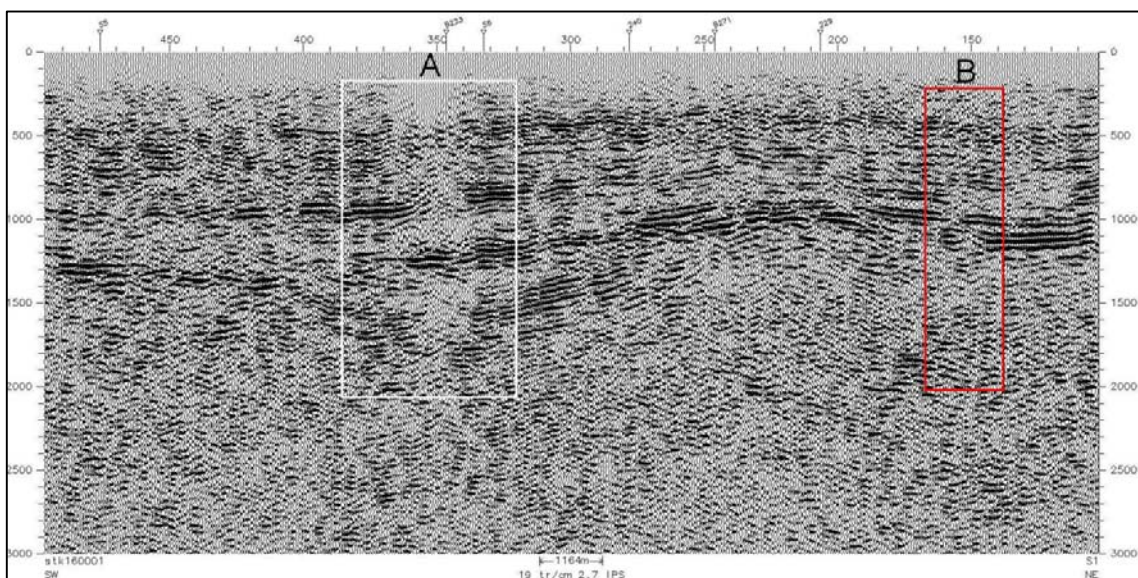


Figura 26 Exemplos de identificação de duas rupturas distintas no perfil sísmico S1: **A** (rectângulo branco) – Ruptura causada pela variação na geometria de aquisição, neste caso uma zona referente a um rio ou uma localidade; **B** (rectângulo vermelho) – Ruptura causada por uma falha importante, é visível a ruptura no centro do rectângulo ao longo dos reflectores.

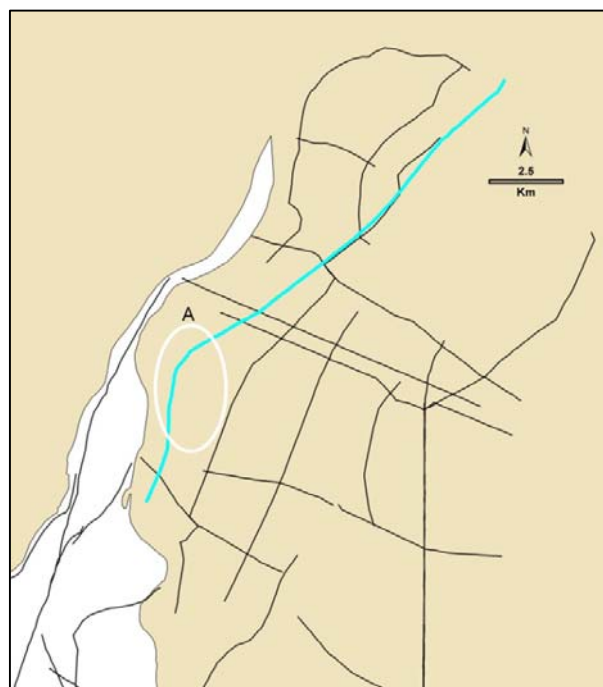


Figura 27 Exemplo de identificação de ruptura distintas no perfil sísmico S1 (linha azul). **A** (elipse branca) – variação na geometria de aquisição, neste caso uma curva que irá induzir uma alteração à estrutura real.

Interpretação estrutural dos grandes acidentes tectónicos a uma escala regional

As grelhas dos horizontes auxiliaram numa primeira fase na identificação de grandes estruturas a uma escala regional. Estas estruturas correspondem nestas grelhas a uma de variação vertical em tempo (diferença na paleta de cores) relativamente brusca, o que poderá indiciar uma falha (com rejeito vertical).

Estas variações verticais em tempo, foram confirmadas através da análise das várias grelhas dos outros horizontes e foram interpretadas e marcadas como falhas prováveis provisoriamente, sob a forma de linhas a tracejado (Figura 24).

Esta análise revelou-se importante e decisiva mas não conclusiva, na medida em que as estruturas com potencial sismogénico no VIT são complexas e prestam-se a diferentes interpretações quanto ao modelo estrutural regional. As variações abruptas de cor das grelhas, que foram interpretadas como falhas potenciais poderão ser efectivamente de origem estrutural e a interpretação estar correcta ou simplesmente corresponder a variações de carácter estratigráfico ou ainda a outras estruturas geológicas, tais como linhas de paleocosta, recifes ou leques aluvionares.

Devido à distribuição da malha dos perfis sísmicos de reflexão das diferentes campanhas ser irregular e não homogénea, esta exerce influência significativa no resultado final das grelhas. Estas estruturas de interpretação provisória (Figura 28) foram então confirmadas ou descartadas recorrendo a uma variedade de outros dados.

A confirmação da presença de falhas a uma escala regional começou a partir da interpretação sísmica directa de diferentes perfis. Posteriormente marcou-se o traçado das falhas e comparou-se com as grelhas de cada horizonte. Obviamente a ligação de uma falha de perfil para perfil foi efectuada considerando que a estrutura possui uma geometria similar (tendo em conta a sua orientação em relação ao perfil), o mesmo tipo de deformação a afectar os mesmos horizontes sísmicos. A tarefa não se revelou fácil.

Quando as falhas possuíam assinatura magnética ou gravimétrica tornou-se mais fácil seguir o seu traçado. Foram também utilizados dados de altimetria para

verificar se as falhas possuíam expressão superficial. Compararam-se também as falhas interpretadas com as da cartografia geológica. Resultou desta interpretação mais integrada, uma solidez maior nos resultados obtidos. No entanto, ficaram ainda algumas falhas menores cuja ligação não foi possível efectuar. Por fim, comparou-se os resultados de interpretação feita aqui com a de outros autores.

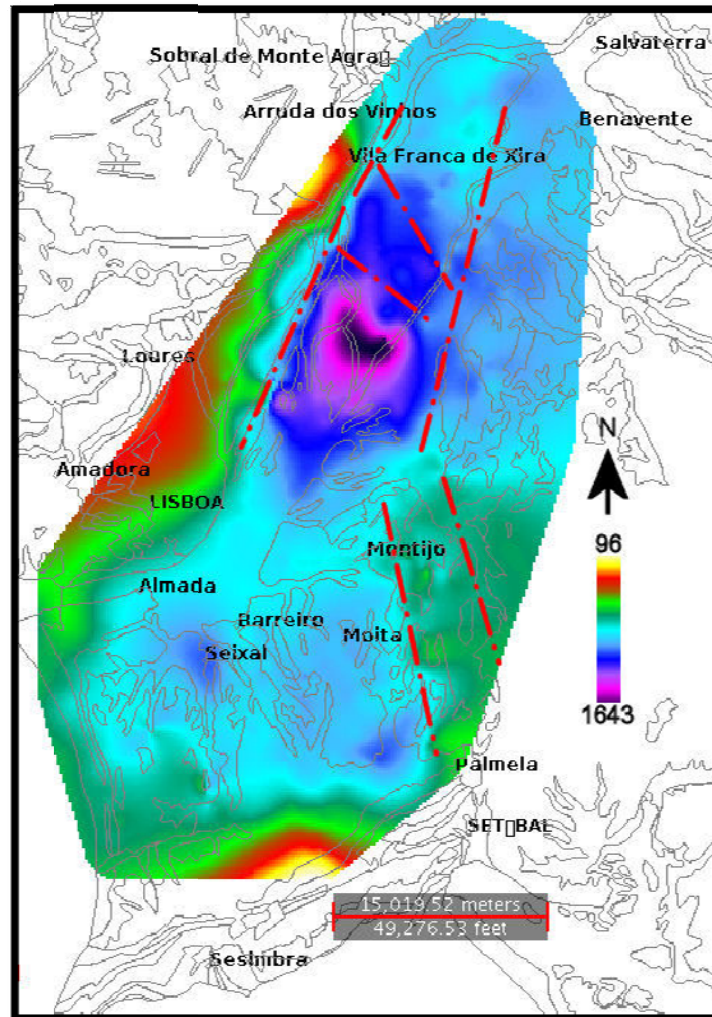


Figura 28 *Aspecto da grelha para a base do Cenozóico após correcções. Do lado direito da figura a escala de cores indica a variação da profundidade em metros do horizonte. As linhas a vermelho indicam uma interpretação provisória baseada meramente nas variações bruscas da grelha do horizonte da base do Cenozóico.*

5.4 Análise de erros

De seguida faz-se uma análise simplificada dos erros presentes na interpretação efectuada:

1. Erros de picking
2. Misties entre linhas
3. Resolução vertical
4. Resolução horizontal
5. Erros de posicionamento dos perfis sísmicos

1 - Erros de Picking

Durante o processo de seguimento do horizonte, assumimos um erro no *picking* do horizonte de uma fase sísmica. Dada a atenuação das ondas sísmicas com a distância, a largura (em tempo) da fase sísmica varia entre cerca de 15 ms, perto da superfície até 25ms, para maiores profundidades. Desta forma, foi estimado o erro médio do picking de cerca de 20 ms.

O *picking* manual é susceptível de erros e possíveis irregularidades durante o processo interpretativo. Foi feita uma análise visual em vários perfis interpretados e estimou-se que o erro de *picking* é provavelmente inferior a 20 ms.

Para as unidades do Cenozóico a velocidade média nos sedimentos é de 2000 m/s (Carvalho, 2003). Utilizando a equação (2) o cálculo do erro de *picking* vertical para estas unidades é de cerca de 20 metros.

Equação (2):

$$Z = v t$$

Onde,

Z = profundidade (m) ; v = velocidade da formação geológica (em m/s); t = tempo (ms)

Para as unidades mais profundas como Coimbra, a velocidade média nos calcários mais profundos é de 6000 m/s (Carvalho 2003) Utilizando a equação (2) o cálculo do erro de *picking* vertical para estas unidades é de cerca de 60 metros. Este procedimento é realizado em situações de ausência de furo profundo.

2 - Erros de misties entre linhas sísmicas

Os erros nos cruzamentos nas linhas atingiram cerca de 100 ms. Após algumas iterações na interpretação esses erros diminuíram para cerca de 40 ms . Aplicou-se então uma correcção automática de divisão do erro pelo número de linhas do cruzamento correspondente.

3 – Erros na resolução Vertical

Para duas reflexões, uma no topo e a outra na base de uma camada fina, existe um limite para a distância de quão próximas podem estar, no entanto ainda separadas. Este limite depende na espessura da camada e é a essência do problema da resolução vertical (Yilmaz, 1987). O comprimento de onda dominante de ondas sísmicas é dado pela seguinte equação (3):

$$\lambda = v/f$$

Onde v é a velocidade e f a frequência dominante. O limiar aceitável para a resolução vertical é geralmente um quarto do valor do comprimento de onda dominante. É uma aproximação subjectiva e deve ter em conta a quantidade de ruído dos dados (Yilmaz, 1987).

Portanto pode-se simplificar com a seguinte equação (4):

$$r.v. = v/4f$$

Para as unidades do Cenozóico a velocidade média nos sedimentos é de 2000 m/s (Carvalho, 2003). A frequência máxima que foi utilizada, recorrendo aos relatórios, foi de 60 Hz Utilizando a equação (4) estima-se que a resolução vertical para estas

unidades é de cerca de 8,3 metros. Segundo Carvalho et al . (2005) estimou-se que a frequência real registada não ultrapassava na maioria dos perfis cerca de 50 Hz, pelo que este valor será um pouco optimista.

Para as unidades mais profundas como Coimbra; a velocidade média nos calcários mais profundos é de 6000 m/s (Carvalho, 2003). A frequência que foi utilizada, recorrendo aos relatórios e estimada com o efeito da profundidade, foi de 25 Hz. Utilizando a equação (4) estima-se que a resolução vertical para estas unidades é de cerca de 60 metros.

4– Resolução Lateral

A resolução lateral refere-se a quão perto dois pontos de reflexão podem ser localizados horizontalmente, no entanto reconhecidos como dois pontos separados em vez de um (Yilmaz, 1987). Os limiares para a resolução lateral, também denominados como “primeira zona de Fresnel”, estão estabelecidos numa tabela compilada por Yilmaz, 1987 e é dada pela expressão 5.

$$r = (v/2) (t/f)^{\frac{1}{2}}$$

Onde r é a variação da frequência e velocidade combinadas a profundidades variadas.

Sabemos que os valores nos registos sísmicos de velocidade variam entre 2000 m/s para camadas do Cenozóico e 6000 m/s para calcários profundos do Mesozóico. Utilizando um valor médio (mas aproximado da superfície) de 3000 m/s para o cálculo de r e utilizando uma frequência média de 30 Hz (nos registos varia entre os 15Hz e os 50 Hz), pela tabela compilada por Yilmaz, 1987 o raio em metros de r será de aproximadamente 400 m.

5 - Erros de posicionamento dos perfis sísmicos

Relativamente a erros no posicionamento das linhas são difíceis de estimar, visto que a localização das linhas foi feita a partir da digitalização dos mapas de posicionamento originais. Estimamos em cerca de 500m os erros de posicionamento (Carvalho, comunicação pessoal).

5.5 Resultados de interpretação

5.5.1 Descrição dos principais horizontes interpretados

Como foi explicado no ponto 5.2 escolheram-se diversos horizontes que representam as principais fases de evolução tectono-estratigráfica, da zona de estudo de forma a datar o período e compreender a evolução da falha. Estes horizontes correspondem: ao horizonte mais superficial do Intra-Neogénico Superior; a um horizonte no Mesozóico médio do Jurássico Médio (Formação de Brenha e Candeeiros); ao horizonte do membro salífero do Hetangiano (Formação da Dagorda) e do Soco Paleozóico.

Horizonte A : Intra – Neogénico Superior

O Neogénico Superior corresponde ao horizonte designado por “intra-Neogénico” do projecto MILUPOBAS (Lomholt et al., 1995). Trata-se de uma passagem para calcários perto do topo do Miocénico Superior. O carácter sísmico deste horizonte não apresenta qualquer particularidade em relação a outros reflectores do Neogénico (Figura 29), mas foi seleccionado para constranger este período geológico, visto que devido à geometria de aquisição dos perfis sísmicos os 100m mais superficiais não são visíveis. Este reflector é em muitas zonas o primeiro evento sísmico que consegue ser imageado. Foi também interpretado um horizonte designado por Intra Neogénico Inferior, este horizonte cobria uma parte do registo sísmico e serviu para verificar a continuidade das falhas e o período da sua actividade. Trata-se também de um bom reflector com boa continuidade apesar das variações laterais, que são comuns nos horizontes interpretados pois os reflectores são frequentemente interrompidos, mas é possível segui-los (fazendo cruzamentos com outras linhas) ao longo da zona de estudo.

O horizonte Intra Neogénico Superior foi identificado nos furos Br1, Br4, Pn1, Mj1 e Sa1. A correlação e calibragem para este horizonte iniciou-se no furo BR4, por ser o único com diagrfias sónicas calibradas. Os outros furos não possuem informação de velocidades mas nesses casos usou-se a informação das velocidades de *stack* dos perfis no local do furo. (Carvalho, 2003).

No furo Br4 este reflector, foi detectado no interior do Miocénico a uma profundidade de cerca de 347m em relação ao nível médio do mar (NMM), atravessando uma unidade de arenitos margo-calcários que são intercalados com argilas. O reflector que é geralmente forte e contínuo foi seguido e será provavelmente uma bancada calcária com cerca de 20 m de espessura (Carvalho, 2003), cujo o topo se encontra por volta dos 347m.

Nos perfis sísmicos interpretados este reflector foi identificado em tempo duplo (TD) entre os 100 ms (nas regiões mais a Oeste e a Sudeste) e 900 ms (regiões Norte e Nordeste).

O horizonte define estruturalmente uma zona mais profunda e de forma oval com orientação NNE-SSW localizada sob o estuário do Tejo.

Mais a Sul, sob a Península de Setúbal, localizam-se pequenas sub-bacias numa zona elevada em relação ao estuário do Tejo. No entanto, a Sul do mapa nota-se o levantamento em direcção à Serra da Arrábida, a este levantamento que é possível verificar seguindo o horizonte, deve-se ao monoclinal com vergência para Este.

É possível observar, seguindo alguns perfis sísmicos, um levantamento que afecta a margem Norte do Tejo e é diferente do levantamento observado em direcção à Serra da Arrábida. Este levantamento é provavelmente devido à presença da falha de Vila Franca de Xira (FVFX). Este horizonte A é afectado pelas seguintes falhas principais:

- FVFX, que marca (Figura 29) uma clara separação (pouco suave) entre a zona deprimida (a azul) ~800ms e a região mais a NW entre ~100 e 10ms. Esta

falha controla a bacia morfologicamente e tem uma relevância elevada neste horizonte.

- As falhas F1 a F8 (Figura 38), que têm uma menor expressão morfológica que a FVFX mas, da análise do mapa (Figura 29) é possível verificar as variações de cor nas regiões das falhas.
- As falhas anteriores F1 a F8 ligam a maior estrutura observada no mapa - FVFX (Figura 29) à Falha Samora Correia - Alcochete (FSC-A) . Esta última falha (Figura 38, letra B) tem um comprimento aproximado de 25km , é uma estrutura importante na morfologia da bacia pois marca uma distinção entre ~800ms e os 500ms com uma orientação aproximada NNE-SSW.
- A FPN, uma importante estrutura da zona de estudo é visível no mapa (Figura 29) pois contém valores temporalmente entre os ~50 e os 300ms, tratando-se de uma faixa com orientação aproximada NNW-SSE.

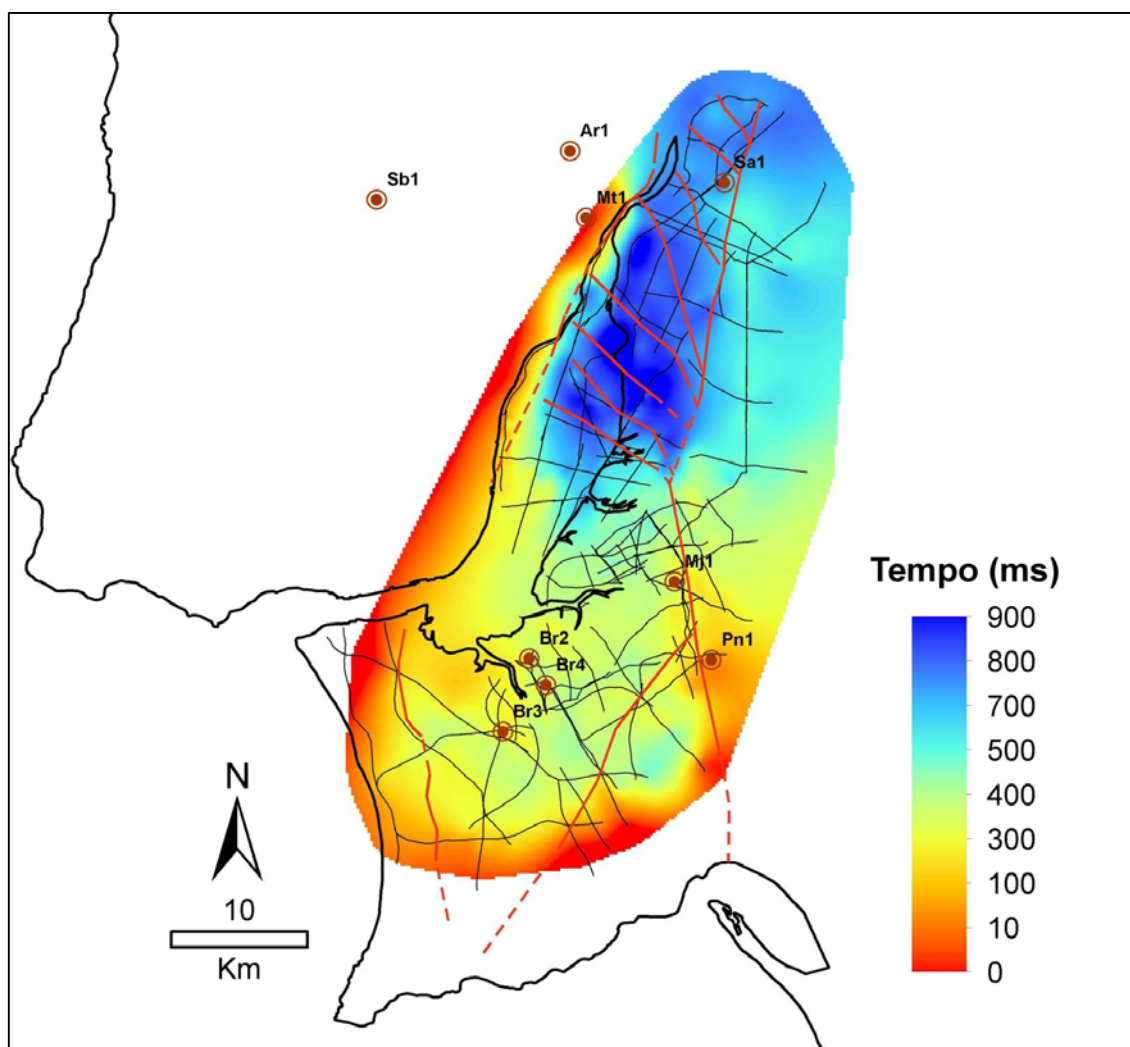


Figura 29 Mapa do horizonte Intra-Neogénico Superior. As linhas a preto sobre a grelha indicam a localização dos perfis de sísmica de reflexão utilizados na interpolação. As linhas a vermelho indicam as falhas que afectam o horizonte. Os pontos a castanho indicam a localização dos furos profundos. Do lado direito da figura a escala de cores indica a variação da profundidade em tempo (ms) do horizonte.

Horizonte I : Jurássico Inferior e Médio – Sinemuriano a Calloviano (Formações da Brenha e Candeeiros)

O horizonte correspondente ao topo aproximado das Formações da Brenha e Candeeiros foi identificado onde possuía bom contraste de impedência acústica com a formação sobrejacente (Formação de Cabaços), a não ser quando no topo (ou na base) da Formação de Cabaços ocorreram passagens clásticas nos carbonatos, com o mínimo de espessura e extensão lateral. É muito difícil identificar sismoestratigraficamente estas formações distintamente. Nos perfis sísmicos, são apenas separáveis quando existe uma camada de anidrite, como no interior da Formação de Cabaços, que constitui um marcador sísmico (isso acontece na sub-bacia da Arruda, por exemplo, mas esta fora da zona de estudo). Por este motivo estas duas formações são interpretadas em conjunto.

Estas formações foram atravessadas pelos furos Sa1 aos 1077m, Br3 aos 2186m, Br1 , aos 2380m, Mt1 1012 m, Br4 2499m, Cp1 aos 2769 e Sb1 aos 1438m (NMM).

A identificação deste horizonte nos perfis sísmicos variou entre os 700 ms e os 2292 ms (TD).

Este horizonte I é afectado pelas seguintes falhas principais:

- As falhas F1 a F8 (Figura 38), que têm uma menor expressão morfológica que a FVFX mas, da análise do mapa (Figura 30) é possível verificar as variações de cor nas regiões das falhas. Principalmente uma variação entre as falhas a Norte e a Sul da F5. A Norte são mais superficiais com valores de tempo abaixo dos 1300ms, a Sul as estruturas encontram-se morfológicamente numa bacia com valores acima dos ~170ms.
- A FPN, continua a ser uma importante estrutura na zona de estudo. É visível no mapa (Figura 30) que separa à semelhança da F5 dois domínios morfológicos. A Este com valores de tempo de 1300ms para baixo e a Oeste com valores de tempo ~1700 para cima. A orientação da FPN, mantêm-se aproximadamente NNW-SSE.
- A F9 (Figuras 30 e 38) separa duas sub-bacias mais pequenas, mas relacionadas com a FPN. A F9 constitui um alinhamento entre o diapiro de Sesimbra e a FPN.

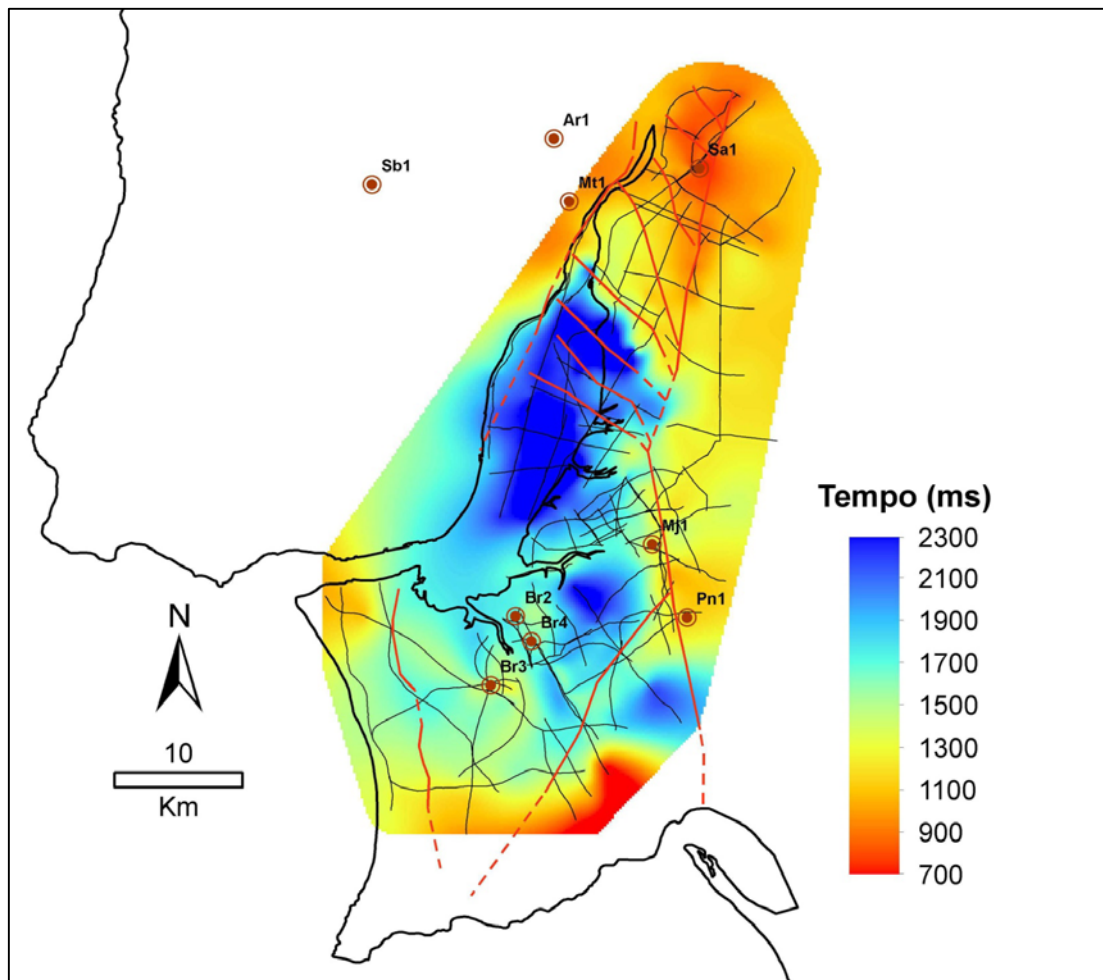


Figura 30 Mapa do horizonte das Formações de Brenha e Candeeiros. As linhas a preto sobre a grelha indicam a localização dos perfis de sismica de reflexão utilizados na interpolação. As linhas a vermelho indicam as falhas que afectam o horizonte. Os pontos a castanho indicam a localização dos furos profundos. Do lado direito da figura a escala de cores indica a variação da profundidade em tempo (ms) do horizonte.

Horizonte K : Triásico Superior e Jurássico Inferior – Réciano a Hetangiano (Formação da Dagorda)

O horizonte da Formação da Dagorda foi identificado, auxiliado pela informação dos furos (Figura 31) Mj1 que interceptou a formação aos 2150m, Pn1 aos 857m, Cp1 aos 3377 e Sb1 aos 2480m (NMM).

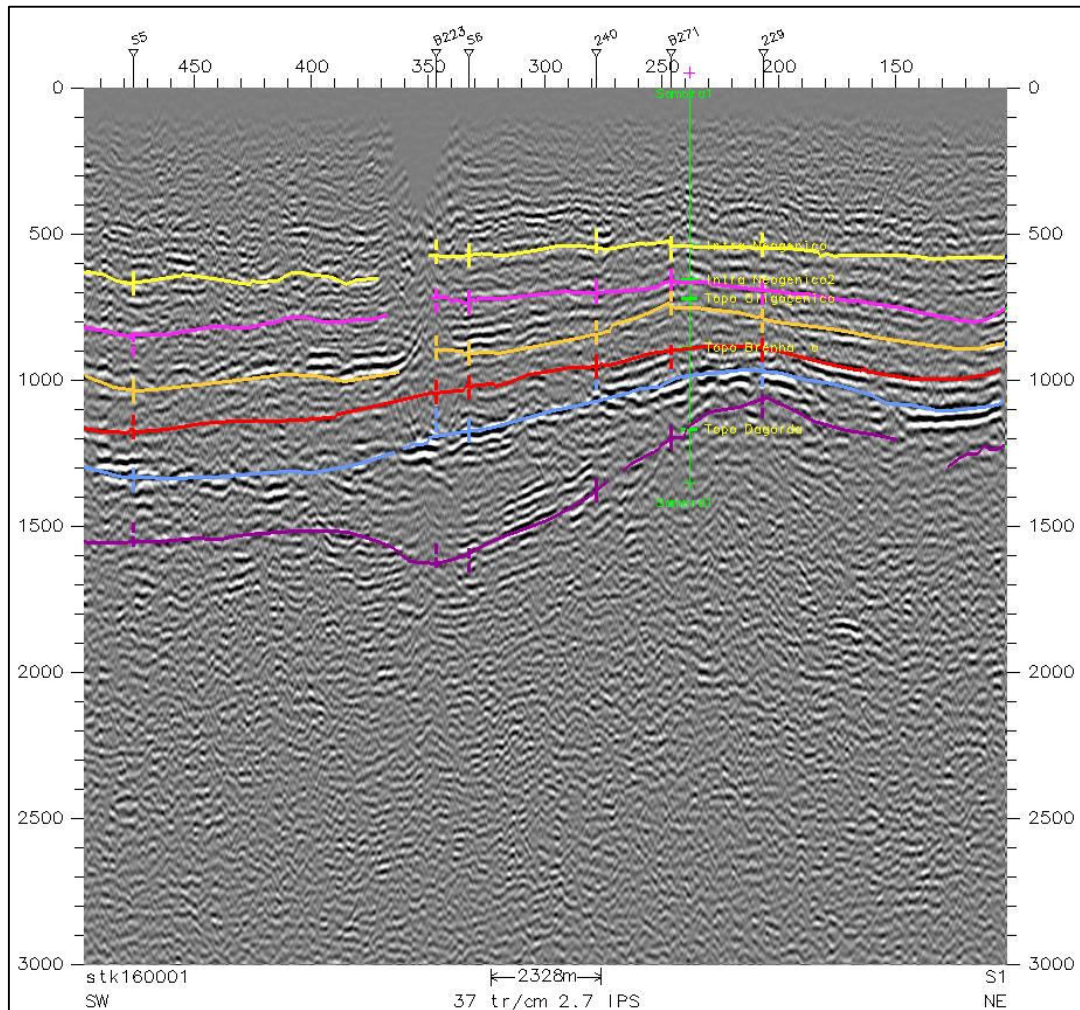


Figura 31 Perfil S1 com furo Sa1 sobreposto. O horizonte de cor roxa corresponde à Formação da Dagorda. Este horizonte foi marcado a partir da informação do furo Sa1. Podemos observar que a profundidade desta unidade varia aproximadamente entre os 1600 ms e os 1100 ms (TD).

Informação dos horizontes ver Figura 24, página 55.

A Formação de Coimbra e os membros superiores da Formação da Dagorda constituem um pacote sísmico reflector de boa amplitude e paralelos (Carvalho, 2003). No entanto, como por vezes este reflector se situa a grandes profundidades, a geometria e a fonte usada não permitem detectá-lo. A interpretação foi mais complicada nas zonas onde as unidades diapiricas ascendem. Nessas zonas a interpretação dos perfis foi difícil, e o grau de segurança na identificação foi menor. Esta dificuldade foi superada recorrendo aos cruzamentos com outras linhas de modo a corrigir possíveis erros de interpretação. Posteriormente, a interpretação foi verificada com a ajuda do mapa das anomalias de Bouguer e das anomalias magnéticas.

Este horizonte K é afectado pelas seguintes falhas principais:

- Tal como no horizonte anterior, as falhas F1 a F8 (Figura 38), têm uma menor expressão morfológica que a FVFX. Da análise do mapa (Figura 32) é possível verificar as variações de cor nas regiões das falhas. Principalmente uma variação entre as falhas a Norte e a Sul da F5 (Figura 38). A Norte são mais superficiais com valores de tempo abaixo dos 1500ms, a Sul as estruturas encontram-se morfológicamente numa bacia com valores acima dos ~1700ms.
- A FPN, continua a ser uma importante estrutura na zona de estudo. É visível no mapa (Figura 32) que separa à semelhança da F5 dois domínios morfológicos. A Este com valores de tempo de 1500ms para baixo e a Oeste com valores de tempo ~1900 para cima. Esta constatação verifica-se junto ao furo PN1, onde a variação em poucos quilómetros varia entre ~2200 e os 700 ms. A orientação da FPN, mantêm-se como nos mapas anteriores, aproximadamente NNW-SSE.

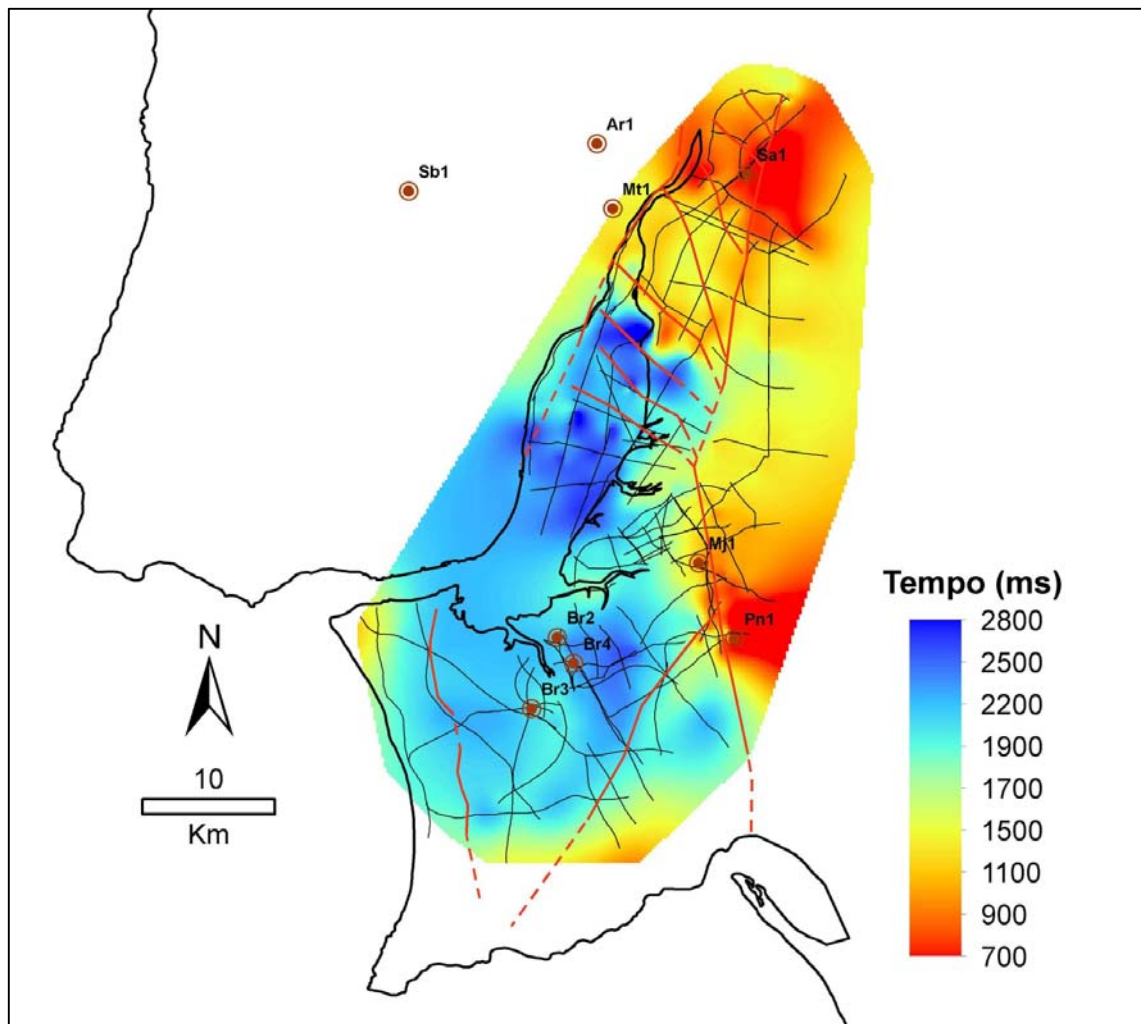


Figura 32 Mapa do horizonte da Formação da Dagorda. As linhas a preto sobre a grelha indicam a localização dos perfis de sísmica de reflexão utilizados na interpolação. As linhas a vermelho indicam as falhas que afectam o horizonte. Os pontos a castanho indicam a localização dos furos profundos. Do lado direito da figura a escala de cores indica a variação da profundidade em tempo (ms) do horizonte.

Soco Paleozóico

Ao contrário dos restantes horizontes, a identificação do soco Paleozóico não foi apenas realizada através da interpretação sismostratigráfica. Esta decisão, deveu-se à assinatura do sinal sísmico do soco, que não apresenta reflectores de boa amplitude e continuidade. Esta assinatura característica deve-se à deformação das estruturas geológicas Paleozóicas (rochas metamórficas e ígneas), que foram sujeitas a tensões durante a orogenia Varisca, estas deformações esbatem o carácter contínuo das estruturas. Nestas condições, a identificação de um reflector não é evidente, aliado ao facto de nenhum furo profundo ter atingido ou atravessado o soco na zona coberta pelos perfis aqui apresentados, tornou a interpretação difícil de realizar.

No entanto, obteve-se um mapa do soco Paleozóico e intrusões ígneas, através da modelação de dados aeromagnéticos calibrada com informação sísmica, furos e cartografia geológica (Pinto et al., 2010). Os dados magnéticos usados foram os da campanha aeromagnética da Fairey Surveys conforme foi descrito na página 46 (ponto 4.3, métodos potenciais).

As falhas que afectam o soco foram identificadas recorrendo aos perfis de sísmica (onde se conseguiu identificar) e através da análise do mapa do soco. Esta incluiu o cálculo dos máximos do gradiente do mapa, que eventualmente poderão corresponder a falhas com rejeito vertical (a tracejado, Figura 33). O mapa do soco baseado na modelação efectuada por Taha Rabeh e por João Carvalho (Carvalho et al., em preparação), contém erros verticais estimados em cerca de 350m e uma resolução horizontal de 4km. Trata-se de um avanço relativamente a trabalhos anteriores, pois cobre zonas que os mapas anteriores (Ribeiro e tal., 1996) não tratavam e tem maior resolução espacial que trabalhos anteriores.

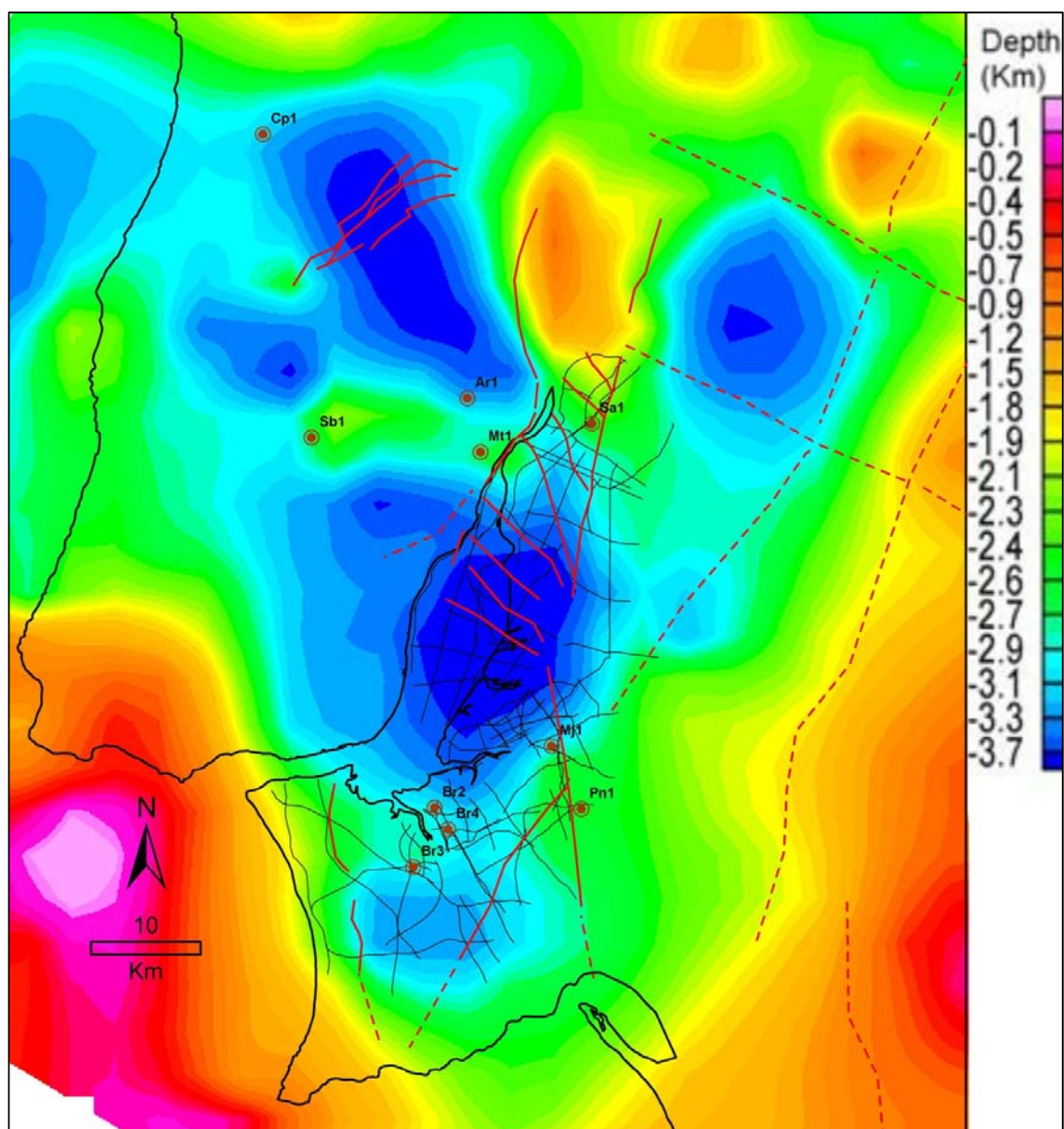


Figura 33 Modelo do Soco Paleozóico feito a partir da modelação magnética. As linhas a preto sobre a grelha indicam a localização dos perfis de sísmica de reflexão. As linhas a vermelho indicam as falhas que afectam o soco. Os pontos a castanho indicam a localização dos furos profundos. Do lado direito da figura a escala de cores indica a variação da profundidade (Km) do horizonte.

(adptado de Pinto et al., 2010)

Como já foi referido anteriormente, as principais falhas encontradas nesta região foram herdadas de um soco Varisco. Esta hipótese verificou-se a partir da interpretação de diversos perfis de reflexão sísmica, em que as principais estruturas de deformação (e secundárias) enraizavam bem abaixo das unidades inferiores do Jurássico.

Foi possível verificar que a correlação entre as falhas interpretadas em unidades presentes no Mesozóico e Cenozóico têm uma correlação forte com aquelas encontradas no soco Paleozóico. Uma das estruturas identificadas no mapa da Figura 33 pode tratar-se de paleorelevo, como também poderá ser uma paleocosta. Efectivamente a Este desta linha e da estrutura 7 (ver Figura 38), a análise dos furos (poucos) mostra o Cenozóico a assentar directamente sobre o Paleozóico.

Nesta paleocosta de mares relativamente pouco profundos estabeleceu-se um ambiente de deposição evaporítica, que deu origem à Formação da Dagorda. Sobre esta formação salífera do Hetangiano assentaram unidades do Mesozóico Inferior (a partir do Sinemuriano). Esta formação foi responsável pela acomodação da tectónica salina que se verificou posteriormente.

Este processo de acomodação da deformação tectónica deu-se, como foi referido no enquadramento geológico (ponto 3), inicialmente num período de extensão da bacia, relacionado com a abertura do Oceano Atlântico. Durante este período extensional, a formação de sal migrou progressivamente de zonas mais profundas para zonas mais superficiais com menor pressão. Esta migração deu-se nas zonas inferiores (muro) de falhas normais.

5.5.2 Principais falhas identificadas

A partir da interpretação sismostratigráfica e estrutural dos perfis de reflexão, que foi complementada pelos dados descritos anteriormente, identificaram-se as principais estruturas que afectam grande parte ou a totalidade dos horizontes.

Foram identificadas três falhas de maior importância, pela sua extensão regional e por possuírem assinatura em todos os horizontes (desde o Paleozóico até ao Intra Neogénico Superior). Essas falhas são a Falha de Vila Franca de Xira, a Falha de Samora Correia-Alcochete e a Falha do Pinhal Novo. Foram também identificadas falhas secundárias que ou só afectam horizontes mais profundos e/ou a sua extensão é limitada pelas principais falhas. Estas falhas estão identificadas de F1 a F11.

1. Falha de Vila Franca de Xira

A FVFX foi identificada e marcada nos perfis sísmicos T103 e T143, que no entanto possuem uma orientação pouco favorável à sua identificação. É possível observa-la nas linhas sísmicas da campanha Arruda (Carvalho, 2003; Cabral, 2003), que não foram estudadas neste trabalho. Este último perfil, T143 (Figuras 34 e 40 letra A), passa muito próximo do plano de falha e é paralelo a esta (Figura 34). Neste perfil, é possível verificar a deformação das unidades geológicas no lado esquerdo. Verifica-se que todos os horizontes estão perturbados, incluído o horizonte mais superficial (Intra Neogénico). Nos horizontes mais superficiais (Intra Neogénico Superior e Inferior) esta deformação (falha) parece ser menor, e divide-se em dois ramos com uma deformação menos intensa e difusa.

Fazendo uma interpretação conjunta com os mapas de horizontes e com a carta geológica (Figuras 29 e 15), a falha marcada na Figura 40, letra A, parece ser o limite mais expressivo do ponto de vista topográfico e geomorfológico.

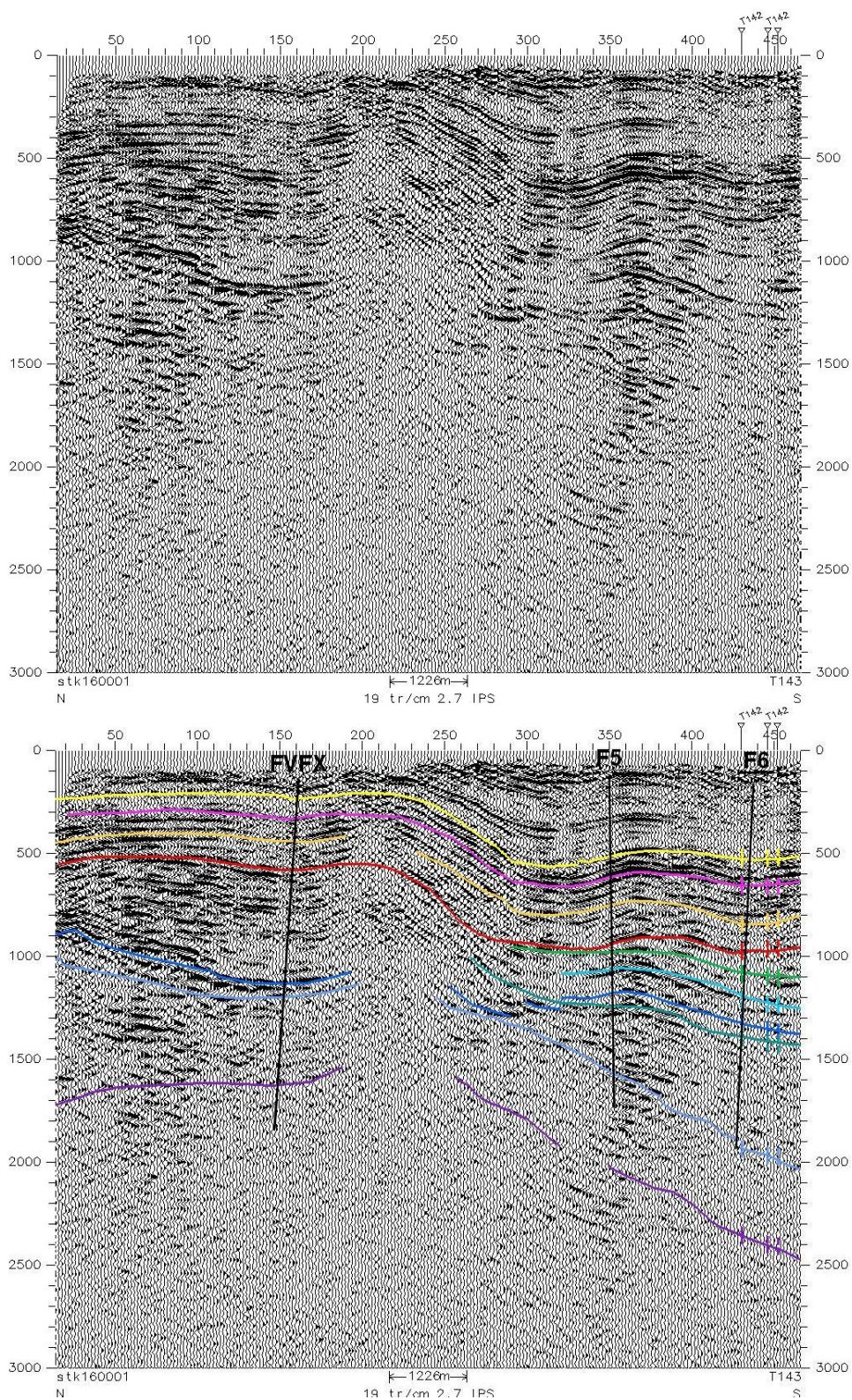


Figura 34 Perfil T143 com FVFX. **Topo** – Perfil T143 migrado sem interpretação. **Base** - Perfil T143 migrado com interpretação sismostratigráfica e estrutural – FVFX, F5 e F6, interpretadas com linha a preto.

2. Falha de Samora Correia-Alcochete

Na região SE da zona de estudo, foi identificada e marcada uma estrutura cartografada anteriormente por Carvalho et al. (2007), recorrendo à interpretação de perfis de sísmica de reflexão. Esta estrutura de deformação, que é uma falha com orientação NNW-SSW, que nos perfis sísmicos se assemelha a uma estrutura em flor (Figura 35), sugere uma componente de desligamento.

A falha parece corresponder a um alinhamento de deformação aproximado entre Samora Correia (junto ao Rio Sorraia) e Alcochete, e poderá ter uma ligação à Falha do Pinhal Novo. Esta falha (Figuras 35 e 40 letra B), com o nome provisório de Samora Correia-Alcochete (FSC-A), é visível nos perfis sísmicos (de Norte para Sul) 240, S6, 223, 221, S4 e 221 (Figura 36).

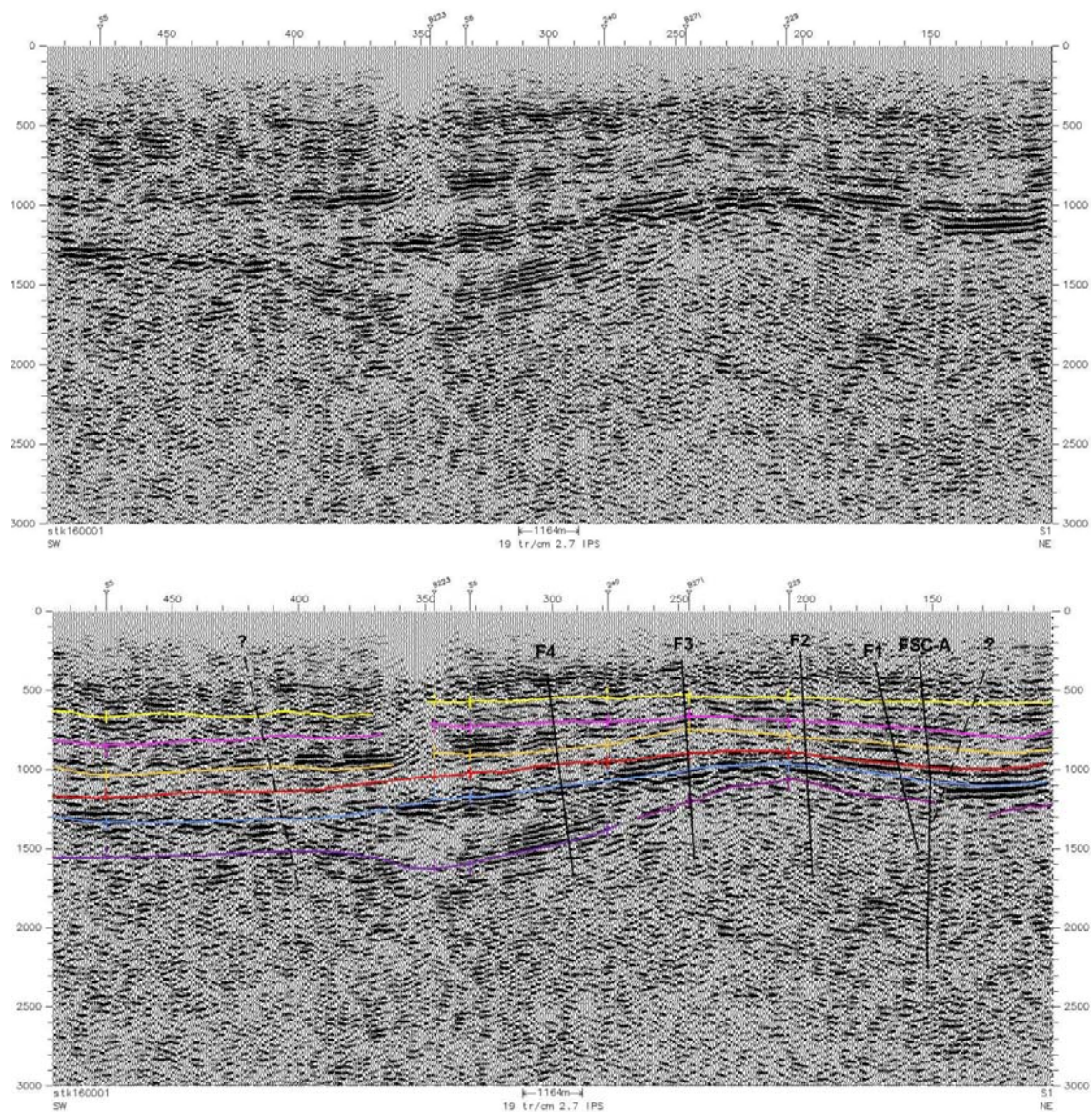


Figura 35 Perfil S1 com FSC-A. **Topo** – Perfil S1 migrado sem interpretação. **Base** – Perfil S1 migrado com interpretação sismostratigráfica (ver figura 24 pag. 55 para informação sobre os horizontes) e estrutural – FSC-A, F1 a F4 interpretadas com linha a preto e falhas prováveis interpretadas a tracejado.

3. Falha Pinhal Novo

A Falha de Pinhal Novo (Figura 40, letra C) foi reinterpretada utilizando os perfis que melhor a imagiaram. Desse modo, foram utilizadas as linhas Bo40, Bo08 (Figuras 37) e Mo5 (Figura 48, página 103).

Verificou-se que a falha (à semelhança das restantes falhas principais) perturba todos os horizontes desde o Paleozóico até ao Intra-Neogénico. No entanto, a FPN tem uma extensão lateral invulgarmente (na zona de estudo) larga. Esta extensão da falha poderá ser explicada pela instalação de sal proveniente da Formação da Dagorda.

A FPN muito provavelmente estende-se e/ou bifurca para Norte comunicando com a FSC-A, e/ou para NE ligando-se às falhas F6 a F8. Como foi sugerido (Carvalho, 2008) comunica a Sul no offshore com a falha da Arrábida. Trata-se de uma falha especialmente importante no âmbito da perigosidade sísmica quer pelo seu comprimento (~22km), pela extensão lateral de deformação (~7km) e pelas múltiplas ligações com outras falhas potencialmente activas na região, nomeadamente a F5 e/ou F7. O mapa dos horizontes sugere que estas falhas delimitavam uma linha de costa (paleocosta), que separava a zona do soco Paleozóico do Jurássico Médio, sob o Cenozóico.

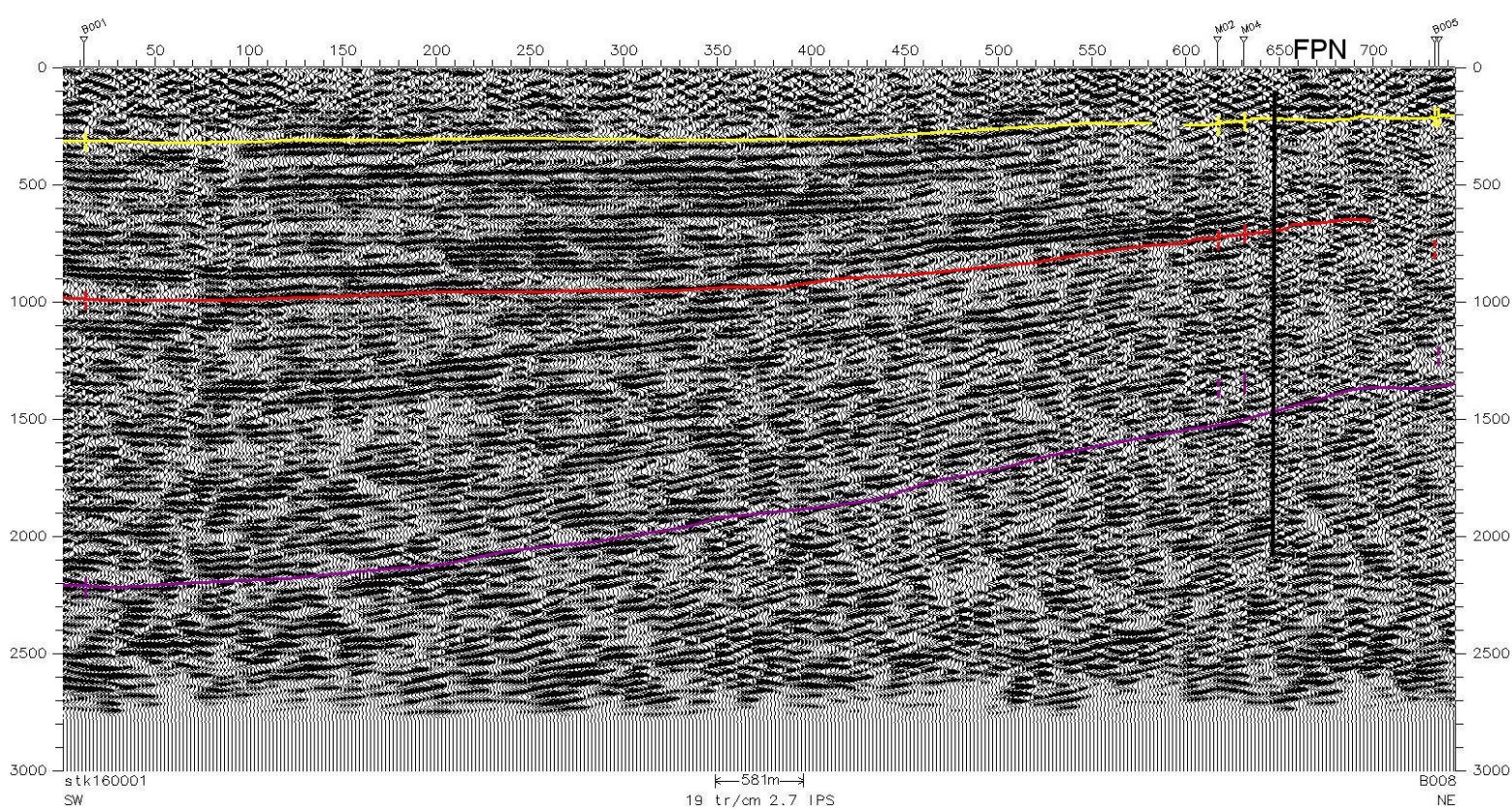
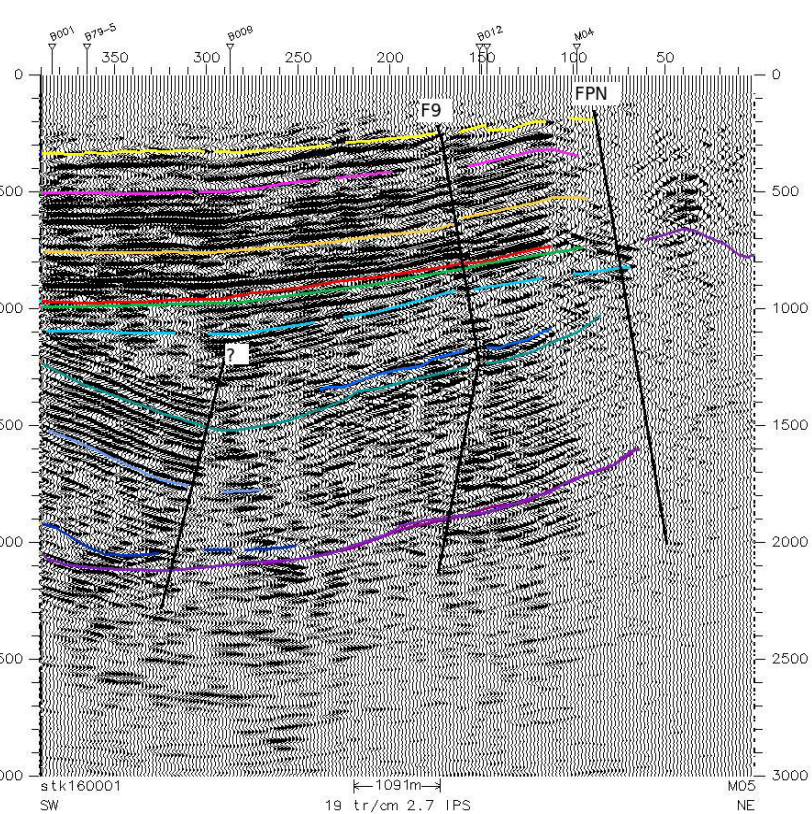
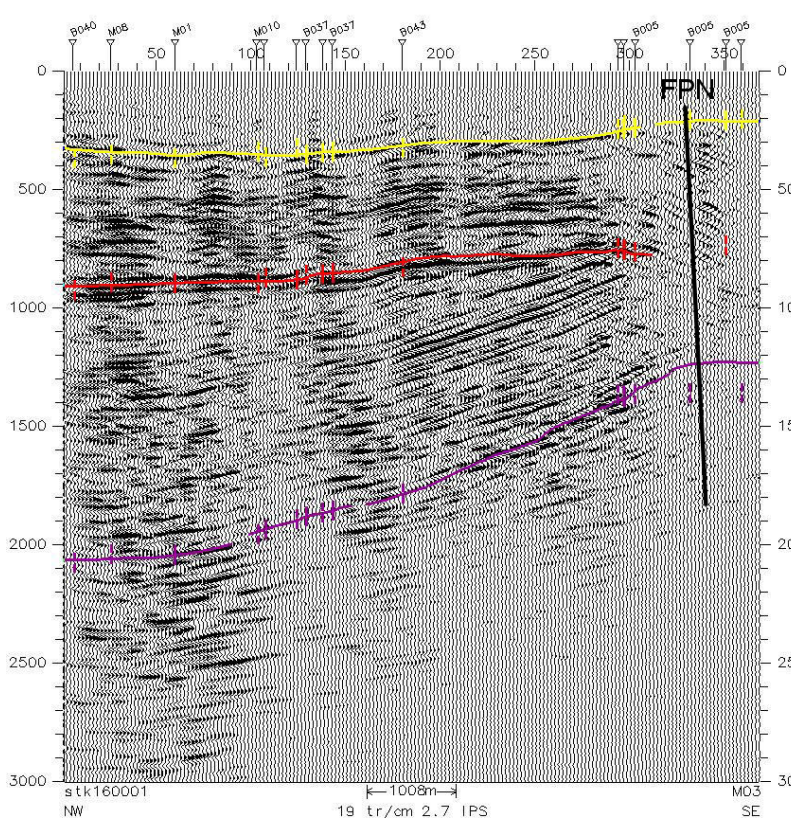
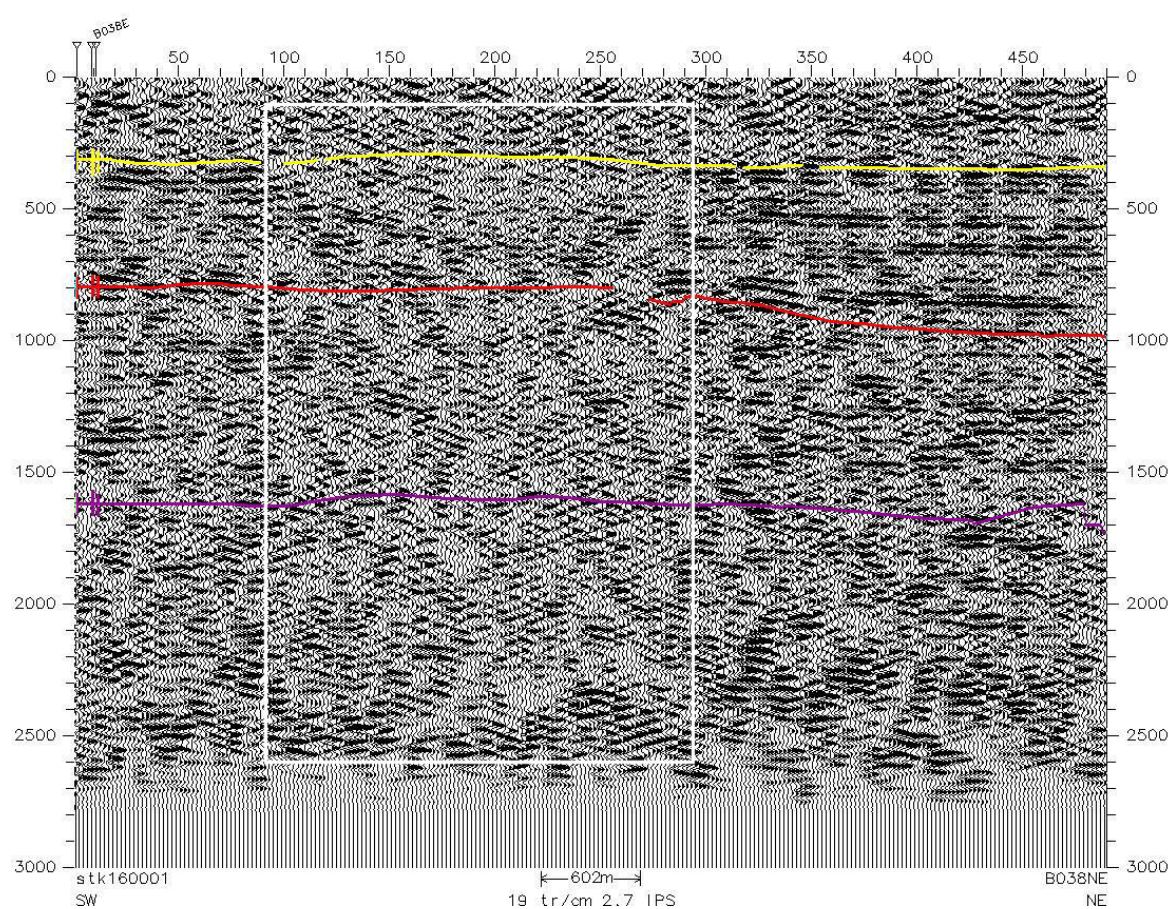


Figura 38 Evolução da deformação longo da FPN. Os perfis que atravessam a falha (a azul) são de Norte para Sul: B38NE, M03, M05, 221 e B008. Escala horizontal indicada nos perfis. No perfil B38NE observa-se a deformação extensa (shotpoint ~100 a300) assinalada com um rectângulo branco.

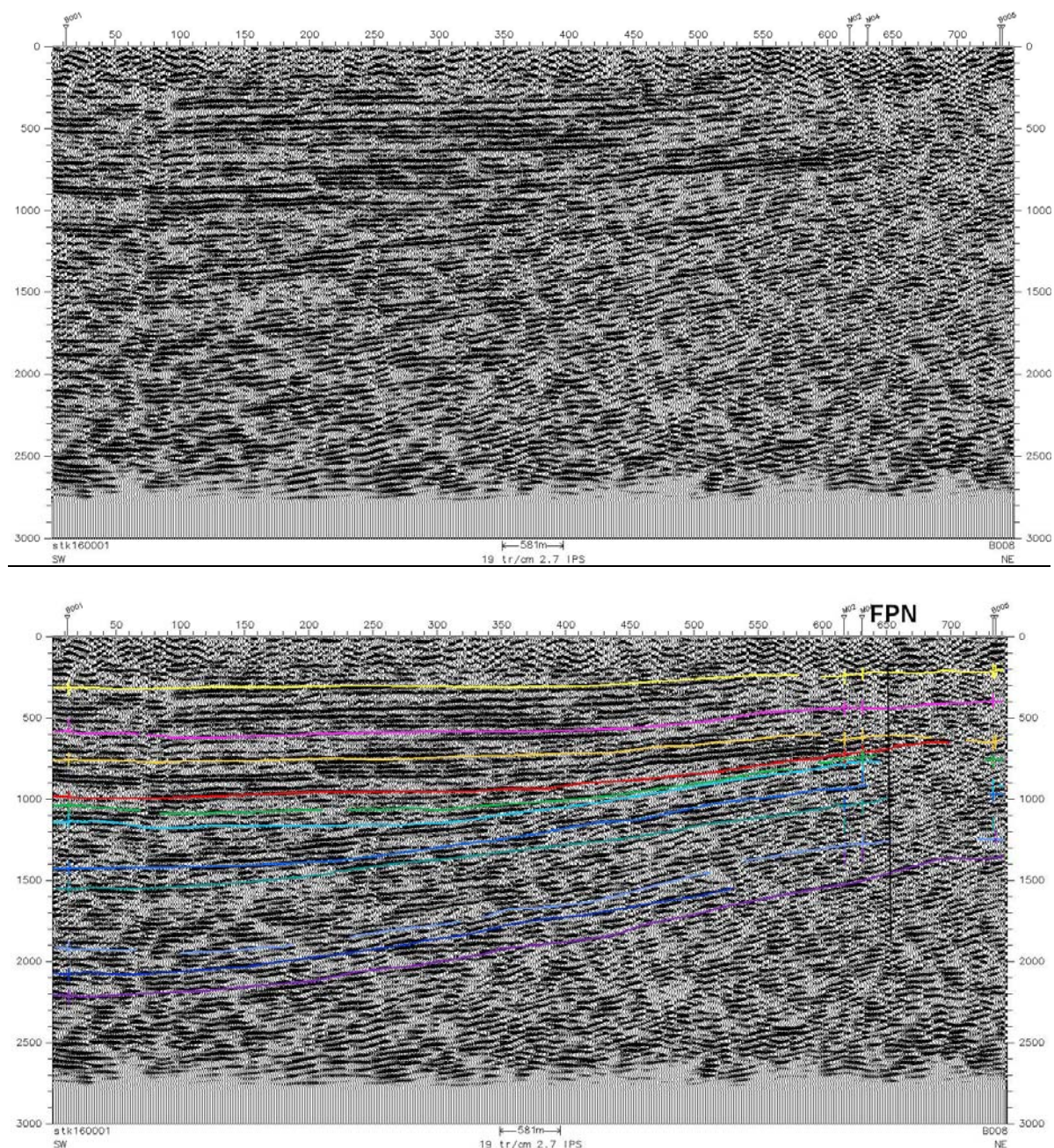


Figura 37 Perfil B008 com a FPN. Topo – Perfil B008 migrado sem interpretação. Base - Perfil b008 migrado com interpretação sismostratigráfica (ver figura 24 pag. 55 para informação sobre os horizontes) e estrutural – FPN.

4. Falhas secundárias

Na zona entre a FVFX e a FSC-A existem falhas que foram interpretadas como sendo secundárias. Estas falhas secundárias (Figura 38) têm uma maior expressão a Norte de Alcochete (F1, F8).

F1 e F2 – São as falhas secundárias localizadas mais a Norte e parecem enraizar na FSC-A (perfil S1 Figura 35). A F1 tem orientação NNW-SSE e a F2 NW-SE. Não foi possível determinar com rigor a sua geometria. É também difícil determinar a cinemática destas falhas. F1 e F2 afectam os horizontes desde o Intra-Neogénico até ao horizonte da Formação da Dagorda (perfis B271 e 273). A falha F2 foi também assinalada por Walker (1983) na base do Liásico.

F3 e F4 – Estas falhas são mais extensas que as anteriores, quer em comprimento quer em profundidade pois parecem enraizar na FSC-A a uma maior profundidade que F1 e F2 (perfil S1 Figura 35). A orientação é também semelhante às anteriores variando de NNW-SSE a NW-SE. F3 (perfil S1, Figura 35 e perfis 240 e S6, Figura 36) e F4 (perfil S1 Figura 35) afectam os horizontes desde o Intra-Neogénico até ao horizonte da Formação da Dagorda (perfis B271 e 273).

F5 a F8 – São falhas diferentes das anteriores (F1 a F4). A orientação é WNW-ESSE, a geometria é difícil de identificar mas serão de desligamento pela semelhança de estrutura às falhas anteriores, típicas de ambientes tectónicos de desligamento (estruturas em flor, deformação lateral extensa nas principais falhas, com blocos subidos e descidos ao longo do curso da falha).

A Norte da F5, com base na análise dos padrões sísmicos e tendo em conta que a Norte, o furo Sa1 não atravessa formações de Jurássico Superior e Cretácico, as formações do Jurássico Inferior/Médio parecem assentar directamente sobre o soco. Na F5 verifica-se um abatimento constante do bloco sul, o que sugere uma componente normal. A F6 tinha anteriormente sido identificada como Falha de Porto Alto (Carvalho et al., 2005) A F7 e F8 poderão ser prolongamentos da FPN: a deformação (intensa) é análoga às linhas onde a FPN está presente (T651, T152 e T70). No entanto como o ângulo entre estruturas é da ordem dos 70° é mais

plausível que a FPN tem continuidade na FSC-A. o mapa das anomalias gravimétricas (Figura 41) mostra esta continuidade.

Foram também identificadas três falhas secundárias na península de Setúbal (F9 a F11).

F9 – É uma falha extensa e com características distintas das restantes. A orientação desta falha é a única NNE-SSE (Figura 38), com geometria de desligamento. A linha apresentada na figura é uma simplificação de várias falhas com a mesma orientação e muito próximas. De modo a simplificar optou-se por apresentar uma só falha. Esta falha liga-se na FPN e provavelmente estende-se até ao diapiro de Sesimbra, sendo a falha fortemente marcada pela instalação de sal.

F10 e F11– Tratam-se de duas falhas que provavelmente serão uma única falha (Figura 38). Estas falhas iniciam-se (F10) na zona de Almada e terminarão provavelmente na zona (ou nas proximidades) de Sesimbra (F11). Marcam uma passagem algo abrupta entre os sedimentos Meso-Cenozóicos (a Este nos perfis Ca2 e Ca6) e uma estrutura que poderá ser um alto de soco Paleozóico a Oeste.

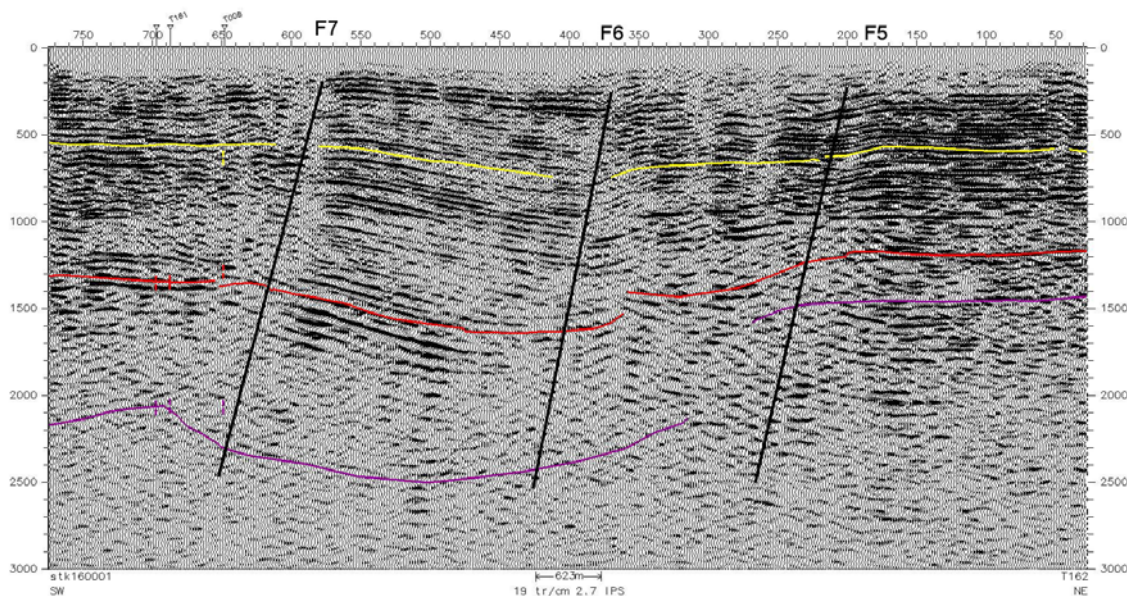


Figura 39 Perfil T162 migrado com interpretação sismostratigráfica das falhas secundárias F7, F6 e F5 (ver figura 24 pag. 55 para informação sobre os horizontes).

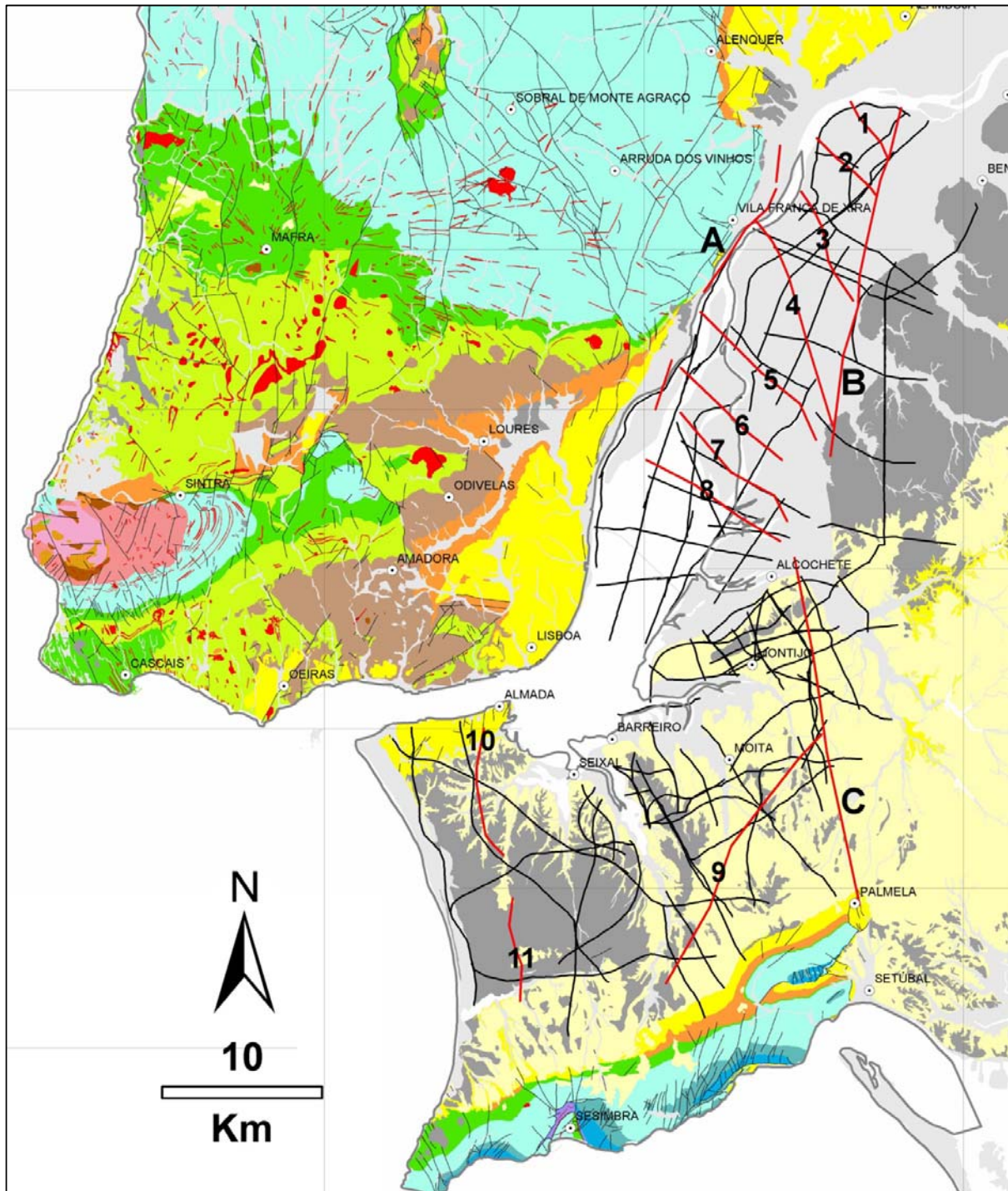


Figura 40 Mapa geológico à escala 1: 100 000 com sobreposição das linhas sísmicas e estruturas com potencial sismogénico (linhas a vermelho) no Vale Inferior do Tejo.

Falhas principais: A- Falha de Vila Franca de Xira (FVFX); B- Falha de Samora Correia-Alcochete (FSC-A); C- Falha do Pinhal Novo (FPN). Falhas secundárias – de 1 a 11 (F1 a F11). Legenda da geologia ver Figura 2.

6 Correlação das falhas identificadas com dados de métodos potenciais, altimetria e sismicidade

A partir do cruzamento com o mapa de anomalias gravimétricas, magnéticas, mapa do soco (Figuras 33 e 41) e da sismicidade tentou-se alargar a área interpretada onde não existiam perfis sísmicos de reflexão.

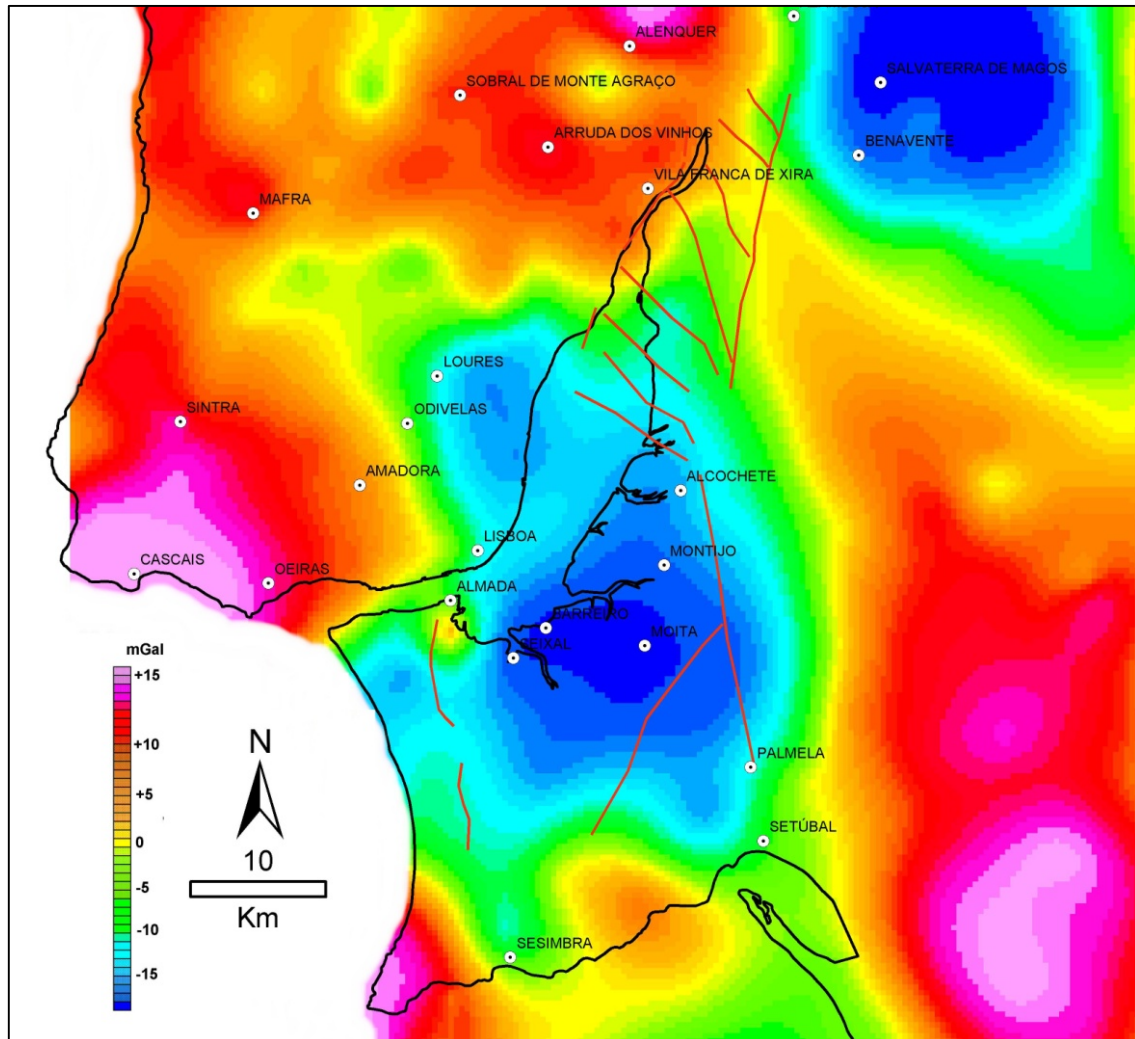


Figura 41 Mapa de anomalias gravimétricas (residual de 2º grau, segundo Carvalho, 200) com sobreposição das falhas interpretadas (a vermelho) e localidades.

A gravimetria é também uma metodologia adequada para determinar as variações na base dos sedimentos Cenozóicos, devido ao contraste de densidades entre estas

unidades e as rochas Mesozóicas e Paleozóicas. Podemos constatar (Figura 41) que as falhas assinaladas correspondem a gradientes gravimétricos, em particular as falhas F1 a F8, as falhas F10 e F11 e as falhas VFX (ver Figura 40 para identificação das falhas). A falha 5 corresponde a uma mudança importante da profundidade da Base do Cenozóico (ver Anexo G).

As falhas FSC-A e FPN têm uma assinatura gravimétrica mais fraca, principalmente a primeira. Este facto sugere que a sua movimentação não produziu o levantamento ou abatimento sistemático (do Cenozóico) importante ao longo da falha, o que sugere uma geometria de desligamento, em consonância com a interpretação sísmica. A FPN parece estar deslocada para Este em relação à sísmica. No entanto, a análise dos dados de gravimetria sugere um levantamento do bloco Este.

O mapa das anomalias magnéticas mostra (Figura 19) uma estruturação similar, com uma ligeira rotação das falhas de 1 a 4 com orientação NNW - SSE para uma orientação NW – das falhas 5 a 8. A FPN e FSC-A não têm assinatura magnética possivelmente devido à anomalia forte com orientação E - W causada pela presença de rochas ígneas sob a cobertura Cenozóica. A F9 não revela qualquer assinatura magnética ou gravimétrica.

Utilizando o residual de 2º grau da anomalia de Bouguer, foi possível inferir falhas prováveis (Figura 41) que serão um prolongamento das falhas marcadas. A FPN foi prolongada para Sul, e para Norte em direcção à FSC-A, deste modo pressupõe-se que as falhas têm um local onde se intersectam perto da localidade de Alcochete. As F10 e F11 foram prolongadas também para Sul em direcção ao diapiro de Sesimbra. A norte a FVFX foi prolongada para SW em direcção a Lisboa.

Algumas das estruturas com potencial sismogénico identificadas (Figura 40), na zona de estudo, apresentam uma boa correlação com a topografia (Figura 42). Por esta razão a zona de estudo foi alargada mais para Norte e para Sul, de forma a incluir estruturas com boa correlação com a sismicidade e com a topografia. É o caso da FVFX, que tem uma escarpa na zona de Monte Gordo (o ponto mais alto) e que devido à erosão recuou para NNW. Também a mesma correlação é observável nas falhas da Ota e de Montejunto (fora da zona de estudo). Na FPN é possível

estabelecer uma correlação com a topografia junto à serra da Arrábida e ao longo da falha para NNW nota-se uma elevação sobre a falha e uma depressão topográfica a Este da falha. As zonas deprimidas podem corresponder a locais onde houve colapso devido à migração do sal (exemplo linha 42). A F7 parece estar a marcar o limite da margem do rio para NW-SE.

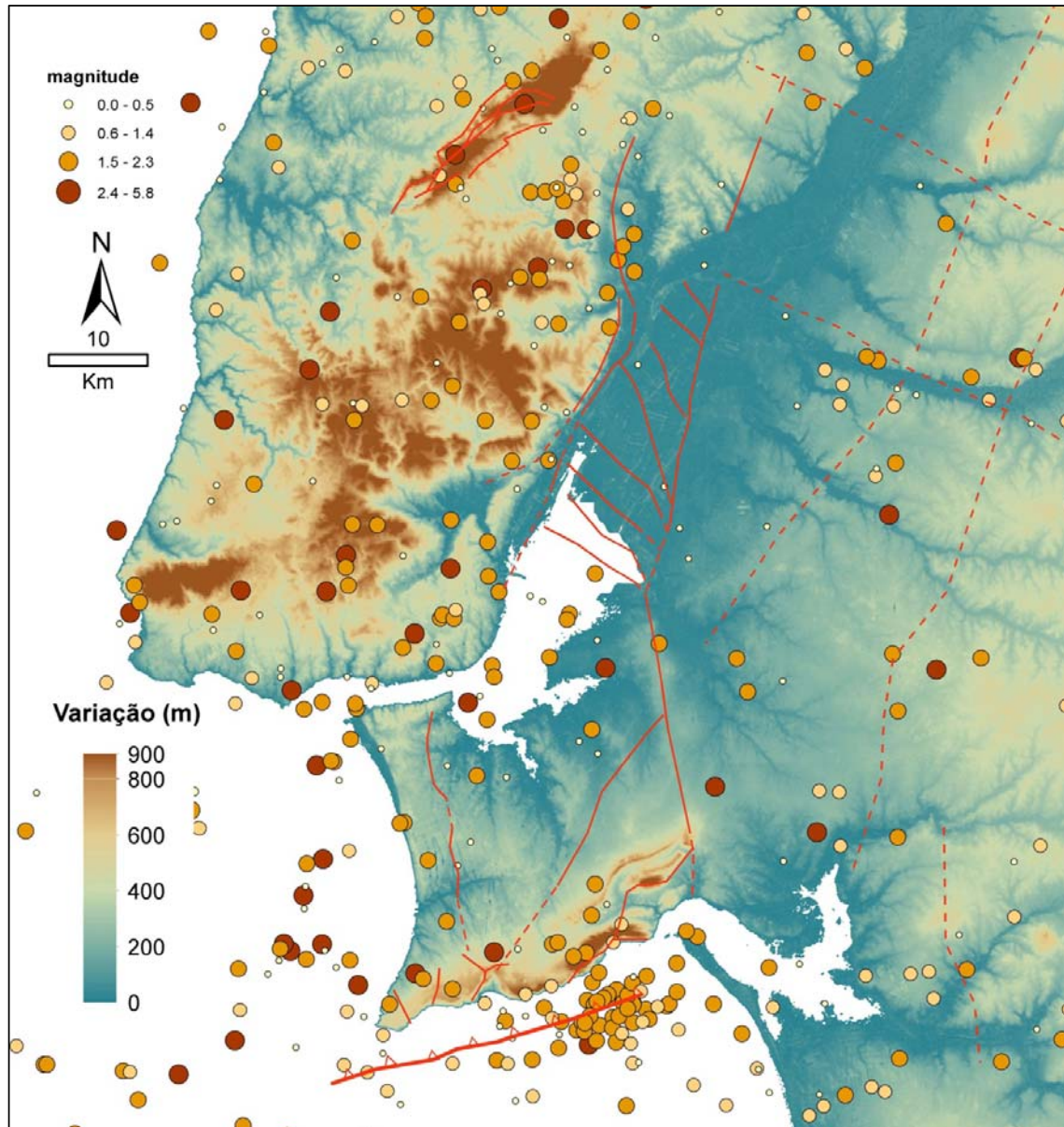


Figura 42 Mapa mostra a correspondência entre sismicidade do catálogo ISC 1918-2010, a topografia e as falhas identificadas neste trabalho, bem como as falhas da Azambuja, Montejunto e da Arrábida. Foram também marcadas falhas que apresentam correlação com a sismicidade. As falhas assinaladas a tracejado indicam falhas prováveis.

De seguida, discute-se a relação do mapa final das estruturas sismógenicas com a sismicidade (Figura 40 e 48). É possível verificar uma boa correlação da sismicidade com a falha da Arrábida no offshore e a falha de Montejunto. Contudo estas duas falhas estão fora da zona de estudo inicial. Por esse motivo, alargamos aqui a zona de estudo de forma a incluir essas estruturas.

A FVFX apresenta ao longo do seu trajecto diversos sismos, que se estendem até 25km de profundidade (Carvalho et al., 2008, 2011).

A correlação entra as falhas na zona emersa e a sismicidade é aparentemente mais fraca. No entanto, se tivermos em linha de conta os erros de localização epicentral mesmo na sismicidade relocalizada (Figura 42), a relação melhora bastante. As falhas localizadas na zona do estuário (F4 a F8) podem associar-se a 5 eventos sísmicos menores. A margem oeste de Portugal continental apresenta uma maior concentração de eventos. Transpondo para a zona de estudo, esta concentração de sismicidade corresponde a Oeste da F10 e F11 e juntamente com a FVFX delimita claramente duas zonas (Carvalho et al., 2008, 2011).

O sistema de falhas que corresponde à F9 apresenta também vários sismos na parte Sul do seu traçado. Contudo, duas (FSC-A e FPN) das três estruturas que produziram maior deformação ao longo do Cenozóico possuem fraca correlação com a sismicidade instrumental. Podem associar-se no máximo três a quatro eventos para cada uma das duas estruturas. Se no caso da FPN a presença de sal junto ao plano de falha pode conduzir a um comportamento dúctil e eminentemente assísmico, para a FSC-A não é fácil encontrar uma explicação. É sabido que, por vezes, a sismicidade instrumental ocorre em zonas diferentes da sismicidade histórica (ex. Ferry e tal. 2004), possivelmente devido à libertação de energia causada por eventos históricos e à concentração da tensão noutros locais.

Neste contexto, a ausência de sismicidade nestas duas estruturas pode dever-se à ocorrência do sismo de Benavente de 1909.

Vale a pena referir também que a possível linha de costa Mesozóica, identificada a partir do mapa do soco Paleozóico e na parte Sul com base nos perfis sísmicos, possui ao longo do seu traçado vários epicentros. Uma análise mais detalhada dos dados de

métodos potenciais (fora do âmbito deste dissertação) poderá confirmar se se trata de uma falha ou não.

É preciso recordar que a zona de Sintra-Lisboa-Mafra não tem cobertura sísmica e não foi alvo aqui também de uma interpretação cuidada por parte de dados de métodos potenciais, pelo que a correlação com a sismicidade não deve ser tida em conta nesta zona.

Assim, a correlação de fontes sismogénicas e sismicidade na região de estudo começa a tomar forma. Podemos então indicar as fontes com maior probabilidade de estarem activas no Holocénico e o grau aproximado do seu potencial sismogénico, que se apresenta na tabela 3 no ponto 7.2.

Este é definido aqui pelo sismo máximo expectável da estrutura, calculado com base nas relações de Stirling et al. 2002. Há uma correlação directa entre sismo máximo expectável e comprimento da ruptura. A tabela 5 do ponto 7.2 mostra essas estruturas.

7. Discussão e resultados finais

7.1. Modelos estruturais propostos para o VIT

As estruturas com potencial sismogénico estão geralmente alinhadas com o campo de tensões do regime tectónico actual. A compreensão do modelo tectónico da bacia do VIT é importante na identificação de estruturas com potencial sismogénico.

Com uma compreensão do modelo de bacia é possível uma reconstrução dos principais eventos tectónicos passados e uma previsão da evolução da bacia. O estudo evolutivo de bacias é uma área complexa e essencialmente interdisciplinar no campo das geociências. De forma a estudar em detalhe é necessária a cooperação entre geofísicos, geólogos estruturais, estratígrafos, e geólogos sedimentares (Einsele, 2000). Após uma compreensão geral da história, forma e tipo de bacia é possível uma posterior tentativa de localização de estruturas com potencial sismogénico.

Não pretendendo substituir esse cariz de uma complexa interdisciplinaridade, e de estudos profundos e rigorosos, tentou-se a partir da integração e interpretação dos dados anteriormente citados propor os seguintes modelos estruturais da bacia no VIT:

1. Modelo de bacia tipo *Pull-apart*

A partir da análise das grelhas de interpolação dos horizontes que resultaram da interpretação, verificou-se a existência de uma estrutura em forma de sinclinal que é visível na maioria dos mapas de horizontes. É identificável a partir do Hetangiano, mas a partir do Jurássico Inferior a Médio a estrutura torna-se mais evidente e definida.

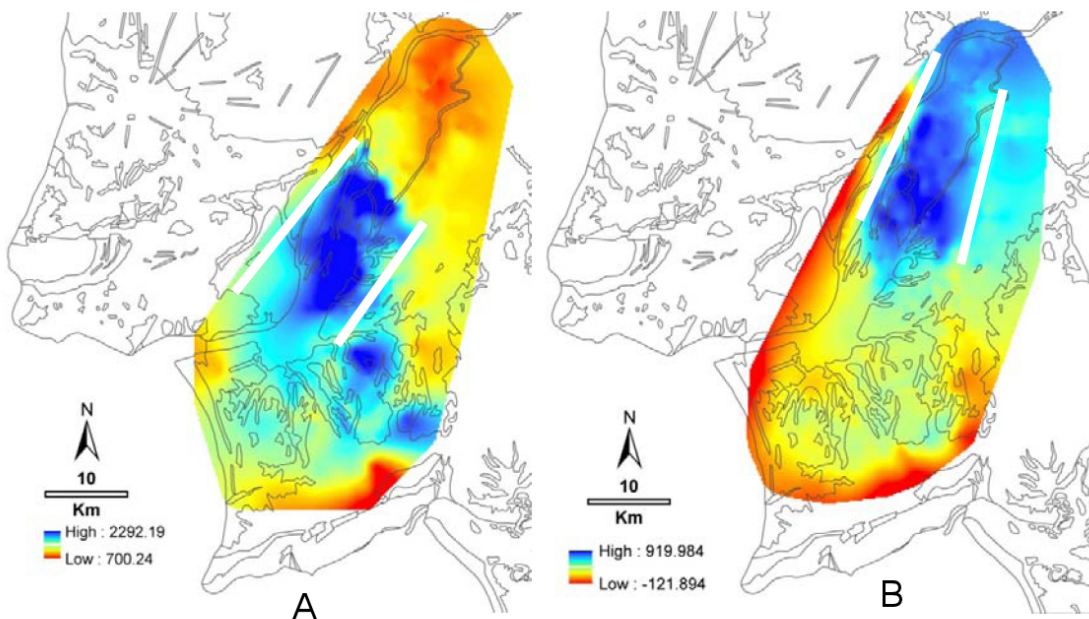


Figura 43 Mapa com estrutura com forma sinclinal (zona de cor azul escuro ao centro) para os mapas dos horizontes Candeeiros-Brenha (A) e Inter Neogénico Superior (B). As linhas brancas em ambos os mapas indicam um lineamento constante (apesar da migração para Norte) a partir do Jurássico Inferior até ao Miocénico.

A limitação de uma zona mais profunda NW e a SE por um lineamento que se mantêm constante (Figura 43). Este lineamento sugere falhas de uma dimensão regional com orientação NNE-SSW (Figura 43). Estas falhas possuem nos registos sísmicos uma deformação com estruturas do tipo *flower-structure* que indicia um movimento característico de transpressão e/ou transtensão (Figura 44), em que a componente principal de movimento são falhas de desligamento e poderão ter um componente oblíqua de compressão ou distensão.

Esta análise é apoiada pela interpretação sismoestratigráfica, uma vez que os mapas de horizontes possuem este padrão bem marcado – a falha de VFX a Oeste e uma falha mais a Este a falha FSC-A. Estas falhas parecem indicar um limite de uma bacia. Pela forma da bacia, poderá ser do tipo *pull-apart* (Figura 46) em que as falhas que funcionam como *releasing bend* (Figura 45) serão a VFX e a FSC-A (ou possivelmente uma mais a Oeste) e a que funciona como *restraining bend* (Figura 46) poderá ser o sistema imbricado de cavalgamentos da Arrábida que termina no offshore com a Falha da Arrábida (Boillot et. al., 1978 In Ribeiro et. al. 1990). A falha do PN poderá funcionar como falha de transição, ou rampa lateral (Ribeiro, 1990) entre mudança de componente de movimento.

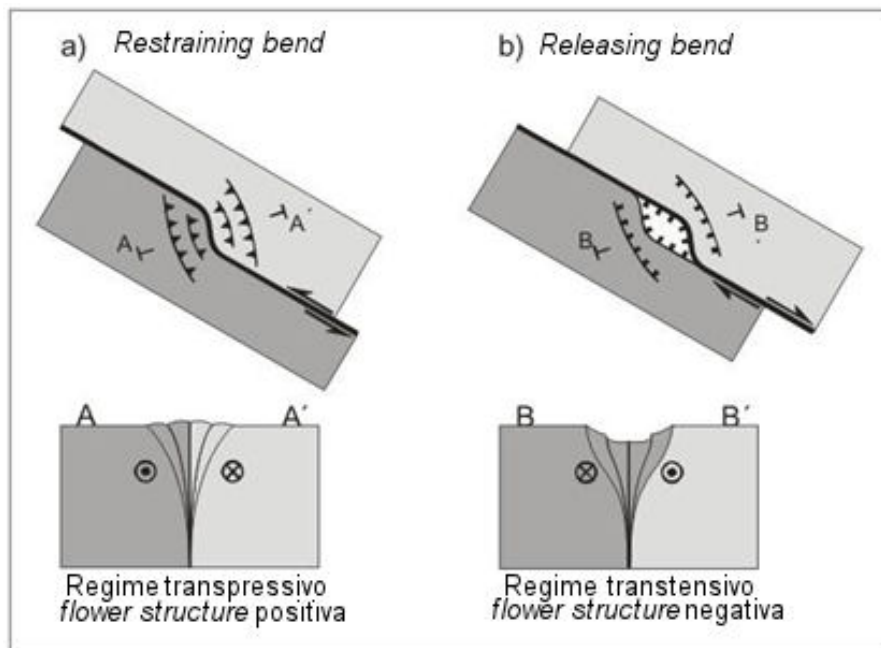


Figura 44 Modelo esquemático para uma bacia do tipo *pull-apart*. À esquerda num regime transpressivo e à direita num regime transtensivo. Modificado a partir de Twiss and Moores (1999).

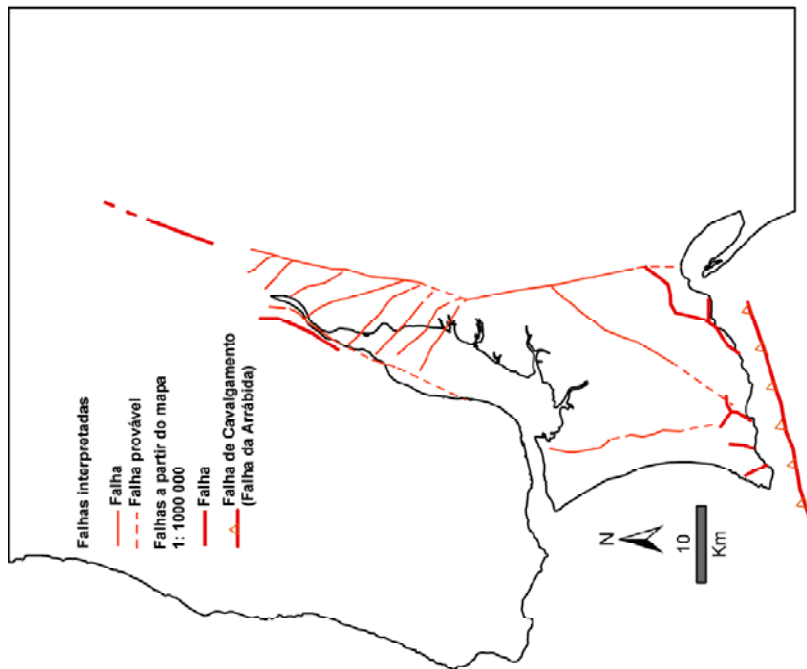


Figura 45 Principais falhas da zona de estudo. Falhas interpretadas neste estudo e falhas digitalizadas a partir da carta geológica 1 : 1000 000.

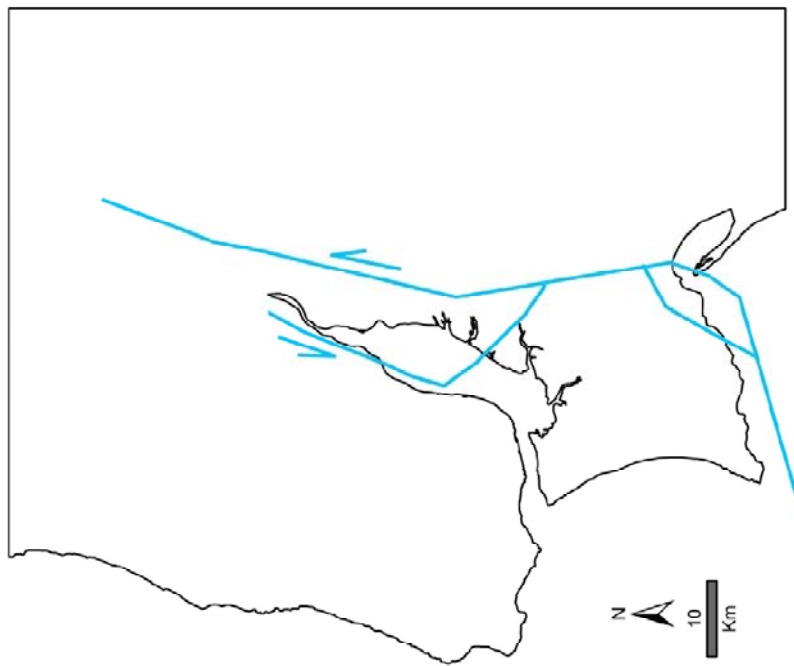


Figura 46 Modelo proposto de bacia tipo pull-apart a partir da análise das falhas da Figura 43. A zona do estuário funcionará como releasing bend e a zona da Arrábida como restraining bend

Este modelo de bacia apoia-se, em grande parte, na interpretação sismoestratigráfica e estrutural a partir de dados de reflexão sísmica. No entanto, segundo a caracterização da morfologia das bacias do tipo *pull-apart* (Einsele, 2000) o desenvolvimento de uma bacia deste tipo dá-se com um enchimento de forma assimétrica, lateralmente e longitudinalmente. Segundo Einsele (2000) a margem da bacia é limitada por uma escarpa de falha muito inclinada enquanto o lado oposto é geralmente mais irregular e morfologicamente menos pronunciado. Trata-se de uma definição que parece descrever o VIT. A falha pronunciada muito inclinada será possivelmente a falha dominante, a FVXF, e a falha oposta morfologicamente menos pronunciada será a falha subordinada, a FSC-A (ou possivelmente uma mais para Este). A FVFX tem evidências de uma falha inversa com uma componente de movimento de desligamento esquerdo.

Kearey e Vine (1996) afirmam que no processo de desenvolvimento de uma bacia tipo *pull-apart* há um estiramento do soco da bacia, o que poderá levar a um enfraquecimento do soco e à intrusão de material ígneo (adelgaçamento crustal). Este tipo de intrusão ígnea tem normalmente uma anomalia gravimétrica e magnética forte, o que não é o caso no VIT, como podemos observar nas Figuras 19 e 41, em que não existe uma anomalia marcada. Poderá isto indicar ou uma bacia *pull-apart* que afecta unicamente a cobertura meso-cenozóica, ou numa fase ainda de “juventude” da bacia do tipo *pull-apart*, que afecta o soco Paleozóico, que poderá evoluir no sentido de uma maior estiramento do soco da bacia ou poderá o corpo ígneo não se ter intruído por razões ainda desconhecidas.

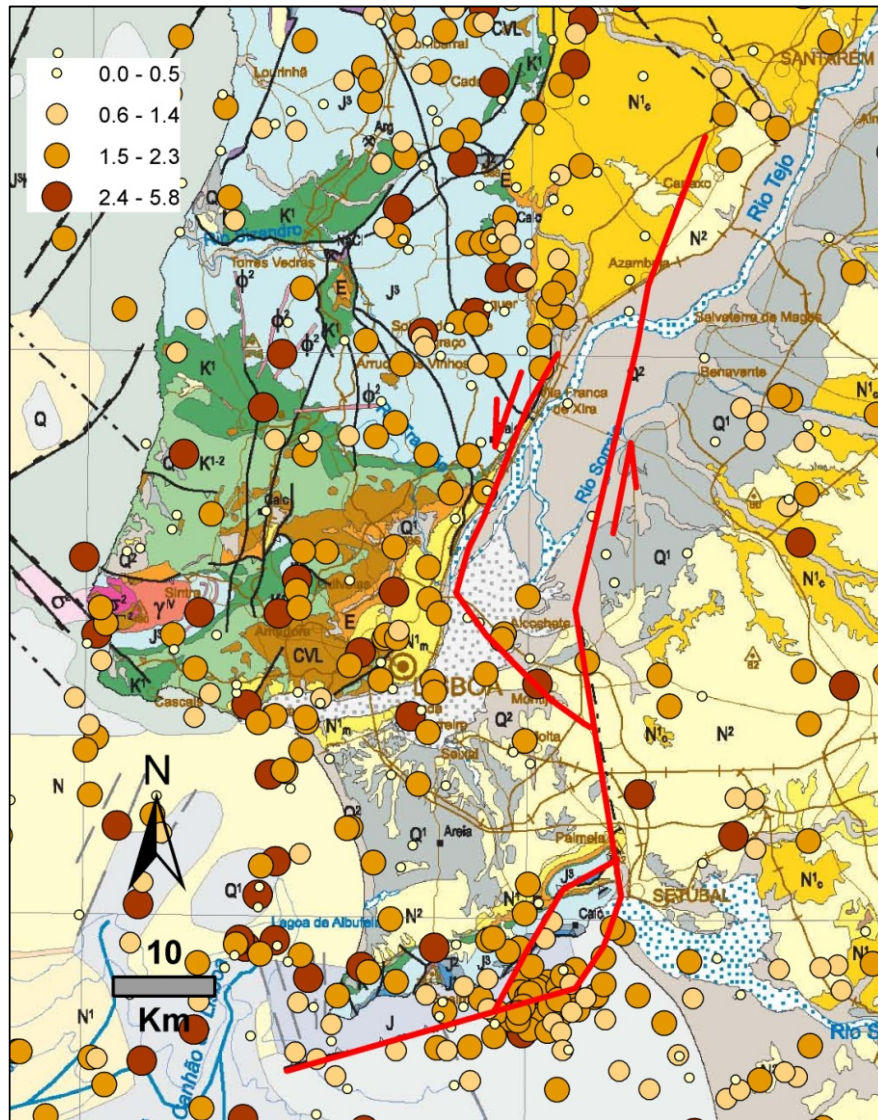


Figura 47 Sobreposição do modelo sugerido de bacia tipo pull-apart com geologia (carta 1: 1000 000) sobreposta e sismicidade (Catálogo ISC 1918-2010). No topo da imagem, do lado direito as magnitudes registadas para a região. Legenda da geologia ver Figura 2.

Trata-se de um modelo em linha com o defendido por A. Ribeiro (2002), que afirmava que na Ibéria Ocidental do ponto de vista neotectónico havia falhas com a principal componente de movimento em regime inverso, em regime normal e em regime de desligamento, estas últimas segundo o autor, ocorriam em terra orientadas NNE-SSW, tendiam a formar bacias tipo *pull-apart* nas *releasing bends* e *push-ups* nas *restraining bends* e foi observado um movimento do tipo desligamento que poderá ser esquerdo.

2. Modelo Bacia polifásica Foreland/Pull-apart

O limite de bacia *Foreland Basin* tem sido citado na literatura como o modelo mais “ajustado” às características do VIT. De facto, a partir da interpretação de dados de sísmica de refração foi possível confirmar um espessamento crustal para Oeste da FVFX e para Este uma crosta mais fina (Carvalho et al. 2011). A zona de deformação materializada pela FVFX funciona como o limite da bacia do tipo *Foreland*.

Trata-se de um modelo que provavelmente carece de uma actualização, uma vez que para Este não explica as falhas com orientação perpendicular a sub-perpendicular encontradas durante os trabalhos de interpretação estrutural desta dissertação. Poderão ser falhas normais (com componente de desligamento) devido à tensão secundária.

A evolução de bacias em que o estilo tectónico muda é um processo comum e na realidade uma bacia sedimentar pressupõe um processo tectónico evolutivo (Einsele, 2000). As bacias por vezes, contêm múltiplas histórias de evolução em que bacias mais antigas são deformadas por tectonismo syn- ou post- deposicional. Einsele designa este tipo de bacias como bacias polifásicas. As bacias polifásicas seguem os princípios gerais da tectónica de placas.

No caso particular da bacia no VIT as interpretações sugerem uma bacia mais próxima do tipo *pull-apart*, no entanto o modelo vigente nas publicações da generalidade dos autores de bacia tipo *foreland* é também um modelo demonstrado com dados de sismicidade e perfis de refração. É portanto pertinente proceder a estudos de pormenor (cálculo da espessura crustal) que revejam estes dois modelos de modo a compreender a evolução tectónica da bacia no VIT.

7.2 Quantificação da probabilidade de ser activa e cálculo do sismo máximo expectável

Seguidamente, na tabela 3 apresenta-se uma classificação para o grau de possibilidade das falhas principais de serem activas e na tabela 4 são apresentados os resultados utilizando os valores dos parâmetros de regressão para dados instrumentais censurados de Stirling et al. 2002.

Tabela 3 – Classificação das falhas com a quantificação da probabilidade de ser activa. Os termos utilizados na identificação das estruturas “G2”, “S2”, “CS”, “MG”, “SAR” e “T” referem-se a cartografia geológica, sísmica de profundidade, catálogo sísmico, magnética e gravimetria, sísmica de alta resolução e topografia. Foi dado um peso específico a cada descritor e os valores foram somados. O grau de possibilidade das falhas serem activas foi quantificado recorrendo à ponderação – maior probabilidade de ser activa -1 (cor vermelha), menor probabilidade de ser activa – 4 (cor verde). As unidades afectadas são PZ-Paleozóico (soco), MZ- Mesozóico, PQ- Plio-Quaternário e Q-Quaternário.

Local/Nome da Falha	Unidade Superior Afectada	Dados Usados Identificação	Grau Possibilidade ser Activa
Vila Franca de Xira	Q	G2, S2, CS, MG, SAR, T	1,5
Azambuja	PQ	G2, S2, MG, T	1
Pinhal Novo	PQ	G2, S2, CS, MG, T	2

Como foi referido, dada a geometria de aquisição dos perfis sísmicos os primeiros 100 a 200 ms não têm em geral reflectores cartografáveis, por essa razão, o Quaternário não é identificável nos perfis. Por este motivo, esta interpretação (probabilidade da falha estar activa) deverá ter continuidade com a aquisição de dados de alta resolução de modo a confirmar se as falhas afectam o Quaternário (activas na definição utilizada). Esses trabalhos, cuja a descrição não é feita nesta dissertação, têm sido realizados no âmbito dos projectos FCT SISMOT/LISMOT,

NEFITAG e ATESTA, em colaboração do LNEG com a Universidade de Évora e outras instituições.

Foram alvo de aquisição de perfis sísmicos de alta resolução (e por GPR), com ondas P e S a falha de Vila Franca de Xira e a falha de Porto Alto. Após os trabalhos de aquisição em Vila Franca de Xira, verificou-se que as ondas S constituem o método ideal para detectar e caracterizar falhas geológicas com rejeitos particularmente baixos (~1m) em sedimentos aluvionares Holocénicos.

A aquisição feita com GPR em zonas não saturadas e não argilosas (verifica-se com frequência na região) é também uma metodologia alternativa e complementar. Contudo, o conteúdo em fluidos poderá camuflar falhas de pequeno rejeito. Os trabalhos que foram realizados na falha de Vila Franca de Xira e foram confirmados por GPR (Ferry et al 2010.) indicaram que esta falha afecta o aluvião do Holocénico, pelo que está activa. De forma a confirmar sem reservas a actividade e caracteriza-la será necessária a abertura de trincheiras e realizar estudos de paleosismicidade.

Na zona de Porto Alto (F7), trabalhos de sísmica de reflexão P e S sugerem a presença de segmentos da falha a cerca 15m de profundidade no aluvião. Juntando esta forte possibilidade, a hipótese desta falha ser a continuação da FPN ou uma bifurcação dela e pelo facto de existirem evidências geológicas (Moniz 2010; Cabral, 2003) da FPN estar activa, tudo aponta para que a FPN e o sistema de falhas do estuário (Falhas 5 a 8) tenham tido actividade no Holocénico.

A Falha da Azambuja, já fora da cobertura dos perfis sísmicos, utilizados nesta dissertação, segundo dados geológicos de superfície é também uma estrutura activa (Cabral, 2003; 2009). Como se disse no enquadramento geológico, estão neste momento previstos trabalhos de reflexão sísmica com vista a sua detecção nos aluviões Holocénicos.

Em resumo, no total, seis estruturas geológicas reúnem forte possibilidade de terem actividade Quaternária: VFX, FPN, Porto Alto (F7), Montejunto, Azambuja e Falha da Arrábida (estas três últimas fora da zona de estudo inicial).

A FSC-A não foi também alvo de trabalhos de geofísica de alta resolução. Nos perfis estudados ela corta claramente o curto registo sísmico superior ao horizonte Neogénico, pelo que seguramente teve actividade pelo menos no Miocénico superior e Pliocénico.

Cálculo da magnitude máxima gerada pelas falhas (identificadas e já conhecidas)

Foi realizado o cálculo da magnitude máxima expectável para as falhas identificadas durante os trabalhos da dissertação e falhas previamente conhecidas. Foi seguido o artigo De Mark Stirling , David Rhoades e Kelvin Berryman na publicação de 2002 “ *Comparison of earthquake scaling relations from data of instrumental and preinstrumental era*”. Nesta publicação os autores propõem uma revisão das relações feitas anteriormente por Wells and Coppersmith (1994).

Os parâmetros de regressão para dados instrumentais censurados de Stirling et al. 2002 são os seguintes (Tabela 4):

Tabela 4 – Parâmetros de regressão para dados instrumentais censurados de Stirling et al. 2002

Relação	$a(sa)$	$b(sb)$
$M_w = a + b \log (L)$	5.88(0.17)	0.80(0.10)
$M_w = a + b \log (A)$	5.09(0.21)	0.73(0.07)
$\log (D) = a + b \log (L)$	0.06(0.14)	0.18(0.08)

Em que a e b são os parâmetros da regressão, que estão associados a erros padrão sa e sb (em parêntesis). M_w é a magnitude de momento; L é o comprimento da superfície de ruptura (que foi estimado partir de dados geologia superfície e sísmica de reflexão); A é a área da ruptura e D é a média do deslocamento superficial.

Os cálculos foram realizados numa folha de cálculo, utilizando os valores da tabela acima (tabela 4). Os resultados estão expressos na tabela 5. Verifica-se da análise da tabela 5, que a magnitude máxima (L) é ligeiramente superior à magnitude (A), podendo atingir para cinco falhas, magnitudes com valores acima de 7.

Tabela 5 – Resultados apresentados pela primeira vez para as principais falhas no VIT. Foi calculada para cada falha identificada a **Magnitude Máxima** (em relação à área). Os dados foram obtidos a partir da utilização os valores dos parâmetros de regressão para dados instrumentais censurados de Stirling et al. 2002

Falha	L (comprimento Km)	W (largura Km)	A (Área Km ²)	LOG D (média desloc. max. m)	Magnitude Máxima (L)	Magnitude Máxima (A)	D (média desloc. m)
Vila Franca (A)	20	25	500	0.294185	7.02	7.06	1.9687
Azambuja	12	4	48	0.254253	6.83	6.32	1.7958
Pinhal Novo (C)	22	3	66	0.301636	7.06	6.42	2.0028
Arrábida	30	3	75	0.325882	7.18	6.46	2.1178
Montejunto	18	14	252	0.285949	6.98	6.84	1.9317
Porto Alto	10	18	180	0.240000	6.76	6.74	1.7378
Ota	15	25	375	0.271696	6.91	6.97	1.8694
Samora Alcochete	23	4	92	0.305111	7.08	6.52	2.0189
F5	10	18	180	0.240000	6.76	6.74	1.7378
F7	10	18	180	0.240000	6.76	6.74	1.7378
F9	20	4	80	0.294185	7.02	6.48	1.9687

7.3 Comentários Finais

Como diversos autores referiram anteriormente (e.g. Wilson et al. 1989, Rasmunssen et al. 1998, Ribeiro et al., 1990) a tectónica salina tem uma grande importância na reactivação de falhas Variscas e na acomodação de deformações sobre-Hetangianas (Mesozóicas e Cenozóicas).

Da análise interpretativa dos dados de sísmica de reflexão verifica-se que, nas regiões onde o sal está presente manifestam uma maior atenuação do sinal e consequentemente uma degradação do processo de imageamento (Figura 46). Tendo em consideração que muito provavelmente existe uma forte relação entre as zonas

regionais de maior deformação e a posterior instalação de sal, procurou-se definir essas zonas de instalação do sal, que correspondem à Formação da Dagorda.

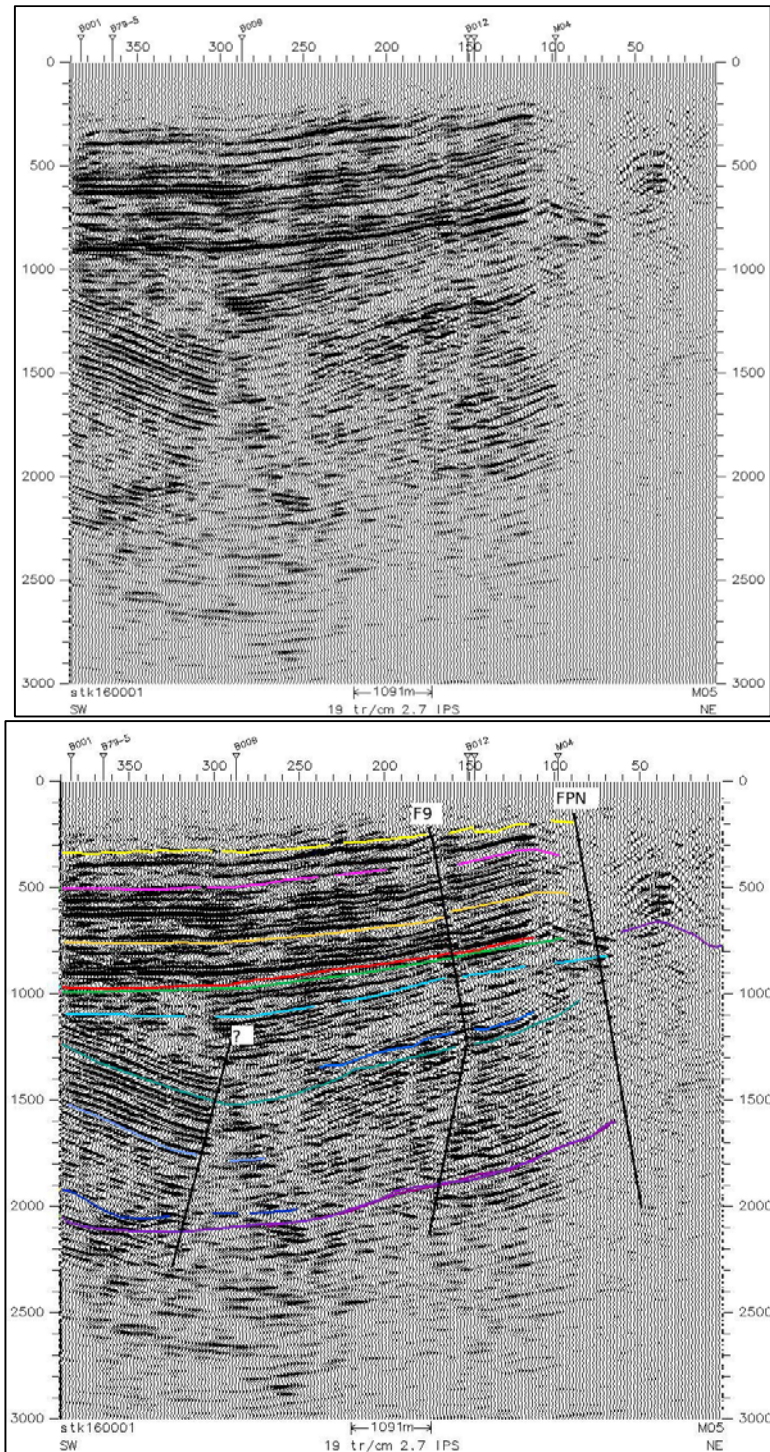


Figura 48 Imagem superior: Perfil M5, do lado direito (do shotpoint 1 a 100) é possível observar a deformação causada pela tectônica salina. Na imagem inferior é também possível observar o perfil interpretado com a marcação das falhas FPN e F9.

Os resultados dessa análise, recorrendo aos furos profundos, perfis de reflexão e métodos potenciais revelaram que a presença do sal é intensa na parte mais a sul da zona de estudo entre Palmela e o Montijo com principal incidência na localidade do Pinhal Novo.

Estas observações apesar de já terem sido realizadas por diversos autores (ex. Wilson et al. 1989, Rasmunssen et al. 1998, Ribeiro et al., 1990) e que foram referidas no início deste ponto, as suas implicações na estrutura da bacia não tinham ainda sido completamente compreendidas e explicadas.

Outra discussão que resulta da análise dos perfis sísmicos prende-se com a idade dos sedimentos sob a cobertura Cenozóica. A Norte (região de Samora) e a Este (região de Vendas Novas) da FPN. Os furos de hidrogeologia, a FPN e o furo profundo Samora 1 a Norte da FPN mostram que sobre o soco assenta sobre o Jurássico Inferior e Médio. Com base na análise dos atributos sísmicos do Landmark Openworks concluiu-se que sob o Terciário existem padrões sísmicos distintos nas duas zonas referidas.

Utilizou-se o mapa do soco (Taha Rabeh, comunicação pessoal) para determinar a sua profundidade na região de Vendas Novas e comparou-se com a profundidade da base do Cenozóico obtida a partir dos perfis sísmicos. Encontrou-se um valor muito idêntico, o que sugere que de facto nesta zona o Cenozóico assenta directamente sobre soco, como sugeriam alguns furos hidrogeológicos.

Os resultados foram confirmados por modelação gravimétrica (Taha Rabeh, comunicação pessoal), que indica uma ligeiro espessamento do Cenozóico a Este da FPN, que está de acordo com o que se observa nos perfis sísmicos. Identificou-se nos perfis sísmicos a zona de separação e verificou-se que correspondia a um lineamento NE-SW existente no mapa do soco, e que corresponde também a um lineamento geológico: limite entre o Terciário e o Quaternário.

A análise conjunta dos dados de sísmica de reflexão, grelhas de horizontes e dados de métodos potenciais sugere que uma costa litoral de idade Triásica se estendia ao longo de uma zona aproximada dos limites actuais do sal, entre Palmela e Samora Correia, tendo em consideração que as movimentações extensivas da bacia durante o

Mesozóico e a inversão da bacia Miocénica poderão ter “mascarado” os detalhes deste limite.

Esta paleo-costa Triásica está materializada na zona de deformação principal na região do Pinhal Novo, a denominada Falha do Pinhal Novo. É uma zona de deformação de grande importância e cartografável com alguma facilidade nos perfis de reflexão onde se instalou (Figura 49). Delimitou-se, a partir da grelha gerada para a Formação da Dagorda, esta zona numa área de sensivelmente 22 km de comprimento e 7 km de largura. Como se trata de uma zona de deformação com uma largura considerável, as falhas encontradas nesta largura são várias, com uma direcção preferencial NNW-SSE, mas com diversas ramificações que variam ligeiramente a direcção. Optou-se então por considerar a zona central da deformação como a Falha do Pinhal Novo (Figuras 49 e 40, letra C), considerando-se assim uma única falha, com dois limites de deformação.

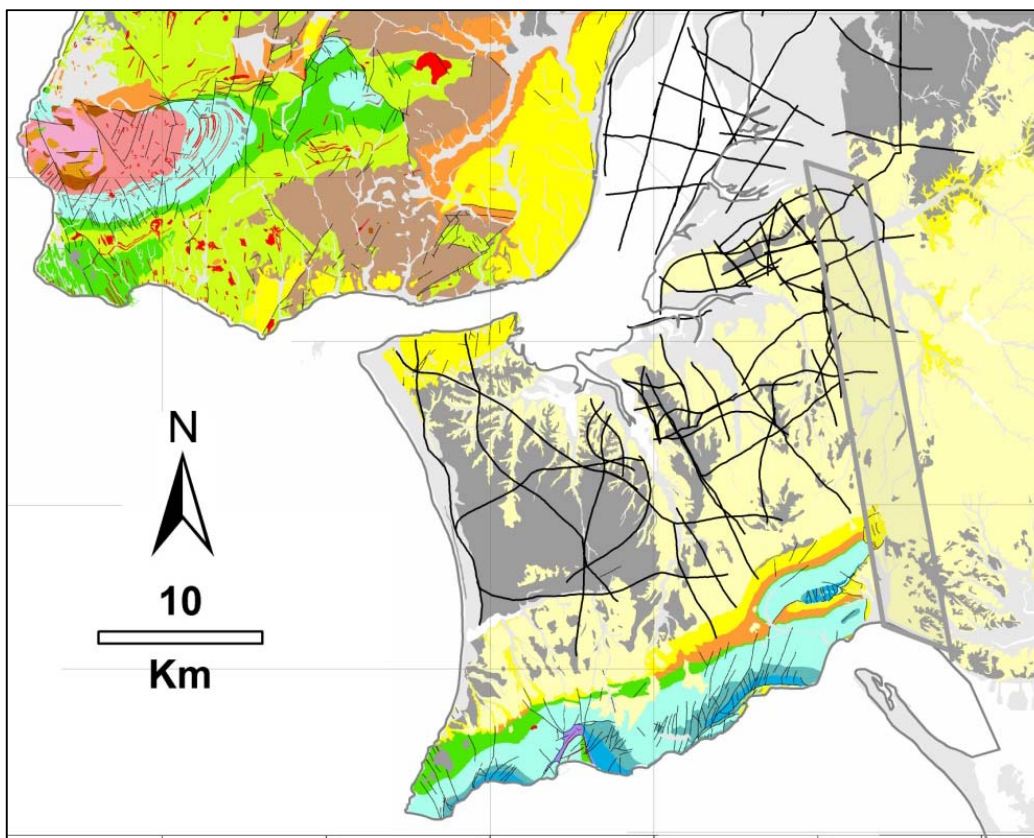


Figura 49 Mapa geológico com sobreposição dos perfis de reflexão (linhas a preto). O rectângulo cinzento à direita indica a zona de deformação da FPN. Legenda da geologia ver Figura 2.

Na região mais a Norte verificou-se a partir da interpretação dos perfis de reflexão a existência de uma zona mais profunda (provavelmente um depocentro) da bacia como seu centro perto da localidade de Alverca do Ribatejo. Esta zona de maior profundidade deverá ter-se desenvolvido a partir do Triásico e com maior de profundidade a partir do Mesozóico.

No Cenozóico, principalmente no Neogénico até à actualidade há uma tendência de sedimentação e a profundidade desta zona deprimida morfologicamente tem diminuído, o que poderá revelar um levantamento, que poderá ser de origem tectónica. Recorde-se que este depocentro está limitado de ambos os lados por estruturas com expressão regional e de importância sismogénica.

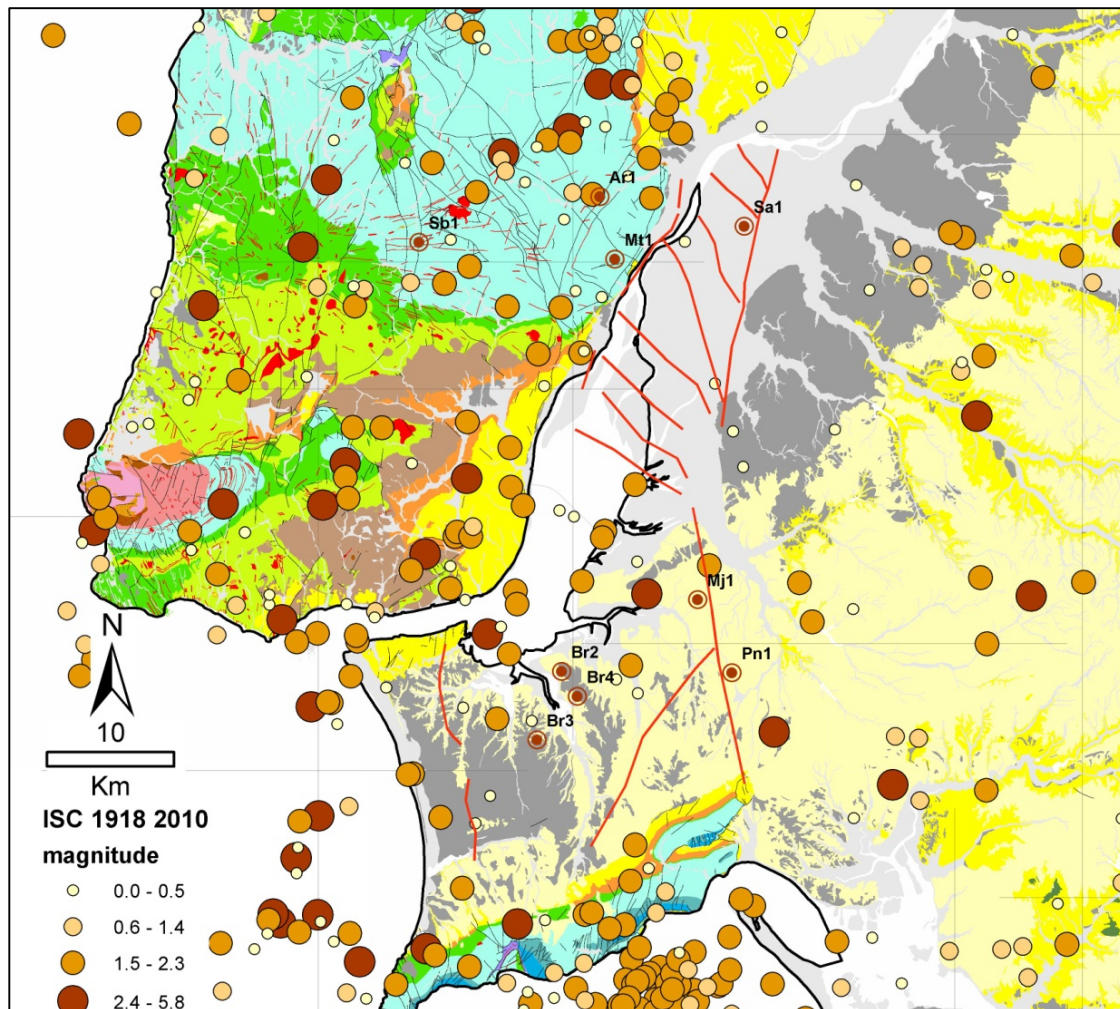


Figura 50 Mapa geológico com falhas interpretadas sobrepostas e sismicidade do catálogo ISC para o período 1918-2010. Legenda da geologia ver Figura 2.

A partir de perfis sísmicos, anomalias gravimétricos e sismicidade foram definidas as falhas prováveis interpretadas. Estas falhas foram sobrepostas sobre o mapa geológico à escala 1 : 1000 000 (Figura 51).

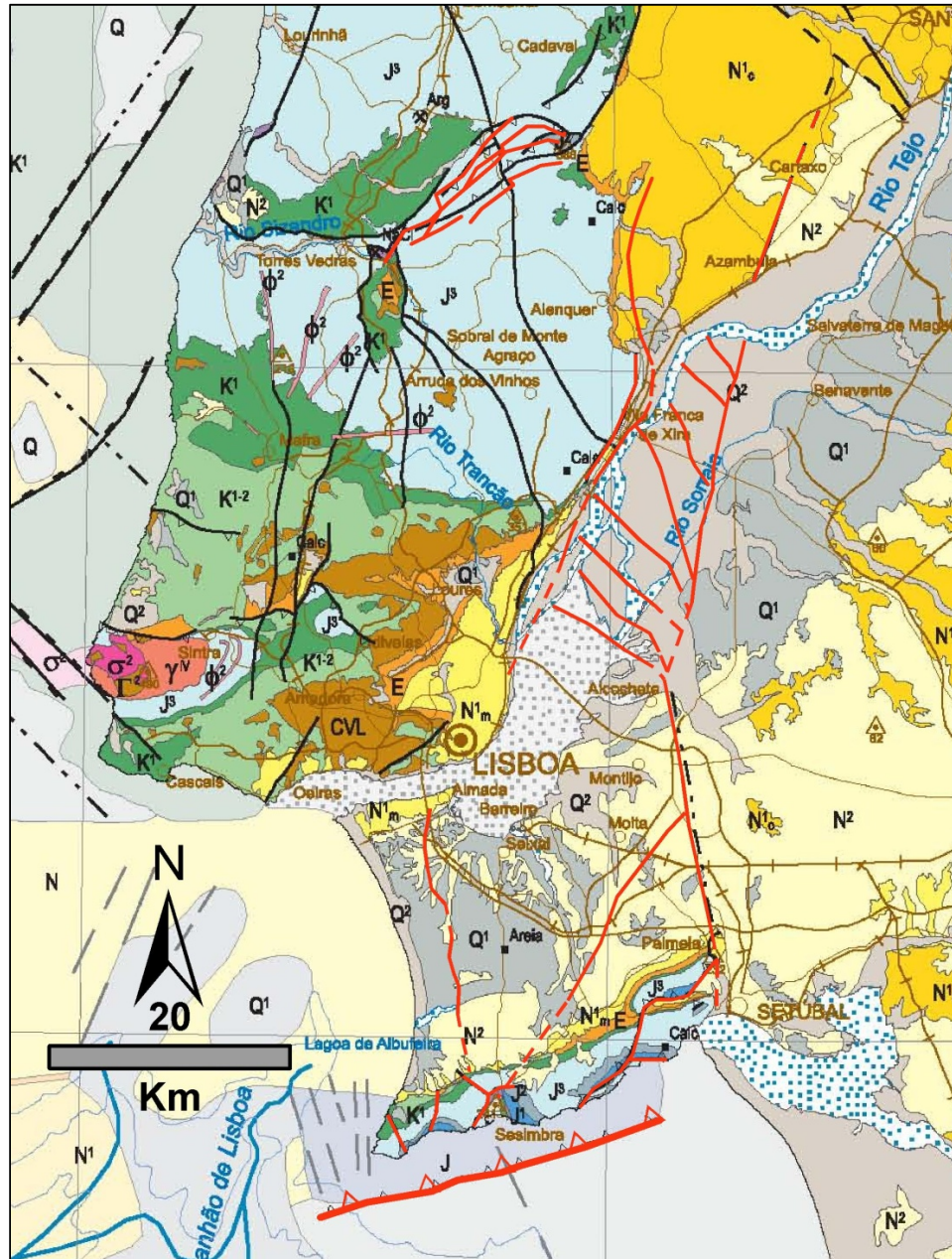


Figura 51 Mapa geológico com falhas finais interpretadas, a partir de perfis sísmicos, sismicidade e falhas prováveis a partir de anomalias gravimétricos. Legenda da geologia ver Figura 2.

8. Conclusões

A metodologia que foi adoptada durante os trabalhos desta dissertação baseou-se fundamentalmente na integração e sobreposição de dados diversos com o objectivo de identificar estruturas com potencial sismogénico no VIT.

Com esta metodologia de integração e sobreposição dos dados foi possível ter um maior controlo sobre o processo interpretativo.

Em comparação com os trabalhos anteriores (Carvalho et al., 2008 e 2009), foram interpretadas novas falhas, como as falhas F3 e F4, e F9. Também foram revistas e corrigidas a localização das falhas FSC-A (e dado um nome provisório), F1 e F2, e FPN. Nesta última, foi atribuída uma zona de deformação e marcou-se uma falha representativa dessa deformação. Concluiu-se que as falhas que geram maior deformação são FVFX, FSC-A e FPN.

A partir da interpretação dos dados de reflexão sísmica, conjuntamente com dados de métodos potenciais, conclui-se que a ENE da Falha do Pinhal Novo, o Cenozóico assenta, muito provavelmente, directamente sobre o soco Paleozóico. Esta constatação baseia-se na mudança de padrão dos reflectores dos perfis sísmicos (calculados a partir dos atributos sísmicos) e por modelação gravimétrica.

Seguindo os mesmos critérios de sismostratigrafia e métodos potenciais e dos furos Br1 a Br4, Mj1 e Sa1, verificou-se que a Norte da F5, muito provavelmente não existe Jurássico Superior nem Cretácico. Colocam-se as hipóteses de não ter havido deposição de unidades desta idade ou ter ocorrido erosão generalizada nesta região. Depósitos do Jurássico Superior foram encontrados perto de Vila Franca de Xira sob a forma de olistolitos (mármore brechificado). Isto poderá indicar que na região a norte da falha do Pinhal Novo ocorreu uma elevação do terreno e que posteriormente foi erodido (Carvalho et al. 2005). Seria interessante uma nova verificação no terreno deste depósito, com uma posterior datação, de modo a confirmar esta observação.

As principais falhas entre a FVX e FSC-A e que poderão ser potencialmente sismogénicas são as F5 e F6. Ambas as falhas poderão resultar de um processo de

reactivação de antigas falhas normais com uma componente principal de desligamento. Estas falhas normais formaram-se ou durante os episódios extencionais (*rifting*) que ocorreram durante o Jurássico ou poderão ser ainda mais antigas, herdadas do soco Paleozóico e que posteriormente foram reactivadas.

As falhas mais pequenas a sul da falha F7 sugerem um regime de deformação diferente das falhas a Norte.

Os perfis sísmicos onde as falhas F7 e F8 foram interceptadas contêm um padrão de deformação abrangente com estruturas adjacentes à falha em forma de *flower-structure*. Este padrão sugere uma falha com componente principal de desligamento. Devido à malha de aquisição dos perfis sísmicos não ser muito regular e o padrão sísmico ser abundante na zona de intercepção entre as duas falhas, não se poderá concluir se de facto são uma continuação da FPN ou se poderão ser falhas sintéticas da FPN.

Como foi sugerido no ponto 7.1, poderão ser falhas de transferência num sistema de bacia tipo *pull-apart*, em que as falhas principais (FVFX e FSC-A ou uma falha mais para Este) funcionam como limites da bacia e as falhas perpendiculares a sub-perpendiculares a estas funcionam como falhas de transferência.

As falhas identificadas neste trabalho são muito possivelmente estruturas activas, pois no registo sísmico afectam os horizontes mais superficiais, que na generalidade dos perfis correspondem ao Pliocénico. Vários autores mencionam que as falhas activas no Miocénico Superior continuam activas no Quaternário.

Algumas destas falhas possuem uma forte relação com a sismicidade: Falha da Arrábida, Falha de Montejunto, FVFX, F10 e F11. As restantes, F1 a F9, FPN e Falha da Azambuja, possuem fraca sismicidade instrumental registada. Contudo, na Falha da Azambuja, existem fortes evidências geológicas que sugerem que esta falha está activa, e que a FPN teve actividade Plio-Plistócenica. A F6 também tem fortes probabilidades de estar activa, segundo os trabalhos geofísicos de alta resolução, recentemente efectuados.

Daqui se conclui, que as falhas F10 e F11, falha da Arrábida e falha de Montejunto acomodam grande parte da deformação da região em estudo. Enquanto as restantes estruturas terão um papel secundário e de ajuste perante as anteriores.

A faixa de deformação evidenciada nos perfis sísmicos tornam a FSC-A, juntamente com a FVFX e FPN, uma das principais estruturas da região. A sismicidade, no entanto, é quase inexistente. Uma explicação possível para este facto, será a ocorrência do sismo de Benavente de 1909, que teve como resultado um período de quiescência, que se mantém até à actualidade.

Finalmente, calcularam-se as magnitudes dos sismos máximos expectáveis para as falhas identificadas neste trabalho e para falhas já anteriormente conhecidas. Este cálculo foi realizado a partir de relações empíricas com o comprimento e largura das falhas. Verificou-se que sismos de magnitude superior a 6 poderão ocorrer nas maiores falhas, em consonância com o registo histórico.

Com estudos mais aprofundados e com aquisição de dados geofísicos de alta resolução, aliados à cartografia geológica de superfície e estudos de paleosismicidade com abertura de sanjas poder-se-á confirmar e estudar estruturas com deformação mais superficial, de modo a confirmar estas conclusões.

9. Referências bibliográficas

Alves, T. M.; Manupella, G.; Gawthrope, R. L.; Hunt, D. W.; Monteiro, J. H. (2003). The depositional evolution of diapir- and fault-bounded rift basins: examples from the Lusitanian Basin of West Iberia. *Sedimentary Geology*, 162, pp. 273-303

Borges, J.F., Fitas, A.J.S., Bezzeghoud, M. & Teves-Costa, P., (2001). Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area, *Tectonophysics*, 337, 373-387.

Carrilho, F., Nunes, J.C., Pena, J., Senos, M.L., (2004), Catálogo Sísmico de Portugal Continental e Região Adjacente para o período 1970-2000, Instituto de Meteorologia, ISBN 972-9083-12-6.

Cabral, J., Ribeiro P., (1988), Carta Neotectónica de Portugal Continental (escala 1:1000.000), Serviços Geológicos de Portugal, Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa.

Cabral, J. (2003 a) A geologia na avaliação da perigosidade sísmica. Publicação dos artigos do Seminário “Riscos Geológicos” organizado pela Associação Portuguesa de Geólogos. 25 – 34

Cabral, J., Moniz, C., Ribeiro, P., Terrinha, P., Matias, L., (2003 b). 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.

Cabral, J., Ribeiro P., Figueiredo P., Pimentel N., Martins A., (2004). The Azambuja fault: An active structure located in an intraplate basin with significant seismicity (Lower Tagus Valley, Portugal), *Journal of Seismology*, 8, 347-362.

Cabral, J. M., Marques, F., Figueiredo, P. and Matias, L. (2010). Active surface faulting or landsliding in the Lower Tagus Valley (Portugal)? A solved controversy

concerning the Vila Chã de Ourique site, J. Seismology, DOI 10.1007/s10950-010-9221-8.

Carta Geológica de Portugal à escala 1: 1000 000, edição 2010, LNEG-LGM, Lisboa.

Carvalho, J. (2003). Sísmica de alta resolução aplicada à prospecção, geotecnia e risco sísmico. Tese de doutoramento, Universidade de Lisboa, 250 pp.

Carvalho, J., Matias, H., Torres, L., Manupella, G., Pereira, R., Mendes-Victor, L., (2005), The Structural and Sedimentary Evolution of the Arruda and Lower Tagus Sub-Basins, Portugal, Marine & Petroleum Geology, 22, 427-453.

Carvalho, J., Cabral, J., Gonçalves, R., Torres, L., Mendes-Victor, L., (2006), Geophysical Methods Applied to Fault Characterization and Earthquake Potential Assessment in the Lower Tagus Valley, Portugal. Tectonophysics, 418, 277-297.

Carvalho, J., Taha, R., Cabral, J., Carrilho, F., Miranda, M. (2008), Geophysical characterization of the Ota-Vila Franca de Xira-Lisbon-Sesimbra fault zone, Portugal, Geophysical Journal International, 174, 567-584.

Carvalho, J., Ghose, R., Pinto, J. Borges, (2009). Characterization of a Concealed Fault Zone Using P and S-wave Seismic Reflection Data, extended abstracts of the EAGE Near Surface 2009, Dublin, A14, 5 p.

Carvalho, J. Rabeh, T. Pinto, C., Borges, J., Dias, R., Oliveira T. (em preparação). Basement Map of the Lower Tagus Valley Area Using Well, Seismic and Potential Field Data.

Catchings, R. D., Goldman, M. R., Lee, W. H. K., Rymer, M. J., and Ponti, D. J., (1998). Faulting apparently related to the 1994 Northridge, California, earthquake and possible coseismic origin of surface cracks in Potrero Canyon, Los Angeles County, California, Bull. Seism. Soc. Am., 88, 1379-1391.

Dias, R., Pais, J. (2009). Homogeneização da Cartografia Geológica do Cenozóico da Área Metropolitana de Lisboa (AML). Comunicações Geológicas, t. 96, pp. 39-50.

Dineva, S., Batlló, J., Mihaylov, D., van Eck, T., (2002). Source parameters of four strong earthquakes in Bulgaria and Portugal at the beginning of the 20th century. Journal of Seismology, 6, 99–123.

Dowrick, J. (2003) Earthquake risk reduction, John Wiley and Sons, 506 p.

Ferry, M., Carvalho, J., Borges, J., Fitzenz, D.(2010)Searching for Earthquake Sources in the Lower Tagus Valley (Portugal): First Results from the ATESTA Project. EGU General Assembly 2010, held 2-7 May, 2010 in Vienna, Austria, p.11301

Floyd, J. S., Mutter, J. C., Goodlife, A. M., and Taylor, B., (2001). Evidence of fault weakness and fluid flow within an active low-angle normal fault, Nature, 411, 779-783. doi:10.1038/35081040.

Ghose, R. e Goudswaard, J.C.M. (2004). Integrating S-wave seismic reflection data and CPT using a multi-angle, multi-scale approach, Geophysics, 69, 440-459.

Goforth T. and Hayward C (1992). Seismic reflection investigation of a bedrock surface buried under alluvium. Geophysics, 57, 1217–1227.

Grandin, R., Borges, J. F., Bezzeghoud, M., Caldeira, B. and Carrilho, F., (2007). Simulations of strong ground motion in SW Iberia for the 1969 February 28 (MS = 8.0) and the 1755 November 1 (M ~ 8.5) earthquakes – II. Strong ground motion simulations, Geophysics. J. Int., Vol. 171, Issue 2, Pages 807-822, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.0357.x

Harris, J. B. (2000). Hammer-impact SH-wave seismic reflection methods in neotectonic investigations: General observations and case histories from the Mississippi Embayment, U.S.A. , Journal of Earth Science, 20, 513-525.

International Seismological Centre, (2001) *On-line Bulletin*, <http://www.isc.ac.uk>, Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom.

Justo, J. L., Salwa, C., (1998). The 1531 Lisbon earthquake, *Bulletin Seismological Society America*, 88, 319-328.

Kullberg, J. C., (2000). *Evolução tectónica Mesozóica da Bacia Lusitaniana*. Tese Doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, 361p.

Kullberg, J. C., Rocha, R. B., Soares, A. A., Rey, J., Terrinha, P., Callapez, P., Martins, L. (2006) *A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica*. In *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Universidade de Évora.

Landmark Graphics Corporation (2009). *PowerView software guide including the introduction, data display, and interpretation*. 1166 p.

Lomholt, S., Rasmussen, E.S., Andersen, C., Vejbaek, O.V., Madsen, L. e Steinhardt, H. (1995). *Seismic Interpretation and Mapping of the Lusitanian Basin, Portugal*, Contribution to the MILUPOBAS project, EC Contract n°. J0U2-CT94-0348, DGU Service report n°. 65, Serviços Geológicos da Dinamarca, 70 p.

Lu, Z., Dzurisin, D., Jung, H-S, Zhang J., & Zhang Y. (2010): *Radar image and data fusion for natural hazards characterisation*, *International Journal of Image and Data Fusion*, 1:3, 217-242

Machette, M. N. (2000). *Active, Capable, and potentially active faults -- a paleoseismic perspective*, *Journal of Geodynamics*, Volume 29, Issues 3-5, April 2000, 387-392.

Martins, I. J., & Mendes-Victor, L. A., (1990). *Contribuição para o Estudo da Sismicidade de Portugal Continental*. Publicação n° 18 do IGIDL.

Moniz, C. (2010) - *Contributo para o conhecimento da falha de Pinhal Novo-Alcochete, no âmbito da neotectónica do Vale Inferior do Tejo*. Lisboa, Dissertação

de Mestrado em Geologia, Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, Departamento de Geologia, 128 p.

Moreira, V.S., (1985). Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic, *Tectonophysics*, 117, 85-96.

Oliveira, T. (coord.) et al. (1992), Carta Geológica de Portugal, escala 1: 500.000. Serviços Geológicos de Portugal.

Pais, J., Cunha, P. C., Legoinha, P., (2010). Litostratigrafia do Cenozóico de Portugal. In Neiva, J.M. C., Ribeiro, A., Victor, L., M., Noronha, F., Ramalho, M. (edit.) – *Ciências Geológicas: Ensino e Investigação*. Vol. I, pp. 365-376.

Pinto, C., C. (2010). Detecção de alinhamentos estruturais na região do Vale do Tejo utilizando um Modelo Digital de Terreno (MDT). Trabalho final da pós-graduação em sistemas de informação geográficos (SIGAIA). Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

Pinto, C.C., Carvalho, J., Costa, M., Rabeh, T., Terrinha, P., Duarte, H., Borges, J., Caldeira, B. & Cabral, J. (2010 b) "Seismogenic Sources in the Lower Tagus Area Using Geophysical Data", 72nd EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2010, Barcelona, Spain, 14 - 17 June 2010.

Pugin, A., Pullan, S., Hubter, J. (2009). Multicomponent high-resolution seismic reflection profiling, *The Leading Edge*, 28(10), 1248–1261.

Pugin, A. J. M., Larson, T. H., Sargent, S. L. (2004). Near-Surface Mapping Using SH-Wave and P-Wave Seismic Landstreamer Data Acquisition in Illinois, U.S., *The Leading Edge*, 23(7), 677–682.

Rasmussen, Erik S., Lomholt, S., Anderson, C., Vejbaek, O. V., (1998). Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal, *Tectonophysics*, 300, 199-225.

- Ribeiro, A. (1995). Falhas activas e sismos. Fundação Calouste Gulbenkian.
- Ribeiro, A. (2002) Soft Plate and Impact Tectonics. Springer, 324 p.
- Ribeiro, A. (2006) A evolução Geodinâmica de Portugal, In Geologia de Portugal no contexto da Ibéria, Universidade de Évora.
- Roque A.C.F.P. (2007) Tectonoestratigrafia do Cenozóico das Margens Continentais Sul e Sudoeste Portuguesas: Um modelo de correlação sismostratigráfica. Tese de Doutoramento. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- Sato, H., Hirata, N., Iwasaki, T., Matsubara, M., and Ikawa, T. (2002). Deep seismic reflection profiling across the Ou Backbone range, northern Honshu Island, Japan, Tectonophysics, 355, 1, p. 41-52. doi: 10.1016/S0040-1951(02)00133-6.
- Shtivelman, V., Frieslander, U., Zilberman, E., Amit, R. (1998). Mapping shallow faults at the Evrona playa site using high-resolution reflection method, Geophysics, 15, 1257-1264.
- Stich, D., Batlló, J., Macià, R., Teves-Costa, P., Morales, J., (2005). Moment tensor inversion with single-component historical seismograms: The 1909 Benavente (Portugal) and Lambesc (France) earthquakes. Geophys. Journal International 162, 850–858.
- Stirling, D., Rhoades, D., and Berryman, K. (2002). Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era, Bull. Seis. Soc. Am. 92, 812–830.
- Teves-Costa, P., Rio, I., Marreiros, C., Ribeiro, R., and Borges, J. F., (1999), Source Parameters of old earthquakes: Semi-automatic digitalization of analog records and seismic moment assessment, Natural Hazards, 19, 205-220.

The USGS Center for LIDAR Information Coordination and Knowledge (<http://lidar.usgs.gov>) - A website intended to "facilitate data access, user coordination and education of lidar remote sensing for scientific needs."

Torres, L.M., (2004). Contribuição dos Métodos Potenciais para o Estudo Estrutural da Zona Sul Portuguesa. Tese de Doutoramento (a submeter). Universidade de Lisboa.

Vilanova, S. P., Fonseca, J. F. B. D, (2004). Seismic hazard impact of the Lower Tagus Valley Fault Zone (SW Iberia). *Journal of Seismology*, 8, 331-345.

Walker, D., J., (1983). Final Report. Seismic Interpretation. Lusitanian basin, Portugal, Report nº 22391 for Petrogal, Lisboa.

Wang, Z, Madlin, I. P., and Woolery, E. W. (2004). Shallow SH-wave seismic investigation of the Mt. Angel Fault, Northwest Oregon, USA, *Tectonophysics*, 368, 1-4, p. 105-117, 2004, doi:10.1016/S0040-1951(03)00153-7.

Watkinson, M., (1989). Triassic to Middle Jurassic sequences from the Lusitanian Basin Portugal, and their equivalents in other North Atlantic margin basins. Tese de Doutoramento, Open University, 390 p.

Westerhausen H (1956). Report on Reflection and Refraction Seismic Investigations carried out in South Tejo Basin for Companhia dos Petroleos de Portugal and Mobil Exploration Company Lisbon (Portugal) by Prakla 20 pp

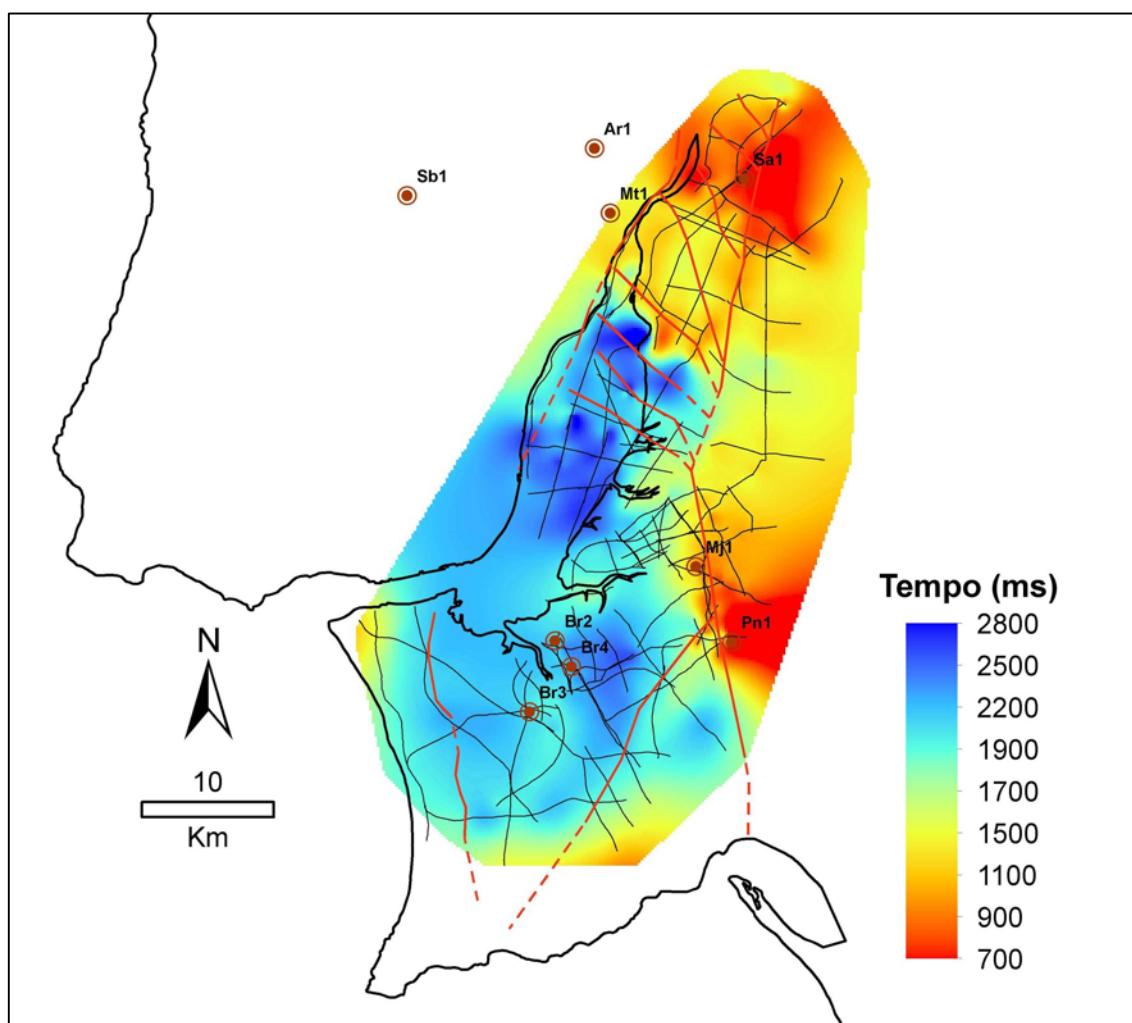
Wilson, R. C. L., Hiscott, R. N., Willis, M. G., & Gradstein, F. M. (1989). The Lusitanian basin of west-central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphy, and subsidence history. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 46, 341-361.

Woolery, E. W., Wang, Z., Street, R. L., et al., (1996). A P- and SH-Wave Seismic Reflection Investigation of the Kentucky Bend Scarp in the New Madrid Seismic Zone. *Seismological Research Letters*, 67: 67-74

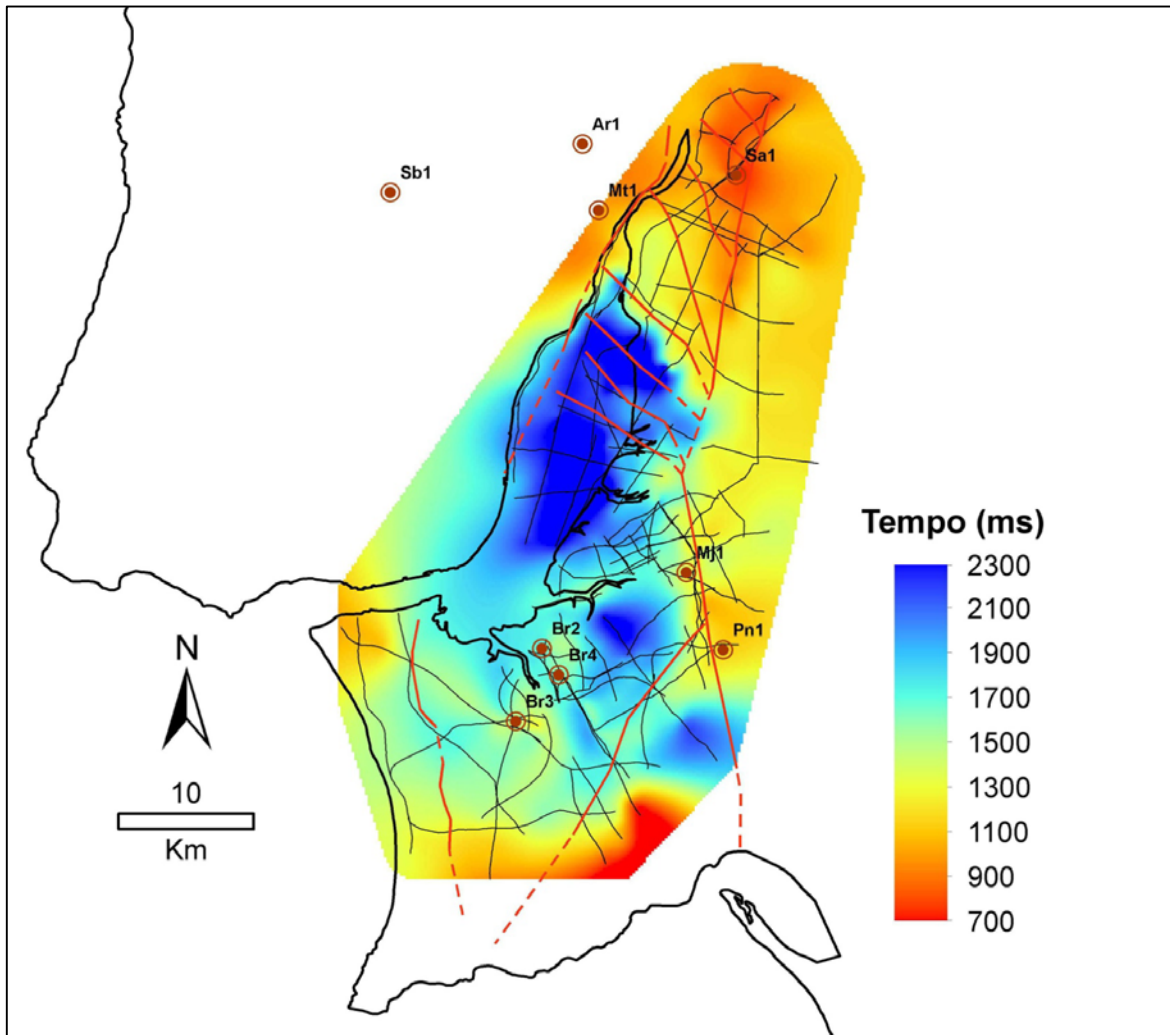
Woolery, E. W., Street, R., Wang, Z., and Harris, J. B.,(1993). Near surface deformation in the New Madrid seismic zone as imaged by high-resolution SH-wave seismic methods, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1615–1618.

Yilmaz,Ö (1987). *Seismic Data Processing*. Society of Exploration Geophysicists.

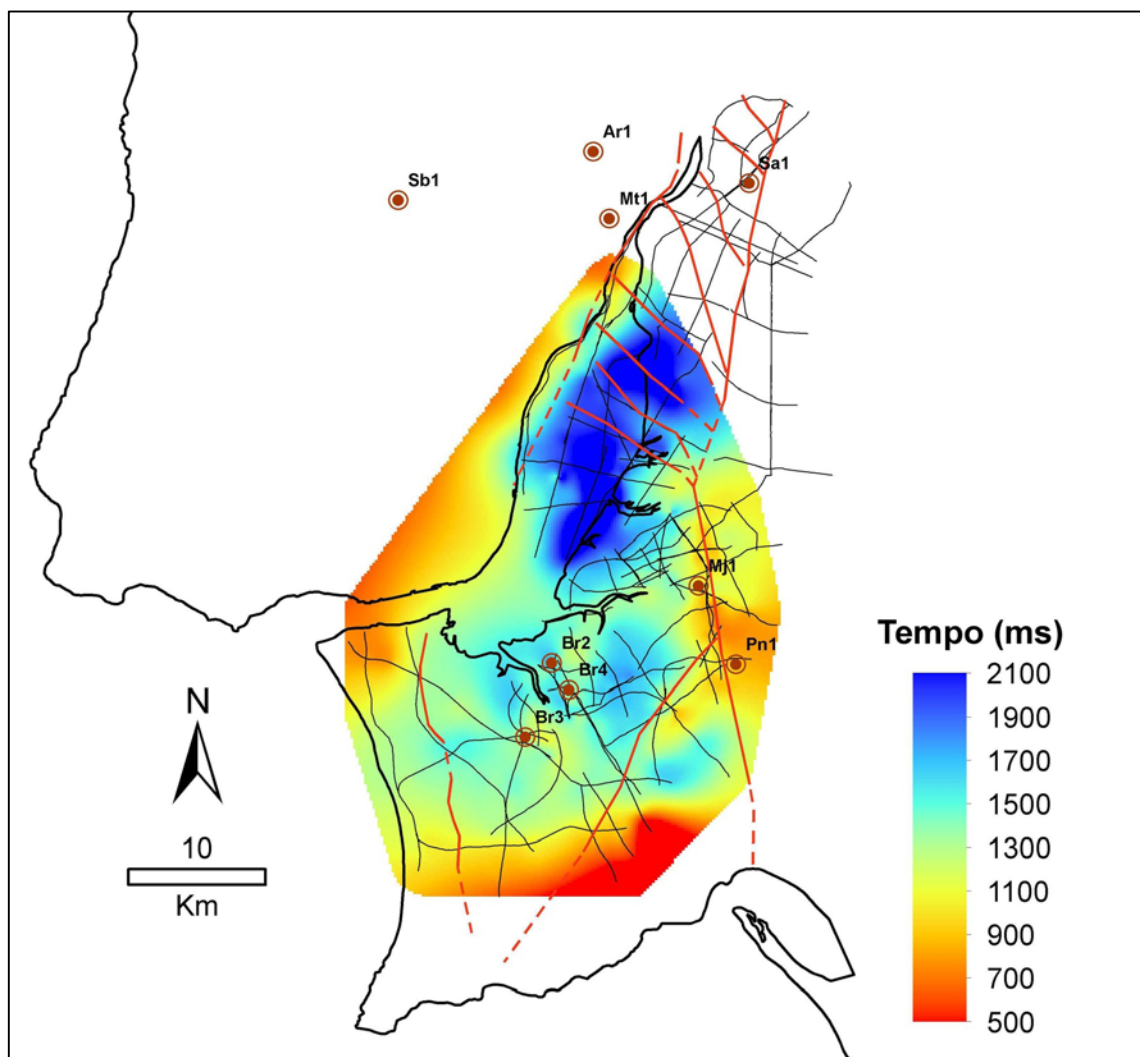
ANEXO



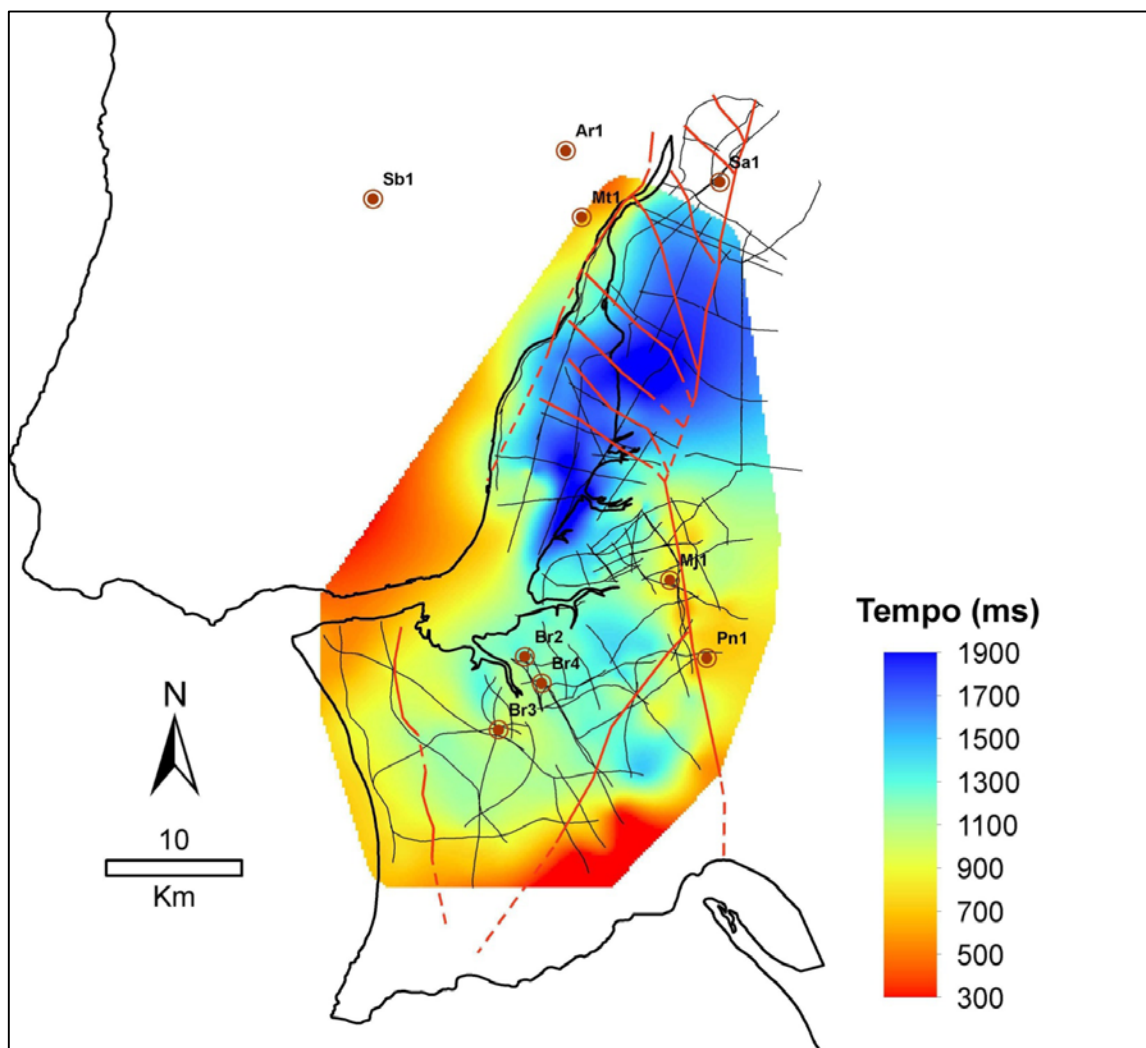
A. Mapa do horizonte do topo aproximado da Formação da dagorda. As linhas a preto sobre a grelha indicam a localização dos perfis de sísmica de reflexão utilizados na interpolação. As linhas a vermelho indicam as falhas que afectam o horizonte. Os pontos a castanho indicam a localização dos furos profundos. Do lado direito da figura a escala de cores indica a variação da profundidade em tempo (ms) do horizonte.



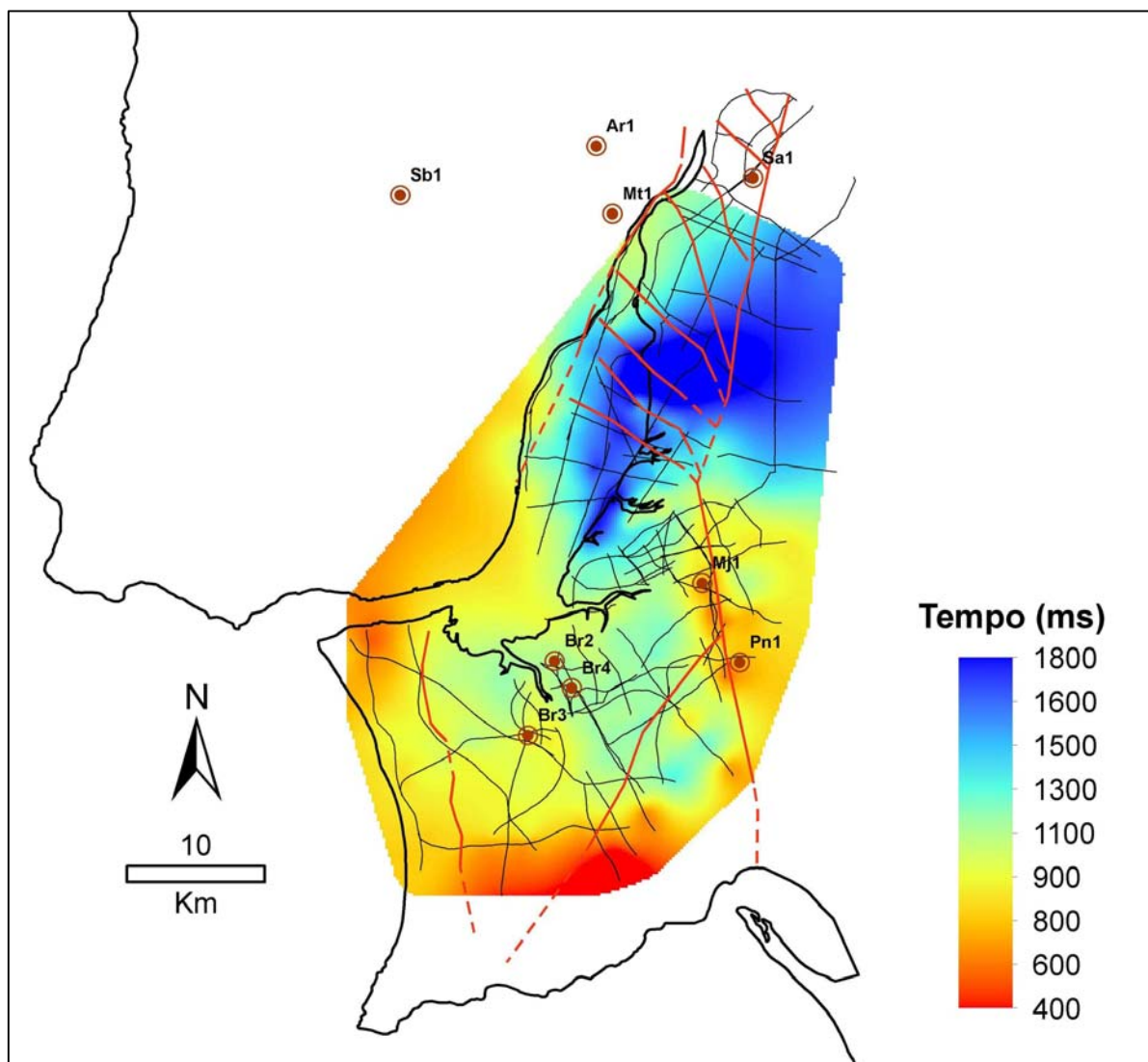
B. Mapa do horizonte do topo aproximado da Formação de Candeeiros-Brenha. As linhas a preto sobre a grelha indicam a localização dos perfis de sismica de reflexão utilizados na interpolação. As linhas a vermelho indicam as falhas que afectam o horizonte. Os pontos a castanho indicam a localização dos furos profundos. Do lado direito da figura a escala de cores indica a variação da profundidade em tempo (ms) do horizonte.



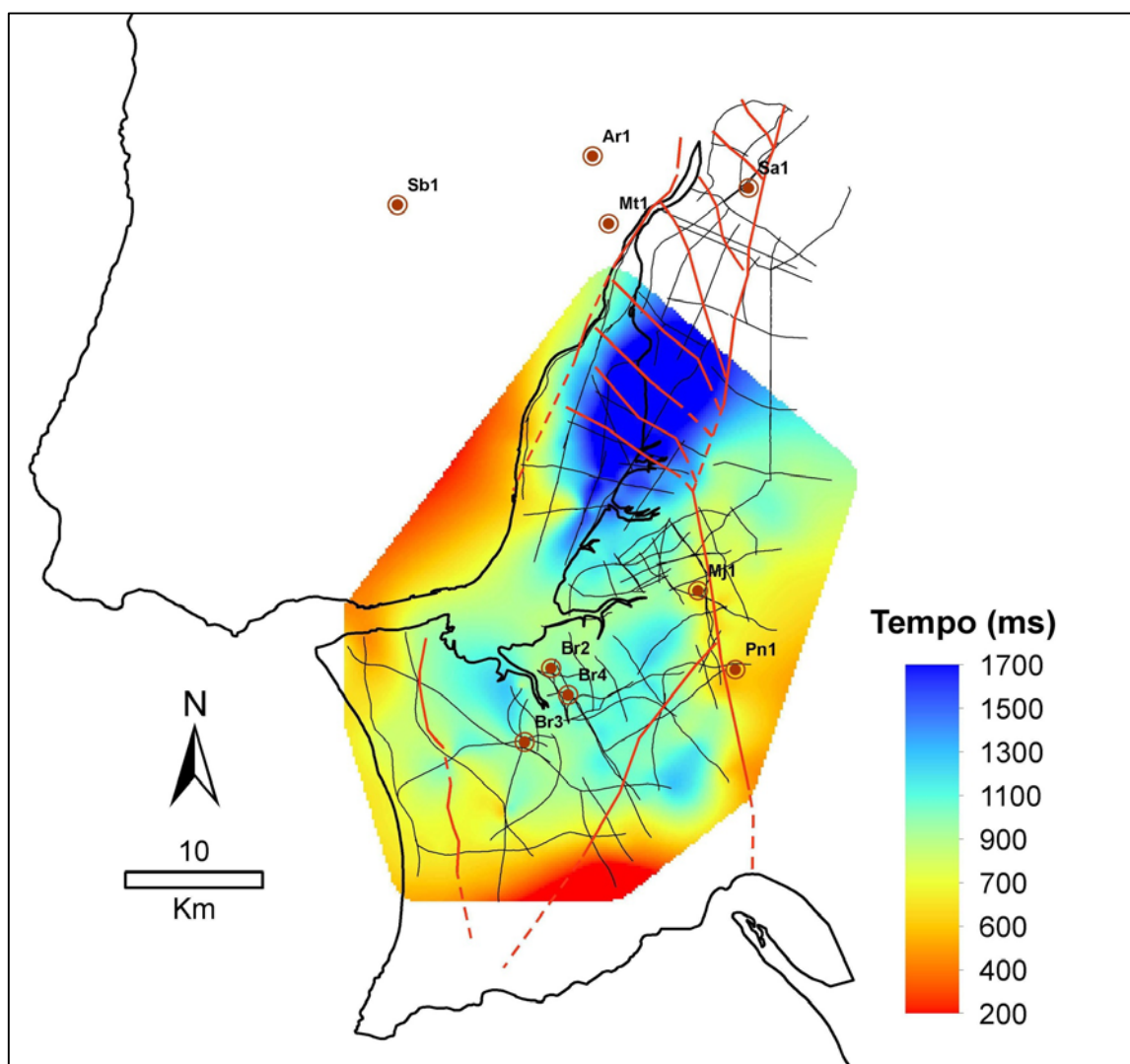
C. - Mapa do horizonte do topo aproximado da Formação de Montejuno. As linhas a preto sobre a grelha indicam a localização dos perfis de sísmica de reflexão utilizados na interpolação. As linhas a vermelho indicam as falhas que afectam o horizonte. Os pontos a castanho indicam a localização dos furos profundos. Do lado direito da figura a escala de cores indica a variação da profundidade em tempo (ms) do horizonte.



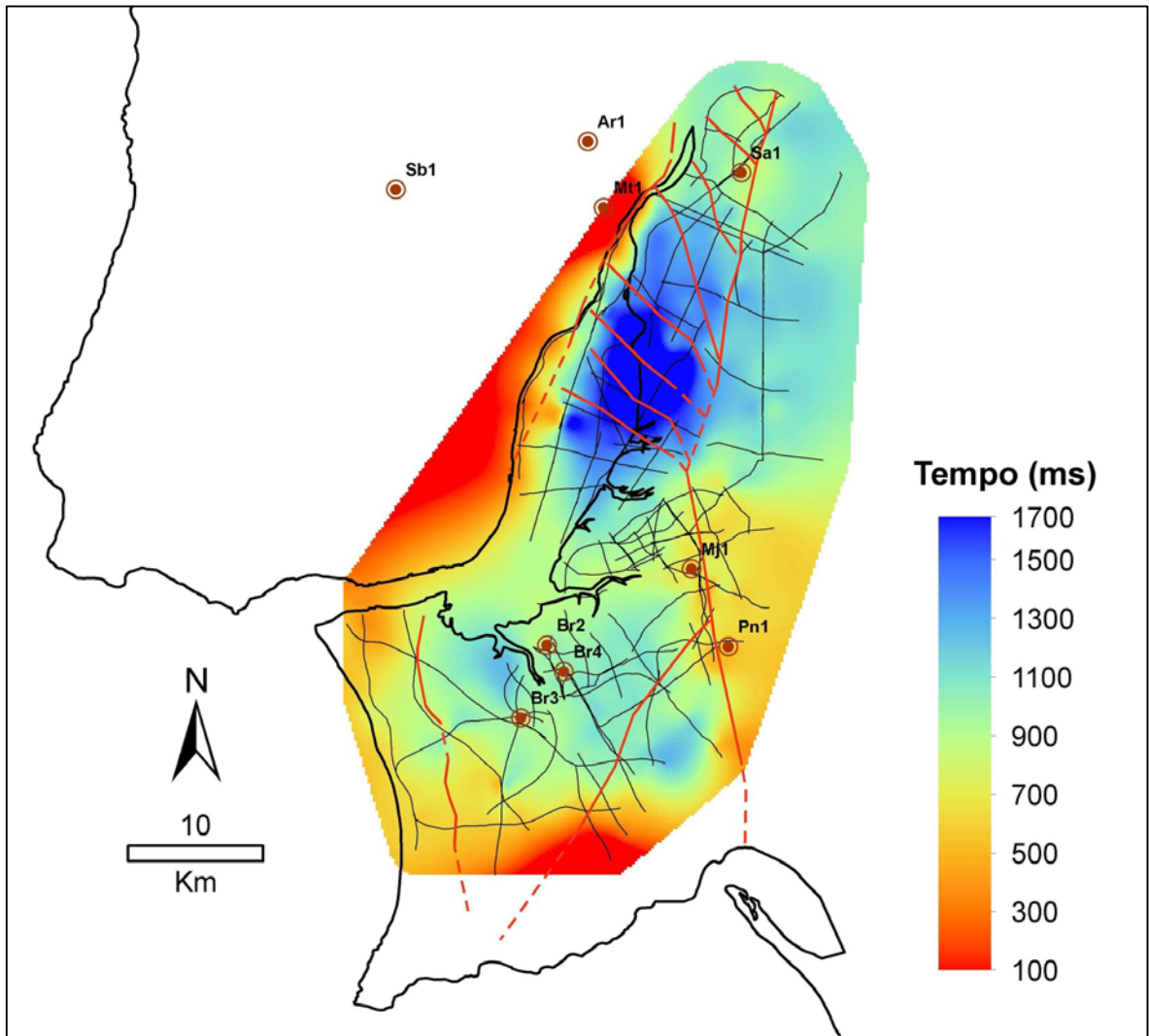
D. - Mapa do horizonte do topo aproximado da Formação de Abadia. As linhas a preto sobre a grelha indicam a localização dos perfis de sísmica de reflexão utilizados na interpolação. As linhas a vermelho indicam as falhas que afectam o horizonte. Os pontos a castanho indicam a localização dos furos profundos. Do lado direito da figura a escala de cores indica a variação da profundidade em tempo (ms) do horizonte.



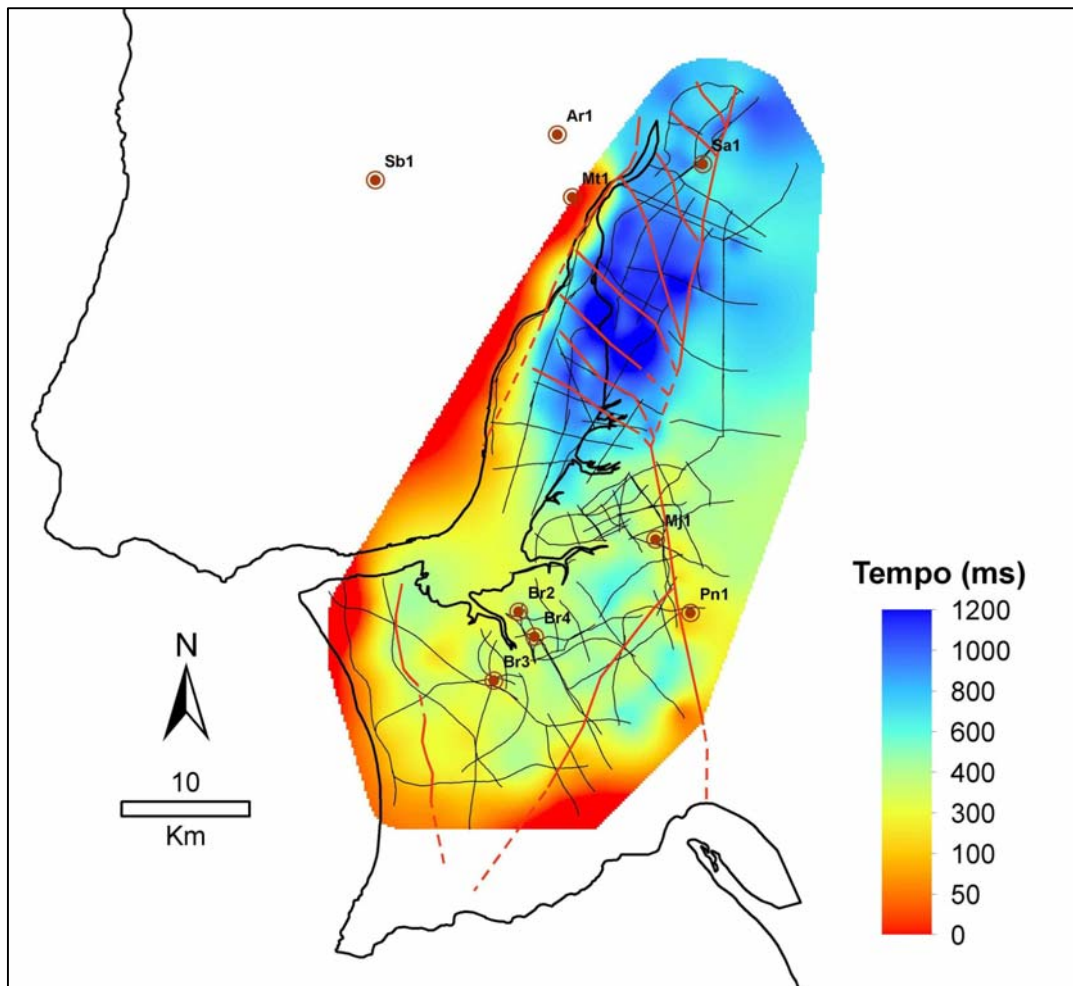
E. - Mapa do horizonte do topo aproximado da Formação do Freixial. As linhas a preto sobre a grelha indicam a localização dos perfis de sísmica de reflexão utilizados na interpolação. As linhas a vermelho indicam as falhas que afectam o horizonte. Os pontos a castanho indicam a localização dos furos profundos. Do lado direito da figura a escala de cores indica a variação da profundidade em tempo (ms) do horizonte.



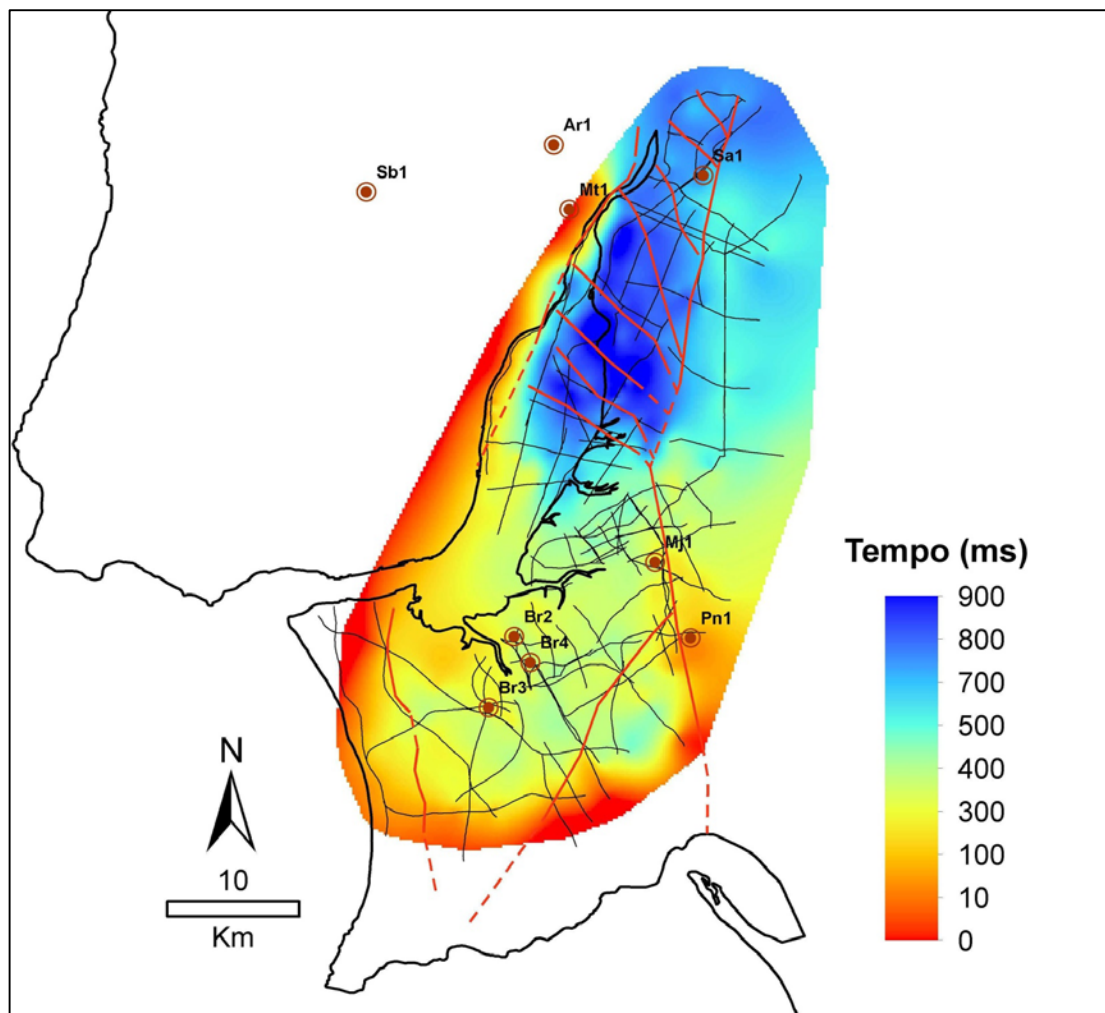
F. - Mapa do horizonte do topo aproximado do Cretácico. As linhas a preto sobre a grelha indicam a localização dos perfis de sísmica de reflexão utilizados na interpolação. As linhas a vermelho indicam as falhas que afectam o horizonte. Os pontos a castanho indicam a localização dos furos profundos. Do lado direito da figura a escala de cores indica a variação da profundidade em tempo (ms) do horizonte.



G. - Mapa do horizonte do topo aproximado da base do Cenozóico. As linhas a preto sobre a grelha indicam a localização dos perfis de sísmica de reflexão utilizados na interpolação. As linhas a vermelho indicam as falhas que afectam o horizonte. Os pontos a castanho indicam a localização dos furos profundos. Do lado direito da figura a escala de cores indica a variação da profundidade em tempo (ms) do horizonte.



H. - Mapa do horizonte do topo aproximado do Intra-Neogénico Inferior. As linhas a preto sobre a grelha indicam a localização dos perfis de sísmica de reflexão utilizados na interpolação. As linhas a vermelho indicam as falhas que afectam o horizonte. Os pontos a castanho indicam a localização dos furos profundos. Do lado direito da figura a escala de cores indica a variação da profundidade em tempo (ms) do horizonte.



I. - Mapa do horizonte do topo aproximado do Intra-Neogénico Superior. As linhas a preto sobre a grelha indicam a localização dos perfis de sísmica de reflexão utilizados na interpolação. As linhas a vermelho indicam as falhas que afectam o horizonte. Os pontos a castanho indicam a localização dos furos profundos. Do lado direito da figura a escala de cores indica a variação da profundidade em tempo (ms) do horizonte.