



UNIVERSIDADE DE COIMBRA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
Departamento de Ciências da Terra

**MODELAÇÃO GRAVIMÉTRICA NO “OFFSHORE” DA
MARGEM ALGARVIA (ZONA SUL DE PORTUGAL)**

Fábio Caldeira Marques

MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS – Especialização em Geologia do Petróleo

Orientadores científicos:

Prof. Doutor Fernando Carlos da Silva Coelho Lopes, Faculdade de Ciências e
Tecnologia. Universidade de Coimbra

Prof. Doutor Fernando Pedro Ortega de Oliveira Figueiredo, Faculdade de Ciências
e Tecnologia. Universidade de Coimbra

Setembro, 2016

*"De todos os cilícios, um, apenas,
Me foi grato sofrer:
Cinquenta anos de desassossego
A ver correr,
Serenas,
As águas do Mondego."*

Miguel Torga

Resumo

A Margem Algarvia fica situada na fachada meridional portuguesa, a norte do limite de placas Açores-Gibraltar, formando, conjuntamente com a sua vizinha Margem Sudoeste Espanhola, o bordo norte do Golfo de Cádiz. Nesta margem desenvolve-se, a partir do Triásico, uma bacia sedimentar, que se estende do *onshore* a *offshore*, cuja evolução se fez em regime maioritariamente distensivo, durante o Mesozoico, e compressivo, no Cenozoico.

No presente trabalho faz-se a modelação gravimétrica do *offshore* da bacia algarvia, com o objetivo de constranger a geometria e espessura das formações geológicas e a geometria e profundidade de enraizamento das estruturas aí existentes.

Para esse efeito, foram construídos mapas de anomalias gravimétricas de Bouguer, Regional e Residual, a partir de dados gravimétricos recolhidos durante campanhas de prospeção de hidrocarbonetos efetuadas durante as décadas de 70 e 80 do século XX. A modelação gravimétrica foi efetuada tendo como base o modelo geológico obtido pela interpretação prévia de alguns perfis de reflexão sísmica que foram realizados durante as mesmas campanhas de prospeção.

Apesar das limitações encontradas, este estudo permitiu o constrangimento da geometria e da espessura das formações geológicas e da profundidade do soco a *offshore*. Permitiu ainda realçar a importância dos evaporitos na evolução desta margem.

Palavras-chave: Modelação; Geofísica; Gravimetria; Tectónica; *Offshore*; Margem Algarvia.

Abstract

The Algarve Margin is located in southern Portugal, northward of the Azores-Gibraltar plate limit, forming, together with its neighboring West Spanish Margin, the northern edge of the Gulf of Cadiz. In this margin a sedimentary basin developed from the Triassic, from *onshore* to *offshore*, whose evolution took place mostly in a extensional regime during the Mesozoic, and compressive in the Cenozoic.

The presente work shows a gravimetric modeling of the *offshore* Algarve basin in order to constrain the geometry and thickness of the geological formations, and the geometry and depth of the structures therein.

To this purpose, gravimetric maps of Bouguer, Regional and Residual anomalies were built, from gravity data collected during hydrocarbon exploration campaigns carried out during the 1970s and 1980s. The gravimetric modeling was performed based on the geological model obtained by a previous interpretation of a few seismic reflection profiles that were conducted during the same exploration campaign.

Despite the limitations found, this study allowed constraining the geometry and thickness of the geological formations and the depth of the basement to *offshore*. It also highlighted the importance of evaporites in the evolution of this margin.

Keywords: Modelation; Geophysics; Gravimetry; Tectonics; *Offshore*; Algarve margin.

Agradecimentos

Sendo muito sincero, todos anos da minha vida em Coimbra foram difíceis, ao mesmo tempo que foram muito bons e maravilhosos. Seguindo Fernando Machado Soares “Coimbra tem mais encanto na hora de despedida”, e não há dúvida alguma, que vai deixar muita saudade e muitas memórias boas. O grau de dificuldade e exigência imposta pela instituição Universidade de Coimbra (U.C), necessários à aquisição de conhecimento e passagem a um nível superior neste, só me ajudou a crescer a nível pessoal e profissional, assim como os obstáculos ultrapassados ao longo dos anos em que vive na cidade de Coimbra. Hoje saio um melhor individuo em todos os aspetos do que aquele que aqui chegou e só posso estar grato a esta instituição assim como aos docentes e funcionários que a constituem, mas também à cidade de Coimbra e seu povo que me receberam durante estes anos.

Posto isto passo agradecer:

Ao Prof. Doutor Fernando Carlos da Silva Coelho Lopes, que abriu as portas do seu gabinete ao receber-me e orientar-me ao longo da elaboração da minha Dissertação em Geologia do Petróleo. A ele um especial agradecimento.

Ao Prof. Doutor Fernando Pedro Ortega de Oliveira Figueiredo, por ser meu orientador neste trabalho e pela sua disponibilidade, esclarecimento de dúvidas e capacidade de ensino ao longo deste percurso cheio de altos e baixos, principalmente nos meus momentos menos bons, de insónias e stress. A ele um especial agradecimento.

À Doutora Ana Teresa Gonçalves Machadinho, pela paciência no esclarecimento das duvidas levantadas ao longo desta dissertação, nomeadamente no manuseamento dos softwares usados neste trabalho. Um muito obrigado.

Ao Instituto Geológico e Mineiro e ao Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação (IMG-INETI), pela cedência dos dados geofísicos utilizados no trabalho.

Ao Prof. Doutor Rui Pena dos Reis e à Prof. Doutora Maria Helena Paiva Henriques, pela excelente disciplina lecionada, Seminário de Geologia de Bacias Atlânticas I, que esclareceu muitas duvidas em relação à elaboração e defesa desta Dissertação em Geologia do Petróleo.

Ao meu grande amigo e colega de Mestrado, João Luís Tomás, pela sua amizade e paciência ao longo deste ano durante a elaboração desta dissertação. Foi um grande suporte ao longo deste trabalho e contribuiu muito na elaboração desta dissertação. A ele um especial agradecimento.

Á minha amiga e colega de Mestrado Marisa Santos, pela sua amizade, paciência e apoio na elaboração desta dissertação. Foi um suporte e contribuiu muito na elaboração desta dissertação. A ela um especial agradecimento.

Á minha amiga e colega de Mestrado Filipa Domingos, pela sua amizade e apoio na elaboração desta dissertação. Foi um suporte e contribuiu muita na elaboração desta dissertação. A ela um especial agradecimento.

Ao meu grande amigo e colega de Mestrado, David Nuno Póvoas Vaz, pela sua amizade, paciência e apoio especialmente neste ano. Nomeadamente nos momentos menos bons, com angústia e cansaço, em oposição também existiram momentos de muita alegria e riso dos quais desfrutamos muito.

Aos meus pais, pois sem eles nenhum destes momentos teriam acontecido e são a principal razão desta dissertação se ter efetuado. A eles um muito e querido obrigado por todo o apoio e paciência que tiveram comigo ao longo destes anos.

Índice

RESUMO	I
ABSTRACT	II
AGRADECIMENTOS	III
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. FUNDAMENTAÇÃO	1
1.2. OBJETIVOS	1
1.3. ESTADO DA ARTE.....	2
2. ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO NO CONTEXTO DA MARGEM ALGARVIA.....	5
2.1. A MARGEM ALGARVIA	5
2.2. ÁREA DE ESTUDO.....	6
2.2.1. Geologia	8
2.2.2. <i>Geomorfologia</i>	<i>18</i>
3. CONCEITOS TEÓRICOS	22
3.1. LEI DA GRAVITAÇÃO.....	24
3.2. GEOIDE	26
3.3. FÓRMULA INTERNACIONAL DA GRAVIDADE	28
3.4. GRAVÍMETROS.....	29
3.5. CORREÇÕES GRAVIMÉTRICAS	29
3.5.1. <i>Correção Lunissolar</i>	<i>30</i>
3.5.2. <i>Correção de Deriva</i>	<i>31</i>
3.5.3. <i>Correção de Altitude.....</i>	<i>32</i>
3.5.4. <i>Correção Estaca-Tripé</i>	<i>32</i>
3.5.5. <i>Correção de Latitude</i>	<i>33</i>
3.5.6. <i>Correção de Eötvös.....</i>	<i>33</i>
3.5.7. <i>Correção de Bouguer</i>	<i>34</i>
3.5.8. <i>Correção Topográfica.....</i>	<i>36</i>
3.5.9. <i>Densidades.....</i>	<i>38</i>
3.5.10. <i>Anomalias Gravimétricas.....</i>	<i>40</i>
4. METODOLOGIAS	42
4.1. ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DE DADOS DE SISTEMA DE INFORMAÇÃO GEOGRÁFICA.....	42
4.1.1. <i>Dados de Satélite</i>	<i>43</i>
4.1.2. <i>Batimetria da Margem Algarvia</i>	<i>44</i>
4.2. ANÁLISE E CARACTERIZAÇÃO DE DADOS GRAVIMÉTRICOS.....	44
4.2.1. <i>Anomalia de Bouguer.....</i>	<i>46</i>
4.2.2. <i>Anomalia Regional</i>	<i>46</i>

4.2.3. <i>Anomalia Residual</i>	50
4.3. CONSTRUÇÃO DE MODELOS.....	55
5. ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO GRAVIMÉTRICA	58
5.1. GRAVIMETRIA	58
5.1.1. <i>Interpretação da Anomalia de Bouguer</i>	58
5.1.2. <i>Interpretação da Anomalia Regional</i>	58
5.1.3. <i>Interpretação da Anomalia Residual</i>	59
5.2. MODELAÇÃO.....	61
5.2.1. <i>Interpretação dos Modelos</i>	61
6. DISCUSSÃO	73
6.1. MODELAÇÃO GRAVIMÉTRICA E TECTÓNICA.....	73
6.2. INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS NO CONTEXTO DA EVOLUÇÃO CENOZOICA DA MARGEM ALGARVIA	
75	
7. CONCLUSÕES	77
8. BIBLIOGRAFIA.....	78

Índice de Figuras

Figura 1. Carta batimétrica do Golfo de Cádiz, com a localização da Margem Algarvia na zona sul de Portugal e dos principais elementos tectónicos do Arco Bético-Rifenho, e a extensão aproximada da parte submersa da frente do “Alóctone de Guadalquivir” e da frente Subética (Roberts, 1970; Malod, 1982).	5
Figura 2. Mapa batimétrico simplificado da área de estudo localizada na Margem Algarvia com a malha de perfis de reflexão sísmica multicanal (MCS) e a localização das cinco sondagens (Lopes, F. C., Figueiredo, F. P. & Victor, L. M., 2009).	6
Figura 3. Sondagens na Margem Algarvia (Imperador, Ruivo, Corvina, Algarve-1 e Algarve 2), com a profundidade das formações atravessadas com base nos respetivos relatórios. Correlacionadas com as principais unidades identificadas na reflexão sísmica e seus respetivos refletores limites (Lopes, 2002).	7
Figura 4. Mapa geológico simplificado do sector emerso da bacia do Algarve, com a localização das principais falhas que a afetam (adaptado de: Dias, 2001; Terrinha, 1998). ..	8
Figura 5. Correlação das unidades litostratigráficas do Triásico e do Jurássico Inferior (adaptado de: Rocha, 1976; C. Lopes, 2002; Terrinha <i>et al.</i> 2013).	10
Figura 6. Sub-bacias Jurássicas na bacia do Algarve (Terrinha <i>et al.</i> 2013).....	11
Figura 7. Correlação das unidades litostratigráficas do Jurássico Médio e Superior (adaptado de: Rocha, 1976; Marques, 1983; C. Lopes, 2002; Terrinha <i>et al.</i> 2013).	12
Figura 8. Correlação das unidades estratigráficas do Cretácico (adaptado de: Rocha & Rey in Terrinha <i>et al.</i> , 2006; Rey, 2006).	13
Figura 9. Mapa estrutural esquemático da Margem Algarvia, integrando o sector emerso e o imerso (adaptado de: Lopes, 2002).	16
Figura 10. Subzonas morfológicas do Algarve. (adaptado de: Borges, 2012).....	19
Figura 11. Aspectos morfológicos da Margem Continental Algarvia (Mougenot & Vanney, 1982).	20
Figura 12. Organigrama típico de recolha, tratamento e interpretação de dados para uma campanha de prospeção gravimétrica (adaptado de: Heinze, 1990).	23
Figura 13. Relação entre a força de atração, a gravidade, e a força centrífuga. (Modificado de: Lowrie, 2007).	25
Figura 14. Mapa mundial das variações das ondulações do geoide em relação ao elipsoide de referência WGS 84 (ESA, 2010).....	27
Figura 15. Massa localizada acima do elipsoide eleva o geoide acima do elipsoide; Excesso de massa localizada abaixo do elipsoide eleva o geoide acima do elipsoide. N é a ondulação do geoide (modificado de: Lowrie, 2007).	27

Figura 16. Variações da gravidade provocadas pelas marés, de 5 a 15 de janeiro 1986, em unidades gravimétricas (g.u) (Milson, 2003).	31
Figura 17. Significado de correção de altitude entre o ponto de medida e a cota da superfície de referência (Kearey <i>et al.</i> , 2002).	32
Figura 18. Esquema simplificado da Correção de Bogue (Kearey <i>et al.</i> , 2002).	34
Figura 19. Correção de altitude. Correção de Bogue. Esquema simplificado da Correção Topográfica que visa complementar as anteriores (Kearey <i>et al.</i> , 2002).	36
Figura 20. Exemplo da rede de Hammer. Esta utilizada para efetuar correções topográficas para cartas com escala 1:25 000 (adaptado de: Hammer, 1939).	37
Figura 21. Densidades de diversos tipos de rochas (adaptado de: Heinze <i>et al.</i> , 2013).	39
Figura 22. Exemplos de ajustamento por reta dos mínimos quadrados e polinómios para a separação da anomalia residual da regional (adaptado de: Lowrie, 1997).	41
Figura 23. Anomalia de Bouguer (mgal) obtida através de dados de satélite – paralelos: 36N a 38N; meridianos: 7W a 9W (Bureau Gravimétrique International).....	43
Figura 24. Batimetria da Margem Algarvia, com a localização das sondagens existentes na área de estudo e dos perfis modelados através do método gravimétrico de prospeção geofísica (General Bathymetric Chart of the Oceans).....	44
Figura 25. Mapa da anomalia de Bouguer da área de estudo (<i>offshore</i> da Margem Algarvia).	47
Figura 26. Mapa da anomalia regional da área de estudo (<i>offshore</i> da Margem algarvia)....	48
Figura 27. Mapas da Anomalia (mgal) regional e residual através da separação por superfície cúbica.....	51
Figura 28. Mapas da Anomalia (mgal) regional e residual através da separação por superfície bilinear.	52
Figura 29. Mapas da Anomalia (mgal) regional e residual através da separação por superfície planar.	53
Figura 30. Mapa da anomalia residual da área de estudo (<i>offshore</i> da Margem algarvia). ...	54
Figura 31. Mapa de anomalia gravimétrica residual com os respetivos perfis (P-14W; P-25; P-41) modelados e os furos de sondagem (Imperador, Ruivo, Corvina, Algarve1; Algarve 2) existentes na área de estudo (software Oasis Montaj 8.3.3).	56
Figura 32. Carta conjunta das estruturas cenozoicas e das anomalias gravimétricas residuais (aproximação do campo regional a uma superfície de 2ª ordem) (adaptado de: Lopes, 2002).	60
Figura 33. Perfil de reflexão sísmica P14W e respetivo corte interpretativo (Lopes, 2002; Lopes <i>et al.</i> , 2006).	62
Figura 34. Modelo 1: Modelação gravimétrica do Perfil P-14W.	63

Figura 35. Perfil de reflexão sísmica P-25 e respetivo corte interpretativo (Lopes 2002; Lopes et al., 2006).	65
Figura 36. Modelo 2: Modelação gravimétrica do Perfil P-25.....	66
Figura 37. Perfil de reflexão sísmica P-41 e respetivo corte interpretativo (Lopes 2002).....	68
Figura 38. Modelo 3A: Modelação gravimétrica do Perfil P-41.	69
Figura 39. Modelo 3B: Modelação gravimétrica do Perfil P-41.	70

Índice de Tabelas

Tabela 1. Dados das sondagens realizadas na região imersa da Bacia do Algarve (Lopes, 2002).....	8
Tabela 2. Tabela de densidades dos pacotes usados na modelação gravimétrica com cores usadas nos modelos construídos (baseado em: Matias, 2007; Lopes, 1993; Lopes <i>et al.</i> , 2012).....	45
Tabela 3. Métodos de regressão e seus coeficientes de regressão para o cálculo da anomalia regional da área de estudo.....	49

1. Introdução

1.1. Fundamentação

São várias as razões que me levaram a escolher este tema para a minha dissertação de mestrado.

A primeira e principal razão, foi o facto de o tema ter sido proposto pelos Professores Doutores Fernando Carlos Lopes e Fernando Pedro Figueiredo, quando os procurei com o objetivo de os ter como orientadores da minha dissertação de Mestrado em Geologia do Petróleo. Após o tema estar em cima da mesa e ser discutido, pareceu-me excelente e com bastante potencial não só a nível académico como profissional.

A segunda razão, foi então o facto de, para mim, ser uma bacia sedimentar pouco conhecida em termos de formações geológicas, estruturas tectónicas, evolução geotectónica e potenciais recursos geológicos.

Em terceiro lugar, tenho de referir que, o que me deu uma enorme vontade de trabalhar sobre a Bacia Algarvia, foi o tipo de trabalho académico que iria realizar, a Prospeção Geofísica, utilizando neste caso específico, a interpretação gravimétrica (construção, análise e interpretação de cartas de anomalias e a modelação gravimétrica). Partilho a opinião, que a Prospeção Geofísica dentro do mercado de trabalho, é uma área bastante requisitada, potenciando assim o meu objetivo de após terminar o Mestrado em Geociências, entrar no mercado de trabalho da geologia.

Por fim, a última razão que me influenciou a entrar neste estudo e trabalho, foi o facto de a bacia Algarvia ser tão controversa nos últimos anos em Portugal, no que diz respeito à existência e exploração de hidrocarbonetos.

Por todas estas razões e factos acima referidos, assim que me foi dada a oportunidade de trabalhar sobre este tema, não hesitei e “agarrei-o”.

1.2. Objetivos

Esta tese insere-se no domínio científico da geofísica aplicada e tem como objetivo geral, contribuir para o conhecimento geológico do *offshore* da Margem Algarvia.

Pretende-se com este trabalho analisar e interpretar as anomalias gravimétricas da zona *offshore* da Bacia do Algarve, compreendida entre Portimão e Vila Real de Santo António, de modo a constringir:

- i) a geometria e espessura, em profundidade das formações geológicas;

ii) a geometria e profundidade de enraizamento das estruturas tectónicas e salífera aí existentes;

iii) a profundidade e topografia do topo do soco da margem.

Para este trabalho não foram feitas campanhas gravimétricas, tendo sido utilizados os dados de anomalia de Bouguer resultantes das campanhas de prospeção efetuadas na década de 70 do séc. XX (campanhas da Chevron & Challenger em 1974/75. Com esses dados procedeu-se à reconstrução da carta de anomalias de Bouguer, à separação dos campos regional e residual, com aproximação do Campo regional a uma superfície de 2ª ordem, e à construção as cartas de anomalias gravimétricas regional e residual. Serão apresentados 3 modelos gravimétricos, baseados demonstrando o problema inverso da gravimetria.

1.3. Estado da Arte

A Margem Algarvia situa-se no bordo norte do Golfo do Cádiz e forma juntamente com a Margem Espanhola, as margens sul-ibéricas deste golfo (Lopes, 2002).

O primeiro autor que fornece uma descrição geológica do Algarve é Bonnet em 1850.

Posteriormente é Choffat (1887), que publica o primeiro trabalho fundamental sobre a geologia algarvia com particular referência à biostratigrafia, mas também com elementos essenciais da litoestratigrafia. Os esboços de cartografia geológica elaborados por Choffat, servirão de base para a 3ª edição da Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000, em 1899, da autoria de Delgado & Choffat.

Em 1958, Pratsch publica o seu estudo sobre a geologia do Algarve sem fornecer nenhuma carta geológica estabelecendo a distribuição espacial dos afloramentos jurássicos algarvios.

Em 1962 Riche, geólogo da Companhia Portuguesa dos Petróleos produz um relatório inédito sobre a geologia do Algarve, apresentando conclusões sobre as variações laterais de fácies frequentes em toda a bacia sedimentar algarvia.

São de referir os trabalhos de Drake *et al.*, (1959), em que foi utilizada a refração sísmica para estudar o golfo de Cádiz, incluindo a plataforma continental algarvia; de Roberts & Stride (1968), sobre a estrutura da vertente continental sul portuguesa com base na interpretação de perfis de reflexão sísmica; de Giesel e Seibold (1968), que, além dos aspetos estruturais, efetuaram uma descrição morfológica da área entre o Algarve e Marrocos.

Em 1973, a caracterização geológica da plataforma continental algarvia foi efetuada durante trabalhos de prospeção de petróleo. Os dados obtidos durante os cruzeiros *Lusitania*,

promovidos pela equipa francesa de Boillot (Boillot *et al.*, 1979), viabilizaram o conhecimento da estrutura superficial da plataforma continental portuguesa.

Os trabalhos realizados pela equipa francesa conduziram à publicação de vários artigos, designadamente os de Baldy *et al.*, (1975; 1977) e Malod & Mougénot (1979), sobre a estrutura e geologia do golfo de Cádiz incluindo a plataforma continental algarvia, bem como à elaboração das teses de 3^{ème} cycle de Baldy (1977) e de Copier (1982), sobre a geologia da plataforma continental e tectónica da margem sul portuguesa.

Em 1978, os Serviços Geológicos de Portugal iniciaram a cartografia da zona oriental algarvia. A cartografia ali realizada originou vários trabalhos de investigação no campo da cronostratigrafia e litoestratigrafia, particularmente sobre unidades Jurássicas e Cretácicas (Ramalho, 1971; 1972; 1981; 1985; Marques, 1983; Manupella *et al.*, 1983; 1984; 1986; Rocha *et al.*, 1977). A megassequência cretácica foi estudada fundamentalmente por J. Rey (1983).

Foram ainda publicados os trabalhos de Mougénot & Vanney (1978) e Vanney & Mougénot (1981), acerca da geomorfologia da plataforma continental portuguesa e províncias adjacentes, e o de Mougénot *et al.*, (1979), sobre a evolução estrutural e sedimentar da margem continental sul Portuguesa.

Mougénot (1985), refere a existência da progradação das sequências sedimentares Neogénicas e Quaternárias na margem Algarvia com base na interpretação das suas fácies sísmicas. O mesmo autor em 1989 publica a sua tese de doutoramento sobre a geologia da margem continental Algarvia.

No início da década de 1990, iniciou-se uma nova fase no estudo da estrutura da margem sul Ibérica e do limite de placas Ibéria-África com a aquisição de perfis de reflexão sísmica multicanal das campanhas de geofísica marinha Iberian Atlantic Margin (IAM, Banda *et al.*, 1995) e Arrifano (acrónimo de Arco Rifano ou do Rif, Sartori *et al.*, 1994). Beneficiando destas novas perspectivas produziram-se trabalhos sobre a evolução tectónica da Bacia do Algarve (Terrinha, 1998; Lopes, C. 2002; Lopes, F. 2002; Terrinha *et al.*, 2002; Lopes *et al.*, 2006).

Salienta-se também o trabalho de prospeção geofísica, baseado na modelação gravimétrica e interpretação sísmica, tendo como alvo o sistema petrolífero na Margem do Algarve; Matias, (2007) sobre o Potencial de Hidrocarbonetos no *offshore* da Bacia do Algarve.

Em 2007, Lopes & Cunha publicam um artigo sobre as fases tectono-sedimentares do Cretácico superior e a evolução da compressão Cenozoica da Margem Algarvia (Sul de Portugal). Neste abordam vários dos maiores episódios regionais relacionados com as

alterações paleogeográficas e tectónicas na margem algarvia durante o Cenozoico. São também publicados neste ano os trabalhos de Roque, (2007) e de Baptista *et al.*, (2007).

Posteriormente foram vários os trabalhos publicados sobre a Margem Algarvia, Lopes *et al.*, (2008) publicou um artigo sobre a Tectónica Salífera cenozoica na Margem Algarvia. O trabalho detalha perfis de reflexão sísmica multitraço, obtidos pela indústria petrolífera na Margem Algarvia, contribuindo para estudo sobre a evolução Cenozoica da Margem. Em 2009, Lopes, C., Lopes, F. & Victor, M., publicam um estudo sobre a Assinatura gravimétrica da Margem Algarvia e suas implicações tectónicas. E novamente Lopes & Cunha (2010), apresentam o trabalho: A Plataforma Continental Algarvia e Províncias Adjacentes: Uma Análise Geomorfológica. Neste apresentam uma análise geomorfológica da Margem Algarvia, incluindo a faixa costeira, plataforma continental e sector adjacente mais profundo.

Em 2011 Matias *et al.*, publicam o trabalho sobre tectónica salífera, *Salt tectonics in the Western Gulf of Cadiz*.

Mais recente e de grande relevância sobre o estudo da Bacia do Algarve são publicados os trabalhos de Matias *et al.*, (2011) sobre tectónica salífera e de Terrinha *et al.*, (2013), A Margem Sul Portuguesa Profunda.

2. Enquadramento da área de estudo no contexto da Margem Algarvia

2.1. A Margem Algarvia

A Margem Algarvia localiza-se na zona sul de Portugal e junto com a Margem SW Espanhola constituem o bordo setentrional do Golfo de Cádiz (Figura 1). É limitada: i) a este e a nordeste, pela margem Espanhola do Golfo de Cádiz e pela Bacia de Guadalquivir; ii) a sul, pelo Banco de Guadalquivir e pela Unidade Alóctone de Guadalquivir; iii) a oeste, pelos cabos de São Vicente e Sagres (Lopes & Cunha, 2010). A margem ocupa cerca de 2500 km² até à batimetria dos 200 m e a área entre os 200 e os 1000 m ocupa à volta dos 6000 km².

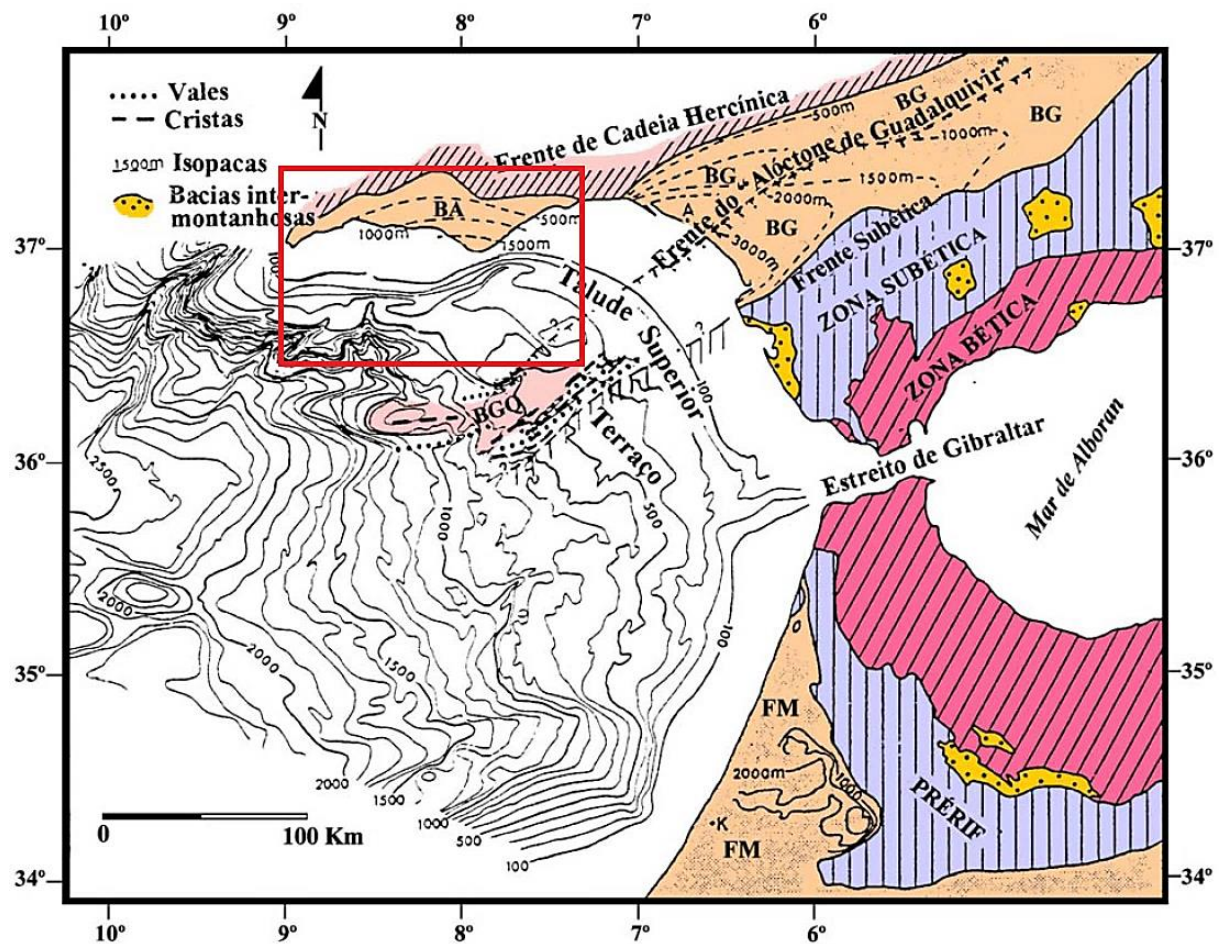


Figura 1. Carta batimétrica do Golfo de Cádiz, com a localização da Margem Algarvia na zona sul de Portugal e dos principais elementos tectónicos do Arco Bético-Rifenho, e a extensão aproximada da parte submersa da frente do “Alóctone de Guadalquivir” e da frente Subética. BA – Bacia Algarvia; BG – Bacia do Guadalquivir; BGQ – Banco de Guadalquivir; FM – Fossa de molassos do Rif; K – Kenitra; A – Asperillo (Roberts, 1970; Malod, 1982).

2.2. Área de estudo

A área de estudo, localiza-se na Margem Algarvia, entre Portimão e Vila Real de Sto. António, entre os paralelos 36° 20'N e 37° 10'N e os meridianos 7° 20'W e 8° 40' W, está coberta por uma malha retangular de perfis de reflexão sísmica multicanal (MCS) para a prospeção petrolífera, que inclui 33 perfis de direção N-S (série ímpar) e 27 perfis de direção E-W (série par), com um parâmetro médio entre filas de 4km num total de cerca de 5000 km registados (Figura 2) (Lopes, 2002).

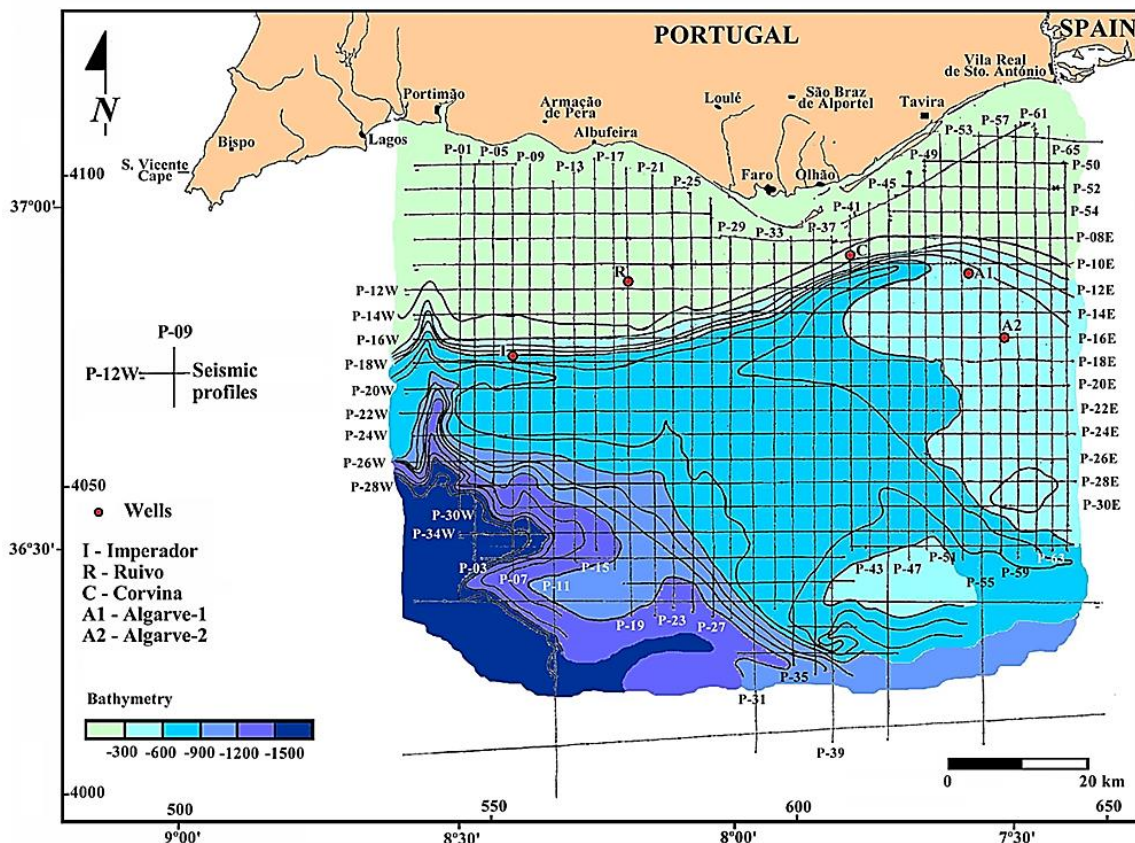


Figura 2. Mapa batimétrico simplificado da área de estudo localizada na Margem Algarvia com a malha de perfis de reflexão sísmica multicanal (MCS) e a localização das cinco sondagens (Lopes, F. C., Figueiredo, F. P. & Victor, L. M., 2009).

Nesta área existem cinco sondagens para a prospeção petrolífera. De oeste para leste temos, Imperador-1, Ruivo-1, Corvina, Algarve-1 e Algarve 2 (Figura 2 e Figura 3). Estas foram efetuadas entre 1975 e 1982 e localizam-se em sítios estruturalmente elevados e potenciais armadilhas de hidrocarbonetos (Tabela 1 e Figura 3). No entanto nenhum destes furos se revelou produtivo (Lopes, 2002). Das cinco sondagens, apenas Algarve-2 não atravessou os sedimentos do Mesozoico e só ruivo-1 chegou às formações evaporíticas do Triásico (Figura 3). Através de Imperador-1, Ruivo-1, Corvina e Algarve-1 concluiu-se que o Cenozoico é

2. Enquadramento da área de estudo no contexto da Margem Algarvia

discordante sobre o Cretácico Inferior, assim como acontece na área emersa. Também nas sondagens Imperador-1, Ruivo-1 e Corvina, os sedimentos mais antigos do Cenozoico aí encontrados foram datados do Miocénico inferior, do Oligocénico superior e do Eocénico superior. Em Algarve-1 os sedimentos inferiores pertencem ao Cenozoico e foram datados do Eocénico inferior. Na sondagem Algarve-2, os sedimentos do topo pertencem ao Paleocénico superior, ao contrário do que se observa na área emersa onde não foram encontrados depósitos desta idade, a não ser os controversos Conglomerados da Guia (Lopes, 2002).

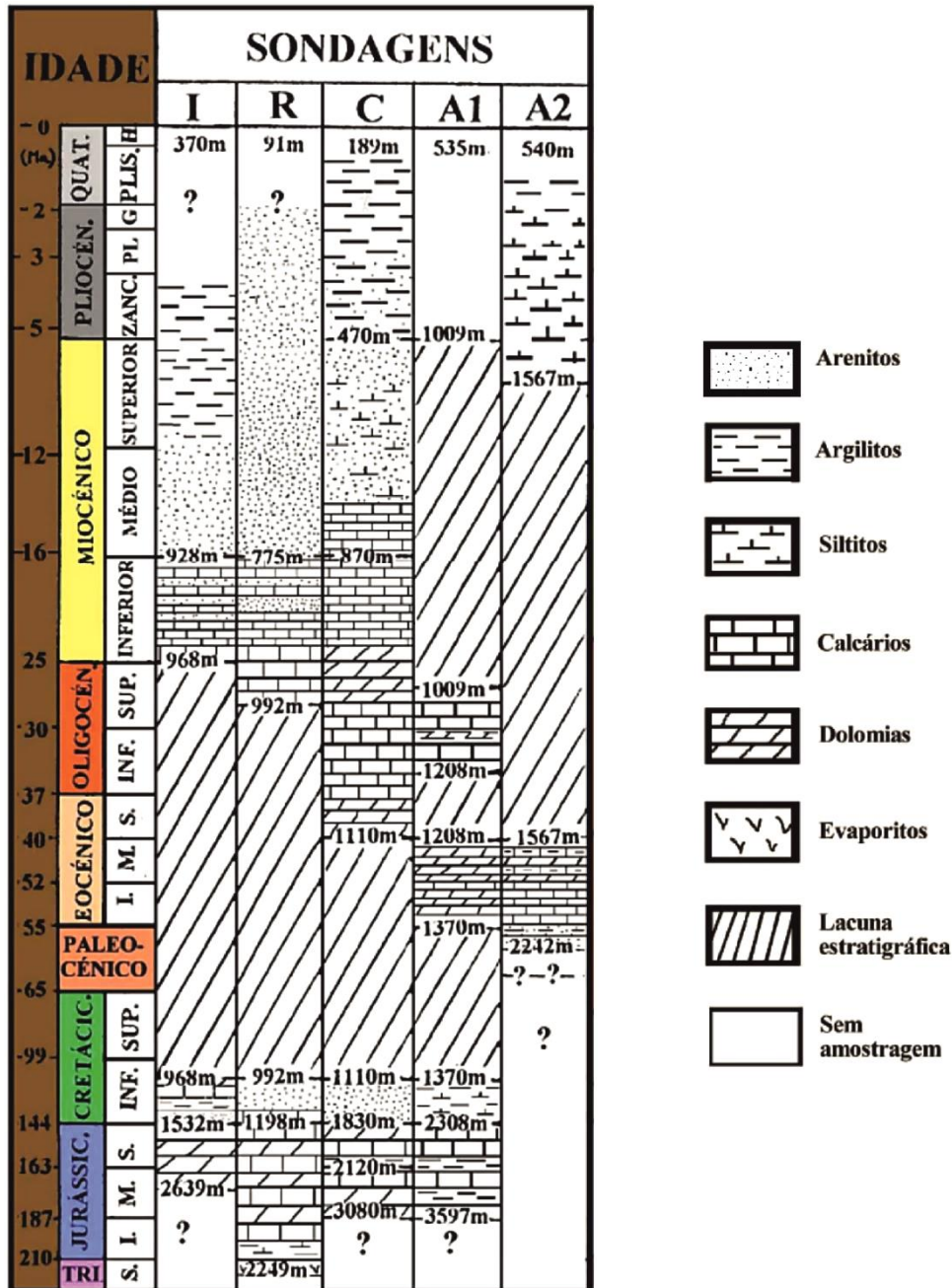


Figura 3. Sondagens na Margem Algarvia (Imperador, Ruivo, Corvina, Algarve-1 e Algarve 2), com a profundidade das formações atravessadas com base nos respetivos relatórios. Correlacionadas com

2. Enquadramento da área de estudo no contexto da Margem Algarvia

as principais unidades identificadas na reflexão sísmica e seus respetivos refletos limites (Lopes, 2002).

Tabela 1. Dados das sondagens realizadas na região imersa da Bacia do Algarve (Lopes, 2002).

Sondagens	Companhia (Ano)	Localização			Prof. Água (m)	Prof. Total (m)
		Coordenadas Geográficas	Coordenadas UTM	Perfil Sísmico		
Imperador-1	Chevron (1976)	Lat: 36° 47' 10,7" N Lon: 8° 23' 53,8" W	X: 553688,61 Y: 4071335,80	P-07	370	2639
Ruivo-1	Chevron (1975)	Lat: 36° 53' 10,6" N Lon: 8° 11' 28,6" W	X: 572510,17 Y: 4082565,99	P-19	91	2249
Corvina	Challenger (1976)	Lat: 36° 55' 29,8" N Lon: 7° 47' 10,8" W	X: 608095,61 Y: 4087234,13	P-41	189	3080
Algarve-1	Esso (1982)	Lat: 36° 54' 4,7" N Lon: 7° 33' 59,5" W	X: 627713,14 Y: 4084882,73	P-10/P-12 P-53/P-55	535	3597
Algarve-2	Esso (1982)	Lat: 36° 48' 34,7" N Lon: 7° 30' 56,2" W	X: 632407,82 Y: 4074783,13	P-57xP-16E	540	2242

2.2.1. Geologia

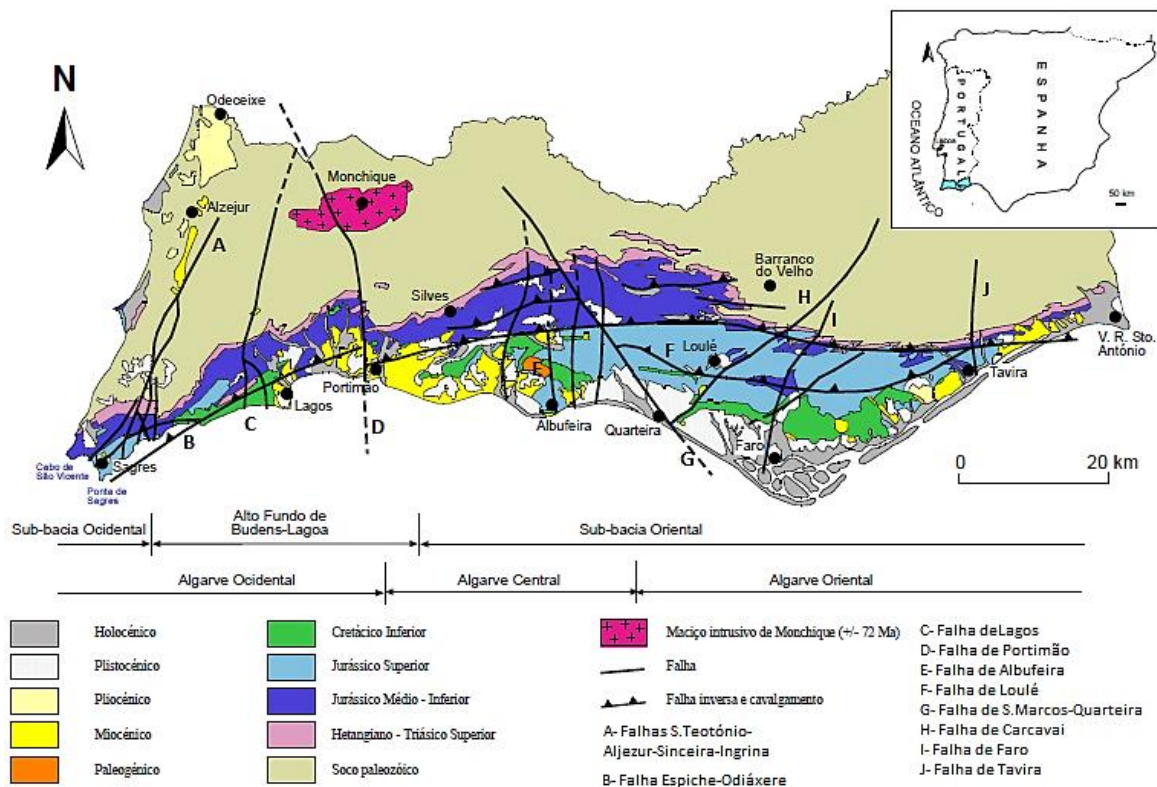


Figura 4. Mapa geológico simplificado do sector emerso da bacia do Algarve, com a localização das principais falhas que a afetam (adaptado de: Dias, 2001; Terrinha, 1998).

2. Enquadramento da área de estudo no contexto da Margem Algarvia

A Bacia do Algarve corresponde a terrenos mesocenozóicos, com um preenchimento sedimentar estimado em 3000m (Manuppella *et al.*, 1988), que assentam discordantemente sobre o substrato Paleozóico da Zona Sul Portuguesa (Manuppella, 1992). Tem uma orientação E-W, possuindo uma extensão de aproximadamente 150km, desde o Cabo de São Vicente ao rio Guadiana, prolongando-se depois para leste, até ao antepaís da Cadeia Bética (Zona Pré-Bética). A largura do sector emerso varia entre os 13km os 30km (Figura 4), mas a maior parte da bacia localiza-se no *offshore*, limitada a sudeste pelo Banco do Guadalquivir e pela frente do Alóctone do Guadalquivir.

Esta bacia desenvolveu-se devido a estiramentos e adelgaçamentos litosféricos relacionados com a abertura do Atlântico Central e com a formação da crosta oceânica da parte ocidental do Tétis (Terrinha *et al.* 2006). A forte sedimentação ocorrida no Triásico, com a deposição da unidade detrítica Grés de Silves, marca o início do seu enchimento (Palain, 1976). Durante o Pliensbachiano, a bacia do algarve subdividiu-se em duas sub-bacias, sub-bacia ocidental, e sub-bacia oriental, separadas pelo alto estrutural de Budens-Lagos/Algoz (Figura 6). Esta situação manteve-se até ao Titoniano (Rocha, 1976; Manuppella *et al.*, 1987), quando novo soerguimento restaurou a uniformidade de sedimentação na bacia (Rocha *et al.*, 1989; Manuppella, 1992). Com a passagem ao Cenozoico, o regime tectónico passou a ser compressivo, em consequência da convergência entre África e Ibéria.

2.2.1.1. Litostratigrafia

A. Mesozoico

a) Triásico – Jurássico inferior

Do Triásico Inferior ao Superior, a sedimentação evoluiu de ambientes do tipo fluvial para uma sedimentação característica de um ambiente marinho pouco profundo, com a existência de depocentros evaporíticos e escoadas vulcânicas sinsedimentares, sendo este o único evento de vulcanismo ocorrido nesta margem continental (Terrinha, 1998). Este primeiro conjunto de sedimentos, que assenta em discordância angular sobre o soco hercínico, constitui uma megasequência transgressiva conhecida pela designação Formação Grés de Silves (Choffat, 1887; Palain, 1976, 1979; Rocha 1976; Manuppella *et al.* 1988; Ramalho, 1988). Encontra-se subdividida em: i) Arenitos de Silves (Triásico inferior (?)), constituídos por depósitos arenítico-conglomeráticos e pelitos vermelhos com finas intercalações de siltitos e de dolomitos e por arenitos vermelhos na parte superior; ii) Complexo Margo-Carbonatado de Silves (ou Complexo pelítico carbonatado evaporítico) e série Vulcano-sedimentar associada (Triásico superior-Hetangiano), série pelítica, margosa e calcário-dolomítica, que corresponde à parte superior dos “Grés de Silves” *sensus* P. Choffat; Margas bicolores de Palain (1976).

2. Enquadramento da área de estudo no contexto da Margem Algarvia

Nesta unidade surgem depósitos evaporíticos de sal-gema e gesso, que apresentam uma considerável espessura a sul da linha tectónica Sagres-Algoz-Tavira, como é exemplo o caso em estudo, o Diapiro de Loulé. A série vulcano-sedimentar (Manuppella, 1988; Manuppella, 1992) apresenta escoadas vulcânicas intercaladas em sedimentos contemporâneos da distensão associada à abertura do Atlântico Central durante o Jurássico inferior, diques e soleiras de doleritos, alternância de tufitos, piroclastos e brechas vulcânicas, em associação com margas bicolores e localmente com abundantes xenólitos de calcário dolomítico (Martins & Kerrich, 1998). Do Sinemuriano ao Toarciano, encontram-se dolomias, calcários dolomíticos e calcários margosos.

Na Figura 5 podemos observar a síntese litostratigráfica do Triásico e Jurássico Inferior da bacia do Algarve.

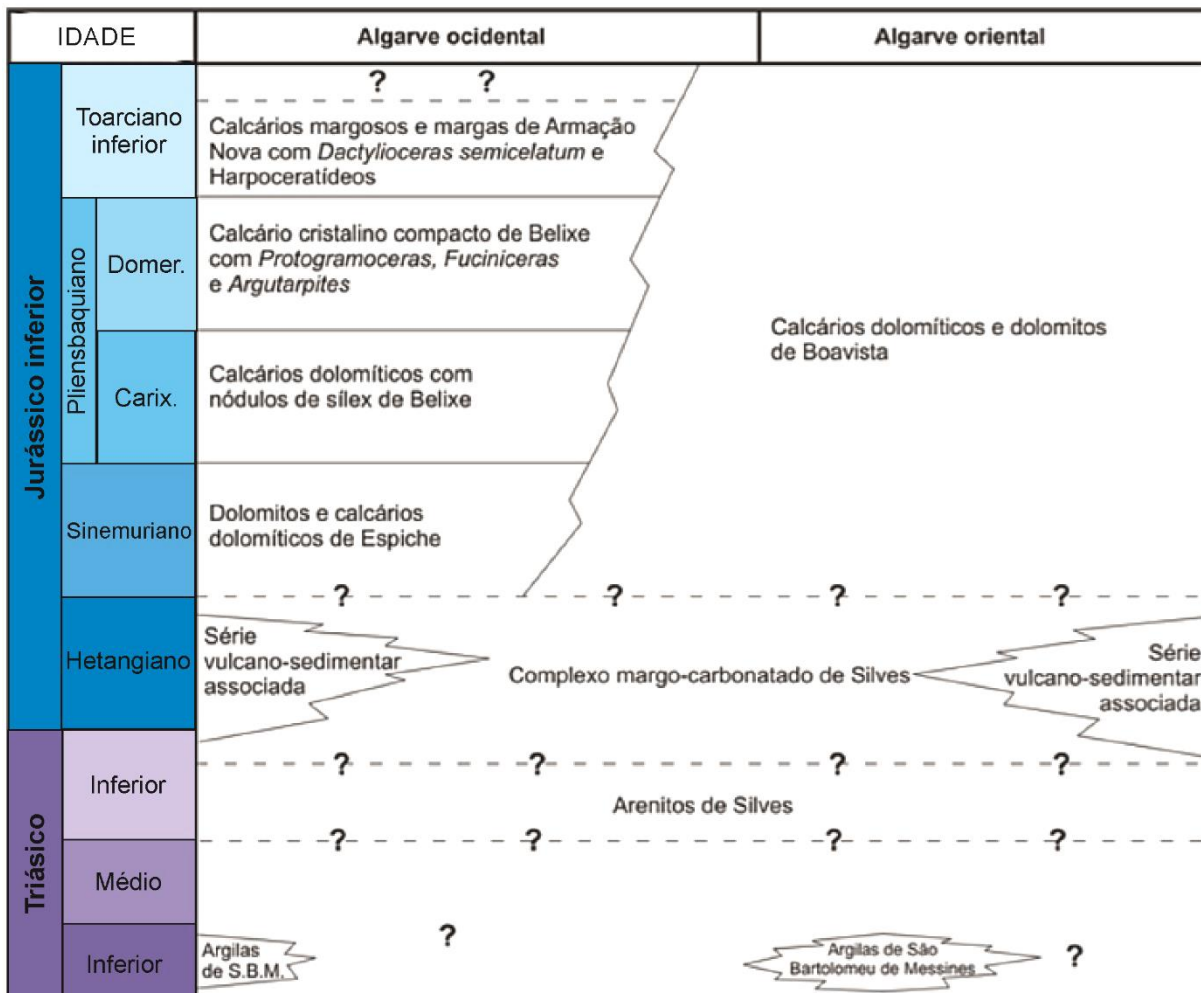


Figura 5. Correlação das unidades litostratigráficas do Triásico e do Jurássico Inferior (adaptado de: Rocha, 1976; C. Lopes, 2002; Terrinha *et al.* 2013).

b) Jurássico médio – Jurássico superior

2. Enquadramento da área de estudo no contexto da Margem Algarvia

No Carixiano (Pliensbachiano inferior) a Bacia do Algarve começou a diferenciar-se em duas sub-bacias (Figura 4 e Figura 6), sub-bacia ocidental e na sub-bacia oriental, estando divididas pelo alto estrutural de Budens-Lagoa/Algoz (sector central), Manuppella *et al.* (1988). Litostratigraficamente não se observam grandes diferenças entre as duas sub-bacias.

O enchimento sedimentar compreende, na base, unidades calcárias bioclásticas, que passam a margas e calcários a partir do Bajociano. A passagem do Jurássico Inferior para Médio é marcada por um importante hiato, compreendido entre o Toarciano Médio e o Aaleniano Médio. Apenas a NW de Tavira ocorre um registo sedimentar contínuo, materializado pelos Calcários dolomíticos e dolomitos de Boavista, datados do Sinemuriano – Aaleniano (Manuppella, 1992; Oliveira, 1992). Os sedimentos mais antigos, de idade provável Aaleniano – base do Bajociano, ocorrem na região de Sagres e correspondem a fácies confinadas que resultaram da erosão de bioconstruções. Esta unidade evoluiu para níveis carbonatados bioconstruídos e depois para margas e calciturbiditos já no Caloviano, (Rocha, 1976).

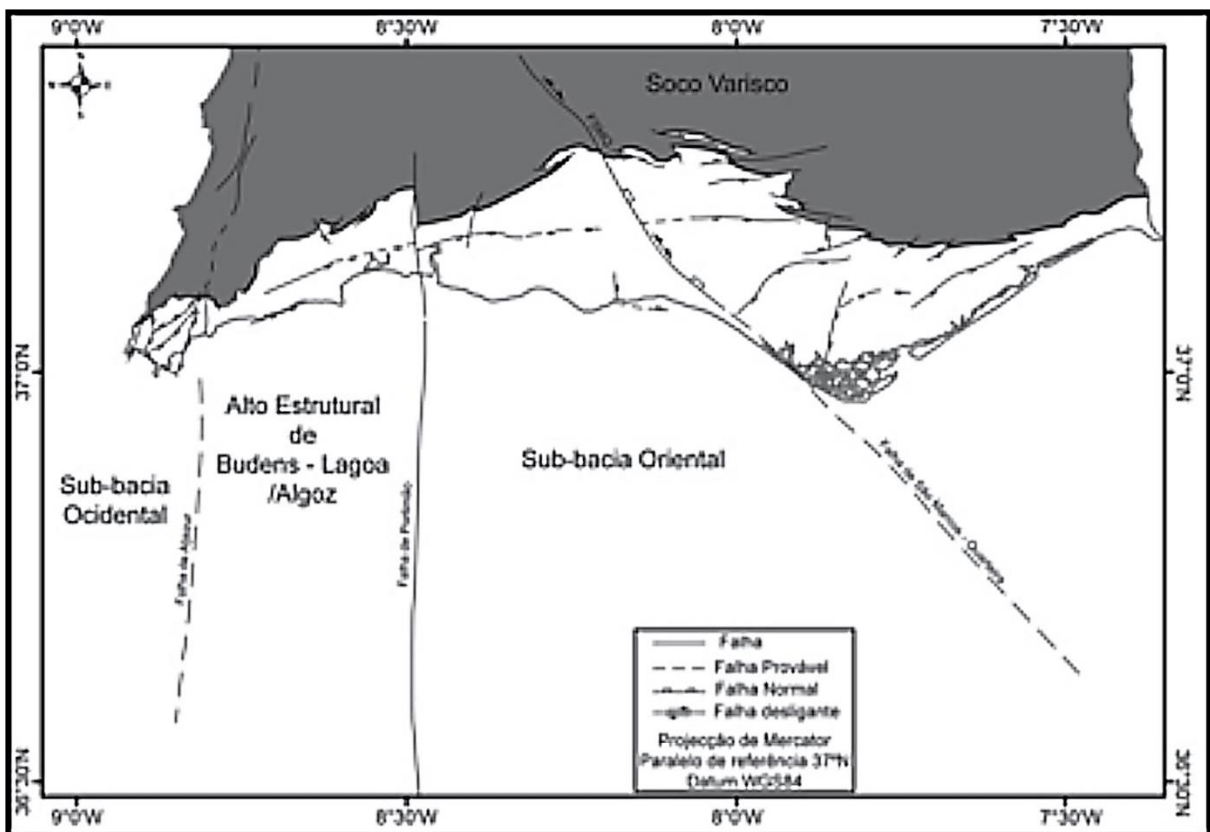


Figura 6. Sub-bacias Jurássicas na bacia do Algarve (Terrinha *et al.* 2013).

As formações do Jurássico Superior apresentam fácies e espessuras diferentes nas duas sub-bacias. Na Sub-Bacia Ocidental a sedimentação é caracterizada pela presença de fácies marinho litorais a lagunares, com episódios continentais (Ramalho, 1972-1973). À Sub-Bacia Oriental está associada a maior subsidência, apresentando importantes variações

2. Enquadramento da área de estudo no contexto da Margem Algarvia

laterais de fáceis, evidenciando uma heterocronia dos seus limites (Marques, 1983; Ramalho, Rocha & Marques in Oliveira, 1984; Marques, 1985).

De modo geral podemos descrever as unidades do Oxfordiano e Kimmeridgiano como calcários e dolomitos passando a calcários no Titoniano.

Na figura 7 podemos observar a síntese litostratigráfica do Jurássico médio e superior.

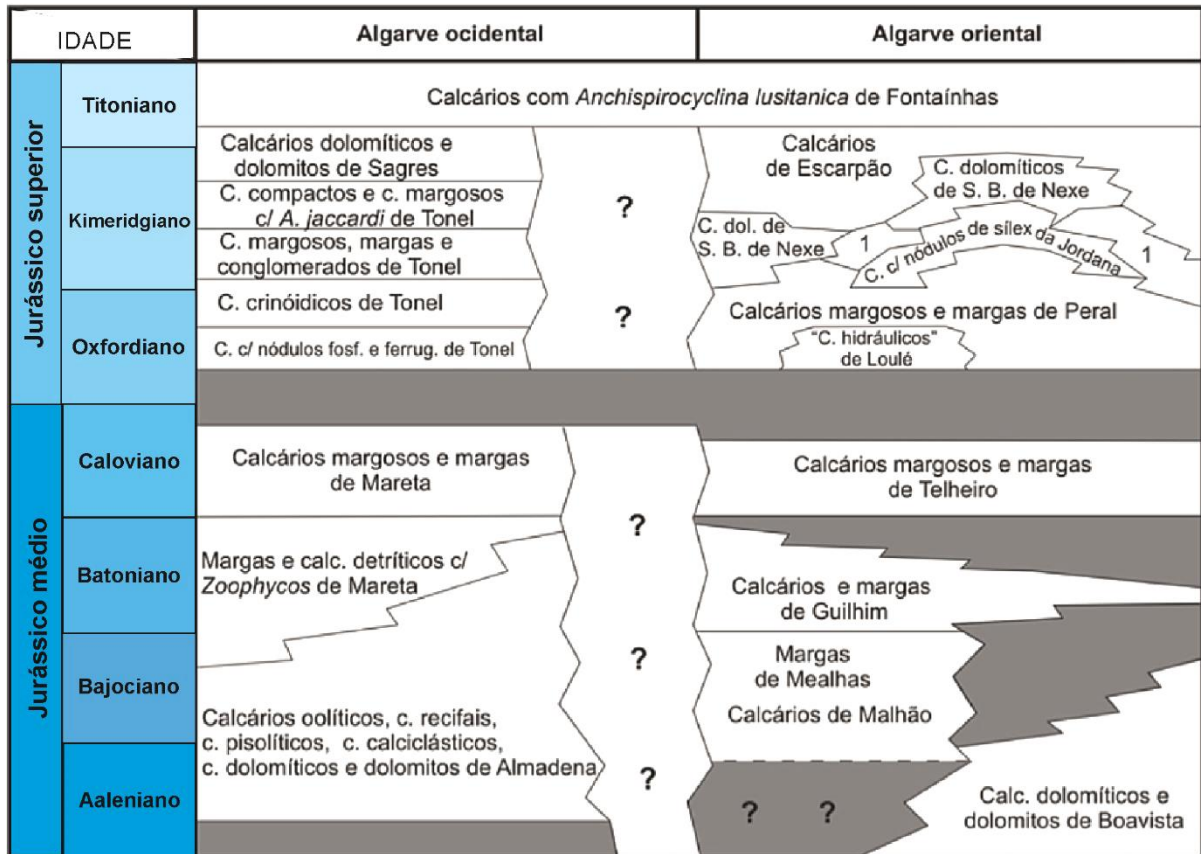


Figura 7. Correlação das unidades litostratigráficas do Jurássico Médio e Superior (adaptado de: Rocha, 1976; Marques, 1983; C. Lopes, 2002; Terrinha *et al.* 2013).

c) Cretácico

No Cretácico não existiu uma diferenciação tão evidente de sub-bacias como no Jurássico, o que faz com que a estratigrafia deste seja mais simples (Figura 8). No sector emerso, as séries estendem-se do Berriasiano ao Cenomaniano, considerando-se três áreas distintas de afloramentos: o Algarve Ocidental, o Algarve Central e o Algarve Oriental (e.g. Rey, 1982, 1983; Manuppella, 1988; Correia, 1989; Berthou & Lereveld, 1990). Estes depósitos evidenciam uma predominância de ambientes de plataforma interna a média, lagunares e marinhos (Rey, 1983). É evidente a variação das séries litostratigráficas de leste para oeste, apresentando um carácter mais carbonatado a oeste e argilo-carbonatado a este (Manuppella, 1988). Esta variação lateral de fáceis estará relacionada com movimentos orogénicos, associados à tectónica diapírica (Terrinha, 1998). As litologias dominantes são

2. Enquadramento da área de estudo no contexto da Margem Algarvia

IDADE	ALGARVE OCIDENTAL	ALGARVE CENTRAL	ALGARVE ORIENTAL			
			SÃO JOÃO DA VENDA	ESTÓI – PÃO BRANCO	ALFANDANGA - MARIM	
Cretácico	Cenomaniano	?	?	Fm. Pão Branco		
				Fm. Ferradeira		
				Fm. Chão de Cevada		
	Albiano	Fm. Porto de Mós	?	?	Fm. Caliços	
	Aptiano	Fm. Porto de Mós	Fm. Luz	Fm. Burgau		
					Inf.	
	Barremiano	Fm. Barrancão		Fm. Arenitos de fácies weald		
		Fm. Salema				
	Hauteriviano				Fm. Costa Longa	Fm. Bias
					Fm. Estoi	Fm. Belo Romão
	Valanginiano	Fm. Porches				
Berriasiano		Fm. Sobral			Fm. Bias do Norte	
	Fm. Almadena	Fm. Almadena	Fm. Almadena			
	Fm. Calcários e margas de fácies purbeckien					

Figura 8. Correlação das unidades estratigráficas do Cretácico (adaptado de: Rocha & Rey in Terrinha *et al.*, 2006; Rey, 2006).

(1) calcários, (2) arenitos e argilas e (3) argilas (Algarve Ocidental, Algarve Central e Algarve Oriental, respetivamente). No sector imerso, as séries estendem-se do Berriasiano superior ao Albiano e compreendem dolomitos, arenitos e alternâncias de calcários e calcários dolomíticos.

Durante o Cretácico Superior, é preciso destacar também a ocorrência de processos magmáticos, com a intrusão do Maciço alcalino de Monchique, que aflora no Algarve Ocidental (Rock, 1978). O mesmo é constituído, essencialmente, por sienitos nefelínicos e está datado do Campaniano (Rock, 1982; Miranda *et al.*, 2009).

São possíveis observar também a presença de várias estruturas vulcânicas como, por exemplo, chaminés vulcânicas, pequenas escoadas, soleiras, diques e formações brechóides,

2. Enquadramento da área de estudo no contexto da Margem Algarvia

presentes um pouco por toda a bacia, associadas a este vulcanismo Cretácico (Martins, 1991).

B. Cenozoico

A passagem do Mesozoico para o Cenozoico está bem marcada por uma discordância devido a uma erosão subárea, ocorrida no seguimento de importantes movimentos compressivos o Campaniano superior, que levaram à inversão da bacia (Dias, 2001). Os sedimentos cenozoicos cobrem uma vasta área da região emersa da Bacia do Algarve, estando em predominância no sector Central e Oriental da bacia. Devido à falta de consenso, bem como de dados, considera-se que esta Era só está representada no sector emerso da bacia por sedimentos do Neogénico e Quaternário, apresentando uma espessura superior a 300m (Terrinha, 1998). Contudo, são reconhecidas formações do Paleogénico no sector imerso da bacia, quer através de sondagens, quer a partir de dados de reflexão sísmica (e.g. Terrinha, 1998; Lopes, 2002; Lopes *et al.*, 2006; Roque, 2007).

a) Paleogénico

Este período tem gerado muita controvérsia, devido à ausência de conteúdo fóssil nos depósitos que Manuppella (1988) atribuiu ao Paleogénico Superior. Os Conglomerados e Arenitos da Guia parecem ser a única unidade representativa deste período. É constituída por níveis conglomeráticos com calhaus rolados e calcário, ligados por uma matriz argilosa avermelhada. Mas tem-lhe sido atribuídas diversas idades, desde o Cretácico até ao Miocénico, por vários autores (e.g. Marques & Rocha, 1981; Antunes & Pais, 1992; Cachão, 1995). No sector imerso, o Paleogénico tem sido reconhecido por diversos autores, a partir da interpretação de dados de reflexão sísmica, calibrados por informação de sondagens profundas para a prospeção de hidrocarbonetos (e.g. Terrinha, 1998; Lopes, 2002; Lopes *et al.*, 2006; Roque, 2007). A sequência do Campaniano superior (?) ao Luteciano, com cerca de 675 m, é constituída por dolomias e alguns níveis calcários. A sequência do Luteciano ao Oligocénico, com cerca de 200 m, compreende calcários micríticos com dolomias.)

b) Neogénico

O Miocénico encontra-se bem representados na bacia do Algarve, com depósitos a *offshore*, com 100m espessura, que vão do Aquitaniano até ao Tortoniano inferior, formados principalmente por rochas calcárias cobertas por arenitos finos. Esta sequência correlaciona-se a *onshore* com a Formação de Lagos-Portimão (Antunes *et al.*, 1981), datada do Burdigaliano inferior ao Serravalliano superior (Antunes *et al.*, 1981, 1984; Antunes e Pais, 1992; Cachão, 1995; Antunes *et al.*, 1997; Pais *et al.*, 2000), aflorando apenas no sector ocidental e central. Estes depósitos são sobrepostos pela unidade das "Areias Finas e Arenitos" do Tortoniano inferior (Antunes *et al.*, 1997; Pais *et al.*, 2000). Os sedimentos datados

2. Enquadramento da área de estudo no contexto da Margem Algarvia

do final do Tortoniano ao Messiniano, são predominantemente siltitos e afloram predominantemente no Algarve Oriental (Formação de Cacela; Antunes e Pais, 1992; Antunes *et al*, 1981, 1984; Cachão, 1995; Antunes *et al*, 1997; Pais *et al*, 2000).

c) Quaternário

Do Pliocénico e do Holocénico encontramos depósitos continentais como as Areias Olhos de Água, os Depósitos de Morgadinho e Algoz a Formação do Ludo e a Formação de Faro-Quarteira (e.g. Antunes *et al*, 1986; Moura & Boski, 1994, 1999; Pais *et al*, 2000). São depósitos com pouca espessura, aproximadamente 30 m, siliciclásticos, que se estendem ao longo da costa. A *offshore*, os depósitos do Tortoniano superior ao Holocénico podem chegar a 1000 m de espessura e são na sua maioria siliciclásticos (arenitos e siltitos marinhos).

No Holocénico encontramos também sedimentos terrígenos e estuarinos, onde os sedimentos argilosos se sobrepõem aos arenosos. Temos assim cascalheiras e terraços, e as areias de Dunas e de Praia (Manuppella *et al.*, 1987).

2.2.1.2. Tectónica

A bacia do Algarve corresponde à área continental portuguesa mais próxima do sector oriental da zona de fratura Açores- Gibraltar (AGFZ), zona correspondente à fronteira das placas Eurasiática e Africana, segundo uma orientação geral E-W e próxima da zona de subducção ao longo da margem continental W Ibérica. (Dias & Cabral, 2005). Assim a evolução geodinâmica da margem sul da Ibéria, e da bacia do Algarve, durante o Cenozoico foi controlada pela convergência entre as duas placas, acima referidas, ao longo do segmento oriental do AGFZ e pela migração para o oeste do arco de Gibraltar, que representa o fecho estrutural da cintura alpina a sul da Península Ibérica e do Norte de Africa. Como consequência, a estrutura destas margens é muito complexa, estando relacionadas com segmento ocidental do orógeno Alpino, mas também com as fases que conduzem à abertura do Oceano Atlântico e do Mar Mediterrâneo e com o fecho do Tétis (Lopes *et al*, 2006). Sendo este contexto geodinâmico o responsável pela atividade tectónica.

Quer na área emersa como na área imersa, a bacia do Algarve é retalhada por um padrão repetitivo de sistemas de falhas e fraturas, a maioria herdados das fases orogénicas e tardi-orogénicas hercínicas: a) entre NE-SW e ENE-WSW, b) entre N-S e NNE-SSW, c) NW-SE e d) entre E-W e WNW-ESSE (Figura 4 e Figura 9).

Todas estas orientações foram ativas, pelo menos desde o Jurássico inferior ao Miocénico superior, acomodando estiramento e encurtamento crustal, respetivamente nas fases de rifting e compressivas da bacia. Por outro lado, este padrão de sistemas de falhas

2. Enquadramento da área de estudo no contexto da Margem Algarvia

controlam a localização de estruturas evaporíticas. Destas falhas são de salientar, pela sua envergadura, e pela atividade neotectónica, de oeste para leste, as falhas de Aljezur e Portimão (de direção N-S, tardi-variscas dextróginas), a Falha de São Marcos-Quarteira (de direção NW-SE, enraizando num cavalgamento hercínico), e as falhas de Espiche e Algibre (de direção o E-W a ENE-WSW, tardi-hercínicas sinistrogiras).

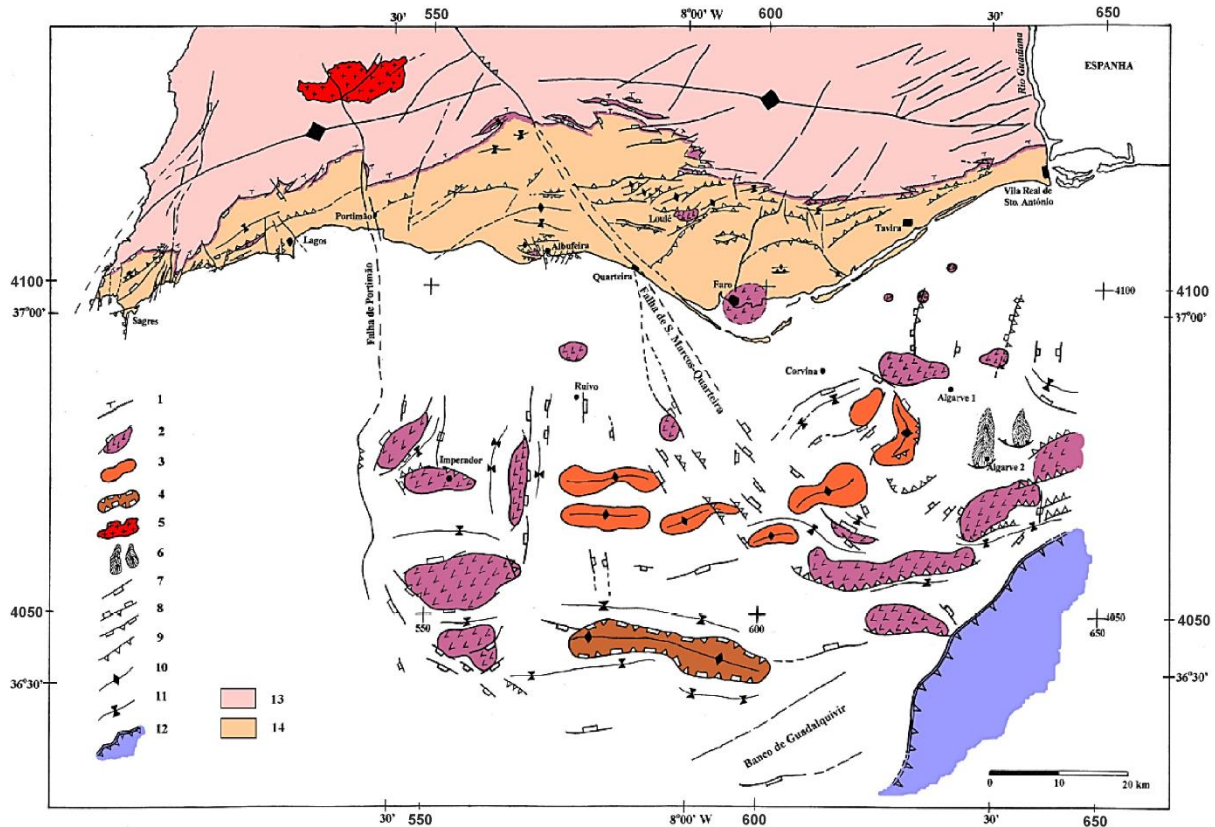


Figura 9. Mapa estrutural esquemático da Margem Algarvia, integrando o sector emerso e o imerso. 1 – Contacto do soco com a bacia meso-cenozoica; 2 – estruturas evaporíticas; 3 – alto estrutural; 4 – semi-graben invertido; 5 – Maciço de Monchique; 6 – deslizamentos gravitacionais; 7 – falha normal; 8 – falha normal reativada como inversa; 9 – falha inversa; 10 – eixo anticlinal; 11 – eixo sinclinal; 12 – Unidade Alóctone de Guadalquivir; 13 – soco hercínico; 14 – bacia meso-cenozoica emersa (adaptado de: Lopes, 2002).

A atividade neotectónica é responsável e evidenciada por deslocamentos verticais na crosta, bem como deformações frágeis (falhas) e dúcteis (dobras) que afectam depósitos na região. Os deslocamentos verticais são evidentes por um logo empolamento crustal de orientação E-W que corresponde à serra Algarvia. Este empolamento que forma um domo assimétrico, é composto por dois núcleos de levantamento, um mais oeste de onde sobressai a serra de Monchique e outro mais a este que correspondente à serra do Caldeirão, que estão separados por uma depressão alongada, de orientação NW-SE, cujo limite ocidental corresponde à falha de S. Marcos-Quarteira de direcção NW-SE, visível na Figura 4 e Figura 9 (Dias e Cabral, 2005).

A. Evolução Bacinal

A Bacia do Algarve é constituída por duas bacias sobrepostas, tectónica e estratigraficamente distintas (Terrinha *et al.*, 2006); a mais antiga, mesozoica, distensiva; a mais recente, cenozoica, flexural. O preenchimento destas bacias é composto por depósitos do Meso-Cenozoico, contendo importantes descontinuidades com significado alostratigráfico. A formação desta bacia teve início durante o rifting mesozoico, aquando do estiramento litosférico, no contexto tectónico transtensivo esquerdo, resultado da cinemática das placas Eurásica, Africana e Americana, relacionada com a abertura do Neo-Tétis.

O soco desta bacia é constituído por rochas paleozoicas, xistos com baixo grau metamórfico e grauvaques, fáceis de Culm da Zona Sul Portuguesa. Está preservado e aflora no Banco de Guadalquivir, alto fundo estrutural, de orientação NE-SW a ENE-WSW, que separa a Bacia do Algarve, do Golfo de Cádiz, que se situa mais a sul. A bacia paleogénica foi gerada durante a inversão tectónica da bacia mesozoica, relacionada com a compressão Alpina. E a bacia neogénica formou-se por subsidência flexural ativa (Terrinha, 1998).

A evolução tectónica da bacia resume-se a três episódios, o rifting Mesozoico, a inversão Cenozoica e a subsidência Neogénica-Quaternária (Roque, 2007). Durante o Mesozoico a margem continental foi segmentada em blocos limitados por falhas extensionais ENE-WSW a NE-SW e por falhas de transferência orientadas NNW-SSE a N-S, exemplo das falhas de Portimão e de São Marcos-Quarteira, que acomodaram a extensão diferencial entre os referidos blocos e subsidência diferencial para Este. Na Zona Sul Portuguesa nunca foram identificadas falhas E-W, que são interpretadas como falhas tardi-variscas reativadas, mas são comuns zonas de cisalhamento esquerdo variscas de direcção E-W, que podem ter sido reativadas no soco durante a extensão mesozoica e posterior compressão cenozoica. O regime distensivo que dominou a evolução mesozoica da bacia (rifting) que decorreu entre o Triásico e o Albiano-Cenomaniano, foi interrompido por fases compressivas de curta duração, e por uma inversão tectónica na passagem Jurássico-Cretácico. Esta tectónica distensiva terá despoletado a migração dos diversos diapiros e almofadas de sal alóctone encontrados na bacia (Terrinha, 1998).

Foi no final do Cretácico e no Paleogénico que a bacia sofreu uma inversão polifásica (e.g. Terrinha, 1998; Lopes, 2002; Lopes *et al.*, 2006; Terrinha *et al.*, 2006) com episódios compressivos orientados segundo NNE-SSW a N-S, desencadeando a movimentos verticais de levantamento e dando origem a dobras e cavalgamentos imbrincados vergentes para sul. No sector mais a norte, os blocos de rochas paleozoicas, de fácies Culm, cavalgaram o Triásico, e já no sector mais a sul a estrutura é muito mais complexa, surgindo cavalgamentos com vergências contrárias.

2. Enquadramento da área de estudo no contexto da Margem Algarvia

No Neogénico o regime compressivo atenua-se e instala-se o que parece ser um regime distensivo, sugerido pela subsidência que afeta a cobertura sedimentar neogénica e quaternária. Terrinha (1998) atribui a isto uma origem flexural devido à inexistência de falhas responsáveis pela acomodação desta subsidência. No sector imerso é reconhecido um importante período compressivo no Tortoniano médio (Lopes *et al.*, 2006).

Durante Quaternário assistiu-se a um aumento da subsidência, que originou um incremento da sedimentação siliciclástica (Roque, 1998).

Os níveis evaporíticos do Hetangiano desempenharam importante papel durante a evolução tectónica da bacia, ao funcionarem como níveis de descolamento e ao originarem estruturas evaporíticas, durante as fases distensivas e compressivas. A halocinése, desencadeada precocemente durante as fases distensivas do Mesozoico, com nucleação de estruturas evaporíticas controladas pelo padrão de fracturação, continuou persistente durante o Cenozoico, com ênfase entre o Luteciano e o Oligocénico e entre o Tortoniano superior e o Messiniano (Lopes *et al.*, 2006).

2.2.2. Geomorfologia

A. Sector emerso (*Onshore*)

Geomorfologicamente é possível subdividir o sector emerso em três subzonas (Figura 10) a Serra, que se situa no bordo setentrional e corresponde ao soco Varisco da Zona Sul Portuguesa; o Barrocal, que designa a área entre a faixa litoral e a Serra, ou seja a região central, e que é constituído por formações calcárias de idade mesozoica., e a Orla Litoral, que se estende até ao oceano Atlântico e que é constituída predominantemente por formações Cenozoicas, (Gouveia, 1939; Feio, 1951).

A Serra, ou Alto Algarve, compreende dois relevos de grande expressão que são a Serra do Caldeirão, com 589 metros de altitude, e que é constituída fundamentalmente por xistos e grauvaques, de idade carbónica, pertencentes ao Grupo de Flysch do Baixo Alentejo, e a Serra do Monchique, com cerca de 902 metros, constituída principalmente pelo maciço sienito-nefelínico, que se instalou durante a fase compressiva do Cretácico Superior. (Borges, 2012).

No caso do Barrocal, também denominado Algarve Calcário, é constituído por elevações calcários mesozoicos, de formas alongadas e direcção média E-W, que raramente ultrapassam os 400 m de altitude (Lopes *et al.* 2015). Estas formações carbonatadas do Mesozoico definem o bordo norte da orla Meso-Cenozoica e assentam em discordância angular sobre o soco Paleozoico, e cuja estrutura monoclinal apresenta inclinação para sul

2. Enquadramento da área de estudo no contexto da Margem Algarvia

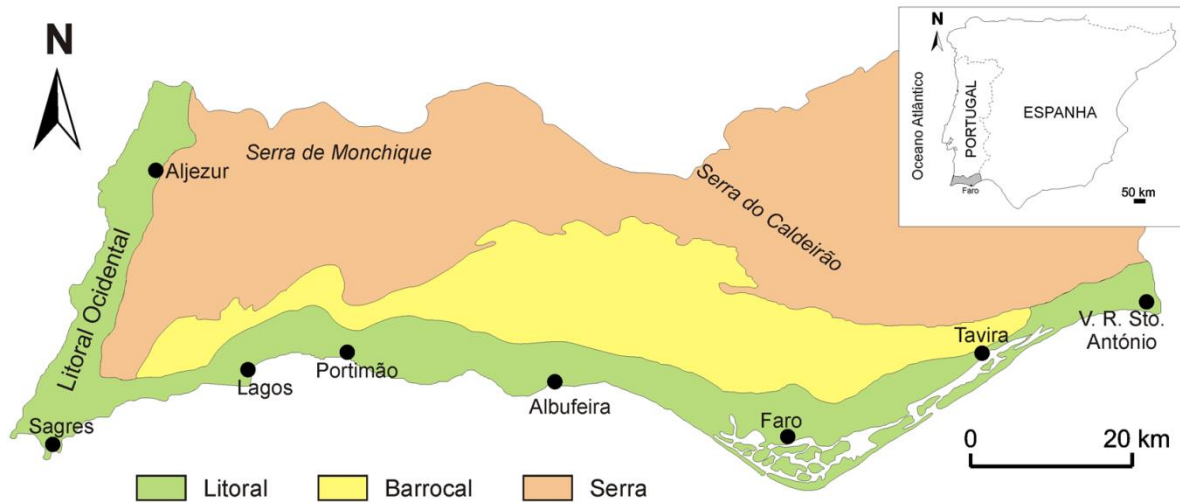


Figura 10. Subzonas morfológicas do Algarve. (adaptado de: Borges, 2012).

(Borges, 2012). São exemplo destas elevações a Rocha de Messines (348 m) e a Rocha da Pena (480 m), a Gralheira (281 m) e a Rocha dos Soidos (467 m) (Feio, 1952).

O Litoral, Baixo Algarve ou Beira Mar, estende-se desde a praia de Odeceixe até à foz do Rio Guadiana e apresenta uma extensão de cerca de 210 km de linha de costa. Caracteriza-se pela diversidade morfológica e litológica que permitiu a sua divisão em três sectores distintos: sector Ocidental, constituído por rochas do Paleozoico; sector Meridional Oeste, com formações carbonatadas meso-cenozoicas; sector Meridional Este, constituído por arribas arenosas, datadas do Pliocénico e Plistocénico (Moura, 1998; Borges, 2012).

B. Sector imerso (*Offshore*)

Morfológicamente destaca-se a presença de um alinhamento contínuo de planaltos marginais de origem contornítica, do tipo laminar ou monticular, com 10 a 40 km de largura e entre os 600 e 800 m de profundidade. De oeste para este localizam-se os planaltos de Sagres, Lagos, Portimão, Albufeira, Faro e um pouco mais a sul o de Bartolomeu Dias, que se prolonga até ao Banco de Guadalquivir, localizado no extremo sul da margem (Figura 11) (Lopes & Cunha 2010).

A plataforma continental tem uma largura que ronda os 17 km (Figura 11), um pendor pouco acentuado e um bordo definido, localizado a uma profundidade entre 110 a 150 m. É composta pela plataforma interna até aos 40 m de profundidade, pela plataforma média dos 40 aos 90 m e pela plataforma externa dos 90 m até ao bordo da plataforma. O tipo morfológico característico no bordo da plataforma é uma cunha progradante para sul.

O talude continental tem um relevo irregular e uma amplitude que varia. Pode ser diferenciado em três zonas com base no declive e morfologia:

2. Enquadramento da área de estudo no contexto da Margem Algarvia

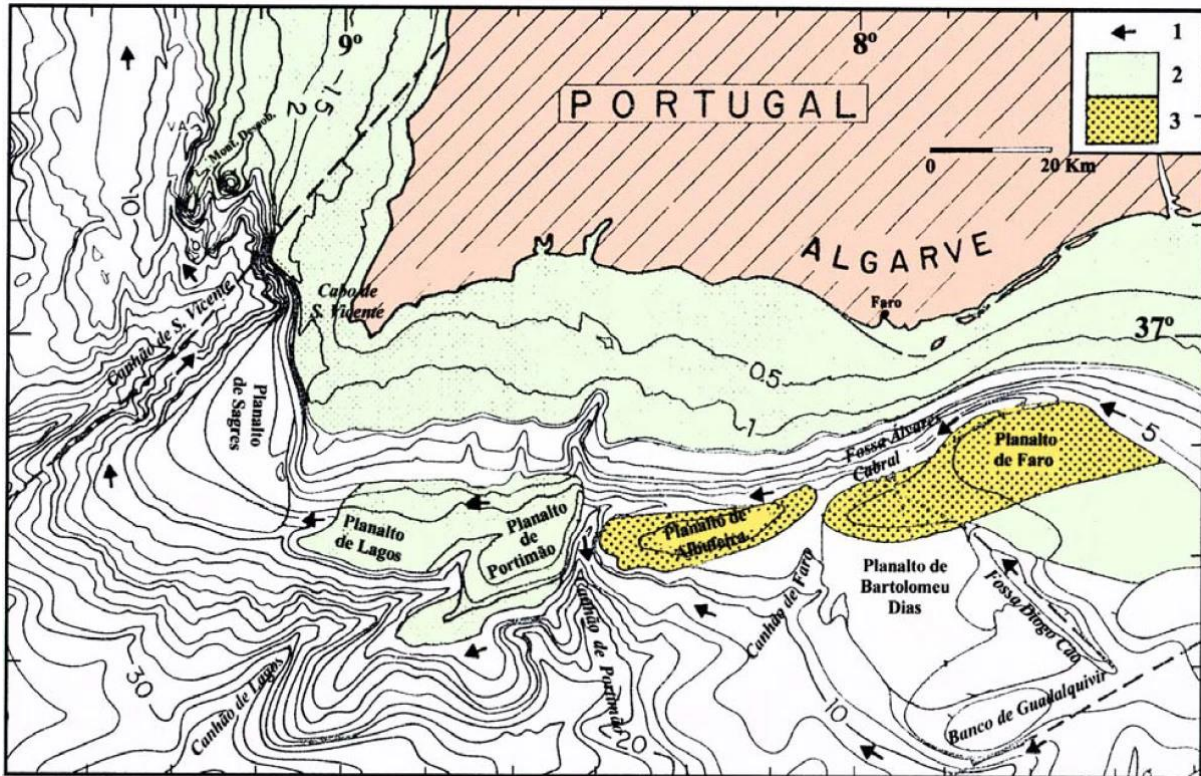


Figura 11. Aspectos morfológicos da Margem Continental Algarvia. 1 – Corrente de água salina proveniente do Mediterrâneo; 2 – Zonas de plataforma; 3 – Cristas de contornitos (Mougenot & Vanney, 1982).

i) talude superior, com pendore acentuado que vai desde os 150 aos 400 m de profundidade. Neste identifica-se o prolongamento distal da cunha de progradação do bordo da plataforma, a cabeceira do canhão de Portimão e a superfície norte, erosiva, das fossas de Albufeira e de Álvares Cabral;

ii) talude médio, localizado entre os 400 e 1200 m de profundidade, caracterizado como uma plataforma pelágica de pendore pouco acentuado (Hernandez-Molina & Lobo, 2005). É neste que se desenvolveram as morfologias mais relevantes desta margem: 1) deposicionais, caracterizadas pelos contornitos laminares e monticulares; 2) erosivas, com a presença das fossas e dos canhões submarinos;

iii) talude inferior, localizado entre os 4300 e 4400 m de profundidade, definido por uma superfície abrupta que se liga à Planície Abissal de Ferradura (Lopes & Cunha, 2010).

O Banco de Guadalquivir localiza-se 100 km a sul de Faro, este Banco é um alto morfotectónico com a orientação N70°E, tem perto de 28 km de comprimento e 12 km de largura, em que o topo está a 550 m de profundidade (Figura 11). Comprova-se que este consiste no prolongamento para *offshore* do Soco Hercínico, através das rochas do seu topo,

2. Enquadramento da área de estudo no contexto da Margem Algarvia

que são iguais às do Complexo Vulcano- Sedimentar da Faixa Piritosa e às da Faixa Metamórfica de Beja-Arcena (Vegas *et al.*, 2004).

3. Conceitos Teóricos

A Prospeção Gravimétrica foi inicialmente utilizada como ferramenta no estudo de bacias sedimentares e quase exclusivamente por empresas que tinham como objetivo a prospeção de hidrocarbonetos.

Atualmente com o desenvolvimento da tecnologia e informática, o método torna-se mais acessível e é utilizado como método de investigação científica na cartografia geológica e estrutural.

No que diz respeito ao estudo de bacias sedimentares, esta ferramenta tem sido utilizada com sucesso, devido ao contraste de densidades entre as formações sedimentares de preenchimento e o soco metamórfico e/ou ígneo.

A qualidade dos modelos geológicos-estruturais aumenta quando o método gravimétrico é combinado com a sísmica de reflexão, conseguindo a sísmica definir a geometria das formações sedimentares de preenchimento e a gravimetria a geometria do soco (Henry, 1997).

O método gravimétrico utiliza como fonte um sinal natural, o campo gravítico terrestre. Este campo sofre variações locais, devido às rochas existentes na superfície da terra e no subsolo, devido às suas diferentes densidades.

A prospeção gravimétrica é um método da prospeção geofísica que se baseia na medição das variações do campo gravitacional terrestre. Estas perturbações são originadas pelas variações verticais e horizontais das densidades dos corpos geológicos localizados à superfície ou abaixo dela e afetam as medidas do campo gravítico. Estas medidas são realizadas por aparelhos chamados por gravímetros.

As medidas do campo gravítico podem ser efetuadas à superfície da terra ou do mar. No caso de serem efetuadas no mar, utiliza-se um barco ou meios aéreos. Há ainda trabalhos em que as medidas são realizadas abaixo da superfície terrestre em túneis e galerias.

A grandeza do campo gravítico medido varia consoante a dimensão, a densidade e a localização em profundidade das estruturas geológicas. O método gravimétrico mede pequenas diferenças do campo, da ordem dos 10^{-6} a 10^{-8} do valor total do campo gravítico.

Há também que ter em atenção as várias correções ao valor medido no método de prospeção gravimétrica. Existem vários fatores que vão influenciar as medidas do campo gravítico, tais como os erros de deriva do aparelho, altitude, latitude, topografia, densidade e o efeito de marés.

Na figura 12 apresenta-se um esquema típico de recolha, tratamento e interpretação de dados para uma campanha de prospeção gravimétrica.

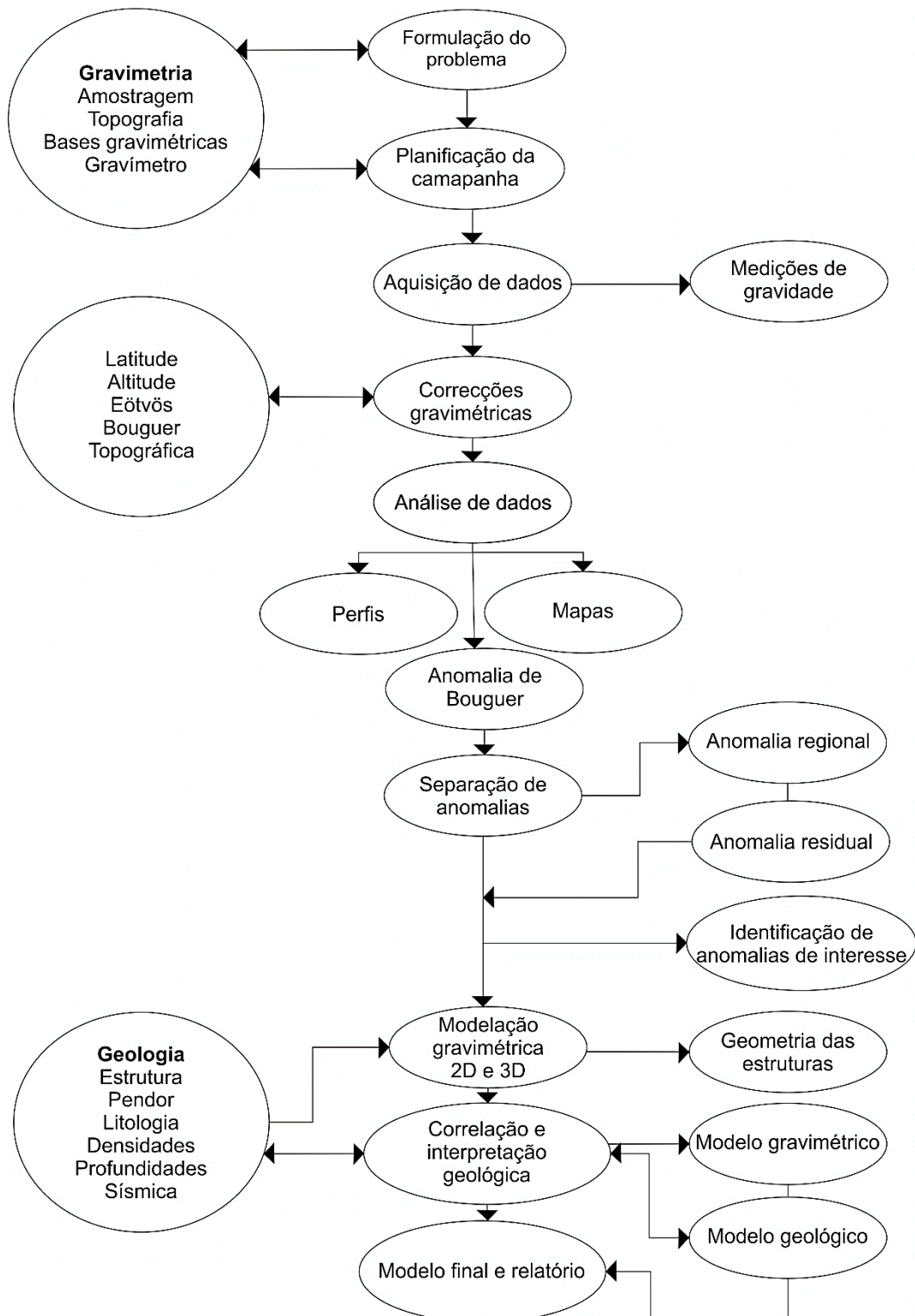


Figura 12. Organograma típico de recolha, tratamento e interpretação de dados para uma campanha de prospeção gravimétrica (adaptado de: Heinze, 1990).

3.1. Lei da Gravitação

A Lei da Gravitação (também chamada Lei de Atração Universal), revelada por Newton em 1686, é expressa matematicamente pela equação 1 e é a base de toda a teoria desenvolvida sobre o estudo do campo gravítico terrestre. Esta Lei diz, que a força de atração entre duas massas m_1 e m_2 é diretamente proporcional ao produto dessas massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância entre os centros geométricos dessas mesmas:

(Eq.1)

$$\vec{F} = G \cdot \frac{m_1 \cdot m_2}{r^2} \cdot \hat{r}_1$$

Em que \vec{F} é a força de atração entre m_1 e m_2 , \hat{r}_1 é o vetor unitário direcionado de m_1 para m_2 , r é a distância entre as massas m_1 e m_2 e G a constante de gravitação universal, com um valor de $6,672 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$.

Se considerarmos o Planeta Terra esférico, estático, homogêneo e imaginarmos que a massa m_1 é a massa da Terra, neste caso designada M_T , o efeito da força de atração gravítica sobre uma massa pequena, m_2 , situada na superfície da Terra, é expressa por:

(Eq.2)

$$\vec{F} = \frac{GM_T}{R^2} \cdot m_2 = m_2 \cdot g$$

Sendo assim, através da equação 2, percebe-se que a força da atração gravítica se relaciona com a massa através de uma aceleração, em que g é chamada por aceleração da gravidade e habitualmente designada por gravidade:

(Eq.3)

$$\vec{g} = \frac{GM}{R^2}$$

Neste caso a gravidade na Terra seria constante (Kearey *et al.*, 2009), mas devido à forma elipsoidal, o movimento de rotação, a superfície topográfica irregular e a diferente distribuição interna das massas no planeta Terra, há variações da gravidade à superfície terrestre (Kearey *et al.*, 2009). Posto isto, a aceleração, \vec{g} , da massa m_2 devido à presença da massa m_1 é obtida dividindo a equação 1, por m_2 , através da aplicação do princípio fundamental da dinâmica. Neste caso em que se considera m_1 como sendo a massa

do Planeta Terra (M_T), a aceleração da massa m_2 , à superfície da Terra é dada pela equação seguinte:

(Eq.3.1)

$$\vec{g} = \frac{\vec{F}}{m_2} = -G \cdot \frac{M_T}{R_T^2} \cdot \hat{r}_1$$

Onde R_T é o raio médio da Terra e \hat{r}_1 o vetor unitário dirigido do centro da Terra para a superfície. O valor médio da aceleração da gravidade à superfície da Terra é $981 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ou 981 gal. (Dubois *et al.*, 2011). Em honra de Galileu Galilei a unidade da aceleração da gravidade é designada por gal, devido ao facto deste valor de \vec{g} , representado por aceleração da gravidade ter sido medido pela primeira vez por Galileu Galilei (1564-1642), na famosa experiência de deixar cair dois objetos do topo da Torre Pisa.

Por fim não posso deixar de referir, a relação entre a força de atração, \vec{F} , a aceleração da gravidade, \vec{g} e a força centrífuga \vec{f} (Figura 13). Pois o valor da aceleração da gravidade, é a soma vetorial da força de atração com a força centrífuga devido à velocidade da rotação da terra.

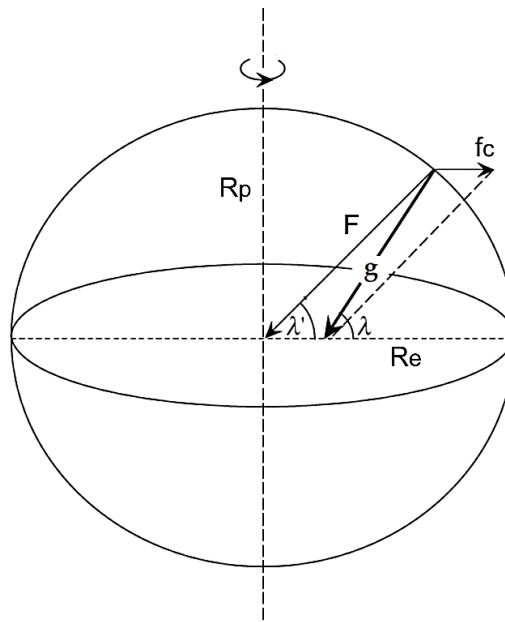


Figura 13. Relação entre a força de atração, F , a gravidade, g , e a força centrífuga, f . R_p e R_e são os raios polar e equatorial, λ' representa a latitude geodésica e λ é a latitude geodésica elipsoidal (Modificado de: Lowrie, 2007).

Resumindo, o método de prospeção gravimétrica, é a análise da distribuição da aceleração da gravidade, g , ao longo da superfície terrestre, valor que apresenta variações

locais devido à distribuição de massas abaixo da superfície terrestre. Estas variações do campo gravitacional podem ser calculadas. Um campo potencial gravitacional é conservativo, ou seja, o trabalho gerado por uma massa em movimento, devido ao efeito de um campo gravítico é independente do trajeto, mas é dependente dos pontos inicial e final. Assim, uma massa colocada perto de um corpo estará sobre a influência do campo gravítico desse corpo e terá uma determinada aceleração. Um campo gravítico pode ser definido em termos de potencial gravítico (U), e o potencial gravítico é definido como o trabalho gerado pela força da gravidade para mover uma massa de uma posição inicial até uma posição final, expresso pela equação seguinte:

(Eq.4)

$$U = \frac{GM}{r}$$

Onde G é a constante de gravitação universal, M a massa do corpo e r a distância entre a posição inicial e final do corpo. O potencial gravítico para um corpo localizado na superfície da Terra só depende da distância entre este e o centro geométrico da massa da Terra. A posição geométrica dos pontos com o mesmo potencial define-se por superfície equipotencial, em que esta superfície é normal às linhas do campo gravítico.

Posto isto, a aceleração da gravidade é uma grandeza vetorial, que possui magnitude, direção e sentido, enquanto o potencial gravítico é uma grandeza escalar, que possui apenas magnitude. A primeira derivada do potencial gravítico em qualquer direção dá a componente da gravidade nessa mesma direção, e assim se define superfícies equipotenciais em que o potencial gravítico é constante (Kearey *et al.*, 2009).

3.2. Geoide

A superfície equipotencial do campo gravítico da Terra é o geoide (figura 14). Este é uma superfície equipotencial correspondente ao nível médio da superfície dos oceanos e a melhor aproximação da forma da Terra, tendo o mesmo valor de potencial gravitacional ao longo da superfície terrestre.

Com o adquirir do conhecimento considerou-se que as superfícies equipotenciais teriam a forma de elipsoides de revolução, só mais tarde se chegou à conclusão que a superfície do geoide era irregular. Na figura 14 pode observar-se um mapa com as ondulações do geoide em relação ao elipsoide de referência WGS 84.

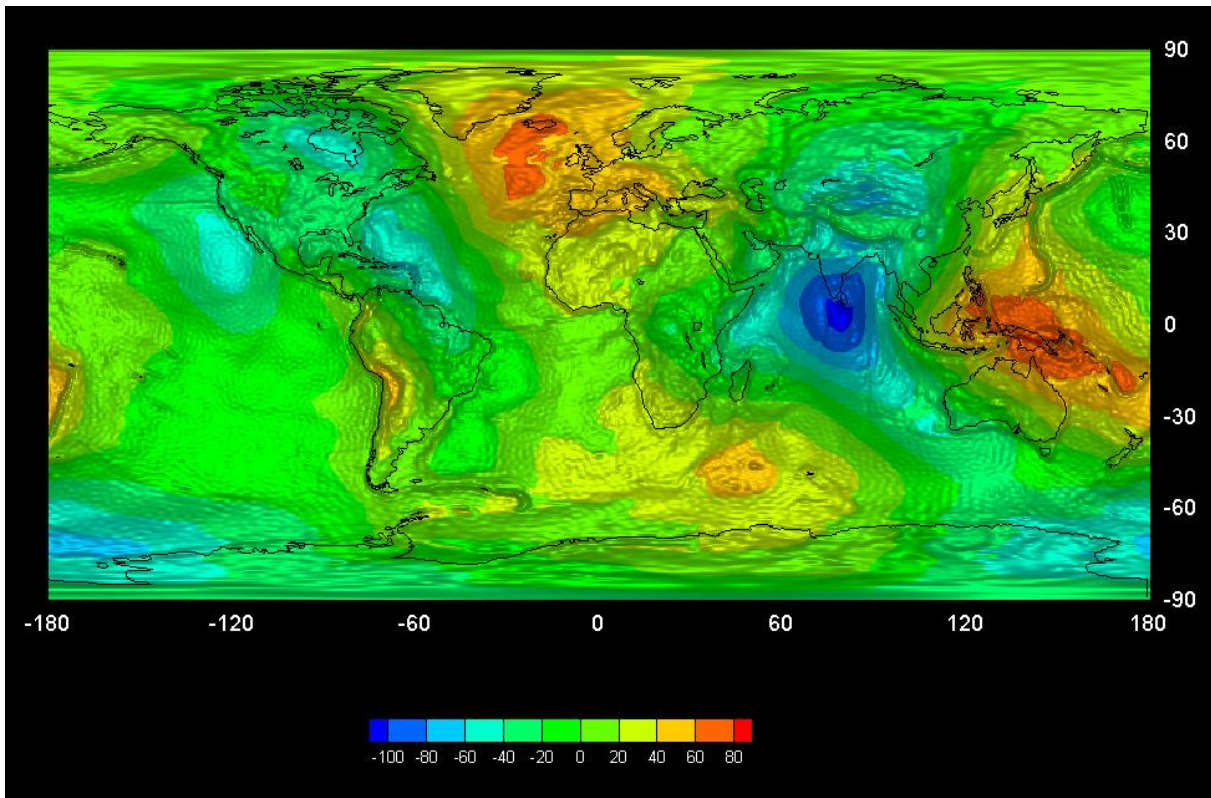


Figura 14. Mapa mundial das variações das ondulações do geóide em relação ao elipsóide de referência WGS 84 (ESA, 2010).

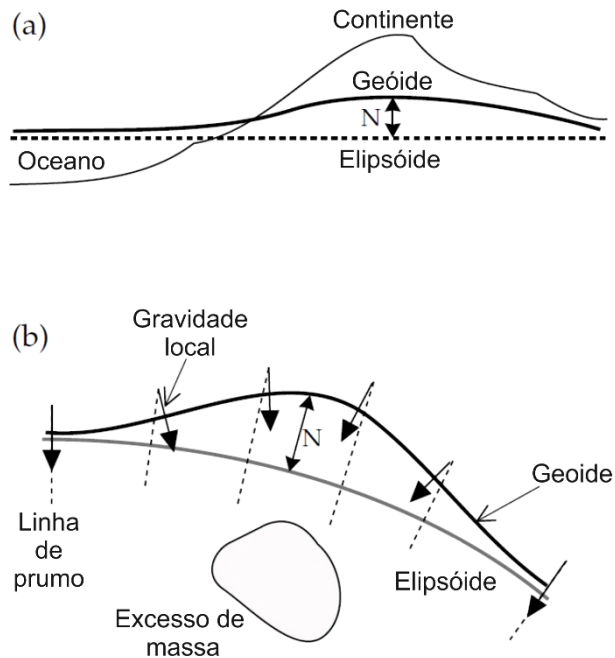


Figura 15. (a) Massa localizada acima do elipsóide eleva o geóide acima do elipsóide; (b) Excesso de massa localizada abaixo do elipsóide eleva o geóide acima do elipsóide. N é a ondulação do geóide (modificado de: Lowrie, 2007).

O efeito que uma massa anômala provoca na superfície equipotencial do campo gravítico está representado na Figura 15. Num local onde existe excesso de massa, há um

aumento do potencial gravítico U , provocando uma deformação na superfície equipotencial. Essa deformação ou é no sentido ascendente ou descendente, consoante o contraste de densidades entre a massa e o meio envolvente.

3.3. Fórmula Internacional da Gravidade

A força centrífuga num ponto à superfície da Terra, varia com a latitude desse local e tem o seu valor máximo no equador sendo nula nos polos. O valor da aceleração da gravidade também varia com a latitude devido à forma da Terra ser um elipsoide achatado nos polos, como se observa nos valores dos raios equatorial e polar.

O valor da gravidade para o elipsoide pode ser calculado através de várias formulas, das quais destaca-se neste trabalho duas. A equação 5 é a mais conhecida, por ser recomendada pela I.A.G com base no Sistema Geodésico de Referência de 1967 (I.A.G., 1971).

A equação 6 é mais recente e foi obtida a partir do elipsoide de referência WGS 84 (N.I.M.A., 1998).

(Eq.5)

$$g_{\varnothing} = 978031,846 \cdot (1 + 0,0053024 \cdot \sin^2\varnothing - 0,0000059 \cdot \sin^2 2\varnothing)$$

(Eq.6)

$$g_{\varnothing} = 978032,53359 \cdot \frac{(1 + 0,00193185265241 \cdot \sin^2\varnothing)}{\sqrt{1 - 0,00669437999014 \cdot \sin^2\varnothing}}$$

Ao aplicar o valor de uma determinada latitude (\varnothing) nas diversas equações verifica-se, que o valor da gravidade teórica (g_{\varnothing}) sofre apenas pequenas variações, em que g_{\varnothing} é o valor da gravidade teórico para a latitude \varnothing .

Nesta ultima é necessário a Correção Atmosférica de Gravidade, δ , devido às constantes da equação WGS 84 serem dependentes dos valores da massa atmosférica. O valor dessa correção é obtido pelas seguintes equações (N.I.M.A., 1998):

(Eq.7) para $h \geq 0m$

$$\delta = 0,87 \cdot e^{-0,118 \cdot \left[\left(\frac{h}{1000} \right)^{1,047} \right]}$$

(Eq.8) para $h < 0m$

$$\delta = 0,87$$

Em que h é a cota do ponto para a qual se quer obter o valor de g .

3.4. Gravímetros

As medidas de gravimetria são feitas através de aparelhos chamados gravímetros. Os gravímetros podem ser classificados como estáveis e instáveis apesar de existir um outro classificado de dinâmico (Parasnis, 1997).

Os gravímetros estáveis são descritos, de uma maneira muito simples, como sendo uma balança bastante sensível, constituída por uma massa, uma mola e ponto de apoio. Quando o equilíbrio da barra a que está ligada a mola e a massa se altera devido à atuação da força da gravidade, cria-se um deslocamento muito pequeno que é amplificado por dispositivos óticos, mecânicos ou eletrônicos.

Os gravímetros instáveis baseiam-se no princípio do funcionamento dos pêndulos de período longo, semelhante ao dos sismógrafos, em que a força gravítica exercida na massa do gravímetro é medida pela força que é necessária aplicar para fazer com que essa mesma massa retome a sua posição de equilíbrio.

3.5. Correções Gravimétricas

A aplicação de correções gravimétricas às medidas de gravidade, têm como objetivo corrigir todas as variações do campo gravítico que não resultam das diferenças de densidade das rochas na subsuperfície (LaFerhr, 1991b). Ou seja, reduzir todos os pontos de medida ao mesmo referencial, seja este um geoide ou um elipsoide de referência, eliminando os efeitos que diversos fatores provocam nas medidas. As correções aplicadas são: lunissolar, deriva, altitude, estaca-tripé, latitude, Eötvös, Bouguer, topográfica e a correção devido a estruturas antrópicas. Somando algebricamente todas as correções ao valor obtido no gravímetro, chega-se ao valor da anomalia de Bouguer através da seguinte equação:

(Eq.9)

$$g_{\text{Bouguer}} = (g_{\text{Obs}} \pm \Delta g_{L-S} \pm \Delta g_D) + \Delta g_{\text{Lat}} + \Delta g_{\text{Eot}} + (\pm \Delta g_{\text{Alt}} + \Delta g_{\text{E-t}}) - \Delta g_{\text{Boug}} + \Delta g_{\text{Topo}}$$

Em que g_{Bouguer} é o valor da anomalia de Bouguer, g_{Obs} o valor obtido no campo, Δg_{L-S} a correção lunissolar, Δg_D a correção de deriva, Δg_{Lat} a correção de latitude, Δg_{Eot} a correção de Eötvös, Δg_{Alt} a correção de altitude, $\Delta g_{\text{E-t}}$ a correção estaca-tripé, Δg_{Boug} a correção de Bouguer e Δg_{Topo} a correção topográfica. O valor obtido da anomalia de Bouguer através da equação 9, será o valor real do campo gravítico no local da medida e que poderá ser comparado com o valor teórico do campo gravítico desse mesmo local. Em geofísica, a anomalia gravimétrica consiste na diferença entre a gravidade observada e a gravidade teórica relativa a um elipsoide de referência (Li & Götze, 2001).

3.5.1. Correção Lunissolar

A correção lunissolar ou de maré, é uma correção que se aplica aos valores obtidos nas estações gravimétricas, para retirar os efeitos gravitacionais do Sol e da Lua associados aos seus movimentos orbitais (Lowrie, 2007). Os efeitos gravitacionais derivados do Sol e da Lua provocam deformações no Planeta Terra, tais como as marés no mar, na atmosfera e na terra sólida (Lowrie, 2007). As marés sólidas terrestres são de menor dimensão que as oceânicas e acontecem com atraso em relação ao movimento lunar, podendo alterar a elevação de uma estação gravimétrica em alguns centímetros no que diz respeito à distância da estação gravimétrica ao centro geométrico da massa da Terra (Kearey *et al.*, 2007). Estas variações de maré são temporais e periódicas e dependentes da posição do Sol e da Lua em relação à Terra. A correção lunissolar é uma função com valores máximos e mínimos e com um intervalo de tempo de aproximadamente 12 horas. É considerada uma função complexa por os ciclos de variação, que provocam os máximos e mínimos terem períodos de 12 horas, 24 horas, 14 dias e de 6 meses (variações que correspondem aos períodos de tempo dos ciclos das marés oceânicas, das fases da lua e ao solstício de verão e inverno).

O pico máximo desta variação é de 0.3 mgal e pode ocorrer num intervalo de tempo de 6 horas com um gradiente de 0.05 mgal por hora, em que este gradiente é máximo durante a lua nova e lua cheia (Heiskanen e Vening Meinesz, 1958).

Existem várias formulas para o cálculo desta correção, das quais destacam-se as de Longman (1959) e Rudman *et al.* (1977).

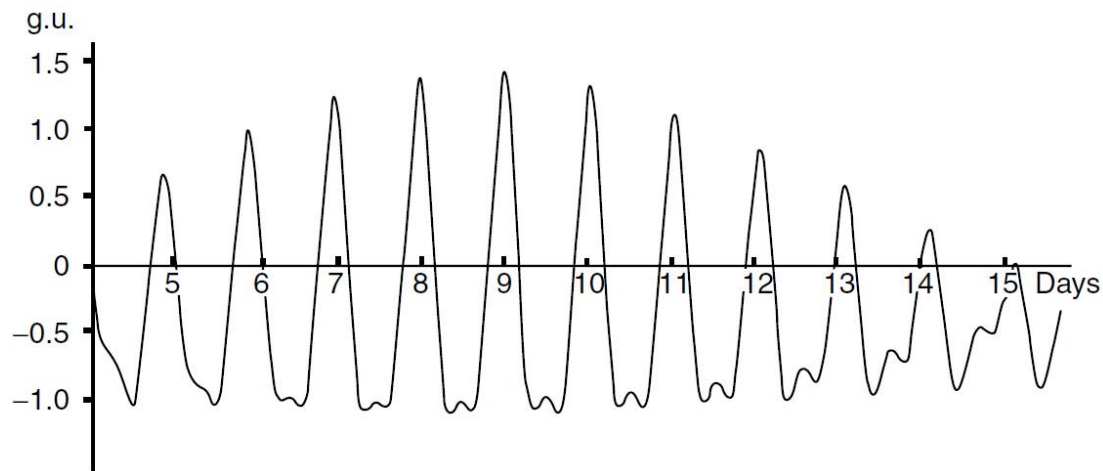


Figura 16. Variações da gravidade provocadas pelas marés, de 5 a 15 de janeiro 1986, em unidades gravimétricas (g.u) (Milson, 2003).

3.5.2. Correção de Deriva

Com a utilização do gravímetro, certos componentes deste aparelho vão variando o seu comportamento mecânico, provocando pequenos erros que são então corrigidos (um dos principais componentes dos gravímetros são as molas que sofrem fenómenos de relaxação, provocando erros nas medidas gravimétricas). Mais do que a relaxação da mola, com o tempo e uso do aparelho, há que ter em conta os fenómenos de dilatação dos componentes do gravímetro, provocados pelas variações de temperatura atmosférica, apesar destes serem hermeticamente selados a uma temperatura constante (Lowrie, 2007). Há sempre pequenas variações de temperatura que provocam erros. Considera-se uma das causas destas variações de temperatura a descarga da bateria que alimenta as resistências do gravímetro e mantém a temperatura constante. Contudo, esta variação do campo gravítico devido ao funcionamento do gravímetro é linear, o que permite calcular a sua variação por unidade de tempo. A correção deste erro faz-se de maneira simples e através de bases gravimétricas fixas onde são efetuadas várias medidas ao longo do dia de trabalho. Nestas bases inicia-se e termina-se as medidas gravimétricas e assim avalia-se a variação do valor, nas medidas pertencentes ao mesmo local. Assume-se que a variação do valor na mesma base gravimétrica é linear, permitindo o cálculo deste erro ao longo do tempo despendido durante o circuito analisado. É preciso referir que todas as leituras gravimétricas executadas nas bases têm de ser registadas a nível horário, para assim se puder efetuar a correção de deriva com rigor.

3.5.3. Correção de Altitude

A correção de altitude ou ar livre, está relacionada com a diferença de cota entre o local da medida gravimétrica e a superfície de referência. Devido ao fato do valor do campo gravítico, diminuir com o aumento da distância ao centro de massa do corpo que gera esse mesmo campo gravítico. É necessário então, corrigir a diferença de cota entre o local da medida e a cota média do nível do mar, de modo a todos os dados serem reduzidos a uma superfície de referência.

As formações geológicas entre o ponto de medida e a superfície de referência não interferem na correção de altitude e esta determina-se através da equação:

(Eq.10)

$$\Delta g_{Al} = 0,308596 \cdot h$$

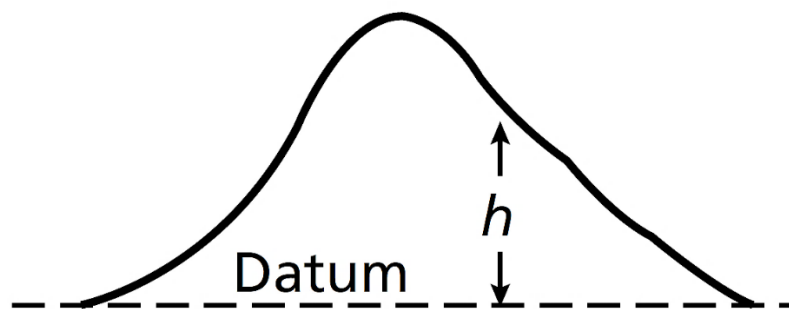


Figura 17. Significado de correção de altitude entre o ponto de medida e a cota da superfície de referência (Kearey *et al.*, 2002).

Onde h , é a diferença em metros, entre a cota do local da medida e a cota da superfície de referência. A correção de altitude é somada ao valor da medida efetuada, quando a estação gravimétrica está a uma cota superior à superfície de referência, ou é subtraída, quando o local de medição está a uma cota inferior à superfície de referência.

No entanto há outros autores que apresentam equações diferentes para o cálculo desta correção. Por exemplo, Parasnis determinou as equações $\Delta g = 0,3072 \cdot h$ para o equador e $\Delta g = 0,3088 \cdot h$ para os polos.

3.5.4. Correção Estaca-Tripé

A correção estaca-tripé pode ser associada à correção de altitude e tem como objetivo eliminar a altura da estrutura que serve de base ao gravímetro. Todos os gravímetros são nivelados no local da medição gravimétrica e são posicionados em cima de uma base para o

facilitar, em que essa base por norma tem uma altura inferior a 0,50 m. A diferença de altura que a base do gravímetro provoca na medida efetuada implica que se introduza uma correção.

Assim usa-se a equação da correção de altitude, em que se substitui h , pela altura da estrutura usada para o posicionamento do gravímetro, obtendo-se o valor da correção estaca-tripé:

(Eq.11)

$$\Delta g_{E-T} = 0,308596 \cdot h$$

Este valor terá de ser adicionado a todos os valores nas estações medidas, em que o gravímetro foi posicionado e nivelado em cima de uma base com estas características.

3.5.5. Correção de Latitude

O Planeta Terra tem a forma de um elipsoide com um raio polar de 6356,755 km e um raio equatorial de 6378,140 km. Devido a esta variação do raio Terrestre a latitude afeta as medidas gravimétricas e o valor da gravidade nos polos é 983218,494 mgal e no equador de 978032,534 mgal. Percebe-se então, que a diferença dos valores da gravidade é provocada pelo o raio terrestre ser menor nos polos do que no equador. Para corrigir este efeito que a latitude provoca nos valores medidos utiliza-se a seguinte equação:

(Eq.12)

$$\Delta g_{Lat} = 0,000812154 \cdot \sin 2\phi \cdot D$$

Em que ϕ é a latitude de referência, à qual todos os dados vão ser reduzidos e D é a distância entre a latitude de referência e o ponto de medida, segundo a direção N-S, sendo essa distância expressa em metros.

3.5.6. Correção de Eötvös

A correção de Eötvös, é aplicada quando se fazem medidas gravimétricas em movimento, pois o movimento do veículo onde está instalado o gravímetro provoca um erro nas medidas (Norman & Fujita, 1997). O veículo, normalmente, um barco ou avião, tem uma

velocidade que de acordo com o seu sentido, aumenta ou diminui a velocidade total do sistema Terra-veículo. Sendo assim, a velocidade total será igual à velocidade angular da Terra mais a velocidade do veículo. A correção é efetuada através da equação (Keary & Brooks, 1984):

(Eq.13)

$$\Delta g_{Eot} = 7,503 \cdot v \cdot \cos \varnothing \cdot \sin \alpha + 0,004154 \cdot v^2$$

Em que \varnothing é a latitude do local onde é efetuada a medida gravimétrica, α é o ângulo que o trajeto do veículo faz com o Norte geográfico e v é a velocidade em nós, do veículo onde está instalado o gravímetro no momento da medida. O valor da correção de Eötvös é somado ou subtraído ao valor da medida gravimétrica consoante o sentido do movimento do veículo ser igual ou contrário ao sentido da rotação da Terra (Telford *et al.*, 1976).

3.5.7. Correção de Bouguer

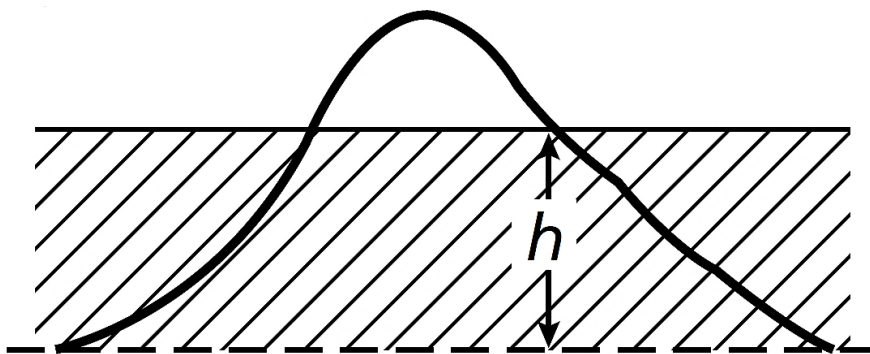


Figura 18. Esquema simplificado da Correção de Bouguer (Kearey *et al.*, 2002).

A correção de Bouguer tem como objetivo eliminar o efeito da densidade das formações geológicas que se situam entre a cota do local onde foi efetuada a medida gravimétrica e a superfície de referência à qual são diminuídos os valores gravimétricos. Esta correção complementa a de altitude, pois essa apenas corrige o efeito que a altitude tem nas medidas, ignorando a geologia e sua densidade. É então necessário para esta correção determinar a densidade das estruturas geológicas entre o ponto de medida e a superfície de referência. A figura 18 é um esquema simplificado da correção de Bouguer, onde a zona sombreada corresponde ao terreno de espessura h com um prolongamento horizontal infinito.

3. Conceitos Teóricos

Supondo que a estação gravimétrica, localiza-se numa camada horizontal infinita com espessura h e densidade uniforme, d . A massa dessa camada infinita, obtêm-se através do cálculo da integral em coordenadas polares:

(Eq.14)

$$M = d \cdot \int_0^{2\pi} d\theta \cdot \int_0^h dR = 2 \cdot \pi \cdot d \cdot h$$

Sabendo que o valor da gravidade é dado pela equação:

(Eq.15)

$$g = G \cdot \frac{M_T}{R_T^2}$$

Onde G , é a constante de gravitação universal, diretamente proporcional à massa e inversamente proporcional ao quadrado da distância. Através desta equação, obtemos o valor da densidade de Bouguer, d_B , pertencente à geologia encontrada entre o local da medida gravimétrica e a superfície de referência.

(Eq.16)

$$g = 2 \cdot \pi \cdot G \cdot d_B \cdot h$$

A correção de Bouguer, faz-se então através da seguinte equação:

(Eq.17)

$$\Delta g_{\text{Boug}} = 0,0419 \cdot d_B \cdot h$$

Em que d_B é o valor da densidade de Bouguer e h a diferença de cota entre o local da medida e a superfície de referência.

3.5.8. Correção Topográfica

O relevo da área envolvente ao local das medidas gravimétricas influencia as medidas, em que a grandeza dessa influência é diretamente proporcional à massa e inversamente proporcional ao quadrado da distância (Eq.15). Assim, quanto maior for a massa na vizinhança do local da medida, maior será o erro provocado por essa massa no valor gravimétrico obtido. Quando se fala nas massas da área envolvente ao local das medidas, refere-se a montanhas e vales ou elevações e depressões, em que as montanhas induzem um excesso de massa e os vales uma deficiência desta. Outra atenção a ter nesta correção são os trabalhos realizados em zonas costeiras onde é importante ter em conta a massa de água próxima dos locais de medida e a topografia das zonas submersas (Nowell, 1999). Nestas situações é importante considerar a densidade das formações geológicas localizadas na zona emersa, na zona submersa, a densidade da água do mar ($1,030 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$) e a profundidade da zona submersa. Assim para minimizar e eliminar o erro provocado pela topografia nas medidas gravimétricas existe a correção topográfica que vem complementar as correções de altitude e Bouguer (Figura 19).

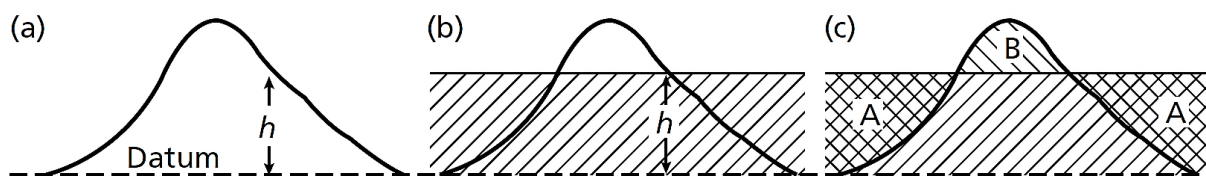


Figura 19. (a) Correção de altitude. (b) Correção de Bouguer. (c) Esquema simplificado da Correção Topográfica que visa complementar as anteriores (Kearey *et al.*, 2002).

O erro provocado nas medidas gravimétricas pela topografia, diminui rapidamente com a distancia, ou seja, as variações de relevo mais próximas das medidas, são aquelas que mais contribuem para o valor do erro e as elevações e depressões topográficas mais distantes não tem influência significativa no valor medido.

A correção topográfica considera zonas circulares, de raios r , sucessivamente maiores em redor do local da medição (figura 20). A topografia existente na distância pertencente ao raio máximo, é a que se admite que o erro provocado por ela é insignificante, deixando-a assim de a incluir no valor final da correção.

A correção topográfica é feita através da equação 18, em que é através desta que se calculam os valores da tabela de Hammer:

(Eq.18)

$$\Delta g_{\text{Topo}}^* = \theta \cdot G \cdot d_0 \cdot \left((r_2 - r_1) + \sqrt{r_1^2 + z^2} - \sqrt{r_2^2 + z^2} \right)$$

Em que θ é o ângulo de abertura de cada um dos setores em radianos, d_0 é uma densidade aparente para a qual se vai determinar a correção topográfica em $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$, G é a constante de gravitação universal, r_1 e r_2 são os raios internos e externos, que limitam as zonas e z é a diferença de cota entre o valor médio da altitude do terreno limitado por um sector e altitude do local onde foi efetuada medida gravimétrica.

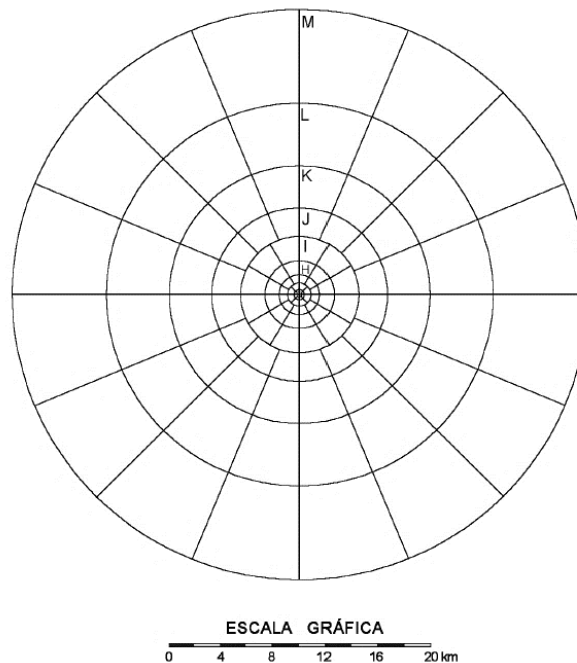


Figura 20. Exemplo da rede de Hammer. Esta utilizada para efetuar correções topográficas para cartas com escala 1:25 000 (adaptado de: Hammer, 1939).

A equação 18 fornece o valor parcial da correção topográfica e tem de ser aplicada para cada uma das zonas e para cada um dos setores. Para obtermos o valor final da correção topográfica é necessário somar todas as correções parciais pertencentes a cada zona e setor, usando a seguinte equação:

(Eq.19)

$$\Delta g_{\text{Topo}} = \frac{(\sum \Delta g_{\text{topo}}^*) \cdot d_B}{d_0}$$

Em que d_B é a densidade de Bouguer que será calculada numa fase mais à frente e d_0 a densidade com a qual foi realizada a correção. As unidades de ambas as densidades são em $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Concluo que a correção topográfica se faz com a rede e tabela de Hammer.

3.5.9. Densidades

Há dois valores de densidade que são usados na prospeção gravimétrica: a densidade de Bouguer (permite a redução dos valores gravimétricos à superfície de referência) e a densidade das rochas ou estruturas geológicas. A densidade de Bouguer é usada para calcular o valor das correções de Bouguer e topográfica. A densidade das rochas ou estruturas geológicas é usada na modelação gravimétrica.

3.5.9.1. Densidade de Bouguer

Existem dois métodos para determinar a densidade de Bouguer são eles o método de Parasnis e o método de Nettleton.

O método de Parasnis é analítico e baseia-se na equação 9 da anomalia de Bouguer. Adapta-se esta equação de modo a corresponder à equação de uma reta:

(Eq.20)

$$\left(g_{\text{Bouguer}} - (g_{\text{Obs}} \pm \Delta g_{\text{L-S}} \pm \Delta g_{\text{D}}) \right) = (\Delta g_{\text{Bou}}^* + \Delta g_{\text{Topo}}^*) \cdot d_B + (\Delta g_{\text{Alt}} \pm \Delta g_{\text{Lat}} + \Delta g_{\text{E-T}})$$

Em que a inclinação da reta (reta traçada através do Método dos Mínimos Quadrados), corresponde ao valor da densidade de Bouguer, d_B .

3.5.9.2. Densidade das rochas

As anomalias gravimétricas resultam do contraste de densidade entre as diversas estruturas geológicas e a geologia que as envolve. A densidade da maior parte das rochas depende da sua composição mineralógica e porosidade (Keary & Brooks, 1984). No caso das rochas sedimentares, uma das principais propriedades que controla a densidade das formações, é a porosidade. Assim, há que ter em atenção a profundidade a que as formações sedimentares se encontram, pois, a porosidade tem tendência a diminuir com a profundidade, através da compactação e cimentação, provocando o aumento da densidade nas rochas. No

que diz respeito às rochas ígneas e metamórficas, a densidade é condicionada pela composição mineralógica, onde esta aumenta com diminuição da acidez da rocha e o elevado grau de metamorfismo (Hinze, 1990; Kearey *et al.*, 2009).

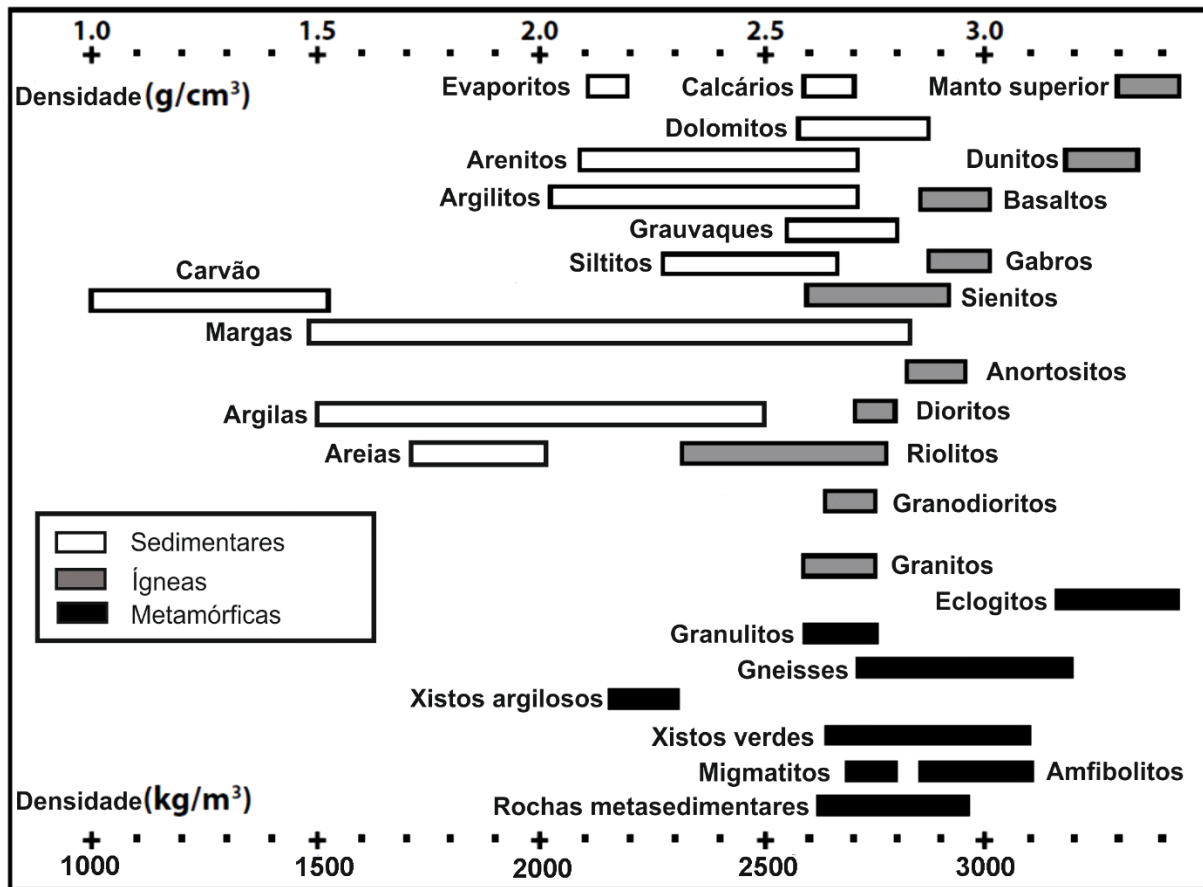


Figura 21. Densidades de diversos tipos de rochas (adaptado de: Heinze *et al.*, 2013).

É indispensável o conhecimento da densidade das formações geológicas para se poder fazer a interpretação e modelação gravimétrica.

Uma formação geológica é na maior parte dos casos composta por mais do que uma litologia. Sendo assim, a sua densidade é considerada uma média das densidades das rochas que a constituem.

Para a interpretação das anomalias é necessário em primeiro lugar, descobrir a densidade das rochas abaixo da superfície para então se poder modelar a estrutura geológica.

Em áreas onde as rochas não afloram e não há amostras de furos de sondagem, tem-se que recorrer a valores de densidade tabelados e escolher aqueles que melhor se adaptam ao caso em estudo, mas em áreas em que há dados de prospeção sísmica, estabelece-se uma relação entre a velocidade de propagação das ondas sísmicas e a densidade (Telford *et al.*, 1976; Hinze, 1990), através da equação expressa por Gardner *et al.* (1974):

(Eq.21)

$$d = 0,23 \cdot v^{0,25}$$

Em que d é o valor da densidade em $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ e v a velocidade das ondas sísmicas em pés por segundo (Gardner, 1974).

3.5.10. Anomalias Gravimétricas

Normalmente na prospeção geofísica as anomalias gravimétricas com interesse, estão sobrepostas e há a necessidade de fazer a sua separação. A grandeza dessas anomalias, depende do contraste entre as densidades das estruturas que se quer localizar e o meio que a envolve. Consoante o contraste entre densidades, as anomalias podem ser positivas ou negativas dependendo de o meio ter uma densidade menor ou maior, que a estrutura nele inserida.

O mapa da anomalia de Bouguer, constrói-se através da soma das várias medições gravimétricas realizadas numa dada área, medições que dependem do cálculo da equação 9, e do cálculo das várias correções gravimétricas descritas anteriormente. No entanto é preciso referir, que o mapa da anomalia de Bouguer, apresenta anomalias sobrepostas derivadas das várias estruturas localizadas abaixo da superfície terrestre, sendo necessário fazer a sua separação.

A equação seguinte, expressa a relação entre o valor da anomalia de Bouguer e a soma das anomalias regional e residual:

(Eq.22)

$$g_{\text{Bouguer}} = g_{\text{regional}} + g_{\text{residual}}$$

De um modo geral, as anomalias com um grande comprimento de onda correspondem a estruturas profundas e de grandes dimensões e dão origem às anomalias regionais, as anomalias com um pequeno comprimento de onda correspondem a estruturas de pequena dimensão em comparação com as anteriores e dão origem a anomalias residuais. Estruturas geológicas como filões, massas minerais e falhas provocam normalmente uma anomalia gravimétrica com um comprimento de onda muito inferior ao das estruturas regionais.

O método mais usado para efetuar a separação da anomalia residual da regional é o ajustamento por retas ou polinómios. Este ajustamento é feito pelo o Método dos Mínimos

Quadrados, em que há um ajuste de uma reta ou de um polinómio aos valores do perfil da anomalia de Bouguer, representando essa reta ou polinómio a anomalia regional. A diferença entre os valores da reta ou do polinómio (anomalia regional) e os valores do perfil da anomalia de Bouguer correspondem à anomalia residual (Figura 22) (Lowrie, 1997).

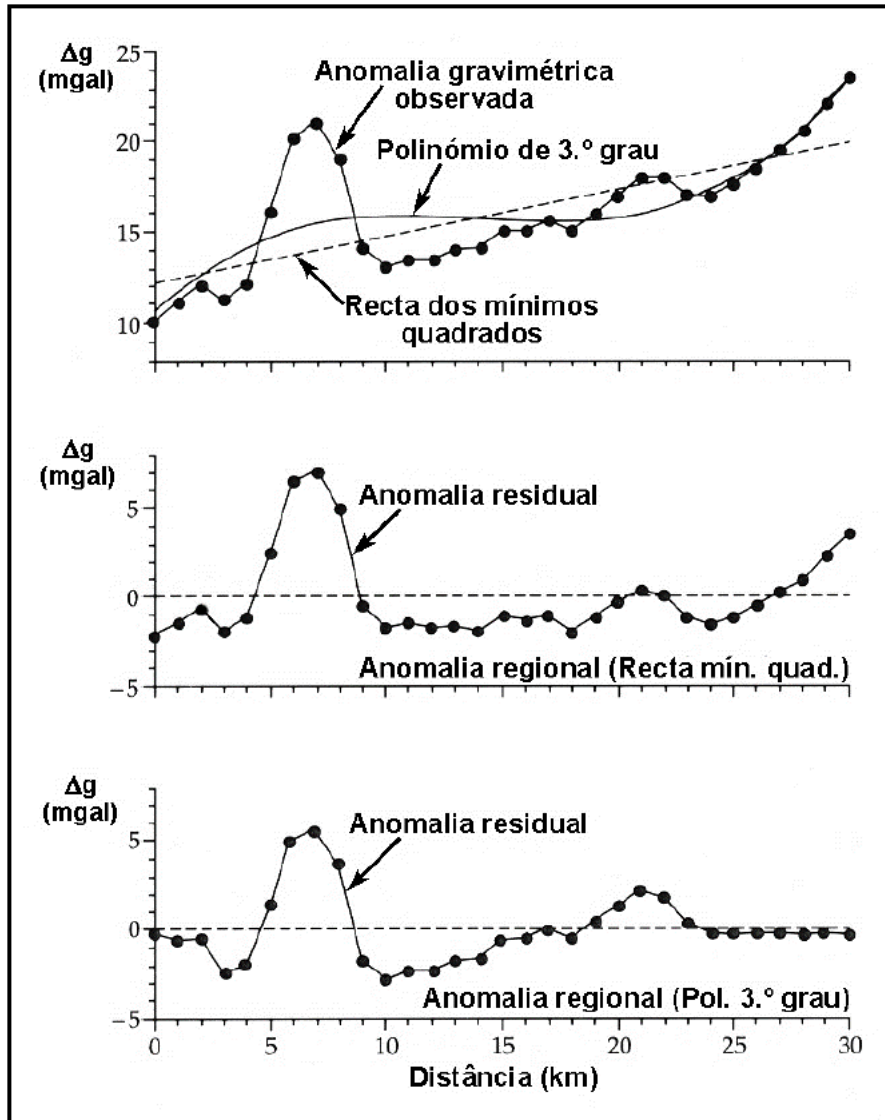


Figura 22. Exemplos de ajustamento por reta dos mínimos quadrados e polinómios para a separação da anomalia residual da regional (adaptado de: Lowrie, 1997).

4. Metodologias

4.1. Análise e interpretação de dados de Sistema de Informação Geográfica

Na construção do Sistema de Informação Geográfica (SIG), necessário ao tratamento e visualização espacial de dados, procedeu-se à aquisição de vários tipos de dados e ferramentas de trabalho:

1. Carta Geológica de Portugal. Folha 51-B Vila do Bispo, Folha 52-A Portimão, 52-B Albufeira, 53-A Faro e 53-B Tavira;
2. Cartas de anomalia de Bouguer e posteriores Cartas de anomalias gravimétricas construídas a partir destas Cartas de anomalia gravimétrica regional e Cartas de anomalia gravimétrica residual. Uma adquirida através de dados de Satélite retirados do site Bureau Gravimétrique International (Figura 23);
3. Dados de furos de sondagem para a prospeção de hidrocarbonetos (Imperador, Corvina, Ruivo, Algarve I e Algarve II) (Figura 24);
4. Perfis sísmicos multicanal para a prospeção de hidrocarbonetos (Figura 24);
5. Cartografia estrutural da área de estudo;
6. Cartas Batimétricas adquirida em General Bathymetric Chart of the Oceans e National Oceanic and Atmospheric Administration (Figura 24);
7. Software SIG (ESRI Arcgis 10.3.1);
8. Software de modelação 2D e 3D (Geosoft Oasis Montaj 8.3.3; Geosoft GM-Sys; Golden Software Surfer 9 e Google Earth Pro);
9. Software de ferramentas de calculo (Microsoft Office Excel 2016);
10. Software de desenho (Coreldraw X7)
11. Bibliografia adequada.

Após aquisição destes dados e ferramentas procedeu-se à sua georreferenciação e posterior construção. O projeto SIG teve como objetivo no caso das Cartas de anomalia de Bouguer a comparação entre a adquirida através de dados de Satélite e a construída através dos dados obtidos nas campanhas de prospeção de hidrocarbonetos (Figura 23 e Figura 25).

No caso dos furos de sondagem na área de estudo, estes permitiram correlacionar e obter as profundidades corretas dos pacotes sedimentares nesses locais, nomeadamente na

sondagem Corvina, interceptada pelo o perfil P-41 (Figura 3, Figura 24 e Figura 31) e modelado neste trabalho.

4.1.1. Dados de Satélite

Em relação aos dados gravimétricos obtidos por satélite, o objetivo foi compará-los com os obtidos nas campanhas de prospeção de hidrocarbonetos na área de estudo como já foi referido e observando a carta de Anomalia de Bouguer por Satélite (Figura 23) e Carta de Anomalia de Bouguer originada pelos os dados da campanha (Figura 35), vê-se perfeitamente que os valores diferem em média 100 miligals. Para além que se regista uma grande diferença nas anomalias observadas no mapa originado por dados de satélite e no mapa originado pelos dados recolhidos na campanha de prospeção de hidrocarbonetos. Conclui-se assim não ser viável utilizar para trabalho, os dados obtidos por satélite na área de estudo.

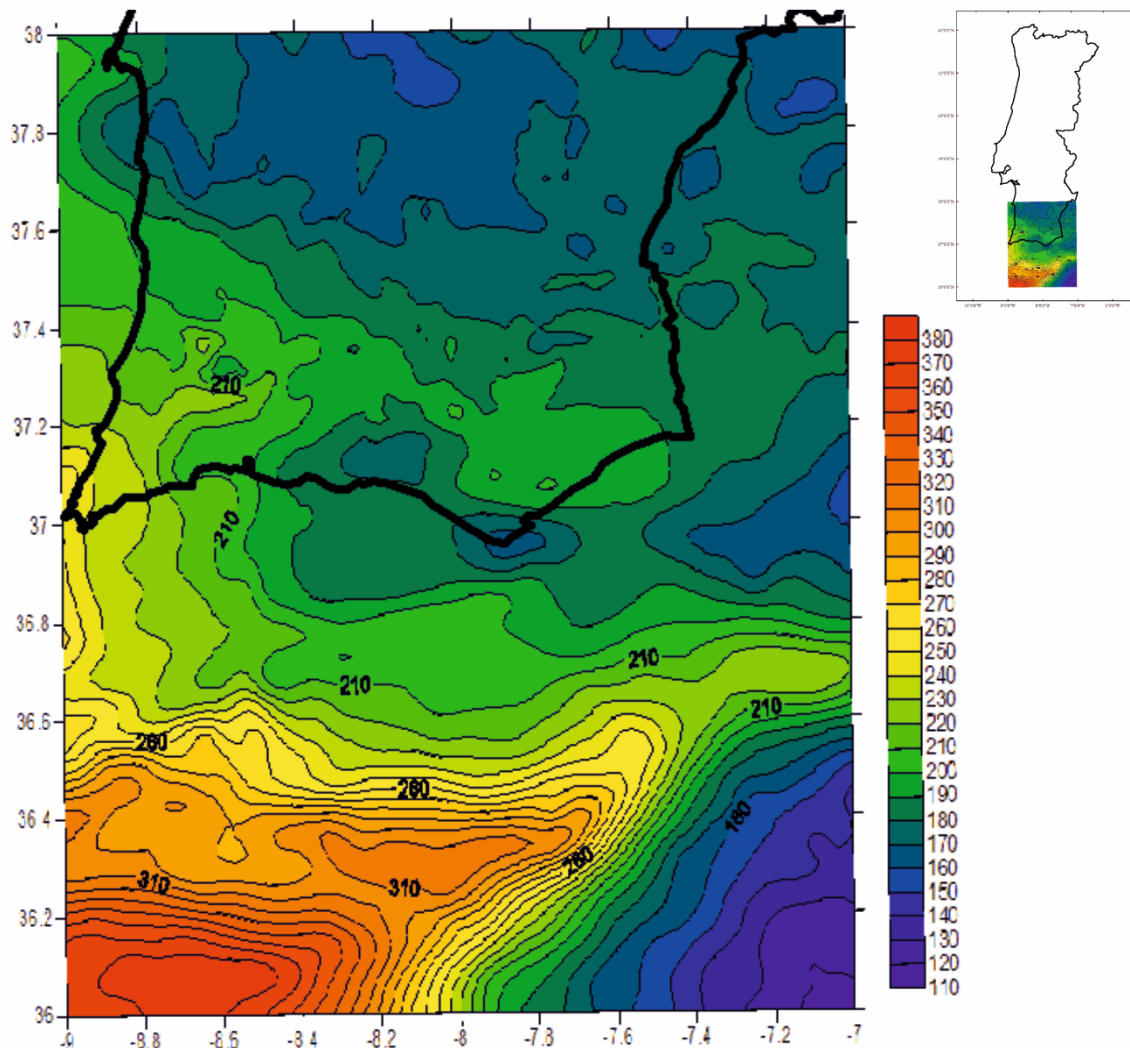


Figura 23. Anomalia de Bouguer (mgal) obtida através de dados de satélite – paralelos: 36N a 38N; meridianos: 7W a 9W (Bureau Gravimétrique International).

4.1.2. Batimetria da Margem Algarvia

Apresenta-se a georreferenciação dos dados de furos de sondagem, para a prospeção de hidrocarbonetos, Imperador, Corvina, Ruivo, Algarve I e Algarve II e dos perfis sísmicos multicanal necessários na construção do Sistema de Informação Geográfica (SIG).

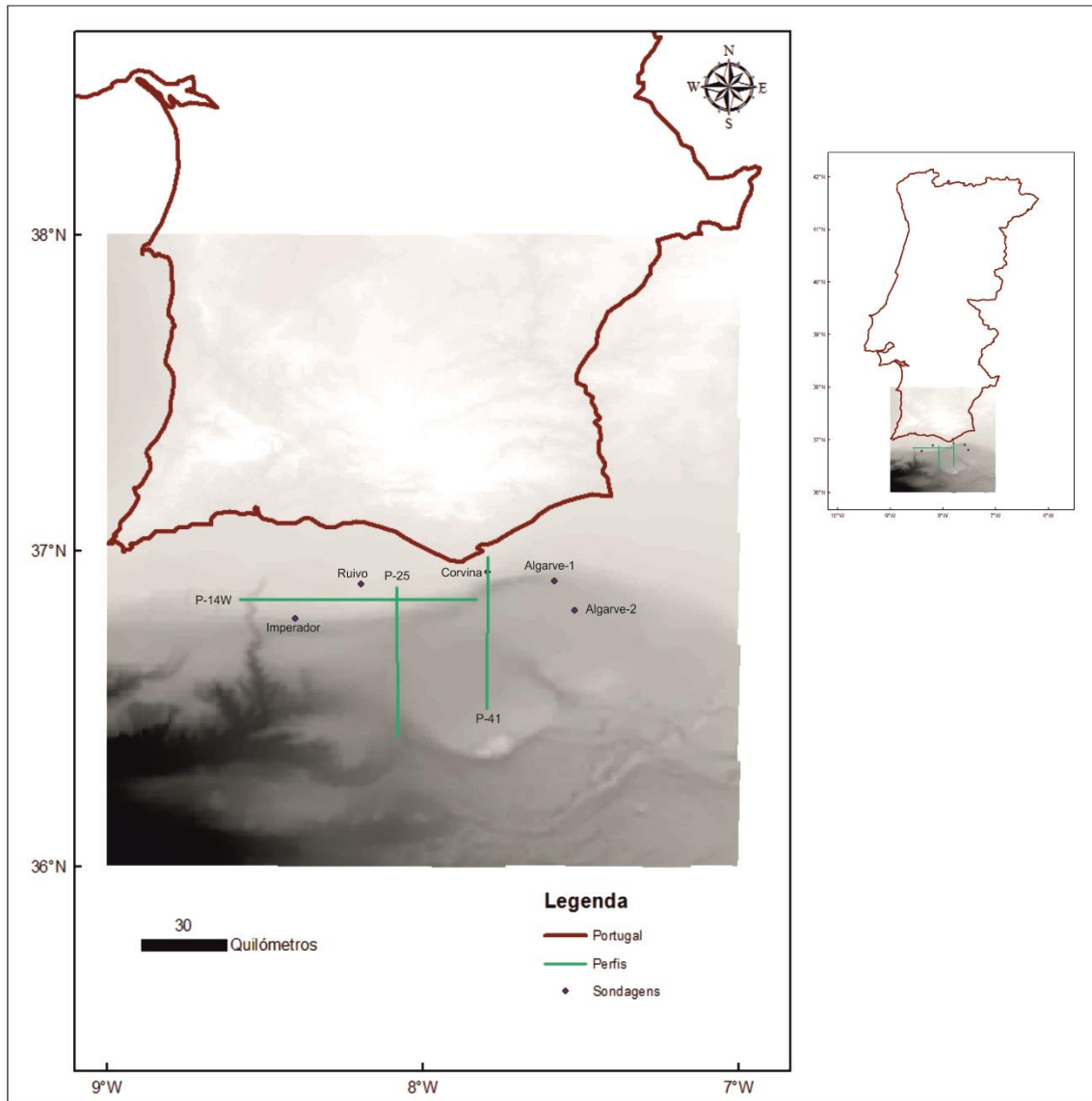


Figura 24. Batimetria da Margem Algarvia, com a localização das sondagens existentes na área de estudo e dos perfis modelados através do método gravimétrico de prospeção geofísica (General Bathymetric Chart of the Oceans).

4.2. Análise e caracterização de dados gravimétricos

Levando em consideração o facto de que a modelação gravimétrica, se torna mais complexa se individualizarmos cada uma das formações geológicas existentes, criou-se oito

pacotes distintos de densidade onde as unidades geológicas são agrupadas. Sendo o caso neste estudo em que as rochas não aflorarem à superfície e não há acesso às amostras de furos de sondagem. Recorreu-se assim, aos valores de densidade tabelados em Lopes (1993) e Lopes *et al.* (2012), área de estudo localizada na Bacia Lusitânica (oeste *onshore* de Portugal) e Matias (2007), área de estudo localizada no *offshore* da Marem Algarvia. Desta maneira escolheu-se os valores que melhor se adaptam para a construção dos modelos gravimétricos propostos neste trabalho (Tabela 2).

Tabela 2. Tabela de densidades dos pacotes usados na modelação gravimétrica com cores usadas nos modelos construídos (baseado em: Matias, 2007; Lopes, 1993; Lopes *et al.*, 2012).

Idade	Litologia	Densidade (g/cm³)
Miocénico a Pleistocénico	Calcários, arenitos, areias e argilitos	2.3
Paleocénico a Oligocénico	Calcários e calcários dolomíticos	2.55
Cretácico	Arenitos e Calcários	2.35
Jurássico	Calcários dolomíticos Calcários e calcários margosos	2.55
Hetangiano	Sal (Formação evaporítica)	2.2
Triásico	Arenitos Triásicos	2.6
Banco de Guadalquivir (Mesozoico)	Soco Metamórfico/Ígneo	2.84
Paleozoico	Soco	2.67

No presente trabalho, para a elaboração dos mapas apresentados, os dados gravimétricos usados neste estudo foram recolhidos durante as campanhas de prospeção

geofísica na Margem Algarvia pelas companhias Chevron e Challenger entre 1974/1975, em que através da G.S.I (Geophysical Survey Inc.) se obteve as medidas gravimétricas na região.

Estas medições foram realizadas ao longo dos perfis de reflexão sísmica também contruídos durante estas mesmas campanhas, adquirindo-se assim uma malha regular (Figura 2) (Lopes, F. C., Figueiredo, F. P., & Mendes-Victor, L. A., 2009).

4.2.1. Anomalia de Bouguer

Para facilitar os cálculos na construção do mapa da anomalia de Bouguer (Figura 25), utilizou-se o sistema de coordenadas cartesianas UTM. Foi usado o software Surfer®, em que o método de interpolação utilizado foi o *Kriging*, permitindo produzir uma rede regular de 100 linhas x 88 colunas, com um espaçamento de 1,2 km em ambos os eixos, X e Y. O facto de ser ter utilizado o método *Kriging*, como método de interpolação, deve-se a este, levar em consideração a variabilidade espacial dos dados, ou seja, ser um processo de estimativa de valores de variáveis distribuídas no espaço, a partir de valores adjacentes (Landim, P., 2006), permitindo representar a continuidade espacial dos valores adquiridos. Um outro pormenor a que se deu atenção foi à delimitação do mapa construído (Figura 25), com o objetivo de apenas ser visível a área correspondente a valores fiáveis e dos quais há registo.

4.2.2. Anomalia Regional

O mapa da anomalia regional (Figura 26) permite perceber a tendência da distribuição do soco na área de estudo, assim, após a construção do mapa da anomalia de Bouguer procedeu-se à filtragem do campo regional gravimétrico.

Através do cálculo da superfície de tendência que corresponderá à anomalia regional, conseguido a partir da técnica do ajustamento polinomial, com a aproximação do campo regional a uma superfície de 2ª ordem (superfície quadrática), ou seja, a partir de uma regressão polinomial de segundo grau tendo como base os dados provenientes da anomalia de Bouguer, procedeu-se à construção do mapa da anomalia regional, usando o software Surfer® (Figura 26). Em que a superfície quadrática, da anomalia regional, é representada pela seguinte equação:

(Eq.23)

$$Z(x,y) = A_{00} + A_{01}Y + A_{02}Y^2 + A_{10}X + A_{11}XY + A_{20}X^2$$

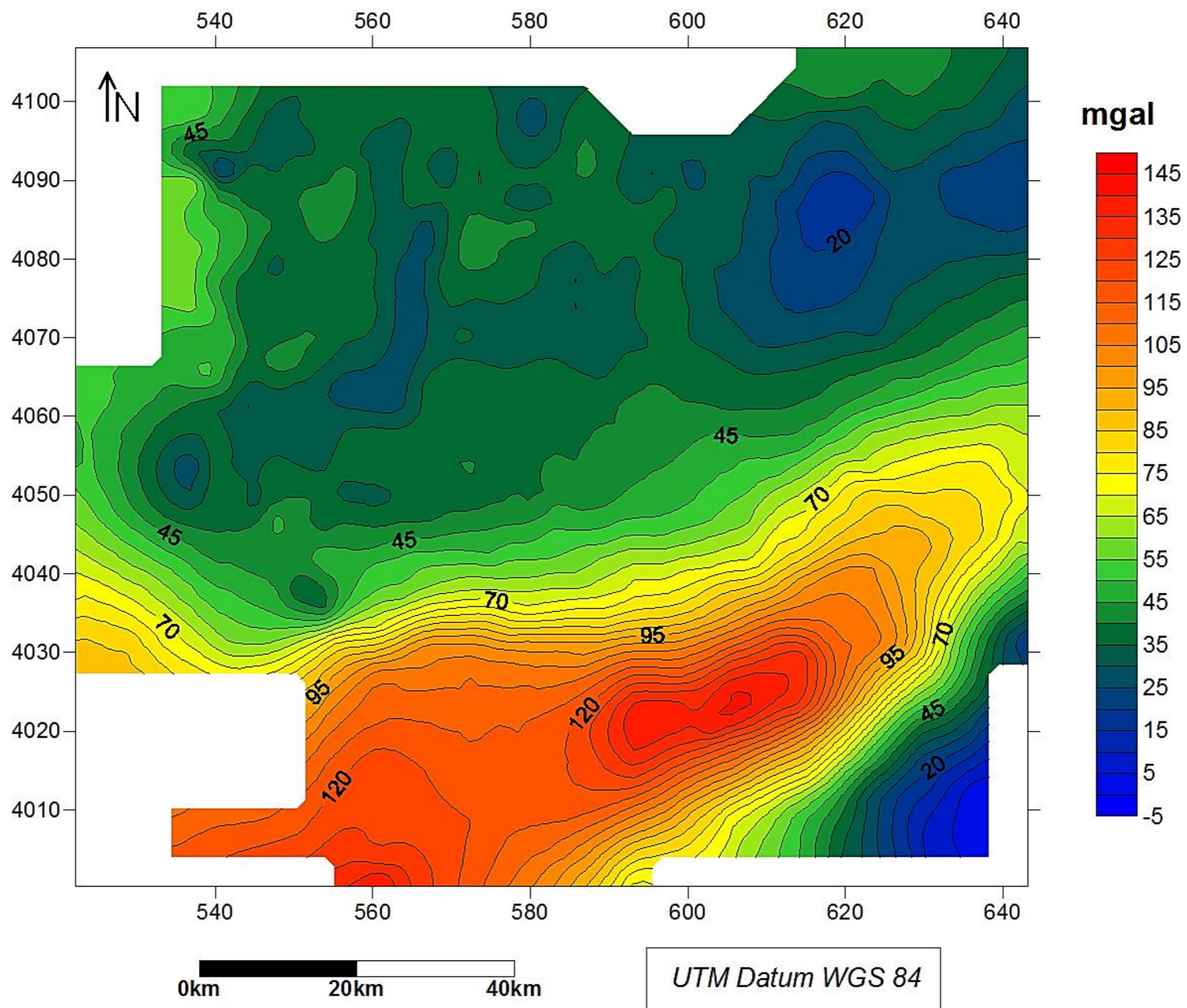


Figura 25. Mapa da anomalia de Bouguer da área de estudo (*offshore* da Margem Algarvia).

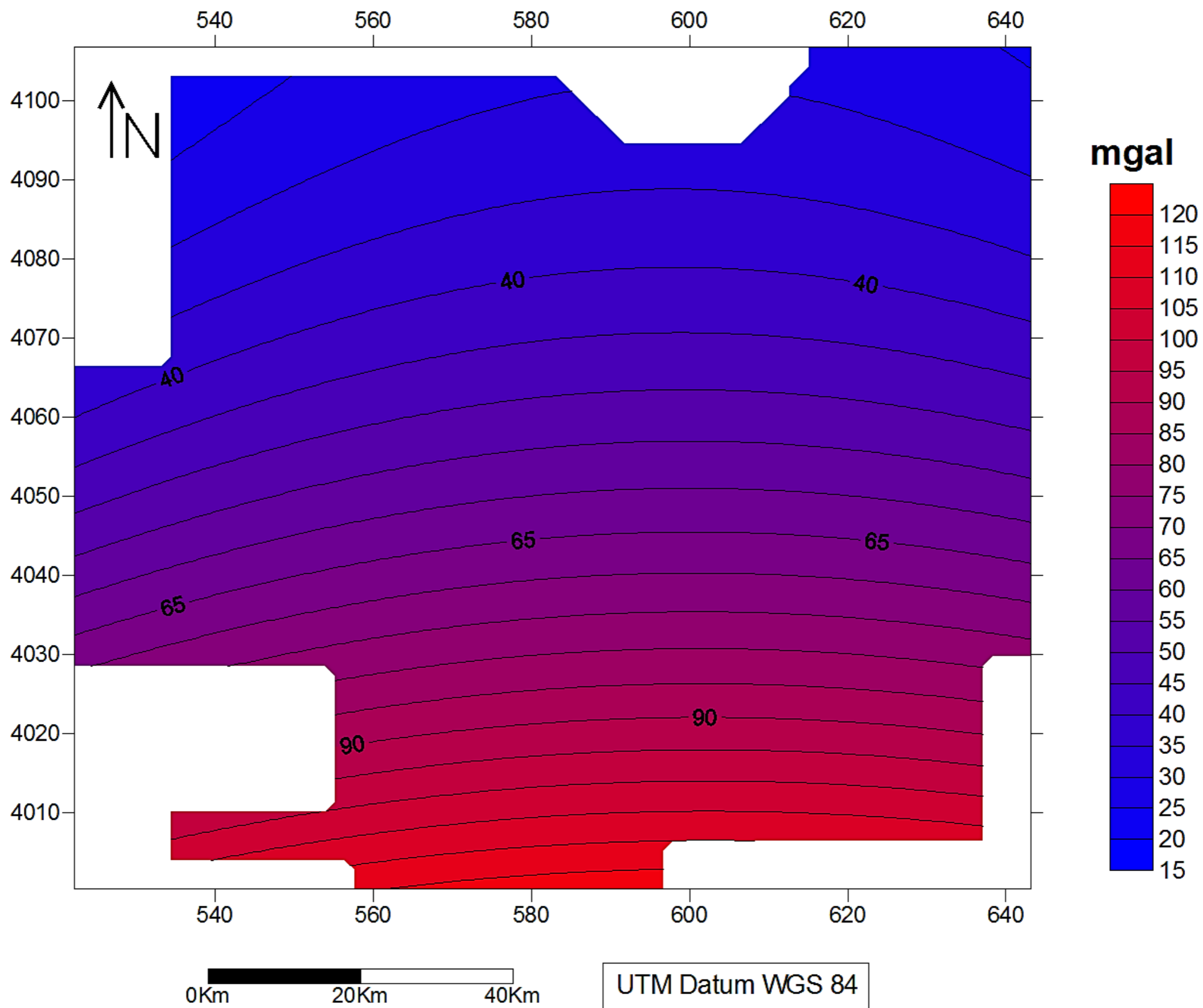


Figura 26. Mapa da anomalia regional da área de estudo (*offshore* da Margem algarvia).

Onde os coeficientes de regressão da equação são:

$$A_{00} = 94167,193884146$$

$$A_{01} = -46,110698541268$$

$$A_{02} = 0,0056017474091853$$

$$A_{10} = 3,5262850846545$$

$$A_{11} = -0,00024590414106943$$

$$A_{20} = -0,0021079496810989$$

A escolha do método estatístico (regressão polinomial) e da superfície de tendência (superfície de regressão quadrática), para a separação da anomalia regional, deveu-se ao conhecimento geológico adquirido da região e da correlação com a anomalia gravimétrica gerada pelo o método.

Durante esta escolha procedeu-se a várias construções de mapas da anomalia gravimétrica através de diferentes métodos de regressão (Tabela 3) (Figura 27, Figura 28 e Figura 29), até se verificar qual se adequaria melhor à área de estudo.

Tabela 3. Métodos de regressão e seus coeficientes de regressão para o cálculo da anomalia regional da área de estudo.

Superfície cúbica	Coef. regressão	$Z(X, Y) = A_{00} + A_{01}Y + A_{02}Y^2 + A_{03}Y^3 + A_{10}X + A_{11}XY + A_{12}XY^2 + A_{20}X^2 + A_{21}X^2Y + A_{30}X^3$
	A_{00}	-2260424,566636
	A_{01}	17,760435535647
	A_{02}	-4,6534440761954E-006
	A_{03}	4,0688871695264E-013
	A_{10}	-6,8574553560042
	A_{11}	3,6403500893118E-006
	A_{12}	-4,8871717700395E-013
	A_{20}	-8,9725219084749E-007
	A_{21}	2,7749485886241E-013
	A_{30}	-1,3087105992093E-013

Superfície bilinear	Coef. regressão	$Z(X, Y) = A_{00} + A_{01}Y + A_{10}X + A_{11}XY$
	A_{00}	3001,5996381285
	A_{01}	-0,00073283019420951
	A_{10}	0,00067197378291656
	A_{11}	-1,5397943349578E-010
Superfície planar	Coef. regressão	$Z(X, Y) = A_{00} + A_{01}Y + A_{10}X$
	A_{00}	3373,9908582952
	A_{01}	-0,00082445716303871
	A_{10}	4,6184122098518E-005

4.2.3. Anomalia Residual

A anomalia residual obtém-se através do cálculo da diferença da anomalia de Bouguer com a anomalia regional, expresso pela equação 24:

(Eq.24)

$$g_{\text{residual}} = g_{\text{Bouguer}} - g_{\text{regional}}$$

Esta anomalia é essencial para cartografar as estruturas geológicas desejadas e constituintes da Bacia do Algarve na área de estudo, permitindo uma aproximação à forma destas estruturas através da sua projeção horizontal na superfície de referência.

O cálculo desta anomalia foi realizado através do programa informático Surfer® e os seus valores gravimétricos variam entre -106,3 e 53,8 mgal (Figura 30). É também preciso referir, que a anomalia residual, reflete a variação da densidade das estruturas geológicas mais próximas da superfície e o meio envolvente, permitindo assim a sua cartografia (Sheriff *et al.*, 1990).

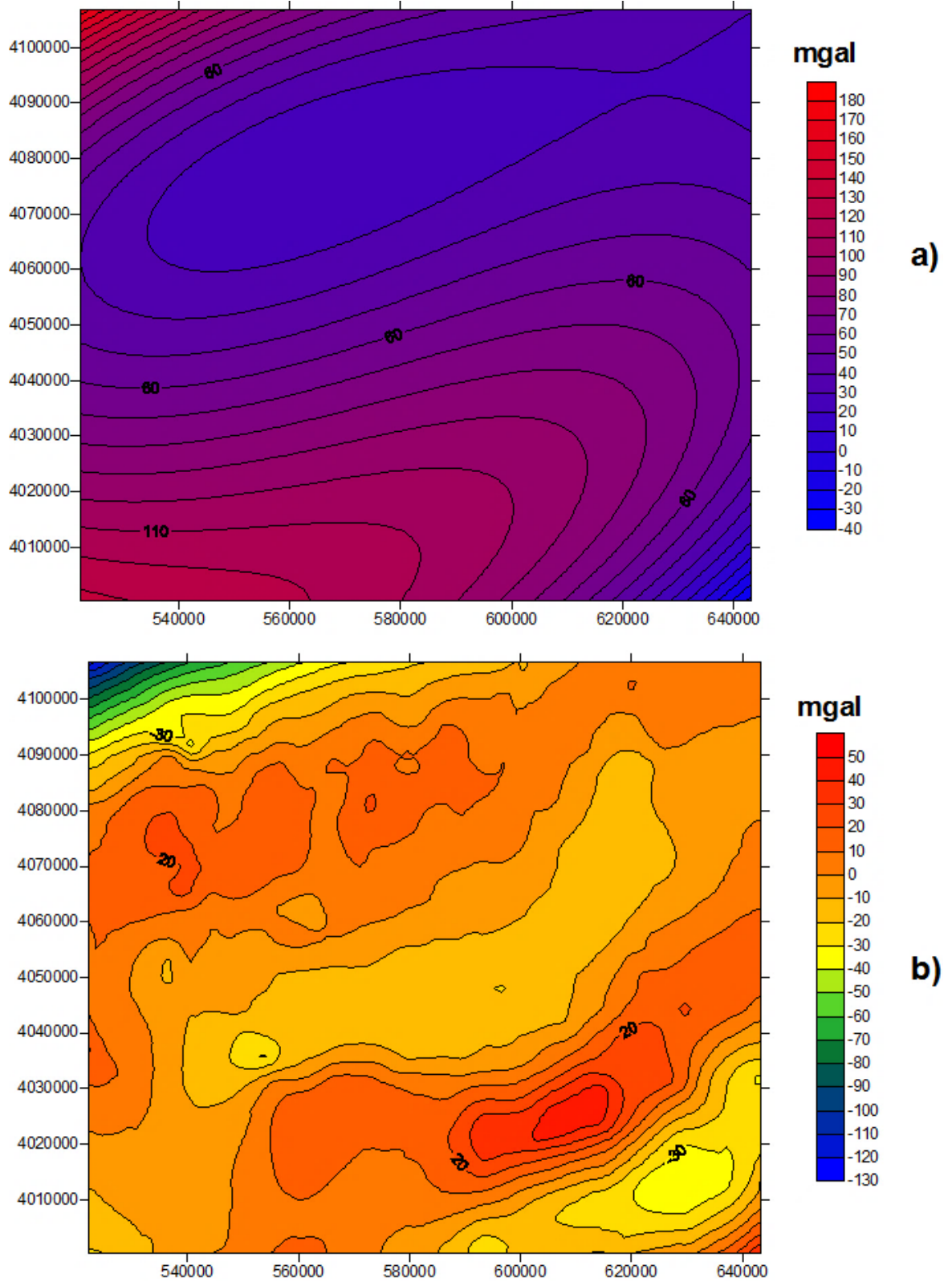


Figura 27. Mapas da Anomalia (mgal) regional (a) e residual (b) através da separação por superfície cúbica.

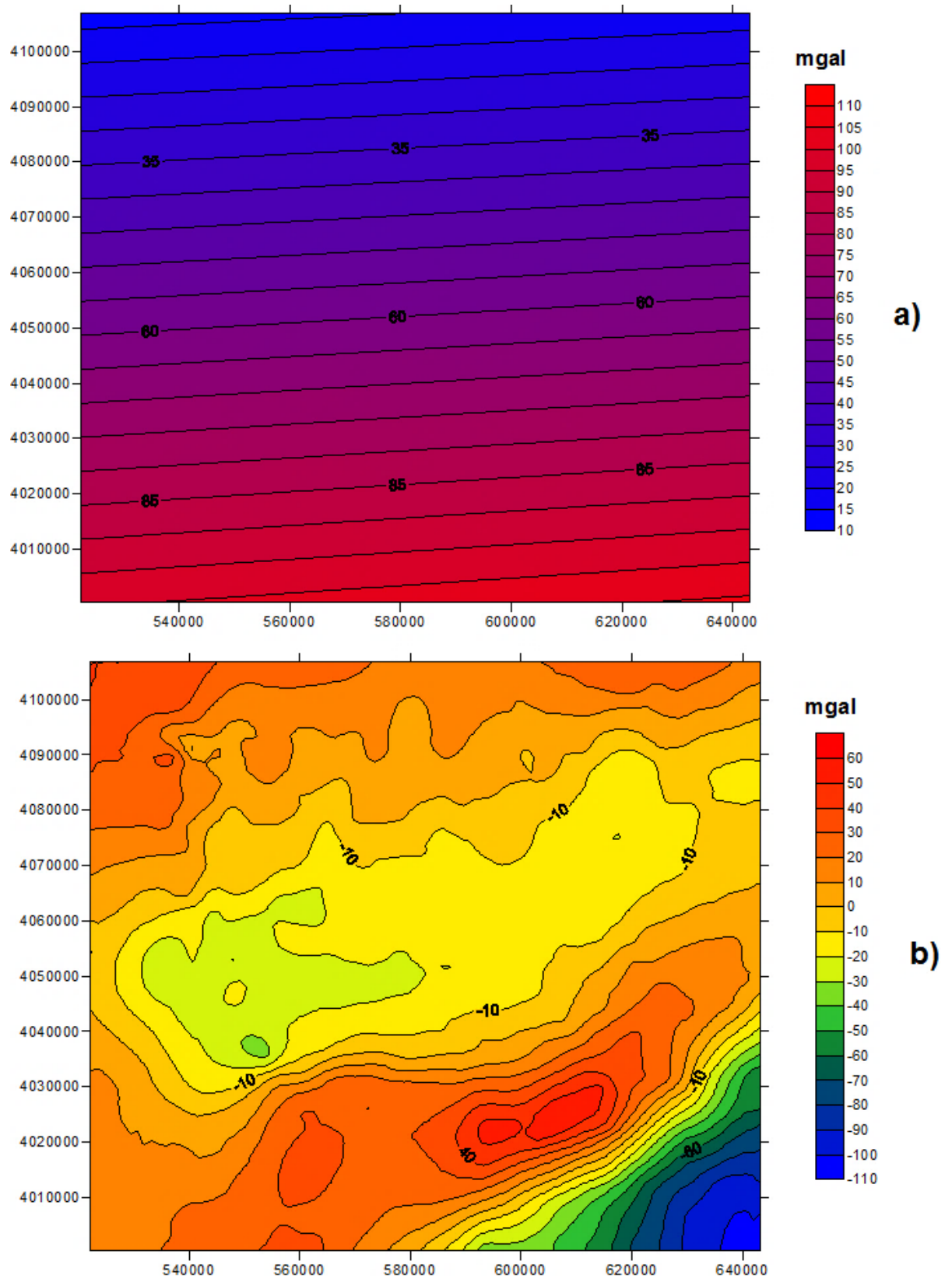


Figura 28. Mapas da Anomalia (mgal) regional (a) e residual (b) através da separação por superfície bilinear.

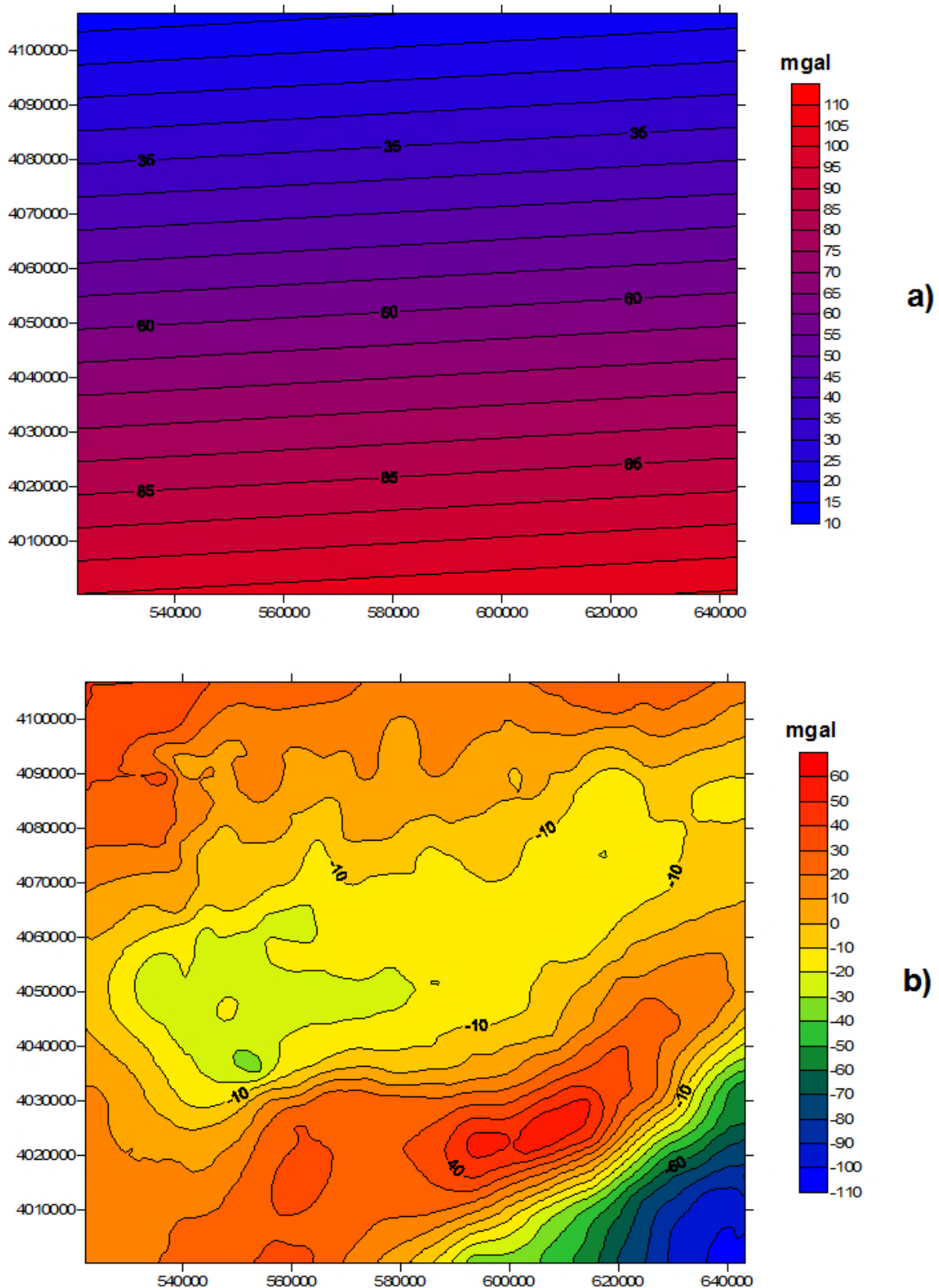


Figura 29. Mapas da Anomalia (mgal) regional (a) e residual (b) através da separação por superfície planar.

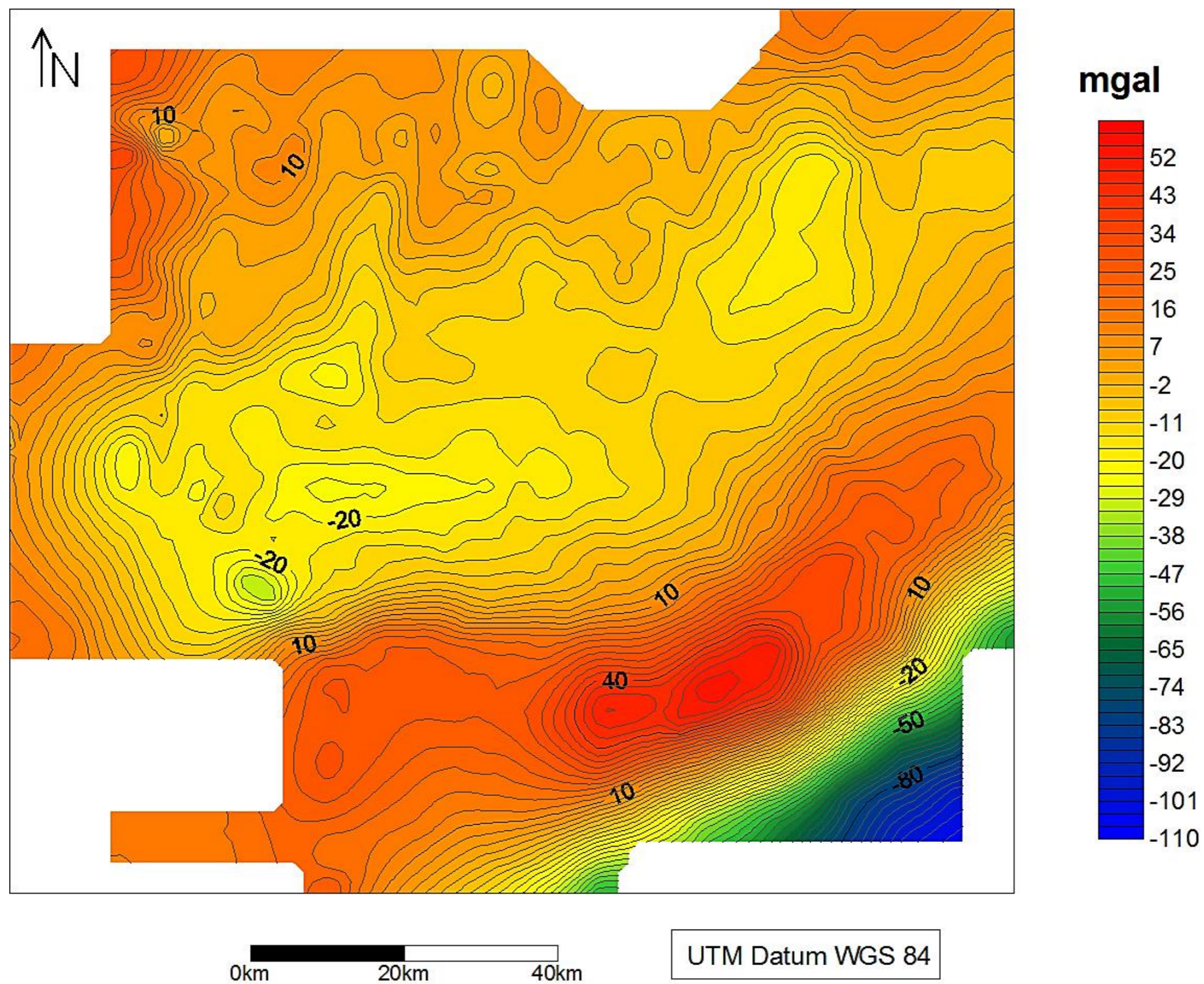


Figura 30. Mapa da anomalia residual da área de estudo (*offshore* da Margem algarvia).

4.3. Construção de modelos

Com a remoção da anomalia regional, a anomalia residual é interpretada através da distribuição das estruturas anómalas abaixo da superfície. A modelação gravimétrica é efetuada por comparação entre os perfis da anomalia de Bouguer ou residual calculados e o perfil do modelo gravimétrico originado por formas geométricas, correspondentes às estruturas geológicas que se pretende modelar.

Para a produção dos modelos gravimétricos na área de estudo, usou-se o software de modelação 2D e 3D Geosoft Oasis Montaj 8.3.3 ao qual pertence o menu Geosoft GM-Sys.

Procedeu-se por sua vez à produção dos modelos, começando pelo primeiro passo sendo este importar o ficheiro *grid* da anomalia gravimétrica residual já produzida no software Golden Surfer 9 e através deste criar o mapa respetivo no software Geosoft Oasis Montaj 8.3.3. É preciso dizer que também foram criados ficheiros grids através dos dados originais (medidas gravimétricas registadas em folha Microsoft Excel das campanhas de prospeção de hidrocarbonetos) no software Geosoft Oasis Montaj 8.3.3, apesar de no fim, se ter optado por utilizar o ficheiro *grid* criado no software Golden Software Surfer 9. Esta escolha está relacionada com o *blank space* criado no ficheiro *grid*, originado pelo software Oasis Montaj 8.3.3. Ou seja, na criação do mapa de anomalia residual necessário para a construção dos modelos gravimétricos, através do software Oasis Montaj, criavam-se neste mapa, espaços em branco correspondentes aos locais de não existência de dados (locais da não recolha de dados; espaços da malha de amostragem). Na tentativa de eliminar estes espaços em branco criados no mapa, aumentou-se a resolução da célula originada durante a interpolação dos dados com o objetivo de os preencher. Verificou-se o preenchimento destes espaços em branco, mas perda de informação geológica. Razão pela qual se optou pelas grelhas criadas anteriormente no software Golden Surfer 9 em que os resultados são expostos no capítulo 4 (Análise e interpretação gravimétrica).

Após a importação da grelha da anomalia gravimétrica residual procedeu-se então à criação do mapa respetivo no software Oasis Montaj 8.3.3 (Figura 31).

O segundo passo passou por importar os ficheiros grids batimétricas retiradas dos sites General Bathymetric Chart of the Oceans (georreferenciada no software ESRI Arcgis 10.3.1) e National Oceanic and Atmospheric Administration (já referenciado). Importou-se os *Shapefiles* georreferenciados, também no software SIG, dos perfis a modelar (P-14W; P-25 e P-41) e dos poços (Imperador, Ruivo, Corvina, Algarve1 e Algarve2), existentes na área estudo. Informação incluída no mapa de anomalia residual apresentado (Figura 31).

O Terceiro passo passou pela produção dos modelos (Figura 33, Figura 35, Figura 37 e Figura 38) através do menu Geosoft GM-Sys. Usando a informação acima descrita. Definiu-

se as unidas nas escalas usadas sendo esta o km, retirou-se os parâmetros correspondentes ao magnetismo, incorporados por defeito no programa, pois não foram utilizados e definiu-se os limites correspondentes a um polígono superior à área a modelar, isto em todos os modelos apresentados nesta dissertação. Ou seja, definiu-se um polígono muito superior à área a modelar de maneira a não existir influencia de estruturas próximas ao perfil a modelar.

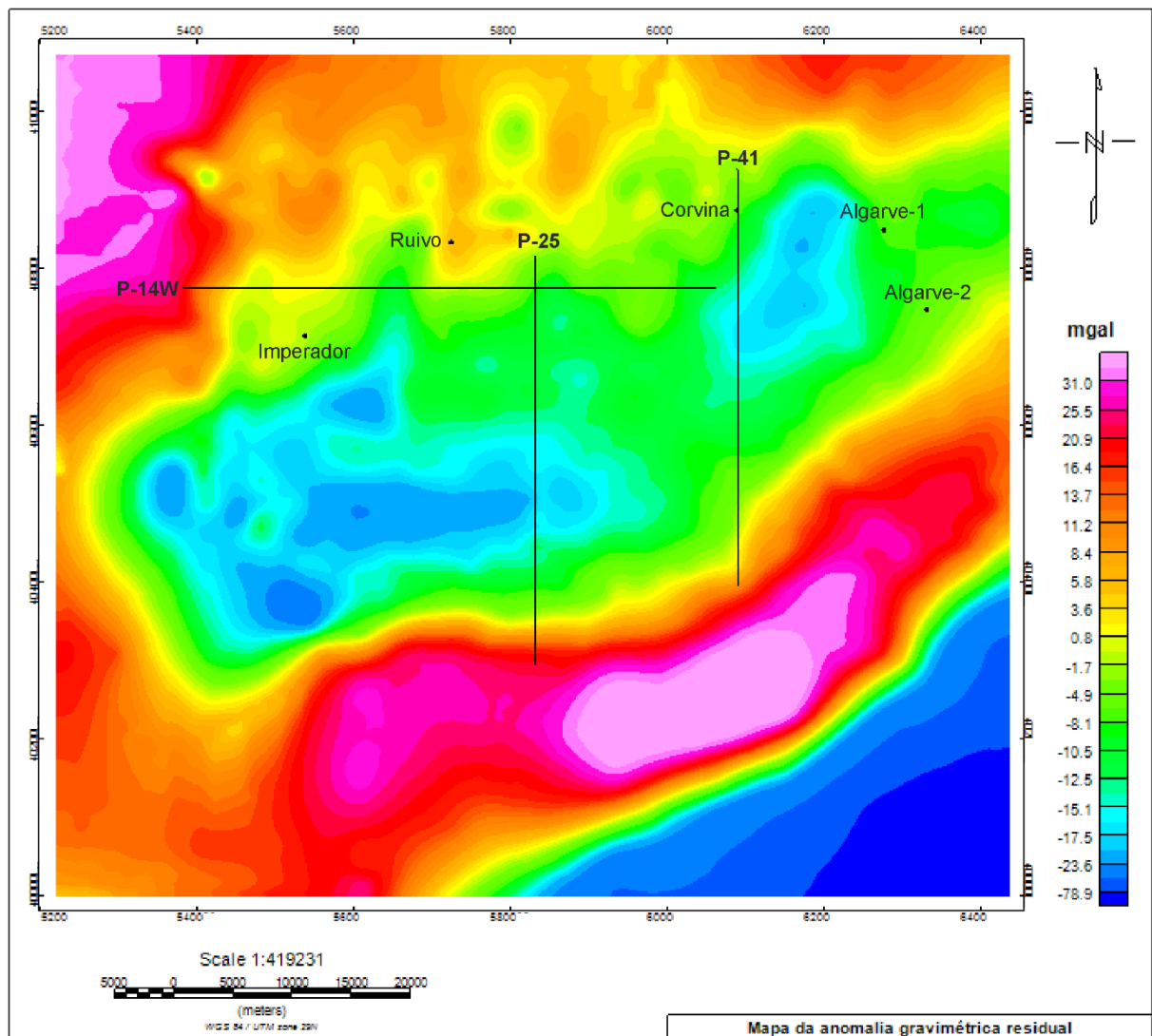


Figura 31. Mapa de anomalia gravimétrica residual com os respetivos perfis (P-14W; P-25; P-41) modelados e os furos de sondagem (Imperador, Ruivo, Corvina, Algarve1; Algarve 2) existentes na área de estudo (software Oasis Montaj 8.3.3).

Neste caso o programa por defeito definiu uma área com 32 000 km em planta em que o limite à direita do perfil apresenta um sinal positivo e o limite à esquerda um sinal negativo devido ao facto da modelação realizada ser a 2-3/4D, para além de 50 km em profundidade.

Após isto definiu-se a profundidade do manto sendo esta na área de estudo de 27 a 28 km e deu-se ao polígono correspondente ao manto a densidade de 3.3 g/cm³.

O quarto passo foi incorporar os perfis sísmicos correspondentes à área a modelar no *backdrop* e começar a construir os modelos.

Para começar a modelar, teve-se inicialmente, que dividir as várias camadas sedimentares com valores semelhantes de densidade, em pacotes, de maneira a estes representarem os sedimentos presentes na bacia.

Conclui-se, que os pacotes de densidade a inserir nos modelos gravimétricos seriam: Paleozoico (“Soco”), Banco de Guadalquivir (“Soco Metamórfico/Igneo”), Triásico, Hetangiano, Jurássico, Cretácico, Paleocénico a Oligocénico e Miocénico a Pleistocénico. As densidades para estes blocos foram obtidas com base nas densidades dos furos de sondagens existentes na Margem Algarvia referidos em Matias, (2007) e a comparação destes com os valores de densidade tabelados em Lopes (1993) e Lopes *et al.*, (2012) (Tabela 2).

As profundidades atribuídas nos modelos para os diferentes blocos sedimentares tiveram por base a informação proveniente nos dados sísmicos, assim como nos furos de sondagem.

O objetivo ao longo da construção dos modelos, foi fazer com que anomalia calculada pelo software (linha preta assinalada a cheio), se ajusta o melhor possível à anomalia real e observada no campo (linha assinalada por pontos pretos). O grau de ajustamento entre as duas linhas é dado por um erro, que deve ser o menor possível.

5. Análise e interpretação gravimétrica

5.1. Gravimetria

5.1.1. Interpretação da Anomalia de Bouguer

O mapa da anomalia de Bouguer (Figura 25) tem valores mínimos e máximos de 0,1 e 140,8 mgal, respetivamente, e foi construído com um espaçamento entre as isoanómalas de 5 mgal.

Os valores mais elevados correspondem a uma anomalia de forma elíptica alongada, de orientação N70°E, representada com a cor vermelha e localizada na zona sudeste do mapa. Estará relacionada com a influência do soco, que aí se encontra subaflorante e identificado na área de estudo como pertencendo ao Banco de Guadalquivir de orientação N70°E.

Os valores mais baixos correspondem a uma anomalia alongada, de orientação NE-SW, representada com a cor azul, situada na zona este do mapa, muito provavelmente relacionada com a depressão estrutural localizada na sub-bacia oriental da área de estudo.

Na zona centro ocidental do mapa também existe uma série de valores de anomalia mais baixos, provavelmente derivados da baixa densidade das numerosas estruturas salíferas aí implantadas, estando orientadas segundo os alinhamentos principais.

5.1.2. Interpretação da Anomalia Regional

O mapa da anomalia regional (Figura 26) permite registar as variações das estruturas geológicas existentes a maior profundidade (Sheriff *et al*, 1990). Neste estudo o objetivo da construção deste mapa foi observar a distribuição do soco na bacia, ou seja, onde este se encontra a maior profundidade, observando-se valores da anomalia gravimétrica mais reduzidos, e onde este se encontra mais perto da superfície, registando-se valores da anomalia mais elevados.

O mapa da anomalia regional (Figura 26), regista na zona norte valores mais reduzidos da anomalia regional, ou seja, uma tendência decrescente dos valores da anomalia regional, de sul para norte. Estas anomalias são interpretadas como sendo influência dos depocentros das sub-bacias pertencentes à Margem Algarvia, local onde se depositaram os evaporitos do Triásico Superior-Jurássico Inferior que deram origem a abundantes estruturas diapíricas.

Por outro lado, o aumento dos valores da anomalia gravimétrica regional para sul, é interpretado como sendo resultante do prolongamento para *offshore* do soco hercínico. Este

facto é comprovado pelo alto morfotectónico do Banco de Guadalquivir, cujas rochas do seu topo são equivalentes às do Complexo Vulcano-Sedimentar da Faixa Piritosa e às da Faixa Metamórfica de Beja-Arcena (Vegas *et al.*, 2004).

5.1.3. Interpretação da Anomalia Residual

O mapa da anomalia residual obtido (Figura 30), mostra facilmente a anomalia positiva de orientação NE-SW, provocada pelo alto morfotectónico do Banco de Guadalquivir. Na sua extremidade sudoeste, a anomalia passa a orientar-se E-W e atinge valores de 52,82 mgal de anomalia máxima.

A anomalia negativa mais saliente neste mapa (máximo negativo de -80 mgal; Figura 30), situa-se a sudeste do Banco de Guadalquivir. É provavelmente provocada pela influência conjugada da frente Alóctone do Guadalquivir (unidades alóctones constituídas por material margoso do Cretácico ao Miocénico e por material evaporítico do Triásico; e.g. Bonnín *et al.*, 1975) e da bacia do Golfo de Cádiz.

Comparando a carta da anomalia gravimétrica residual (Figura 30), com o mapa estrutural esquemático da Margem Algarvia proposto por Lopes, 2002 e Lopes *et al.*, 2006 (Figura 9) procedeu-se à identificação de várias anomalias gravimétricas e aspetos geológicos que podem ser correlacionados (Figura 32).

Primeiro e mais relevante, temos anomalias baixas, compreendidas entre os meridianos 540 e 590 e paralelos 4035 e 4065 (Figura 32). Área onde se localizam os principais depocentros cenozoicos e são visíveis núcleos anómalos cujo valor máximo negativo atinge os -30,72 mgal. Estas anomalias enquadram-se com as estruturas evaporíticas do local (Figura 32). A configuração geral da anomalia no caso de a entendermos como um todo e não apenas anomalias pontuais mostra uma orientação geral E-W (Figura 32).

Em seguida, um dos aspetos mais evidentes na carta da anomalia residual (Figura 30), situa-se entre os meridianos 550 e 570 e os paralelos 4050 e 4090 onde as isoanómalas apresentam uma curvatura acentuada e apertada com a concavidade virada para sul. Esta curvatura permite definir um alinhamento N-S a NNE-SSW correlacionável com a zona de falha de Albufeira. Observando a carta estrutural (Figura 9), percebe-se que este alinhamento é sobreposto a sul, por uma crista evaporítica e que o núcleo anómalo visível no cruzamento

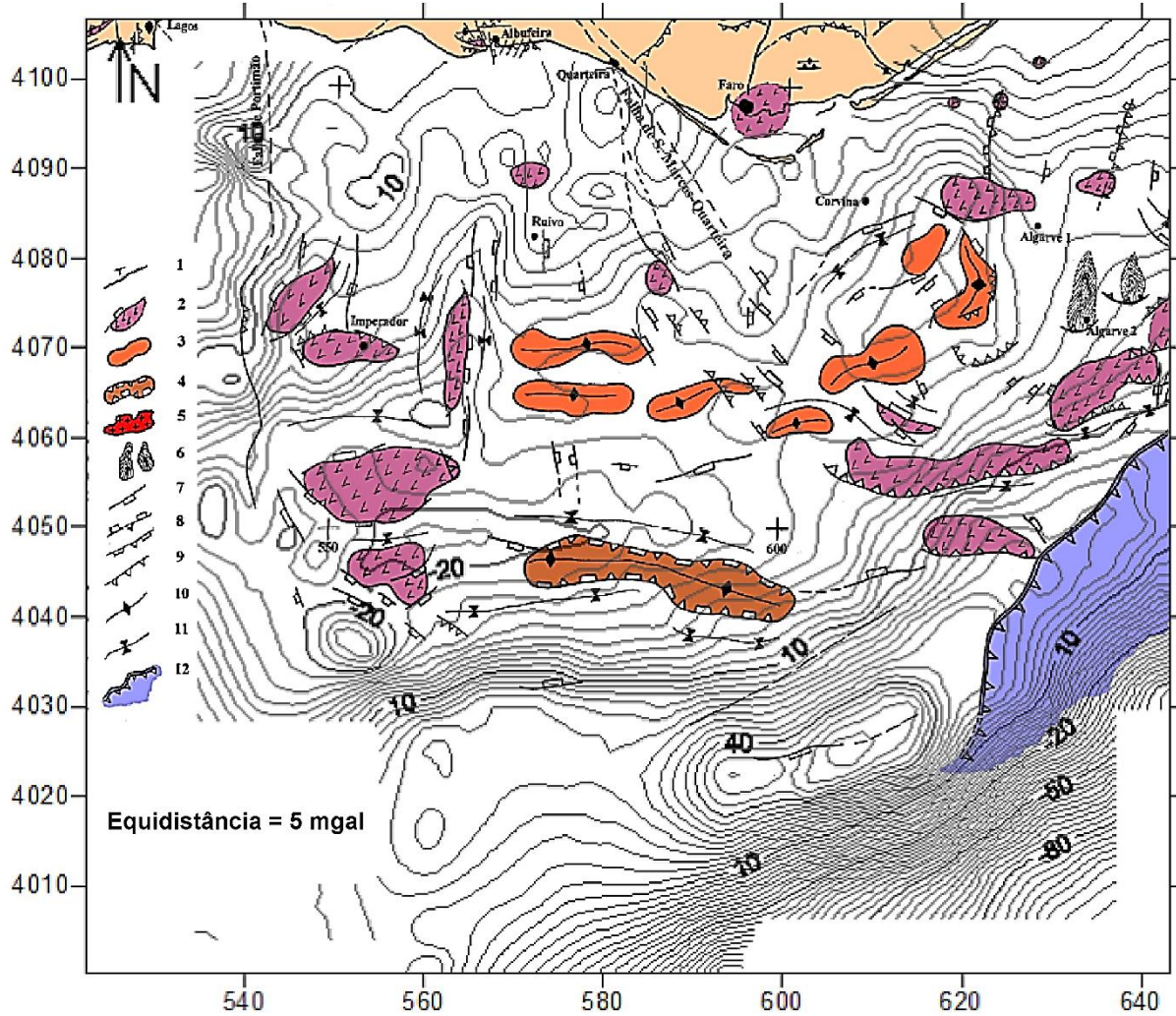


Figura 32. Carta conjunta das estruturas cenozoicas e das anomalias gravimétricas residuais (aproximação do campo regional a uma superfície de 2ª ordem). 1 – Contacto do soco com a bacia meso-cenozoica; 2 – estruturas evaporíticas; 3 – alto estrutural; 4 – semi-graben invertido; 5 – Maciço de Monchique; 6 – deslizamentos gravitacionais; 7 – falha normal; 8 – falha normal reativada como inversa; 9 – falha inversa; 10 – eixo anticlinal; 11 – eixo sinclinal; 12 – Unidade Alóctone de Guadalquivir (adaptado de: Lopes, 2002).

entre o meridiano 560 e o paralelo 4062 corresponde a um depocentro (sinclinal) localizado a sudoeste desta mesma crista evaporítica (Figura 32).

Outra anomalia negativa cujo valor atinge os -18,36 mgal situa-se entre os meridianos 610 e 630 e os paralelos 4070 e 4090 (Figura 32). Tem a forma de elipse e o eixo maior tem a orientação NE-SW. Correlacionando esta anomalia com o mapa estrutural da Margem Algarvia (Figura 32), percebe-se que esta se localiza num local da área de estudo, onde existe um eixo sinclinal seguido para leste por um eixo anticlinal, várias falhas normais e o bordo sudoeste de uma crista evaporítica. Razão para a manifestação da anomalia residual negativa. Menos evidente, mas também presente, é o alinhamento estrutural correspondente

à Zona de Falha de Portimão, em que é evidenciado no mapa da anomalia residual (Figura 30), o alinhamento N-S das isoanómalas, ao longo do meridiano 540 e com uma inflexão para sudeste entre os paralelos 4060 e 4070 correlacionável com a Falha de Portimão (Figura 32). Por fim é de referir o facto do mapa da anomalia residual (Figura 30), evidenciar o acidente tectónico provocado pela falha S. Marcos-Quarteira (FSMQ), entre os meridianos 590 e 610. Onde é visível através do traçado e magnitude das isoanómalas a existência desta falha estrutural de orientação NW-SE. É bem visível para oeste do alinhamento (FSMQ), as isoanómalas apresentarem uma orientação geral E-W, enquanto para leste mostrarem uma orientação NE-SW. Correlacionando esta informação com o mapa estrutural da Margem Algarvia (Figura 32), confirma-se o prolongamento para *offshore* do alinhamento tectónico de orientação N40°W (acidente FSMQ), que condiciona a estruturação tectónica da margem (Lopes, *et al.*, 2009).

5.2. Modelação

Neste subcapítulo apresenta-se a modelação gravimétrica de três perfis, com base nos cortes geológicos interpretativos dos perfis sísmicos P-14W (direção E-W), P-25 e P-41 (direção N-S) propostos por Lopes (2002) e Lopes *et al.* (2006).

O perfil P-41 foi constringido pelos dados da sondagem Corvina, o que aumenta o rigor do modelo sísmico (Figura 38 e Figura 39).

A escolha destes perfis teve por base, o facto de intercetarem anomalias gravimétricas visíveis nos mapas de anomalias gravimétricas construídos, assim como grandes estruturas geológicas (Figura 9 e Figura 31) e aspetos morfológicos (Figura 11) identificados na área de estudo.

5.2.1. Interpretação dos Modelos

5.2.1.1. Modelo 1

Este modelo (Figura 34) teve como base o corte interpretativo do perfil sísmico P-14W (Figura 33) previamente proposto por Lopes (2002) e Lopes *et al.* (2006), estando a sua localização assinalada na figura 31. O modelo gravimétrico possui muito bom ajuste e confirma, no geral, o modelo sísmico.

Na extremidade oeste destaca-se a presença da falha de Portimão-Monchique, cuja expressão na batimetria se traduz pelo Canhão de Portimão, pouco visível no modelo apresentado, mas bem visível no perfil sísmico correlacionado com este modelo.

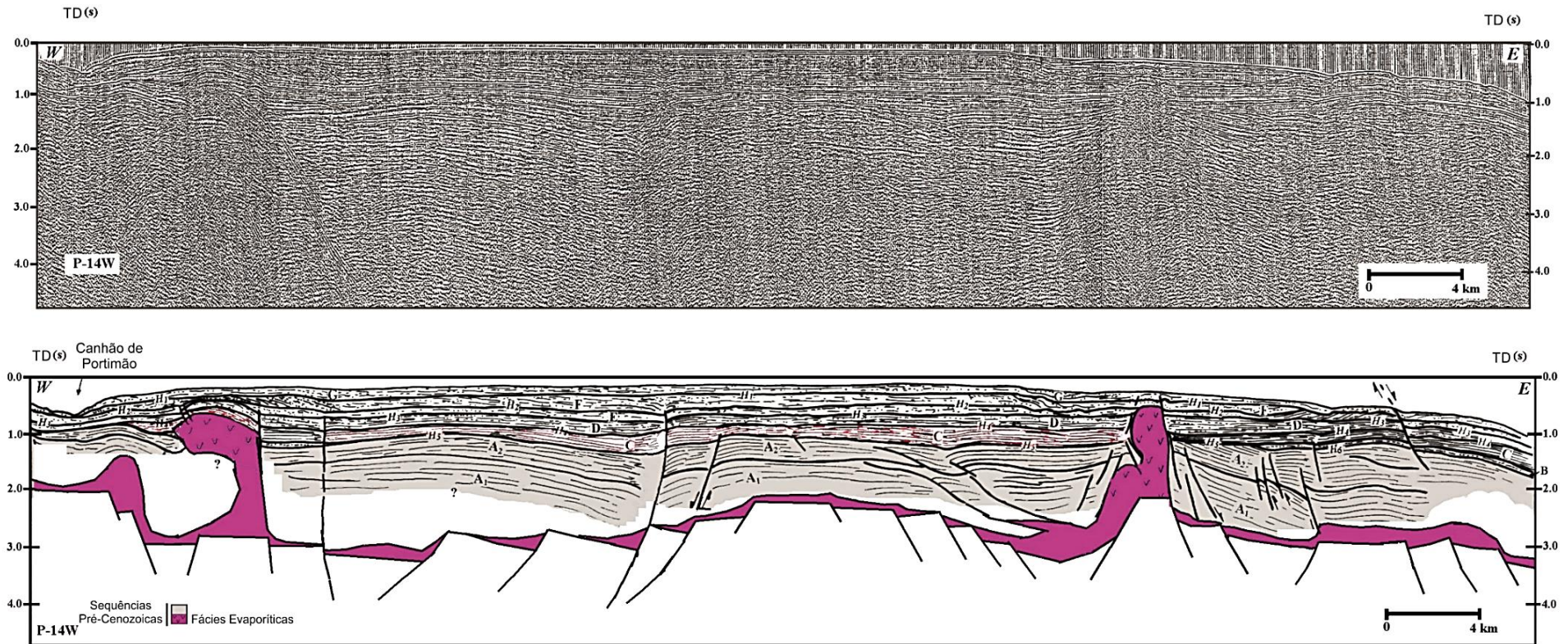


Figura 33. Perfil de reflexão sísmica P14W e respetivo corte interpretativo (Lopes, 2002; Lopes et al., 2006).

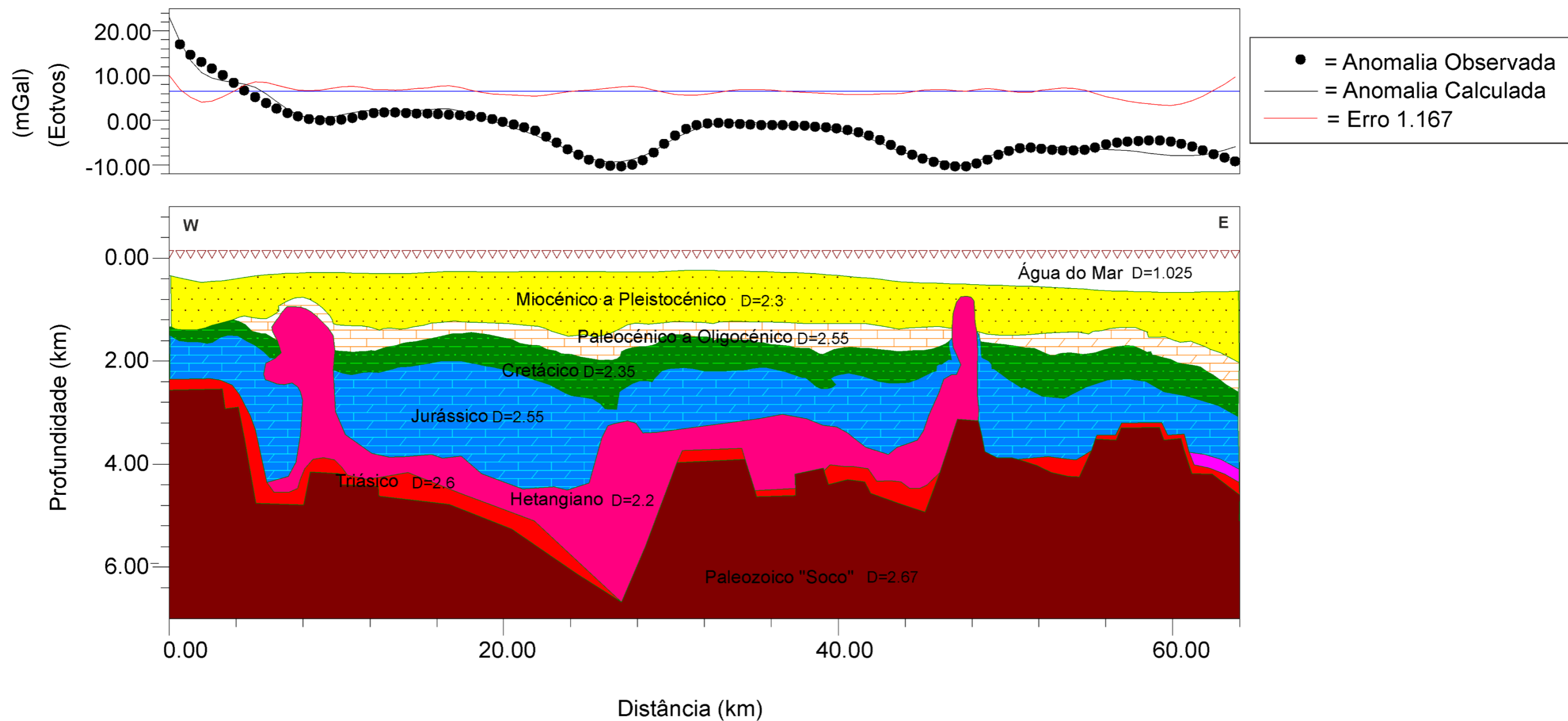


Figura 34. Modelo 1: Modelação gravimétrica do Perfil P-14W (com um erro de ajustamento de 1.167 %). O maior erro de ajustamento entre a anomalia calculada e a observada regista-se nos extremos do perfil.

A leste da falha de Portimão, localiza-se uma massa evaporítica (crista evaporítica com direção N40°E; Lopes, 2002; Lopes *et al.*, 2006), limitada a ocidente por uma bacia de afundimento bem visível no modelo e provocada pela ascensão desta massa que provocou a subsidência dos sedimentos sobrejacentes e deformou as camadas superiores com a formação de um anticlinal. A leste desta intrusão evaporítica de grande amplitude, existem duas falhas subverticais exibidas no perfil sísmico. É verificado, no modelo, o facilitismo que estas estruturas provocaram na ascensão deste muro de sal, que apresenta um pouco abaixo do seu topo uma geometria em língua de sal projetada para norte, a intruir as camadas Jurássicas, originada pelo contraste de densidades (halocinése).

No centro do modelo salienta-se a falha normal com enraizamento profundo, ao nível do soco, de direção N-S e pendor acentuado para oeste. Esta falha parece condicionar a acumulação e o fluxo ascensional dos evaporitos e a nucleação de uma estrutura evaporítica.

Outra estrutura relevante, confirmado pelo modelo gravimétrico, é o domo evaporítico situado na extremidade leste, deformando todas as camadas sedimentares desde o Jurássico ao Cenozoico.

Mais a leste do domo evaporítico, a modelação gravimétrica confirma o abatimento do fundo marinho para SE, condicionado pelo abatimento do soco resultante da atuação de falhas normais de direção NW-SE, das quais se destaca a falha de São Marcos-Quarteira).

Neste modelo não se pode deixar de verificar o dobramento geral presente nas unidades sedimentares desde o Jurássico ao Cenozoico. Por outro lado, o topo do soco possui uma topografia bastante acidentada, em Horst e grabens. A sua profundidade oscila entre os 2,5 km, na extremidade oeste, e os 6,5 km, na parte central, onde se reconhece um semi-graben. A camada evaporítica é mais espessa no modelo gravimétrico do que no modelo sísmico.

5.2.1.2. Modelo 2

Este modelo gravimétrico (Figura 36) teve como base o corte geológico interpretativo do perfil sísmico P-25 (Figura 35) previamente proposto por Lopes, (2002) e Lopes *et al.*, (2006), estando a sua localização assinalada na figura 31. Também neste caso se consegue um bom ajuste entre o modelo gravimétrico obtido e o modelo sísmico inicial.

Neste modelo, o primeiro reparo vai para as camadas cenozoicas com suave pendor para sul (bem visível no perfil sísmico P-25; Figura 35) e sem falhas relevantes, sendo apenas visível no modelo construído uma dobra em anticlinal a afetar as unidades cenozoicas correspondentes ao intervalo Paleocénico a Miocénico inferior.

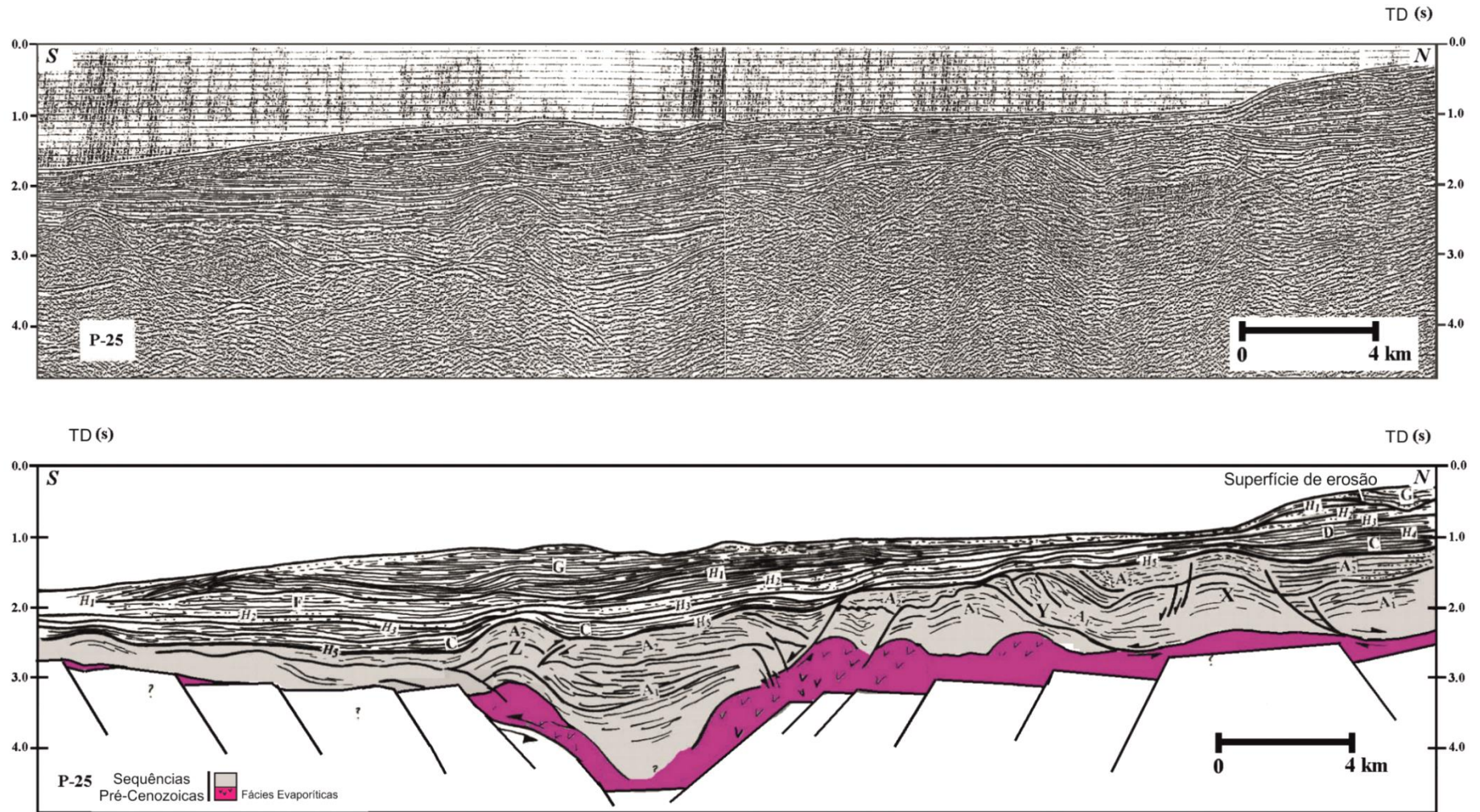


Figura 35. Perfil de reflexão sísmica P-25 e respetivo corte interpretativo (Lopes 2002; Lopes et al., 2006).

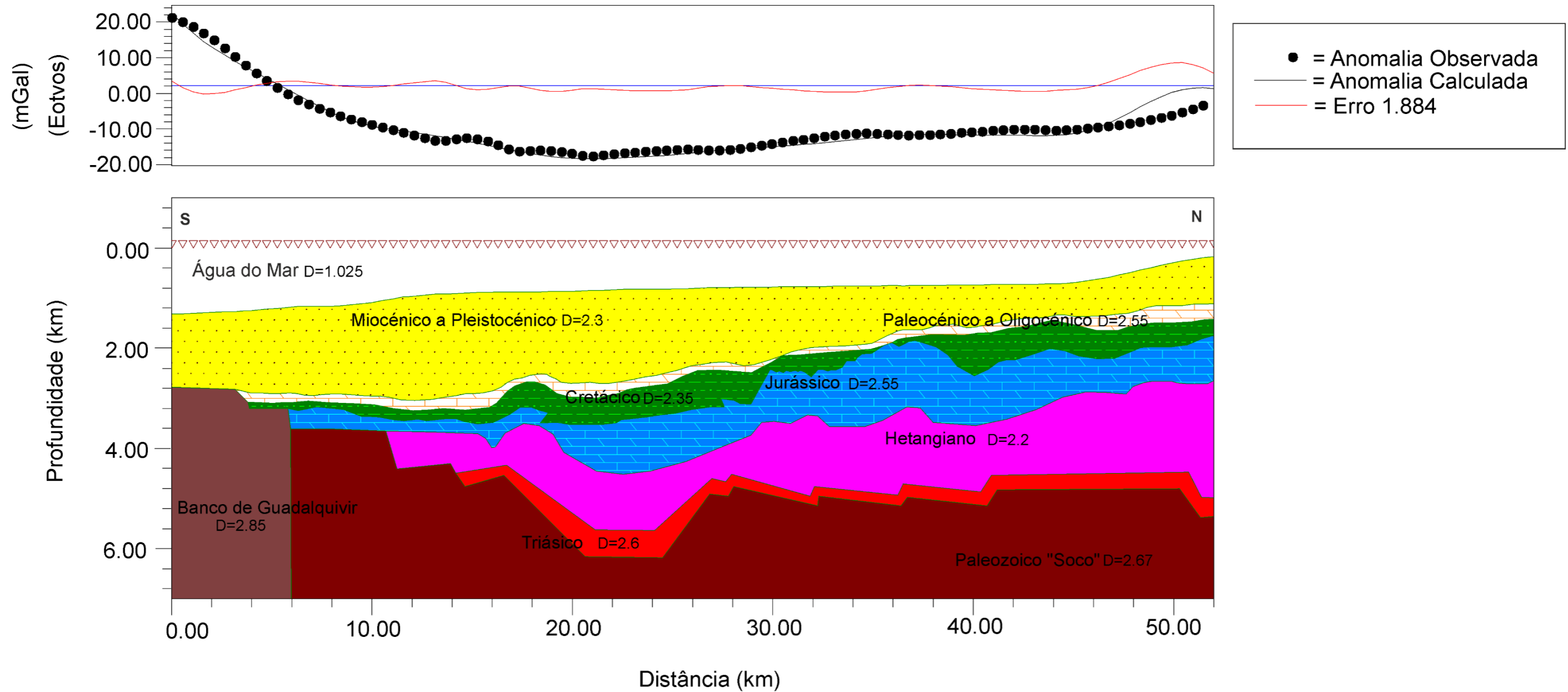


Figura 36. Modelo 2: Modelação gravimétrica do Perfil P-25 (erro de ajustamento de 1.884 %). O maior erro de ajustamento entre a anomalia calculada e a observada regista-se nos extremos do perfil.

Este dobramento sobrepõe-se a um semi-graben Jurássico. Em contraste, a geometria apresentada pelas camadas Jurássicas e Cretácicas é compatível com uma forte tectonização, que se traduz no modelo sísmico por grandes dobramentos e cavalgamentos com vergência para sul, no sector norte e central do modelo. As falhas enraízam-se ao nível da camada evaporítica. Esta possui maior espessura no modelo gravimétrico do que no modelo sísmico, mas a sua importância como nível de descolamento é bastante evidente.

A estrutura em semi-graben invertido envolvendo o dobramento de camadas do Mesozoico e do Cenozoico inferior, localizada na secção central do perfil, interpretada no modelo sísmico, possui um bom ajuste no modelo gravimétrico.

O soco encontra-se a uma profundidade que varia entre os 2 km, na extremidade sul do perfil, e os 6 km, na região central do perfil. O seu topo é articulado em patamares sucessivos, formando semi-grabens que se abatem em direcção a um graben central.

A extremidade sul do perfil sísmico alcança o flanco norte do Banco do Guadalquivir. Como esta estrutura é responsável pela maior anomalia positiva reconhecida na área estudada (ver mapas de anomalias de Bouguer e Residual; Figura 25 e Figura 30), propôs-se no modelo gravimétrico, nesse local, ao nível do soco, um bloco com uma densidade de 2.85 g/cm³, que contrasta com a densidade de 2.67 g/cm³ adotada para o restante soco paleozoico. Também aqui a curva teórica e a curva observada apresentam um bom ajuste.

5.2.1.3. Modelo 3

O modelo gravimétrico 3 (Figura 38 e Figura 39) teve como base o corte geológico interpretativo do perfil sísmico P-41 (Figura 37) previamente proposto por Lopes (2002), estando assinalada a sua localização na Figura 31. Dos três perfis modelados, é aquele em que o ajuste entre o modelo sísmico e o modelo gravimétrico é menor, concretamente no que concerne seu sector norte. Neste sector, o perfil sísmico intersecta o talude interno, exibindo à superfície, a Fossa de Álvares Cabral, e em profundidade, a paleomargem mesozoica, caracterizada por uma escadaria de blocos abatidos para sul e ligeiramente basculhados para norte. São propostas duas versões para o modelo 3, que diferem na arquitetura e na geometria das formações neste sector.

A. Modelo 3A

Nesta versão A (Figura 36), a arquitetura e a geometria das formações das secções sul e central do modelo gravimétrico ajustam-se muito bem ao proposto no modelo sísmico.

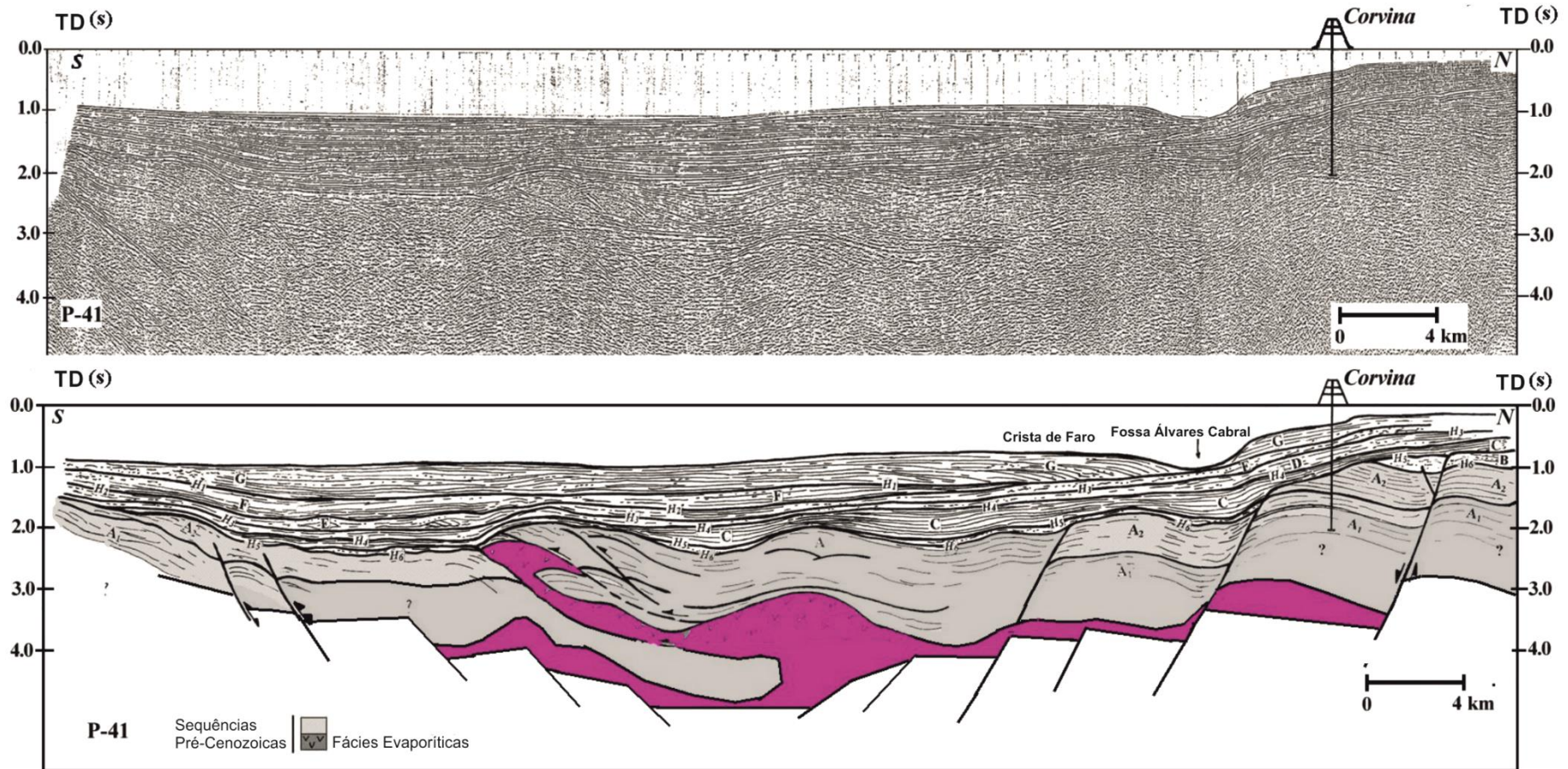


Figura 37. Perfil de reflexão sísmica P-41 e respetivo corte interpretativo (Lopes 2002).

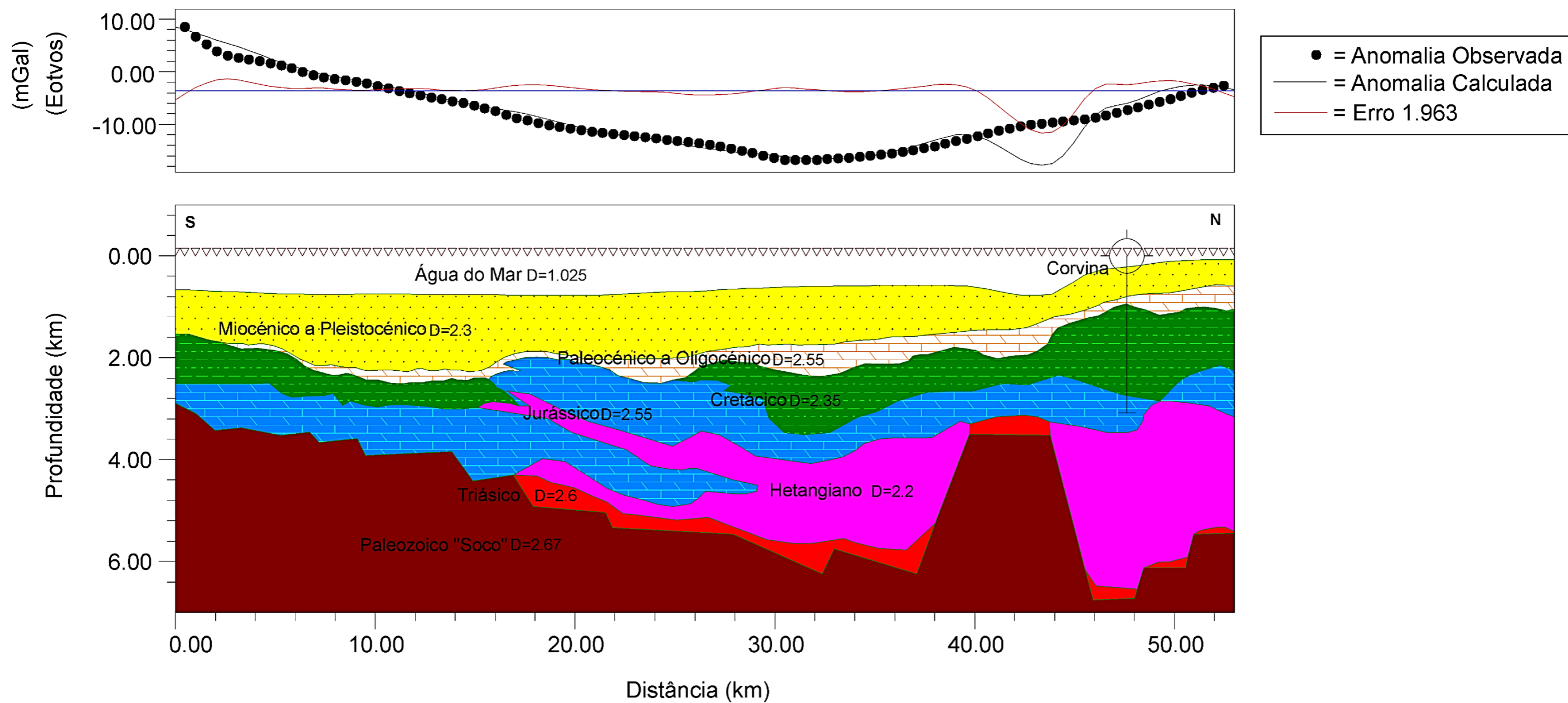


Figura 38. Modelo 3A: Modelação gravimétrica do Perfil P-41 (com um erro de ajustamento de 1.963 %). O maior erro de ajustamento entre a anomalia calculada e a observada regista-se na zona norte no perfil, no sector correspondente à Fossa Álvares Cabral.

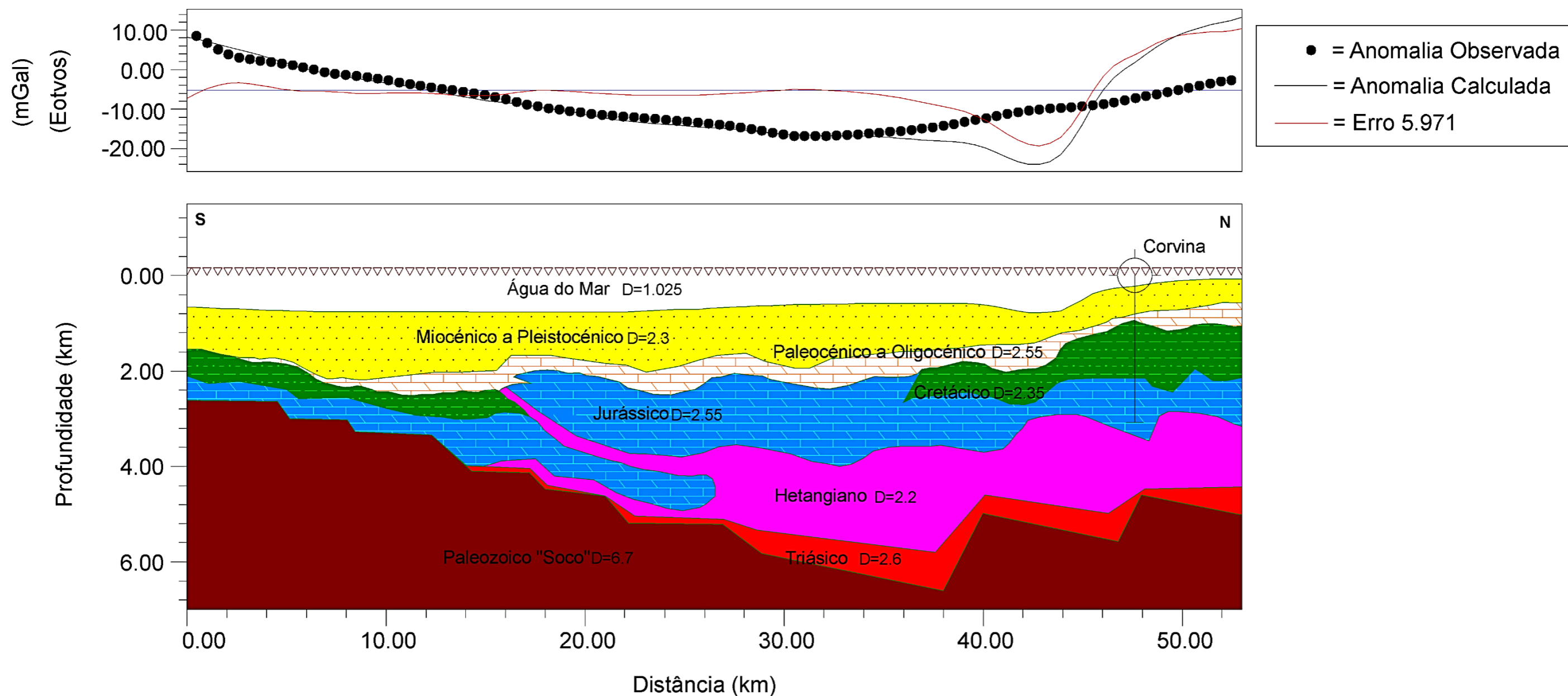


Figura 39. Modelo 3B: Modelação gravimétrica do Perfil P-41 (com um erro de ajustamento de 5.971 %). O maior erro de ajustamento entre a anomalia calculada e a observada regista-se no extremo norte no perfil, no sector correspondente à Fossa Álvares Cabral.

A tectónica gravitacional em estilo pelicular, por cima da camada evaporítica, sin-paleogénica, é bem constringida pelo modelo gravimétrico, com o seu domínio compressivo, com dobramentos envolvendo o mesozoico, em que os sinclinais são preenchidos pelas formações paleogénicas, rematados por um cavalgamento frontal vergente para sul. Os evaporitos injetados ao longo da superfície de cavalgamento, constituindo um nível alóctone, não chegam a irromper no Paleogénico. Para sul da frente de cavalgamento a camada evaporítica e o Triásico desaparecem, passando o Jurássico a repousar diretamente sobre o soco dos contrafortes do Banco do Guadalquivir.

No sector norte, para que a curva gravimétrica teórica e a curva gravimétrica observada tivessem o melhor ajuste, o modelo sísmico inicial foi muito modificado. A paleomargem pré cenozoica foi eliminada. No lugar dela, é proposto a existência de um Horst do soco no talude interno, cujo topo, coberto pelo Triásico, estaria à profundidade de 3,4 km. O Horst é ladeado, a norte e a sul, por espessos níveis de evaporitos (espessura superior a 3 km).

O topo do soco apresenta-se acidentado, com um abatimento generalizado, em blocos, para norte. A sua profundidade oscila entre os 3 km, na extremidade sul, e os 6,4 km, a norte do Horst referido anteriormente.

B. Modelo 3B

A versão 3B (Figura 39) difere da versão 3A principalmente no que concerne à secção norte do modelo, que mantém o proposto pelo modelo sísmico (paleomargem mesozoica constituída por blocos basculhados abatendo para sul). Embora o ajuste da curva observada e da curva teórica, neste sector, seja agora mau, este é o modelo geologicamente mais coerente. Por outro lado, possui o controlo da sondagem Corvina.

Outra diferença que se assinala nesta versão B reside no facto dos evaporitos que constituem o nível alóctone, injetados ao longo da superfície de cavalgamento (secção central do modelo), alcançarem as formações do Paleogénico. Neste caso, o ajuste das curvas teórica e observada é melhor do que na versão anterior.

Tal como referido para os modelos 1 e 2, a espessura dos evaporitos é superior ao proposto pelo respetivo modelo sísmico, mas substancialmente menor nesta versão B (cerca de 2 km de espessura) do que na versão A.

O topo do soco é, nesta versão, tal como na versão A, muito acidentado. É articulado por uma escadaria de blocos que descem, do lado do talude interno (extremidade norte), para sul, e do lado dos contrafortes do Banco do Guadalquivir (extremidade sul), para norte,

5. Análise e interpretação gravimétrica

definindo um depocentro. A descida é mais suave do lado sul do que do lado norte. A sua profundidade oscila entre os 2,6 km (a sul) e os 6,6 km no depocentro.

6. Discussão

6.1. Modelação gravimétrica e tectónica

O modelo gravimétrico 1 (Figura 34), teve como base a interpretação do perfil sísmico P-14W (Figura 33), proposta por Lopes (2002) e Lopes *et al.* (2006), constringindo muito bem o modelo sísmico. A sua análise e interpretação é feita no capítulo “Análise e interpretação gravimétrica”. São de sublinhar como estruturas importantes, de oeste para leste: i) o domo salino situado imediatamente a leste da falha de Portimão, onde é verificada uma “língua de sal” a intruir nas camadas Jurássicas. Esta estrutura apresenta uma geometria similar a um *salt overhang*; ii) a geometria em falha lítrica, afetando o soco, da falha de Albufeira; iii) os cavalgamentos afetando o Jurássico e o Cretácico; iv) o domo de sal que intrui a cobertura até ao Cenozoico superior; v) O abatimento para leste associado à falha de albufeira. A cobertura meso-cenozoica, por cima dos evaporitos, possui um estilo tectónico diferente do apresentado pelo soco, que é essencialmente em *Horst* e *grabens*. Foram obtidas profundidades para o topo do soco compatíveis com a posição do perfil na margem. O nível evaporítico constitui um nível de descolamento.

O modelo gravimétrico 2 (Figura 36) teve como base a interpretação do perfil sísmico P-25 (Figura 35) proposto por Lopes (2002) e constringe bem o modelo sísmico (ver a análise e a interpretação no capítulo “Análise e interpretação gravimétrica”. Neste modelo os destaques vão para; i) a importância do nível evaporítico como superfície de descolamento; ii) a tectónica gravitacional desencadeada pelo ligeiro basculamento da margem para sul; iii) a inversão tectónica ocorrida entre o final do Mesozoico e o Miocénico superior.

No modelo gravimétrico foi necessário introduzir na extremidade sul do perfil, no sector onde este intersecta os contrafortes do Banco do Guadalquivir, um polígono com uma densidade superior à do restante soco. Este procedimento é justificado pelo facto de associado ao Banco do Guadalquivir, que é principalmente constituído por material crustal, existir um corpo ígneo de natureza básica responsável pela forte anomalia gravimétrica positiva (Dañobeitia, *et al.*, 1999).

Uma ausência de detalhe apresentado neste modelo verifica-se nas camadas Cenozoicas, onde nitidamente se consegue perceber uma pequena diferença na espessura das camadas superiores do intervalo Miocénico – Pleistocénico e a ausência de detalhe no relevo batimétrico, em comparação com o perfil sísmico P-25, principalmente nas zonas mais acidentadas. Estas duas diferenças, devem-se ao facto, de na construção do Sistema de Informação Geográfica (SIG), necessário para a modelação gravimétrica, usar-se diferentes cartas Batimétricas (General Bathymetric Chart of the Oceans e National Oceanic and Atmospheric Administration), com o objetivo de averiguar qual se adequava melhor ao modelo

a construir. A fraca resolução das cartas batimétricas juntamente com a possível falta de rigor na correção topográfica (batimétrica), feita originalmente nos dados gravimétricos, poderão justificar o erro de ajustamento entre a anomalia calculada e a observada, verificado no modelo. Este erro de correção introduzido originalmente pode dever-se ao facto de os dados serem usados para prospeção de hidrocarbonetos e nesta industria o tipo de anomalias procuradas serem geralmente as negativas (associadas a estruturas salinas). Por esse motivo, as áreas geológicas correspondentes às anomalias positivas não terão tido possivelmente, o mesmo rigor na correção topográfica (batimetria), contribuindo assim para o erro de ajustamento, da anomalia calculada verificado no modelo. De facto, verifica-se que o valor do erro nos vários modelos construídos se correlaciona visualmente com a forma do relevo batimétrico, independente das transformações geométricas que se fizeram aos corpos em profundidade. No entanto, não se pode deixar de registar que os modelos gravimétricos têm boas aproximações ao possuírem erros de ajustamento muito baixos e inferiores a 2%, o que mostra a boa qualidade dos modelos geofísicos propostos. À exceção do modelo 3B (Figura 39), discutido mais à frente neste capítulo.

O modelo gravimétrico 3 (Figura 38 e Figura 39), que teve como base a interpretação do perfil sísmico P-41 (Figura 37), é o que apresenta maior erro de ajuste, para o qual contribui, quase exclusivamente, o mau ajuste das curvas observada e calculada que se verifica no sector norte do perfil. Neste sector, enquanto os valores gravimétricos observados seguem uma linha curva que sobe gradualmente até ao fim do perfil, os valores calculados, embora subam também, apresentam uma forte anomalia negativa imediatamente por cima da Fossa de Álvares Cabral. Para tentar contornar o problema foram construídas duas versões do modelo. O modelo 3A (Figura 38), apesar de não estar de acordo com a geologia previamente estudada e interpretada no perfil sísmico P-41 (Figura 37), apresenta um erro considerado aceitável, abaixo dos 2%. Este valor de erro baixo foi conseguido introduzindo, no extremo norte do perfil, na zona do talude interno, sob a Fossa de Álvares Cabral, um Horst de soco, ladeado por uma exagerada espessura de evaporitos entre as camadas jurássicas e o soco Paleozoico. No entanto, mesmo com estes elementos introduzidos, o maior erro de ajustamento da anomalia calculada neste modelo continua a registar-se no local correspondente ao Horst. A curva gravimétrica calculada continua a apresentar, neste local, uma forte e acentuada anomalia negativa.

O modelo 3B foi construído com o objetivo de ir mais ao encontro da geologia do local, previamente estudada e registada nas cartas e mapas existentes da região, nomeadamente o Mapa estrutural esquemático da Margem Algarvia (Figura 9), o Mapa batimétrico simplificado da área de estudo (Figura 11), o Mapa da anomalia de Bouguer na área de estudo (Figura 25) e o Mapa de anomalia gravimétrica residual (Figura 30). Contudo, regista-se um

erro de ajustamento de 5.971, sendo este o maior erro de ajustamento entre a anomalia calculada e a observada e não sendo considerado aceitável por ultrapassar os 2%. No entanto, como já foi referido anteriormente, este modelo é apresentado como alternativa ao anterior, por ir ao encontro da geologia da zona – à superfície, a Fossa de Álvares Cabral, e em profundidade, a paleomargem mesozoica, caracterizada por uma escadaria de blocos abatidos para sul e ligeiramente basculhados para norte.

Esta acentuada anomalia negativa criada pelo modelo nas duas versões (3A e 3B), localizada por cima da Fossa Álvares Cabral, não tem o equivalente nos valores observados, como se pode constatar a partir dos mapas gravimétricos construídos, sejam da anomalia residual (Figura 30) ou de Bouguer (Figura 25). Pelo facto desta anomalia se manter nos modelos 3A e 3B, apesar da geometria do dispositivo estrutural local variar, é possível que seja um efeito criado pela Fossa de Álvares Cabral, que é comum na batimetria dos dois modelos. A sua ausência nos dados observados pode dever-se a algum erro introduzido durante a correção dos dados gravimétricos recolhidos no campo, o que contribui para o maior erro de ajustamento da anomalia calculada dos vários modelos apresentados, tornando difícil a confirmação do dispositivo estrutural deste local da margem.

Nas secções central e sul o modelo 3 constringe muito bem o dispositivo estrutural da margem proposto na interpretação sísmica: i) a tectónica pelicular gravitacional; ii) o horizonte evaporítico alóctone intruído na superfície de cavalgamento; iii) a camada de evaporitos a funcionar como nível de descolamento.

6.2. Integração dos resultados no contexto da evolução Cenozoica da Margem Algarvia

Os modelos gravimétricos elaborados reforçam algumas interpretações anteriormente propostas por diversos autores (e.g., Terrinha, 1998; Lopes, 2002; Lopes *et al.*, 2006; Matias *et al.*, 2011):

a) A importância da tectónica salífera: a importância deste tipo de tectónica na evolução da margem é confirmada pelos três modelos gravimétricos elaborados, sendo causa e efeito de deformação, quer durante as fases distensivas mesozoicas como nas fases compressivas cenozoicas. É possível observar nos modelos gravimétricos propostos que tectónica salífera cenozoica parece afetar sobretudo o intervalo Paleocénico –Oligocénico e o Miocénico.

b) Tectónica gravitacional: a tectónica gravitacional de tipo pelicular, por cima dos evaporitos hetangianos, está bem patente nos modelos de orientação N-S, perpendiculares a

direcção geral da margem algarvia meridional. Este estilo tectónico é mais acentuado a oriente da zona de falha de São Marcos-Quarteira, onde os domínios distensivos proximais e compressivos, distais, estão bem definidos. Também aqui se confirma a existência de níveis de sal alóctones que estarão injetados ao longo das superfícies de cavalgamento que se desenvolvem na frente do domínio compressivo.

c) A inversão da Margem Algarvia: a inversão da margem, ocorrida a partir do Cretácico superior, parece não ser suficientemente forte para contrariar o estiramento sofrido pelo soco aquando a abertura do Atlântico Central. De facto, a gravimetria mostra um topo de soco articulado em Horst, grabens e semi-grabens. Por outro lado, descoladas do soco pelo nível evaporítico, as formações sedimentares mostram-se afetadas por dobramentos e cavalgamentos, sobretudo as séries Mesozoicas e Paleogénicas.

7. Conclusões

Nesta dissertação de mestrado comprovou-se construção de modelos geológicos. Através da modelação gravimétrica pode-se conduzir a bons resultados contribuindo para o conhecimento geológico de uma região.

Neste caso específico, foram construídas cartas de anomalias e modelos gravimétricos do sector imerso da margem algarvia, com dados obtidos durante campanhas de prospeção de hidrocarbonetos. A base para os modelos gravimétricos foram modelos geológicos já publicados, obtidos a partir da interpretação de perfis sísmicos para prospeção de hidrocarbonetos. Os modelos gravimétricos elaborados mostram um bom ajuste com os modelos sísmicos anteriormente propostos. Comprovou-se, assim, o valor deste método como ferramenta geológica, com respostas fiáveis no que diz respeito ao estudo da geometria, profundidade e arquitetura da superfície do soco e da geometria e arquitetura do dispositivo estrutural da margem.

Existem algumas limitações neste trabalho, nomeadamente na origem espacial dos dados georreferenciados, perfis, batimetria e furos de sondagem assim como nas correções gravimétricas dos dados originais, as quais acabaram por evidenciarem no modelo gravimétrico 3 o maior erro de ajuste dos três modelos construídos.

Como trabalhos futuros recomenda-se a continuação da construção de modelos geológicos na área, com o efeito de contribuir e reforçar o conhecimento geológico da região.

8. Bibliografia

- Antunes, M. T. (1979). Vertebrados miocénicos de Olhos de Água (Algarve), interesse estratigráfico. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências de Lisboa*, 16 (1), 343-352.
- Antunes, M. T., Bizon, G., Nascimento, A. & Pais, J. (1981a). Nouvelles données sur la datation des dépôts miocènes de l'Algarve (Portugal). *Ciências da Terra (U. N. L.)*, Lisboa, 6, 153-168.
- Antunes, M., Jonet, S. & Nascimento, A. (1981b). Vertébrés (crocodiliens, poissons) du Miocène marin de l'Algarve occidentale. *Ciências da Terra (U.N.L.)*, Lisboa, 6, 9-38.
- Antunes, M. T., Pais, J., Macedo, C. R. & Portugal Ferreira, M. (1984). Datação K-Ar de Glauconites do Miocénico Superior de Galvanas e Campina de Faro (Algarve Oriental). *Mem. Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, 98, 2-7.
- Antunes, M., Mein, P., Nascimento, A. & Pais, J. (1986). Le gisement pleistocène de Morgadinho, en Algarve. *Ciências da Terra (U.N.L.)*, Lisboa, 8, 9-22.
- Antunes, M. T., Crespo, E., Mein, P., Pais, J. & Teixeira, J. P. (1989). Guia (Algarve), gisement de vertébrés quaternaire à caractere saisonnier, *Ciências da Terra (U. N. L.)*, Lisboa, 10, 97-106.
- Antunes, *et al.* (1990). El Neógeno del Algarve (Portugal) e de la Cuenca del Guadalquivir (España). In: J. Civis Llovera & J.A. Flores Villarejo (Eds.) *Actas IV Jornadas Paleontología*, 65-73.
- Antunes, M. T. & Pais, J. (1992). Excursion C (Portuguese Part): The Neogene and Quaternary of Algarve. In: "Atlantic General Events During Neogene", I Cong. RCANS, *Ciências da Terra (U. N. L.)*, Lisboa, 12, 7-22.
- Antunes, M. & Pais, J. (1993). The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra (U. N. L.)*, Lisboa, 12, 7-22.
- Antunes, M.T., Elderfield, H., Legoinha, P. & Pais, J. (1997). The Neogene of Algarve. Field trip guide — Excursão 2 (Portuguese part). In: Gonzáles Delgado, A., Sierro, F.J., Pais, J. (Eds.), *Coords., Second Congress R.C.A.N.S., Salamanca*, 37–55.
- Antunes, M. T., Pais, J., Legoinha, P., Elderfiel, H., Sousa, L. & Estevens, M. (2000). The Neogene of Algarve. In: 1º Congresso sobre o Cenozóico de Portugal, Monte da Caparica, 235-246.
- Baldy, P., Boillot, G., Moita, I. & Mougénot, D. (1975). Structure géologique du plateau continental sud-portugais. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 281, Série D, 613-616.
- Baldy, P., Boillot, G., Dupeuble, P. A., Malod, J., Moita, I. & Mougénot, D. (1977). Carte géologique du plateau continental sud-portugais et sud-espagnol (Golfe de Cadix). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XIX n° 4, 703-724.
- Baldy, P. (1977). Géologie du plateau continental sud-portugais au sud du Cap. Sines. Thèse 3ème Cycle Univ. Pierre et Marie Curie, Paris. (não publicada).
- Banda, E., M., Torné & IAM group. (1995). IAM group investigates deep structure of ocean margins. *EOS*, 76, 25-29.
- Baptista, M., Miranda, P. & Mendes Victor, L. M. (1998). Constraints on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data. *Journal Geodynamics*, 25/2, 159-174.
- Baptista, M. A., Miranda, J. M., Lopes, F. C. & Luis, J. F. (2007). The source of the 1722 Algarve earthquake: evidence from MCS and Tsunami data. *J. Seismology*, 11, 371-380.
- Berthou, P. Y. & Leereveld, H. (1990). Stratigraphic implications of palynological studies on Berriasian to Albian deposits from Western and Southern Portugal. *Rev. Paleob. Palinology*, 66, 313-344.
- Boillot, G., Malod, J. A. & Mougénot, D. (1979). Evolution géologique de la marge ouest-ibérique. *Ciências da Terra (U. N. L.)*, 5, 215-222.
- Bonnet, C. (1850). Algarve (Portugal). Description géographique et géologique de cette province. *Acad. Royale Sci. Lisbonne*, 186 p.

8. Bibliografia

- Borges, M. (2012). Palinostratigrafia e isótopos estáveis do Jurássico da Bacia Algarvia e da Carrapateira. Tese de Doutoramento, Universidade do Algarve, Portugal, 298 p.
- Boski, T., Moura, D., Santos, A., Delgado, J. & Flores, J. (1995). Evolução da bacia algarvia (centro) durante o Neogénico. Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Univ. Porto, 4, 47-51.
- Cabral, M. C. S. (1996). Ostracodos do Cretácico Inferior do Algarve e da região de Lisboa: sistemática, biostratigrafia, aspetos paleoecológicos e paleogeográficos. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 442 p.
- Cachão, M. (1995a). O Neogénico do Algarve: redefinição de unidades litostratigráficas. Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Univ. Porto, 4, 63-67.
- Cachão, M. (1995b). Utilização de Nanofósseis calcários em Biostratigrafia, Paleoceanografia e Paleoecologia. Aplicações ao Neogénico do Algarve e do Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e a problemática de *Coccolithus pelagicus*. Tese Doutoramento, Fac. Cienc. Univ. Lisboa, 356 p.
- Cachão, M. & Silva, C. M. (1992). Neogene Paleogeographic Evolution of Algarve Basin (Southern Portugal): a Two Step Model. Preliminary Data, Gaia, 4, 63-67.
- Cardoso, J. L., Raposo, L. & Medeiros, J. P. (1985). Novos elementos acerca do corte de Aldeia Nova e das indústrias líticas da região de Vila Real de Santo António, 2, 175-186.
- Carvalho, A. F. (1948). Contribuições para o estudo da geografia de Portugal. Memórias e Notícias, Pub. Museu Min. Geol. Univ. Coimbra, 22, 87 p.
- Choffat, P. (1887). Recherches sur les terrains secondaires au Sud du Sado. Comun. Comissão Trab. Geol. Portugal, Lisboa, 1 (2), 222-312.
- Coppier, G. (1982). Tectonique et sédimentation tertiaires sur la marge sud-portugaise. Thèse 3ème Cycle, Univ. Paris VI, 140 p.
- Correia, F. (1989). Estudo biostratigráfico e microfácies do Cretácico carbonatado da Bacia Sedimentar Meridional Portuguesa (Algarve). Tese Doutoramento, Fac. Ciências Univ. Lisboa.
- Dañobeitia, J. J., Bartolomé, R., Checa, A., Maldonado, A. & Slootweg, A. P. (1999). Na interpretation of a prominent magnetic anomaly near the boundary between the Eurasian and African plates (Gulf of Cadiz, SW margin of Iberia), Marine Geology, 155 (1-2), 45-62.
- Delgado, S. F. N. & Choffat, P. (1899). Carta Geológica de Portugal, escala 1/500 000, Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- Dias, R. P. (2001). Neotectónica da região do Algarve. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 369 p.
- Dias, R. P. & Cabral, J. (2002). Neotectónica da região do Algarve. Comun. Inst. Geol. e Mineiro, 89, 193-208.
- Dubois, J., Diament, M. & Cogné, J. P. (2011). Géophysique. Dunod, Paris, 256 p.
- Drake, C.L., Gaibar-Puertas, C., Nafe, J. E. & Langseth, M. (1959). Estudos de prospeccion sismica por refraccion en el golfo de Cádiz. Contr. N° 328, Lamont Geol. Obs. Columbia Univ., 20 p.
- European Space Agency (2010). GOCE first global gravity model. European Space Agency (ESA). Acedido em Maio 23, 2016 em, http://www.esa.int/spaceinimages/Images/2010/06/GOCE_first_global_gravity_model.
- Faugères, J. C., Cremer, M., Monteiro, H. & Gaspar, L. (1985). Essai de reconstitution des processos d'edification de la ride sediemntaire de Faro (marge sud-portugaise). Bull. Inst. Geol. Bassin d' Aquitaine, 37, 229-258.
- Feio, M. (1949). Le Bas Alentejo et l'Algarve. Livre-Guide du Congrès International de Géographie de Lisbonne, 207 p.
- Feio, M. (1951). A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. Comun. Serv. Geol. Port., 32 (2ª parte), 303-477.

- Fisher, J. C. & Palain, C. (1971). Nouvelles Observations Sédimentologiques et Paléobiologiques sur l'Hettangien du Portugal, Com. Serv. Geol. Port., 55 (2), 105-132.
- Gardner, G. H. F., Gardner, L. W. & Gregory, A. R. (1974). Formation velocity and density - the diagnostic basics of stratigraphic traps. *Geophysics*, 39, 770-780.
- General Bathymetric Chart of the Oceans (2014). Gridded bathymetry data. General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO). Acedido em Junho 7, 2016, em http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/.
- Giesel, W. & Seibold, E. (1968). Sedimentechogramme vom ibero-marokkanischen kontinentalrand. «Meteor» Forschungsergebnisse, C, 1, 53-75.
- Gomes, C. S. R. & Pereira, L. C. G. (2004). Paleomagnetismo do Maciço de Monchique (Sul de Portugal): implicações tectónicas. *Cadernos Lab. Xeológico de Laxe*, 29, 291-297.
- Gràcia, E., Dañobeitia, J., Verges, J. & Bartolomé, R. (2003). Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cádiz (SW Iberia margin) at the convergence of the Eurasian and African plates. *Tectonics*, 22 (4), 1033–1051.
- Gràcia, E., Dañobeitia, J., Verges, J., Cordoba, D. & Parsifal C. P. (2003). Mapping Active Faults at the SW Iberia Margin (38°–36°) from High-resolution Swath-Bathymetry Data. Implications for Earthquake Hazard Assessment. *Geology*, 31 (1), 83–86.
- Gonthier, E., Faugères, J. C. & Stow, D. A. V. (1984) Contourite facies of the Faro Drift, Gulf of Cadiz. *In: Stow & Piper (Eds.), Fine grained sediments: deep-water processes and facies. Geol. Soc. London, Special Publication, 15, 275 –292.*
- Hammer, S. (1939). Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics*, 4, 184-194.
- Heiskanen, W. & Vening, M. (1958). The earth and its gravity field. McGraw-Hill Series in the Geological Sciences, McGraw-Hill Book Company, N.Y., 470p.
- Henry, G. (1997). *Geophysics for sedimentar basins*. Editions Technip, Paris, 445p.
- Hernandez-Molina, F. J. & Lobo, F. J. (2005). El Margen Continental del Golfo de Cádiz. *In: Mapa Geomorfológico de España y del Margen Continental, escala 1:1.000.000. Instituto Geológico y Minero de España, 211-218.*
- Hinze, W. J. (1990). The role of gravity and magnetic methods in engineering and environmental studies. *In: S. H. Ward (Editor), Geotechnical and environmental geophysics. Society of exploration geophysics Tulsa, 75-126.*
- Hinze, W. J., Von Frese R. R. B. & Saad, A. H. (2013). *Gravity and Magnetic Exploration – Principals, practices and applications*. Cambridge University Press, Cambridge, 512p.
- International Association of Geodesy – I.A.G. (1971). Geodetic Reference System 1967, Bureau Central de l'Association Internationale de Geodesie, Special Publication, 3, Paris.
- Keary, P. & Brooks, M. (1984). *An Introduction to geophysical exploration*. Geosciences texts, vol. 4, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 296 p.
- Kearey, P., Brooks, M. & Hill, I. (2002). *An introduction to geophysical exploration, (3rd Edition)*. Blackwell Publishing, Oxford, 262 p.
- Kearey, P., Brooks, M. & Hill, I. (2009). *Geofísica de exploração. Oficina de textos, São Paulo, 438 p.*
- Kreiter, S. (1999). Analyse tectono-sédimentaire du Plio-Quaternaire du Golfe de Cadix. DEA Geosciences Marines, Ec. Doct. Sciences de la Mer, U.B.O., Brest, 56 p.
- LaFerh, T. R. (1991b). Standardization in gravity reduction. *Geophysics*, 56 (8), 1170-1178.
- Li, X. & Götze, H.-J. (2001). Tutorial: ellipsoid, geoid, gravity, geodesy and geophysics. *Geophysics*, 66 (6), 1660-1668.
- Llave, E., *et al.* (2001). Seismic stacking pattern of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cadiz): a Quaternary record of paleoceanographic and tectonic influences. *Marine Geophysical Research*, 22, 487-508.

- Longman, I. M. (1959). Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun. *Journal of Geophysical Research*, 64 (12), 2351-2355.
- Lopes, C. (2002). Análise e modelação da Bacia do Algarve. Tese de doutoramento Universidade Nova Lisboa, 173 p.
- Lopes, F.C. (2002). Análise tectono-sedimentar do Cenozóico da Margem Algarvia. Tese de doutoramento, Universidade de Coimbra, 593 p.
- Lopes, F.C., Le Gall, B. & Piqué, A. (1999). Tectónica Cenozóica nos sectores central e oriental da Plataforma Continental Algarvia. *Comun. Inst. Geol. Min.*, 86, 101– 119.
- Lopes, F.C. & Cunha, P. P. (2000). Estratigrafia sísmica do Cenozóico na Plataforma Continental Algarvia: interpretação do controle tectónico da sedimentação. *Ciências da Terra (U.N.L.)*, 14, 257–276.
- Lopes, F. C., Cunha, P. P. & Le Gall, B. (2006). Cenozoic seismic stratigraphy and tectonic evolution of the Algarve Margin (*offshore* Portugal, southwestern Iberian Peninsula). *Marine Geology*, 231, 1–36.
- Lopes, F. C. & Cunha, P.P. (2007). Tectono-sedimentary phases of the latest Cretaceous and Cenozoic compressive evolution of the Algarve margin (Southern Portugal). *Sedimentary Processes, Environments and Basins*, 111-137.
- Lopes, C. L., Cunha, P. P., Le Gall, B. & Mendes-Victor, L. (2008). Tectónica salífera Cenozóica na Margem Algarvia. *A Terra: Conflitos e Ordem*, 231-242.
- Lopes, Fernando C. S. C; Figueiredo, Fernando P; Mendes-Victor, L. (2009). "Assinatura gravimétrica da Margem Algarvia e suas implicações tectónicas", Trabalho apresentado em 6º Simpósio sobre a Margem Ibérica Atlântica. *In: 6º Simpósio sobre a Margem Ibérica Atlântica*, Oviedo.
- Lopes, F. C. & Cunha, P. P. (2010). A plataforma continental Algarvia e províncias adjacentes: Uma análise geomorfológica. *Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História*, 1, 479-489.
- Lowrie, W. (1997). *Fundamentals of geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, 381 p.
- Machadinho, A. (2014). Modelação da geometria de rochas granitoides recorrendo a métodos geofísicos gravimétricos e magnéticos: Uma contribuição para a avaliação do potencial geotérmico na região centro de Portugal. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra.
- Maldonado, A. & Nelson, C. H. (1999). Interaction of tectonic and depositional processes that control the evolution of the Iberian Gulf of Cadiz margin. *Marine Geology*, 155, 217-242.
- Malod, J. A. & Mougénot, D. (1979). L'histoire géologique néogène du golfe de Cadix. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, vol. XXI, n° 5, 603-611.
- Malod, J. A. (1982). Comparaison de l'évolution des marges continentales au Nord et au Sud de la Péninsule Ibérique. Tese de doutoramento, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 235 p.
- Manuppella, G. (1988). Litostratigrafia e tectónica da Bacia Algarvia. *Geonovas*, 10, 67-71.
- Manuppella, G., Marques, B. & Rocha, R. (1988). Evolution tectono-sédimentaire du Bassin de l'Algarve pendant le Jurassique. 2nd International Symposium Jurassic Stratigraphy, Lisboa, 1031-1046.
- Manuppella, G. (Coord.) (1992). Notícia explicativa da carta geológica da região do Algarve, escala 1/100 000. *Serv. Geol. Portugal*, 15 p.
- Manuppella, G., Marques, B. & Rocha, R. B. (1983). Estratigrafia e paleogeografia do Caloviano do Algarve oriental; correlações com o Caloviano do Algarve ocidental. *Comum. ao 1.º Congresso de Geologia Aveiro*.
- Manuppella, G., Rocha, R., Marques, B & Ramalho, M. (1984). Cartografia geológica. *In: 3.º Congresso sobre o Algarve*. *Racal Clube Silves*, 2, 693-702.

- Manuppela, G., Balacó, M. J., Grade, C. M. J. & Moura, C. A. A. (1986a). Contribuição para o conhecimento das características das argilas do Algarve. *In*: 4.º Congresso do Algarve. Racial Clube Silves, 1, 589-594.
- Manuppela, G. & Rocha, R. B. (1986b). Contribuição para a datação do conglomerado de Odeaxere. II Congr. Nac. Geologia (Lisboa), Maleo, Bol. Inf. da S.G.P., 2, n.º 13, 26 p.
- Manuppella, G., Marques, B., Ramalho, M. & Rocha, R. (1987a). Trip C- Sedimentary evolution of the Algarve Basin during the Jurassic (stratigraphy, paleobiogeography). 2nd International Symposium Jurassic Stratigraphy (Lisboa), 78 p.
- Manuppella, G., Ramalho, M., Antunes, M. & Pais, J. (1987b). Notícia explicativa da folha 53-A (Faro) da Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- Marques, B. (1983). O Oxfordiano-Kimmeridgiano do Algarve oriental: estratigrafia, paleobiologia (Ammonóidea) e paleobiogeografia. Tese de doutoramento, Universidade Nova de Lisboa.
- Marques, B. (1985). Litostratigrafia do Oxfordiano-Kimmeridgiano do Algarve. Comun. Serv. Geol. Portugal, 71/1, 33-39.
- Marques, F. M. S. F. (1997). As arribas do Litoral do Algarve. Tese de doutoramento, Universidade de Lisboa, 473 p.
- Martins, L. (1991). Actividade ígnea Mesozóica em Portugal (contribuição petrológica e geoquímica). Tese Doutoramento, Universidade de Lisboa.
- Martins, L. & Kerrich, R., 1998. Magmatismo toleítico continental no Algarve (Sul de Portugal): Um exemplo de contaminação crustal <<in situ>>. Comun. Inst. Geol. Mineiro, 85, 99-116.
- Matias, H. (2007). Hydrocarbon Potential of the *Offshore* Algarve Basin. Tese de doutoramento, Universidade de Lisboa.
- Matias, H., Kress, P., Terrinha, P., Mohriak, W., Menezes, P., Matias, L., Santos, F., Sandnes, F. (2011). Salt tectonics in the Western Gulf of Cadiz, southwest Iberia. AAPG Bulletin, 95 (10), 1667-1698.
- Mauduit, T., Guerin, G., Brun, J. P. & Lecanu, H. (1997). Raft tectonics: the effects of basal slope angle and sedimentation rate on progressive extension. Journal of Structural Geology, 19 (9), 1219-1230.
- Medialdea, T., *et al.* (2004). Structure and evolution of the «Olistostrome» complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cádiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. Marine Geology, 209, 173–198.
- Milson, J. (2003). Field Geophysics. John Wiley & Sons, Chichester, 232 p.
- Moita, I. (1986) Notícia explicativa da Plataforma continental: Carta de Sedimentos superficiais do Cabo de S. Vicente ao Rio Guadiana, folhas 7 e 8, Instituto Hidrográfico, Lisboa, 19 p.
- Mougenot, D. (1985). Progradation on the portuguese continental margin: interpretation of seismic fácies. Marine Geology, 69, 113-130.
- Mougenot, D. (1989). Geologia da Margem Portuguesa. Tese Univ. Pierre Marie Curie, Paris VI, França.
- Mougenot, D. (1989). Geologia da Margem Portuguesa, Instituto Hidrográfico, 259 p.
- Mougenot, D. & Vanney, J. R. (1978). Cartographie géomorphologique de la plate-forme continentale du Portugal et de ses abords. Bull. Soc. Géol. France, 7, XX, n° 5, 785-789.
- Mougenot, D., Monteiro, J. H., Dupeuble, P. A. & Malod, J. A. (1979). La marge continentale sud-portugaise: évolution et sédimentaire, Ciências da Terra (U.N.L.), 5, 223-246.
- Mougenot, D. & Vanney, J.R. (1982). Les rides de contourites plio-quadernaires de la pente continentale sud-portugaise. Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine, 31, 131–139.
- Moura, D. (1998). Litostratigrafia do Neogénico terminal e Plistocénico, na Bacia Centro-Algarve. Evolução paleoambiental. Tese de doutoramento, Universidade do Algarve, 252 p.

- Moura, D. & Boski, T. (1994). Ludo Formation-a new lithostratigraphic unit in Quaternary of Central Algarve, GAIA, 9, 41-47.
- Moura, D. & Boski, T. (1999). Unidades litostratigráficas do Pliocénico e Plistocénico no Algarve. Comun. Inst. Geol. Mineiro, 86, 85-106.
- Mouterde, R. (1971). Esquisse de l'évolution biostratigraphique de la Peninsule Iberique au Jurassique. Cuad. Geol. Iberica, 2, 21-31.
- National Imagery and Mapping Agency – N.I.M.A. (1998). Gravity Station Data Format & Anomaly Computations. Department of Geodesy and Geophysics.
- Nelson, C.H., Baraza, J. & Maldonado, A. (1993). Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cadiz, Spain. Sedimentary Geology, 82, 103–131.
- Nowell, D. A. G. (1999). Gravity terrain corrections - an overview. Journal of Applied Geophysics, 42, 117-134.
- Norman, H. S. & Fujita, K. (1997). Principles of Geophysics. Blackwell Scientific Publications, Oxford,
- Oliveira, J. (Coord.), (1984). Notícia explicativa da folha 7 da Carta Geológica de Portugal, escala 1/200 000. Serv. Geol. Portugal, 77 p.
- Oliveira, J. (Coord.), (1992). Notícia explicativa da folha 8 da Carta Geológica de Portugal, escala 1/200 000. Serv. Geol. Portugal, 91 p.
- Pais, J. (1991). O Cenozóico do litoral Algarvio: Ensaio de síntese. Sumário pormenorizado da Lição de Síntese para a obtenção do grau de Professor Agregado em Geologia (Estratigrafia e Paleontologia), Universidade Nova de Lisboa, 26 p.
- Pais, J., Legoinha, P., Elderfield, H. Sousa, L. & Estevens, M. (2000). The Neogene of Algarve (Portugal). Ciências da Terra (U.N.L.), 14, 277-288.
- Palain, C. (1976). Une serie detritique terrigene, les «Gres de Silves»: Trias et Lias Inferieur du Portugal. Mem. Serv. Geol. Portugal, N. S., 25, 377 p.
- Palain, C. (1979). Connaissances stratigraphiques sur la base du Mésozoique portugais. Ciências da Terra (U.N.L.), 5, 11-28.
- Parasnis, D. S. (1997). Principles of applied geophysics. Chapman & Hall, London, 429 p.
- Portugal Ferreira, M. & Macedo, C. A. R. (1977). Actividade basáltica Pérmico-Liásica no Território Português. Uma achega para a datação, Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 83, 39-52.
- Pratsch, J. C. (1958). Stratigraphisch – tektonische Untersuchugen in Mesozoikum von Algarve (SudPortugal). Beih. Zum. Geol. Jahr. Hannover, 30, 123 p.
- Ramalho, M. (1971). Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inferieur du Portugal. Mem. Serv. Geol. Portugal, vol. 19 (N.S.).
- Ramalho, M. (1972-73). Observações micropaleontologicas sobre o Malm do Algarve ocidental (Portugal). Comun. Serv. Geol. Portugal, 56, 451-470.
- Ramalho, M. (1981). Note préliminaire sur les microfaciès du Jurassique supérieur portugais. Comum. Ser. Geol. Portugal, 67, fasc. 1, 41-45.
- Ramalho, M. (1985). Considération sur la Biostratigraphie du Jurassique supérieur de l'Algarve oriental (Portugal). Comum. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 71 (1), 41-50.
- Ramalho, M., 1988. Sur la decouverte des biohermes stromatolithiques a spongiaires siliceux dans le Kimmeridgien de l'Algarve (Portugal). Comum. Serv. Geol. Portugal, 71 (1), 51-54.
- Rey, J. (1982). Le Cretacé dans la région de Faro (Algarve, Portugal). Comum. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 68 (2), 225-236.
- Rey, J. (1983). Le Cretace de l'Algarve: Essai de Synthese. Comum. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 69 (1), 87-101.

- Rey, J. (2006). Les Formations Cretacees de l'Algarve Occidental et Central. *Comun. Geol.*, 93, 39-80.
- Ribeiro, A., *et al.* (1979). *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 114 p.
- Ribeiro, A. & Cabral, J. (1987). The neotectonic regime of west-Iberia continental margin: a transition from passive to active? *Terra Cognita*, 7/2-3, 120 p.
- Riché, P. (1962). Note sur le bassin mésozoïque et tertiaire de l'Algarve. *Relatório interno C.P.P.*, 1-10.
- Roberts, D. G. & Stride, A. H. (1968). Late Tertiary Slumping on the Continental Slope of Southern Portugal. *Nature*, 217, n° 5123, 48-50.
- Roberts, D. G. (1970). The Rif-betic orogen in the gulf of Cadiz. *Marine Geology*, 9, M31-M37.
- Rocha, R. (1976). Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve ocidental. *Ciências da Terra*, 2, 178 p.
- Rocha, R., Ramalho, M., Manuppella, G., Zbyszewski, G. & Coelho, A. (1979). Notícia Explicativa da Folha 51-B, Vila do Bispo, escala 1/50 000, *Serv. Geol. Portugal*, 118 p.
- Rocha, R., Marques, B., Antunes, M. & Pais, J. (1989). Notícia explicativa da folha 52-B (Albufeira) da Carta Geológica de Portugal, escala 1/50000. *Serv. Geol. Portugal*.
- Rock, N. (1978). Petrology and petrogenesis of the alkaline complex, southern Portugal. *Journal Petrology*, 19, 171-214.
- Rock, N. (1982). The Late Cretaceous alkaline igneous province in the Iberian Peninsula, and its tectonic significance. *Lithos*, 15, 111-131.
- Roest, W. R. & Srivastava, S. P. (1991). Kinematics of Plate Boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the Present. *Geology*, 19 (6), 613-616.
- Roque, C. (2007). *Tectonostratigrafia do Cenozoico das margens continentais Sul e Sudoeste portuguesas: um modelo de correlação sismostratigrafica*. Tese de doutoramento, Universidade de Lisboa, 316 p.
- Roque, C., Lobo, F. J., Hernandez-Molina, F. J., Somoza, L., Diaz-Del-Rio, V. & Dias, J. A. (1998). *Arquitectura Estratigráfica dos Depósitos do Quaternário Superior da Plataforma do Algarve Oriental*. *Comun. Instit. Geol. e Min.*, 84(I): C39-C42, Lisboa
- Rudman, A. J., Ziegler, R. E. & Blakely, R. F. (1977). Fortran program for generation of earth tide gravity values. *Indiana Geological Survey, Occasional Paper*, 22, 14 p.
- Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N., Peis, D. & Lodolo, E. (1994). Eastern segment of the Azores--Gibraltar line (central-eastern Atlantic): An oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation. *Geology*, 22, 555-558.
- Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics*. 2nd Edition, Cambridge University Press, 770 p.
- Silva, M. O. (1984). *Hidrogeologia do Algarve oriental*. Tese de doutoramento Universidade de Lisboa,
- Srivastava, S. P., *et al.* (1990a). Iberian Plate Kinematics: a Jumping Plate Boundary between Eurasia and Africa, *Nature*, 344, 756-759.
- Srivastava, S. P., Roest, W., Kovacs, L., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J. & Macnab, R., (1990b). Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184 (3/4), 229-260.
- Stow, D. A. V., Faugères, J. C. & Gonthier, E. (1986). Facies distribution and textural variation in Faro drift contourites: velocity fluctuation and drift growth, *Marine Geology*, 72, 71-100.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. & Keys, D. A. (1976). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Nova York.
- Terrinha, P. (1998). *Structural geology and tectonic evolution of the Algarve Basin, South Portugal*. PhD Thesis, Imperial College, University of London.

- Terrinha, P., Coward, M. & Ribeiro, A. (1990). Salt tectonics in the Algarve Basin: the Loulé Diapir. *Comun. Serv. Geol. Port.*, 76, 33-40.
- Terrinha, P., Ribeiro, C., Kullberg, J. C., Lopes, C., Rocha, R. & Ribeiro, A. (2002). Compressive Episodes and Faunal Isolation during Rifting, Southwest Iberia. *J. Geology*, 110, 101-113.
- Terrinha, P., *et al.* (2003). Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin. *Marine Geology*, 195, 153-176.
- Terrinha, P., *et al.* (2006). A Bacia do Algarve: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. *In*: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Univ. Évora, 247-316.
- Terrinha, P., *et al.* (2009). Morphotectonics and strain partitioning at the Iberia–Africa plate boundary from multibeam and seismic reflection data. *Marine Geology*, 267, 156–174.
- Terrinha, P., *et al.* (2013). A Bacia do Algarve: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. *In*: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal: Volume II – Geologia Meso-cenozóica de Portugal*, Escolar editora, Lisboa, 823-960.
- Vanney, J. R. & Mougnot, D. (1981). La plate-forme continentale portugaise et les provinces adjacentes: analyse geomorphologique. *Mem. Serv. Geol. Port.*, 28, 86 p.
- Vegas, R., Medialdea, T., Muñoz, M., Díaz del Río, V. & Somoza, L. (2004). Nature and tectonic setting of the Guadalquivir Bank (Gulf of Cadiz, SW Iberian Peninsula). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 17, 49–60.
- Zbyszewski, G. (1940). Contribution à l'étude du litoral quaternaire au Portugal, *Public. Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Porto*, 15, 50 p.
- Zbyszewski, G. (1958). Le Quaternaire du Portugal, *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, 13 (1-2), 227 p.
- Zbyszewski, G., & Barreto de Faria, J. (1971). O salgema em Portugal metropolitano; suas jazidas, características e aproveitamento. *Estudos Notas e Trabalhos do S. F. M.*, 20, 5-105.
- Zitellini, N., *et al.* (2001). Source of 1755 Lisbon earthquake and tsunami investigated, *EOS*, 82/26, 282-285.
- Zitellini, N., Rovere, M., Terrinha, P., Chierici, F., Matias, L. & BIGSETS Team. (2004). Neogene through Quaternary Tectonic reactivation of SW Iberian passive margin. *Pure Appl. Geophys*, 161, 565-587.
- Zitellini, N., *et al.* (2009). The quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 280 (1-4), 13-50.