

# Aquisição e modelagem de dados gravimétricos sobre o diápiro salino de Matacães (Torres Vedras, Bacia Lusitânica, Portugal)

*Acquisition and modelling of gravimetric data over the Matacães salt diapir (Torres Vedras, Lusitanian Basin, Portugal)*

Jhonny Pato Miranda | Fernando Pedro Ortega Figueiredo | Nuno Lamas Pimentel

## resumo

O presente trabalho tem por objectivo analisar a geometria em subsuperfície do diápiro salino de Matacães (Torres Vedras, Portugal), tendo em conta o contexto geodinâmico que condicionou a sua gênese.

Com este objectivo, realizou-se na vizinhança do Diápiro de Matacães uma campanha de aquisição de dados gravimétricos, de posicionamento (GPS) e altimétricos, que fez um total de 233 pontos de medição, com especial adensamento de pontos próximos dos flancos do diápiro.

Após a correcção e tratamento dos dados recolhidos, construíram-se diversos mapas de anomalias gravimétricas (anomalia de Bouguer, Regional e Residual), permitindo identificar e delimitar com maior rigor a anomalia gravimétrica provocada pelo Diápiro de Matacães, bem como reconhecer os depocentros das sub-bacias de Bombarral, Turcifal e Arruda.

Sobre o mapa da anomalia de Bouguer, foi traçado um perfil (NW-SE), perpendicular às direcções predominantes das estruturas existentes na área em estudo (Alinhamento Torres Vedras – Montejunto), de modo a interceptar o Diápiro de Matacães (aflorante).

A modelagem do perfil gravimétrico permitiu construir dois modelos hipotéticos da geometria do Diápiro de Matacães em subsuperfície. O modelo considerado mais apropriado na definição do Diápiro de Matacães considerou os diferentes períodos tectónicos (distensivos-compressivos) aos quais a região esteve sujeita, nomeadamente a compressão Miocênica registrada na Bacia Lusitânica. Neste contexto, considera-se o Diápiro de Matacães um diápiro com características intermédias entre um *namakier* e uma “língua de sal”.

**Palavras-chave:** Bacia Lusitânica | Formação Dagorda | Diápiro de Matacães | Alinhamento Torres Vedras – Montejunto | modelagem gravimétrica | evolução estrutural

## abstract

*The objective of the present work is to analyze the sub-surface geometry of the Matacães (Torres Vedras, Portugal) salt diapir, taking into consideration the geodynamic context that led to its formation.*

*With this objective, a campaign took place in the surrounding area of the Matacães salt diapir in order to gather gravimetric data, as well as the acquisition of global positioning (GPS) and altimetry data, with a total of 233 measurement points with special relevance to the flanks of the diapir.*

*After the correction and processing of the gathered data, different anomaly maps were constructed (Bouguer, Regional and Residual Anomaly), which enabled the identification and delimitation with more precision of the Matacães salt diapir, and also the recognition of the depocenters in Bombarral, Turcifal and Arruda sub-basins.*

*A NW-SE profile was drawn over the Bouguer anomaly map, in order to cross perpendicularly the main structures that exist in the area under study (Structural Lineament Torres Vedras – Montejunto) in order to intercept the Matacães salt diapir (outcropping).*

*The gravimetric modeling of the selected profile enabled the construction of two hypothetical models of the sub-surface geometry of the Matacães salt diapir. The most appropriate model, which explains the geometry of the Matacães Diapir, is the one that takes into account the different tectonic periods (distensive-compressive) that were registered in the Lusitanian Basin, with special relevance to the Miocene compressive period. In this context, the Matacães Diapir has intermediary characteristics between a namakier and a “salt tongue”.*

*(Expanded abstract available at the end of the paper).*

**Keywords:** Lusitanian Basin | Dagorda Formation | Matacães Diapir | Torres Vedras–Montejunto Lineament | gravimetric modeling | structural evolution

## introdução

O conhecimento da geometria de um diápiro é de especial relevância para o estudo e conhecimento dos sistemas petrolíferos em qualquer bacia sedimentar com potencial petrolífero, como é o caso da Bacia Lusitânica.

Com o presente trabalho, pretende-se construir mapas de anomalias gravimétricas (Bouguer, Regional e Residual) da área circundante ao Diápiro de Matacães, recorrendo a dados gravimétricos recolhidos no campo e articulando-os a outra informação relevante, nomeadamente, a decorrente da análise de sondagens e a reinterpretação de secções sísmicas realizadas na área.

A partir da análise de várias sondagens realizadas na Bacia Lusitânica, especialmente nesta área, bem como da interpretação de secções sísmicas, viabilizou-se a construção de um mapa do topo da Fm. Dagorda na área circundante ao Diápiro de Matacães.

O principal objectivo deste trabalho é a modelagem gravimétrica dos dados recolhidos, de forma a criar um modelo teórico da geometria do diápiro salino de Matacães em subsuperfície.

A modelagem do perfil gravimétrico permitirá delimitar a geometria do Diápiro de Matacães em subsuperfície, o que possibilitará construir um perfil geológico com a aproximação da forma real do diápiro em subsuperfície.

## enquadramento geográfico e geológico da área estudada

Neste capítulo, apresenta-se o enquadramento geográfico e geológico da área estudada, bem como a evolução da Bacia Lusitânica no seu conjunto, destacando-se a análise estrutural e sedimentação na região de Torres Vedras, onde se localiza o Diápiro de Matacães.

## Bacia Lusitânica: evolução geodinâmica e sedimentar

A Bacia Lusitânica é uma bacia sedimentar que se desenvolveu na Margem Ocidental Ibérica (MOI) durante parte do Mesozoico e a sua dinâmica

enquadra-se no contexto da fragmentação da Pangeia, associada à abertura do Atlântico Norte (Kullberg, 2000).

Caracteriza-se como uma bacia distensiva, pertencente a uma margem continental do tipo atlântico de rifte, não vulcânica. A Bacia Lusitânica ocupa mais de 20.000km<sup>2</sup> na parte central da MOI, alongando-se por cerca de 200km segundo uma direcção aproximada NNW-SSE e por mais de 100km em uma direcção perpendicular à anterior. Com cerca de 2/3 aflorantes na área continental emersa, encontra-se a restante área imersa na plataforma continental (fig. 1) (Pena dos Reis, 1998; Kullberg *et al.*, 2006).

As direcções estruturais predominantes na Bacia Lusitânica são herdadas maioritariamente do Maciço Hespérico e predominantemente resultantes da Orogenia Tardivarisca, que apresentava dois grupos distintos de falhas conjugadas: NNE-SSW, ENE-WSW e NNW- SSE, NW-SE (Ribeiro *et al.*, 1979).

Na sua globalidade, a Bacia Lusitânica é limitada a norte e a leste por um complexo sistema de falhas, intrincado da seguinte forma: Falha Porto – Tomar, Arrife – Vale Inferior do Tejo e Setúbal – Pinhal Novo. A oeste, é limitada pelas falhas que controlam o alto estrutural das Berlengas (Soares e Rocha, 1984; Ribeiro *et al.*, 1996; Kullberg, 2000).

Internamente, a Bacia Lusitânica apresenta três sectores distintos, baseados em diferenças na sua evolução geodinâmica e, por conseguinte, de sedimentação (Soares e Rocha, 1984). Estes sectores são limitados por falhas e designam-se da seguinte forma:

- sector norte: localizado a norte da Falha da Nazaré – Lousã.
- sector central: situado entre as falhas da Nazaré e do Estuário do Tejo.
- sector sul: limitado pelas falhas do Estuário do Tejo e da Arrábida.

A evolução tectónica da bacia teve como principal motor os principais períodos de estiramento crustal ocorridos durante o Mesozoico, sendo também bastante afectada pela posterior compressão miocénica.

A primeira fase de rifte (Triássico Superior – Hetangiano) encontra-se registrada sob a forma de depósitos siliciclásticos (Grupo de Silves), pertencentes a leques aluviais (Megassequências A, B e C de Palain, 1976), intercalados com alguns depósitos lacustres e de planície aluvial (Termos A1 e A2 de Palain, *op. cit.*). Assume-se que esta deposição ocorreu em sistemas de grabens e *halfgrabens*, com aporte sedimentar de leste (Kullberg, 2000).

Esta fase inicial de rifte também é marcada por alguma actividade ígnea datada de 222 ± 2 Ma (Ferreira e Macedo, 1977), em consonância com o primeiro período de estiramento crustal.

Estes depósitos terrígenos iniciais deram lugar a sedimentos evaporíticos (Fm. Dagorda), depositados em ambientes de *sabkha* e de lagunas peritidais, favoráveis a deposição de halita e gesso (Palain, 1976). A Fm. Dagorda interdigita lateralmente com o Grupo de Silves (Fm. Castelo de Viegas - Triássico Superior) e Fm. de Pereiros (Hetangiano) (Soares et

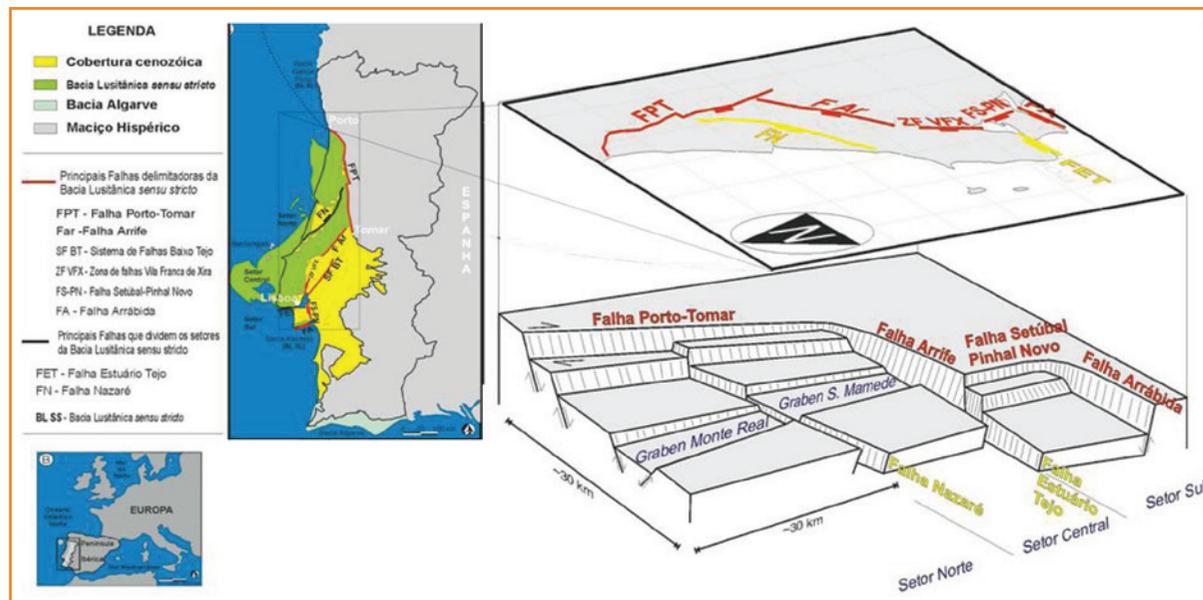
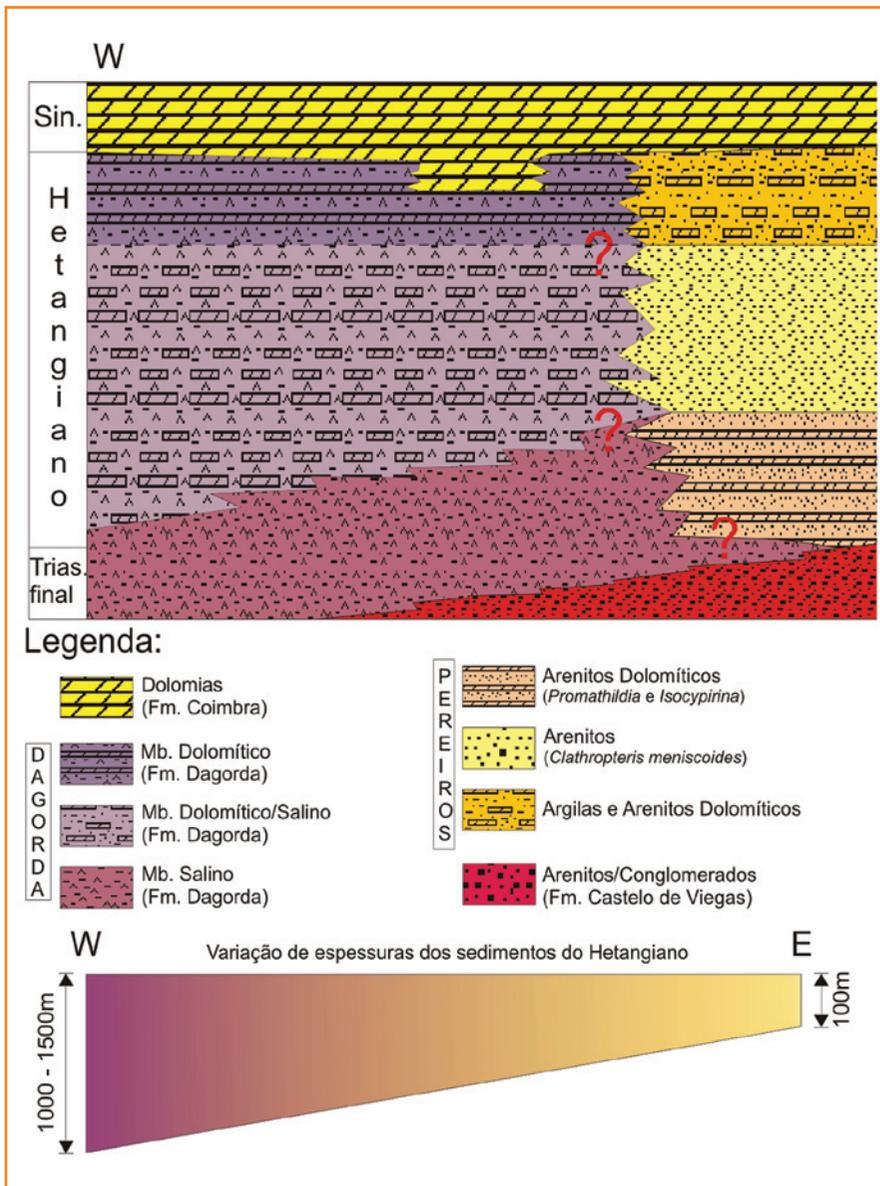


Figura 1  
Localização geográfica e limites estruturais da Bacia Lusitânica (modificado de Kullberg, 2000 in Silva, 2003).

Figure 1  
Geographic location and structural limits of the Lusitanian Basin (modified from Kullberg, 2000 in Silva, 2003).



**Figura 2**  
Variação lateral de fácies do Hetangiano (Pimentel e Pena dos Reis, 2008).

**Figure 2**  
Lateral variation of Hetangian Facies (Pimentel e Pena dos Reis, 2008).

*al.*, 1993). Este depocentro possui uma espessura mais assinalável no eixo central (NW-SE) da Bacia Lusitânica e encontra-se actualmente mascarado devido a remobilização do sal para outros locais.

A Fm. Dagorda pode ser dividida em três “membros”, com base na sua variação litológica: o primeiro “membro” é maioritariamente salino; o segundo também é em grande parte salino, mas apresenta algumas intercalações dolomíticas; o “membro” superior é predominantemente dolomítico (fig. 2) (Zbyszewsky, 1959).

No sector sul da Bacia Lusitânica, depósitos vulcânicos normalmente denominados por “Complexo vulcano-sedimentar” assentam sobre a Fm. Dagorda. Datado do final do Hetangiano (Martins, 1991), o “Complexo vulcano-sedimentar” poderá estar

aparentemente relacionado ao C.A.M.P. (Central Atlantic Magmatic Province) (Verati *et al.*, 2007).

A partir do Sinemuriano, iniciou-se a deposição de dolomitas (Fm. Coimbra *sensu strictum*), que marca o início da influência marinha definitiva na bacia. Segue-se um progressivo aprofundamento marinho ao longo do Jurássico Inferior (Fm. Brenha), provocado pela subsidência termal ocorrida após a primeira fase de rifte, materializando-se em uma plataforma homoclinal com pendor (mergulho) para NW (Witt, 1977; Duarte, 1995; Rasmussen *et al.*, 1998).

A Fm. Brenha é constituída fundamentalmente por litologias calco-margosas, cuja parte inferior (Pliensbaquiano - Toarciense) corresponde aos sedimentos de maior profundidade encontrados no registo sedimentar da Bacia Lusitânica (Duarte, 1995).

Ao longo do Aaleniano e restante do Jurássico Médio, houve uma diminuição progressiva da coluna de água culminando no Batoniano-Caloviano, com deposição de carbonatos de alta energia (Fm. de Candeeiros) (Azerêdo *et al.*, 2003).

Um hiato datado entre o Caloviano terminal e o Oxfordiano Inferior separa a sucessão anteriormente descrita dos sedimentos do Jurássico Superior da bacia. Esta descontinuidade possui um carácter tectono-eustático com a componente tectónica predominante, visto que marca o início do segundo período de rifte da Bacia Lusitânica, prolongando-se até o Aptiano (Wilson, 1988).

A sedimentação ocorrida ao longo do Jurássico Superior é bastante distinta daquela ocorrida durante o Jurássico Inferior e Médio. Durante o Oxfordiano terminal, depositaram-se, sobretudo, sedimentos margino-marinhos e parálicos de águas doces-salobras (margas e calcários, por vezes detríticos, lignitos, arenitos lenticulares, calcários areníticos e brechóides, laminitos e evaporitos) que caracterizam a Fm. Cabaços (Azerêdo *et al.*, 2003).

A estes sucedem-se carbonatos pelágicos e construções carbonatadas de ambiente marinho pouco profundo da Fm. de Montejunto, terminando no Oxfordiano terminal nas margas do Membro da Tojeira, quando a componente siliciclástica começou a aumentar.

Aos sedimentos predominantemente carbonatados do Oxfordiano, sucedem-se os sedimentos siliciclásticos do Kimmeridgiano Inferior, que se depositaram em leques submarinos e ambientes de rampa progradante (Fm. Abadia).

Durante o Kimmeridgiano terminal, registrou-se a deposição de carbonatos da Fm. Amaral, que consiste

em biostromas corálicos e ooides de núcleo conquífero. A sucessão jurássica completa-se com a deposição dos arenitos superiores do Kimeridgiano terminal – Titoniano. Estas formações foram depositadas em ambientes flúvio-deltaicos que se interdigitam com argilitos marinhos marginais e carbonatos (Rasmussen *et al.*, 1998).

Durante a transição de rifte para deriva, registrou-se uma grande descontinuidade provocada pelo início da produção de crosta oceânica ao longo dos três sectores, marcando o início da Bacia Lusitânica como uma bacia de margem passiva. A produção de crosta oceânica no *offshore* caracterizou-se pela abertura sucessiva de três segmentos, propagando-se de sul para norte. Este facto teve profunda influência na sedimentação durante este período, visto que causou variações na sedimentação relacionadas ao início da produção da crosta oceânica em um segmento mais a norte. O início da fase de deriva em pleno Aptiano Superior marca a discordância *break-up* na Bacia Lusitânica (fig. 3) (Cunha e Pena dos Reis, 1995; Rey *et al.*, 2006).

Sobre a descontinuidade decorrente da passagem de bacia de rifte para margem passiva, depositaram-se sedimentos fluviais da Fm. Rodízio e seus equivalentes laterais durante o Albiano-Turoniano (Rasmussen *et al.*, 1998).

Devido ao soerguimento desigual entre os sectores norte e sul da bacia, registrou-se uma lacuna estratigráfica na maior parte dos sedimentos do Cretáceo Inferior a norte do paralelo da Nazaré (Cunha e Pena dos Reis, 1995; Stapel *et al.*, 1996).

Em transgressão sobre a Fm. Torres Vedras, depositaram-se carbonatos marinhos rasos e argilitos com rudistas (Fm. Galé, Fm. Costa de Arnes). A sul, os depósitos do Cretáceo Superior estão ausentes na área invertida da bacia. Contudo, os depósitos siliciclásticos são conhecidos na sua parte norte (fig. 3).

O Cretáceo terminal é também marcado pela actividade magmática através do complexo intrusivo de Sintra ou dos basaltos da Sub-bacia de Runa (Ribeiro *et al.*, 1979; Ferreira e Macedo, 1979), que marca o culminar da Bacia Lusitânica.

Durante o Cenozoico, a deposição de sedimentos clásticos continuou com particular espessamento do Neogénico em bacias localizadas (Bacia do Tejo e Bacia do Mondego) (Galopim, 1968; Cunha e Pena dos Reis, 1995; Carvalho, 2003).

A compressão Bética ocorrida durante o Mioceno provocou a inversão distinta dos sectores norte e sul da bacia (Rasmussen *et al.*, 1998).

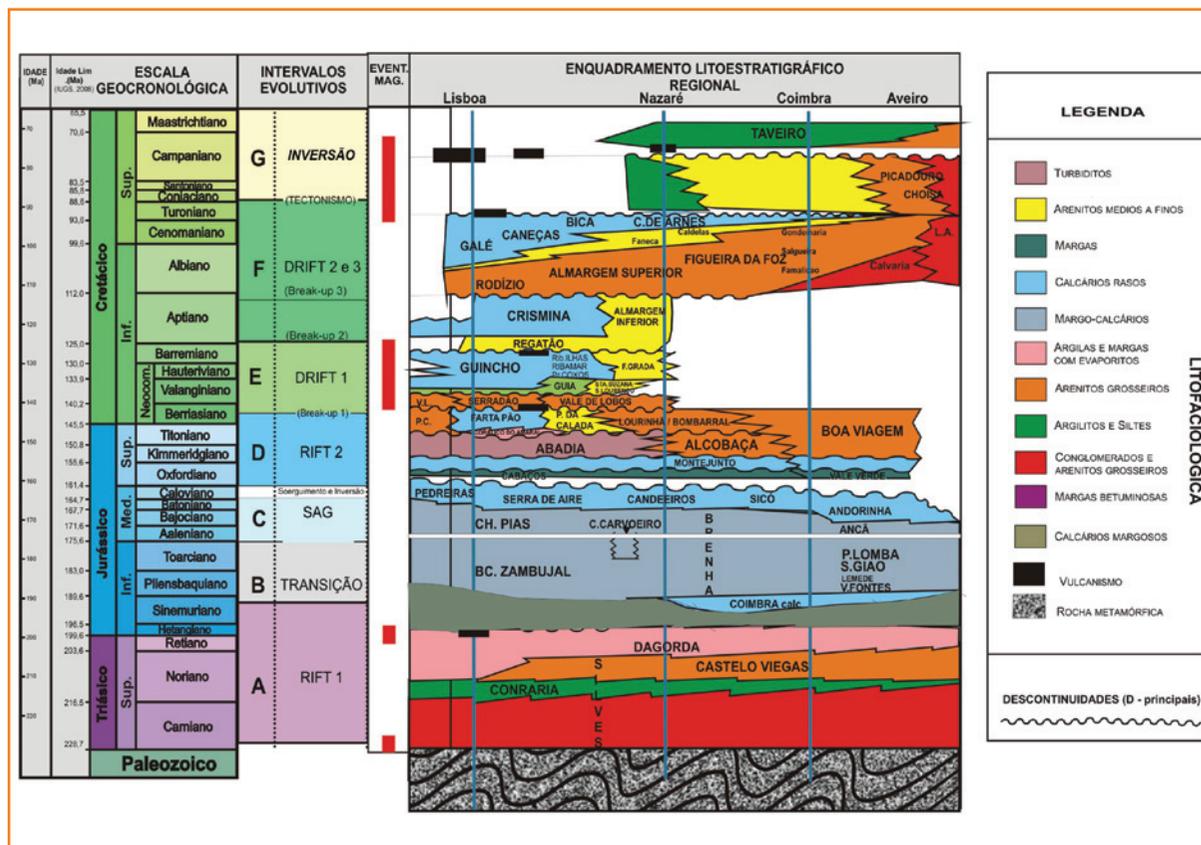


Figura 3  
Tabela litoestratigráfica da Bacia Lusitânica (Pena Dos Reis *et al.*, 2008).

Figure 3  
Lusitanian Basin lithostratigraphic chart (Pena Dos Reis *et al.*, 2008).

## localização geográfica da área estudada

A área em estudo localiza-se próxima à Cidade de Torres Vedras, junto às localidades de Matacães e Runa (fig. 4). Encontra-se compreendida entre os paralelos 39°2'N e 39°8'N e os meridianos 9°9'W e 9°16'W, enquadrando-se geograficamente na área abrangida pela Carta Militar de Portugal, na escala 1:25.000, folhas N°: 361, A-Dos-Cunhado (Torres Vedras); 362, Ramalhal (Torres Vedras); 374, Torres Vedras e folha 375, Olhalvo (Alenquer) (I. G. E).

Para a realização do presente trabalho, foram recolhidos dados gravimétricos nas freguesias de São Pedro, São Tiago, Santa Maria do Castelo, São Miguel, Monte Redondo, Matacães, Runa, Carvoeira e Dois Portos, pertencentes ao Concelho de Torres Vedras, Distrito de Lisboa.

Topograficamente, a área não apresenta grandes elevações, exceto as existentes no limite do Diápiro de Matacães, provocadas pela sua extrusão e, também, a elevação que caracteriza o início do alinhamento estrutural de Torres Vedras – Montejunto.

## a região de Torres Vedras e o Diápiro de Matacães no contexto da Bacia Lusitânica

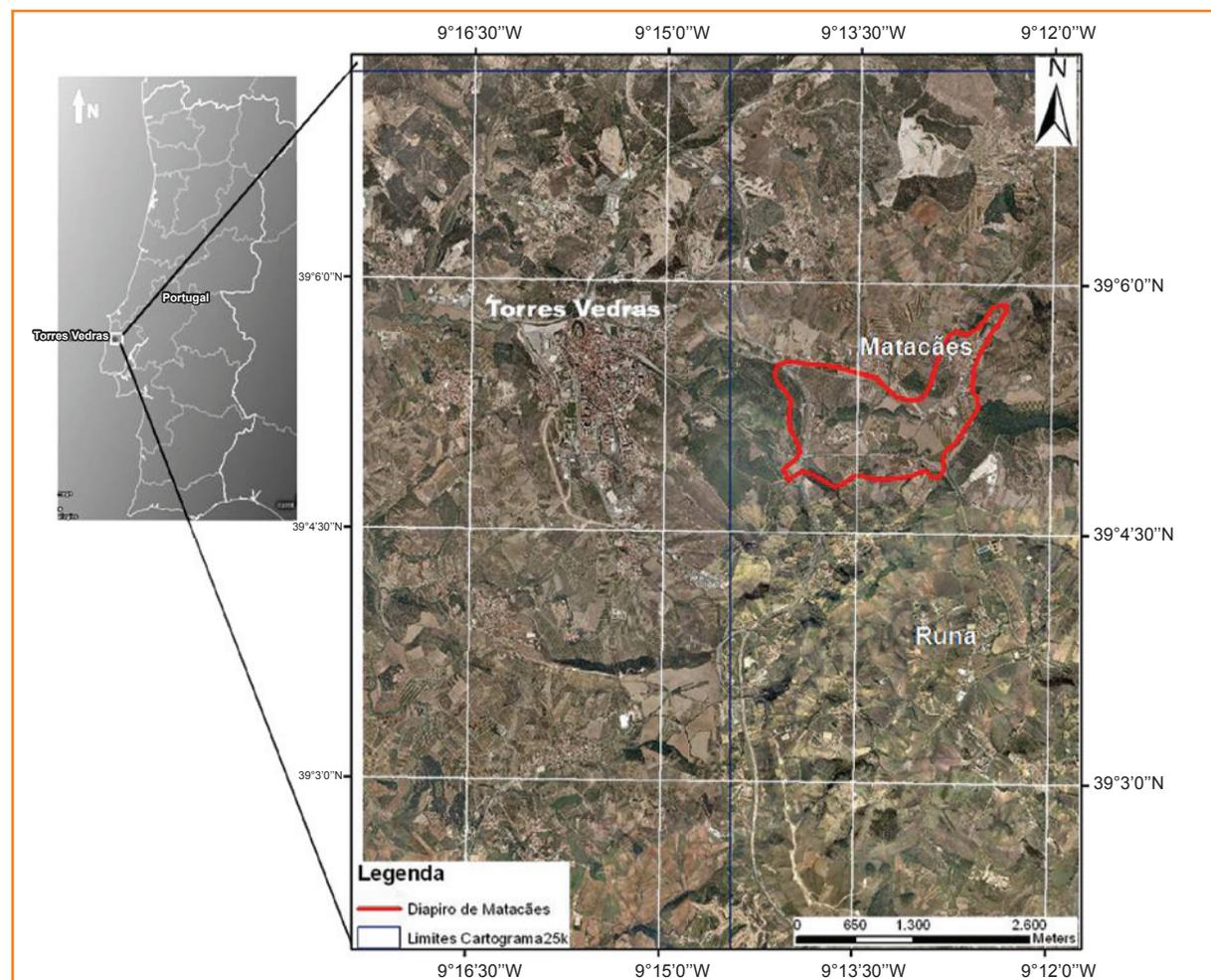
A área estudada é bastante complexa do ponto de vista estrutural, visto que caracteriza uma zona de separação de três sub-bacias distintas (Bombarral, Turcifal e Arruda) (fig. 5).

Sedimentologicamente, a área é dominada por argilitos e siltitos com algumas intercalações de arenitos, que caracterizam a Fm. Abadia (Kimmeridgiano Titoniano Inferior). O restante do Jurássico Superior está representado pela Fm. Lourinhã, de características marcadamente siliciclásticas, depositadas em um ambiente claramente fluvial (Wilson, 1988).

Devido ao anticlinal que o caracteriza, sedimentos do Jurássico Superior (Oxfordiano Superior (?) – Kimmeridgiano Inferior) estão expostos ao longo do alinhamento Torres Vedras – Montejunto, nomeadamente a Fm. Cabaços (Oxfordiano Superior), constituída por sedimentos lacustres/lagunares, a que se sucedem carbonatos marinhos

**Figura 4**  
Ortofotomapas da área de estudo, com a localização do Diápiro de Matacães (IGP).

**Figure 4**  
Ortophotomaps from the area under study, with the localization of the Matacães salt diapir (IGP).



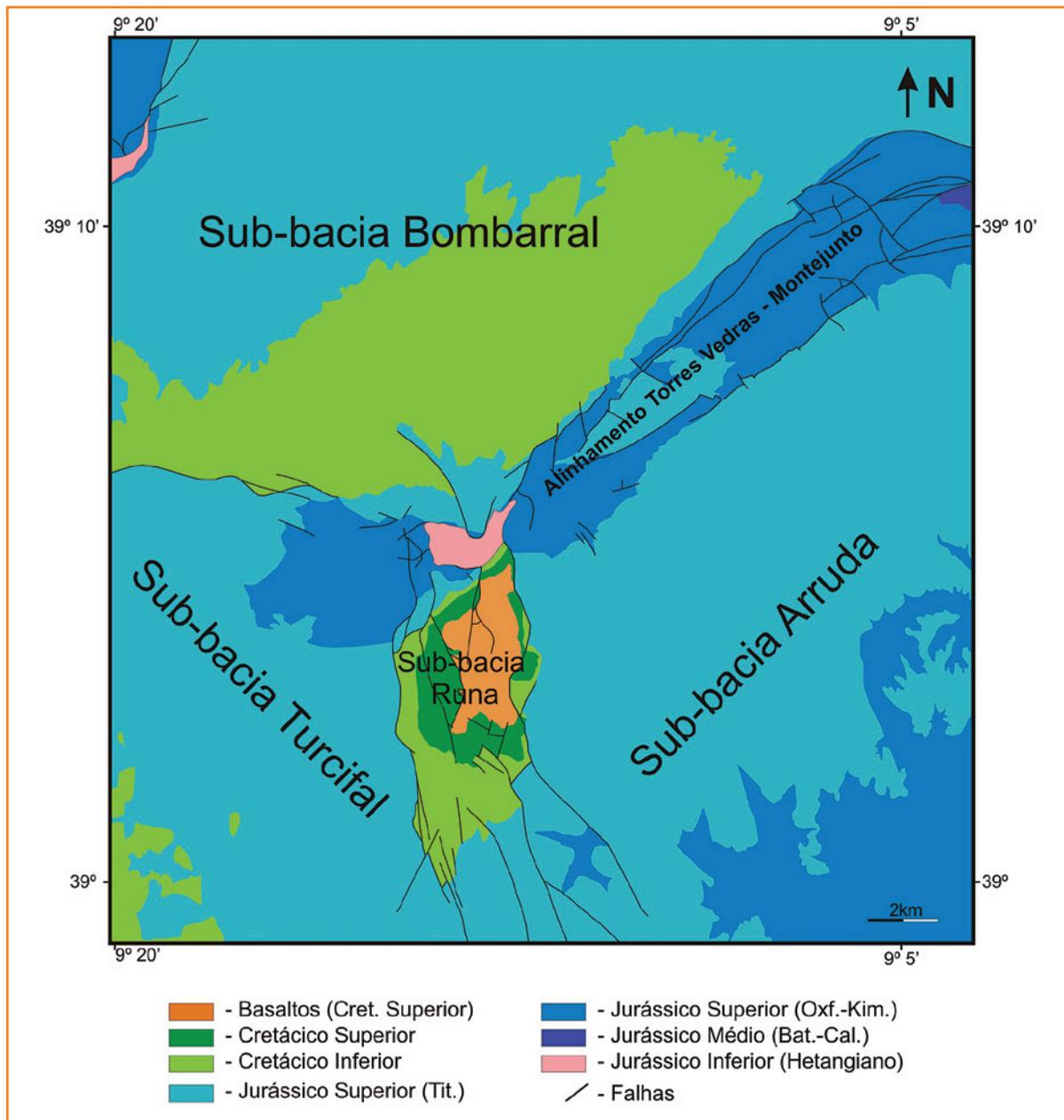
de pequena profundidade (Fm. Montejuento) (Wilson, 1979; Azerêdo *et al.*, 2003).

Existem também bastante sedimentos do Cretáceo Inferior (Grés de Torres Vedras), principalmente localizados a NW do Diápiro de Matacães, ocupando uma grande parte da área aflorante da Sub-bacia de Runa, que se encontra limitada por falhas entre as sub-bacias do Turcifal e de Arruda (fig. 5).

A Sub-bacia de Runa apresenta uma característica importante, que é possuir rochas ígneas (basaltos) datadas do Cretáceo terminal (Ferreira e Macedo, 1979), sobrepostas a depósitos do Cretáceo Superior (Zbyszewski e Assunção, 1965). Este evento magmático pode ser explicado pelo contexto tectônico

em que a Ibéria se encontrava no Cretáceo terminal, provocado pela rotação anti-horária da Placa Ibérica (subducção incipiente no Golfo da Biscaia) (Pinheiro *et al.*, 1996).

A evolução das três sub-bacias decorreu de forma semelhante durante o Jurássico Inferior – Médio, salientando que, já durante o Sinemuriano, ocorreram as primeiras movimentações do sal associadas a falhas no embasamento. Tais movimentações assentam no facto de se encontrar em alguns perfis sísmicos o *onlap* da Fm. de Coimbra sobre anticlinais de sal, formados por este primeiro empolamento (movimento) do sal (Rasmussen *et al.*, 1998).



**Figura 5**

Localização das sub-bacias de Bombarral, Turcifal e Arruda e do alinhamento estrutural Torres Vedras - Montejuento.

**Figure 5**

Location of the Bombarral, Turcifal and Arruda sub-basins and also Torres Vedras Montejuento Structural alignment.

Apesar disso, a evolução das sub-bacias foi idêntica durante o restante do Jurássico Inferior e Médio. A verdadeira individualização das três sub-bacias ocorreu durante o Jurássico Superior, impulsionada pela segunda fase de rifte que a Bacia Lusitânica sofreu. Esta individualização é visível através da análise dos perfis sísmicos, tais como o Ar 5-81 e Ar 3-81, nos quais se reconhece um espessamento da sucessão do Jurássico Superior para cada um dos depocentros das sub-bacias do Bombarral, Turcifal e Arruda (Alves *et al.*, 2003a).

Esta individualização provocada pelo início da segunda fase de rifte (Oxfordiano- Aptiano) provocou valores de subsidência distintos em cada uma das sub-bacias. A Sub-bacia de Bombarral caracteriza-se por configurar uma bacia formada por *salt-withdrawal*, enquanto as sub-bacias de Turcifal e de Arruda apresentam uma estrutura de *halfgrabens* (Wilson *et al.*, 1989), com maiores valores de subsidência próximo da Falha de Runa (Sub-bacia de Turcifal) e próximo da Falha de Pragança (Sub-bacia de Arruda) (Montenat *et al.*, 1988).

Este momento de individualização das diferentes sub-bacias foi também um período de fortes movimentos halocinéticos, que aproveitaram as zonas de fraqueza (falhas) para o desenvolvimento de domos salinos.

Estes períodos de halocinese estão directamente relacionados aos diferentes episódios distensivos e compressivos sofridos na Bacia Lusitânica. Os períodos normalmente considerados como os momentos-chave de actividade halocinética são: o Jurássico Superior, relacionado à segunda fase de rifte da Bacia Lusitânica; o Cretáceo Superior (terminal), relacionado à compressão provocada pela abertura do Golfo da Biscaia e a compressão ocorrida durante o Mioceno, causada pela Orogenia Alpina, sendo este último o mais importante e o que provocou a indentação do Diápiro de Matacães a norte (Wilson *et al.*, 1989; Canerot *et al.*, 1995; Kullberg, 2000).

## estudos regionais anteriores

Neste capítulo, referem-se os trabalhos anteriores efectuados na Bacia Lusitânica e, em particular, os que se centram na área estudada, sobretudo aqueles que se relacionam à gravimetria. São também referidas as diversas campanhas de aquisição de dados sísmicos e sondagens ali realizados.

## estudos gravimétricos

Em Portugal, a gravimetria como ferramenta geofísica foi utilizada pela primeira vez em grande escala na década de 1950 (55-56) pela actualmente extinta Companhia Portuguesa de Petróleos (CPP), em parceria com empresas reconhecidas internacionalmente nesta área como a Prakla ou Geoproscó (GPEP, 1986).

Entre os anos de 1955 e 1962, a CPP, em parceria com a Prakla e a Geoproscó, realizaram campanhas gravimétricas com um total de 15.942 estações gravimétricas, cobrindo uma área de aproximadamente 14.760km<sup>2</sup>. Tais campanhas incidiram na sua actividade, sobretudo na Bacia Lusitânica. Porém, realizou-se igualmente uma campanha pioneira em 1955/1956 na Bacia do Algarve (GPEP, 1986).

Estas primeiras campanhas gravimétricas focaram apenas as porções *onshore* das diferentes bacias sedimentares. Apenas a partir da década de 1970, iniciaram-se as campanhas de aquisição de dados gravimétricos no *offshore* pouco profundo, onde empresas como a Challenger, Chevron, ESSO, SHELL e SUN recolheram dados do *offshore* de diferentes bacias sedimentares (Bacia Lusitânica, Bacia Algarvia e Bacia de Santiago do Cacém), perfazendo uma área de 13.886km<sup>2</sup> (GPEP, 1986).

Este “boom” inicial foi impulsionado por um período, onde se registrou um grande interesse por parte das empresas de exploração de hidrocarbonetos no potencial petrolífero que a Bacia Lusitânica apresentava.

Após este período de grande actividade, impulsionado pelo interesse económico de empresas petrolíferas, sucedeu-se uma fase de estagnação na aquisição de novos dados gravimétricos, decorrente dos resultados desanimadores obtidos na fase anterior, que revelaram ser inviável ou não rentável a exploração de hidrocarbonetos na Bacia Lusitânica.

Recentemente, foram realizadas campanhas de aquisição e interpretação de dados gravimétricos com um aspecto académico, salientando-se os seguintes trabalhos: F. Carlos Lopes (1993), com o estudo da estrutura salífera de Monte Real – ensaio de interpretação sísmica e modelagem gravimétrica; Figueiredo (2001), com o estudo gravimétrico centrado na organização geométrica da cobertura Meso-Cenozoica (Baixo Vouga); Lourenço (2006), que propõe um modelo geológico-estrutural da Bacia de Telões através de métodos geofísicos integrados; Matias (2007), que se centra no potencial petrolífero do *offshore* da Bacia Algarvia, servindo-se

também de dados de gravimetria e Machadinho (2008), que utiliza o método gravimétrico na caracterização tectonoestrutural do bordo norte da Serra da Boa Viagem.

## estudos sísmicos

Na Bacia Lusitânica já foram obtidos mais de 20.000km de linhas sísmicas, com um período de aquisição entre 1956 e 1984, cobrindo uma grande parte da porção *onshore* da bacia e algumas secções *offshore* (Lomholt *et al.*, 1995). Foram várias as empresas que realizaram aquisição de dados

sísmicos na Bacia Lusitânica, iniciada pela CPPAR-PET entre 1955 e 1963, salientando-se empresas internacionais como a Sceptre (1956; 1982/83), Petrogal (1978/81) e a SHELL, que realizaram campanhas de aquisição de dados sísmicos durante 1973 e 1974.

Mais recentemente, foram realizadas novas campanhas de aquisição de dados sísmicos na porção *onshore* da Bacia Lusitânica por parte da Mohave (Mohave Oil and Gas Corporation) e também no *offshore*, em uma parceria Petrobras/GALP/Partex.

Uma grande parte destes dados foi utilizada em um projecto de grande dimensão denominado MILUPOBAS (1995), que envolveu, além de equipes

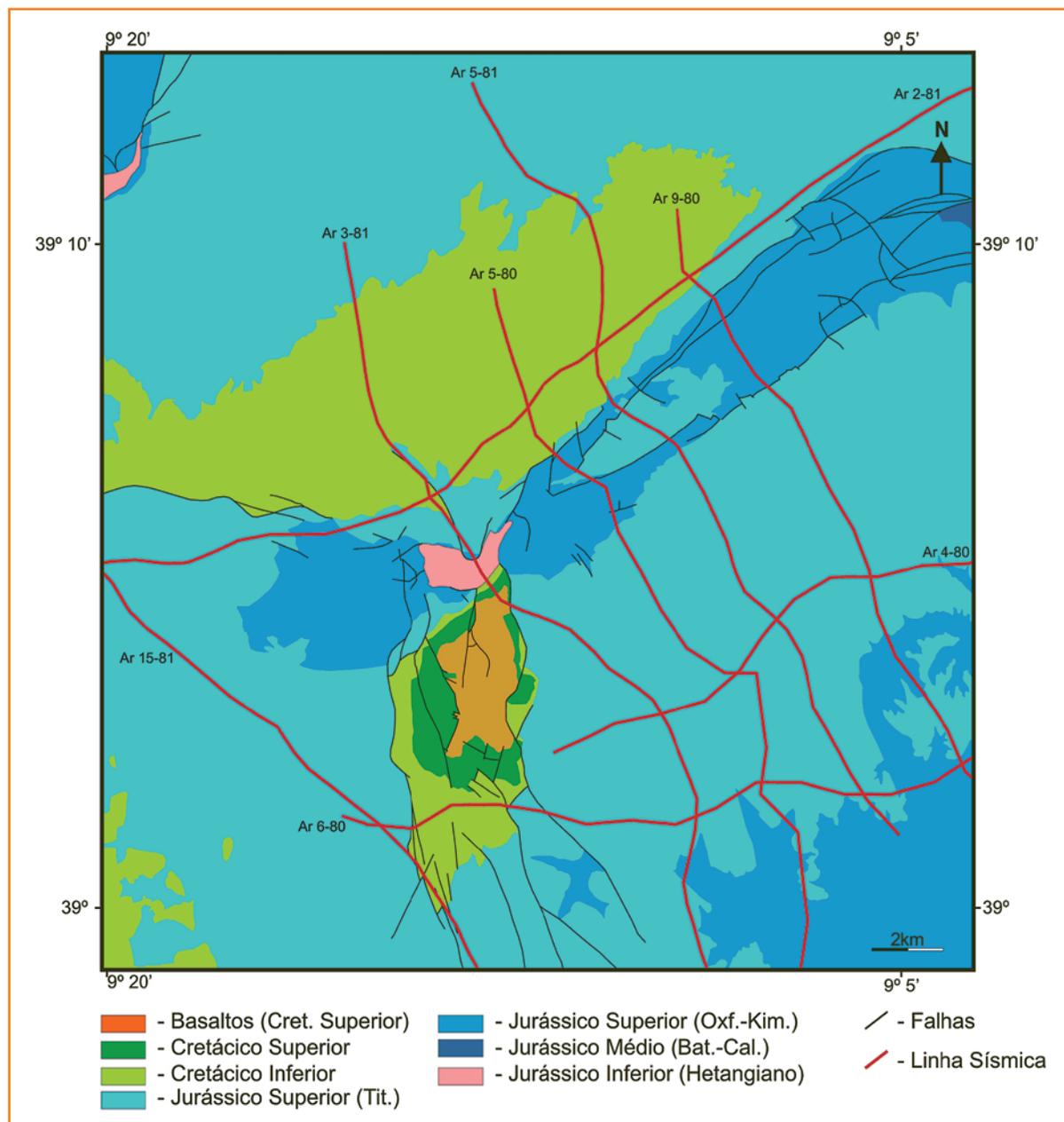


Figura 6

Enquadramento geológico simplificado da área de estudo e localização dos perfis sísmicos utilizados no presente trabalho.

Figure 6

Simplified Geological framework of the area under study and localization of the seismic profiles used in this work.

acadêmicas, o GPEP (Gabinete para a Pesquisa e Exploração de Petróleo) e a GEUS (Geological Survey of Denmark and Greenland). Este projecto pode ser considerado como sendo o primeiro grande estudo sísmico regional da Bacia Lusitânica (Lomholt *et al.*, 1995)

Os dados sísmicos recolhidos também foram utilizados por diversos autores em trabalhos de índole académica para aprofundar o conhecimento da Bacia Lusitânica. Entre eles, destacam-se os trabalhos de Alves *et al.* (2002; 2003a; 2003b; 2006), Carvalho (2003), Rasmussen *et al.* (1998) e Kullberg (2000).

No presente trabalho, considerou-se a análise de secções sísmicas existentes na área de estudo, bem como a sua qualidade e a existência (ou não) de interpretações anteriores das secções sísmicas seleccionadas.

Tendo em conta o objectivo do trabalho, as secções sísmicas (reflexão) que foram seleccionadas para

análise e interpretação são: Ar 2-81; Ar 3-81; Ar 4-80; Ar 5-80; Ar 5-81; Ar 6-80; Ar 9-80 e Ar 15-81 (fig. 6).

## dados provenientes de sondagens

As sondagens realizadas na Bacia Lusitânica estão igualmente relacionadas ao interesse da indústria petrolífera em determinados sectores da Bacia Lusitânica.

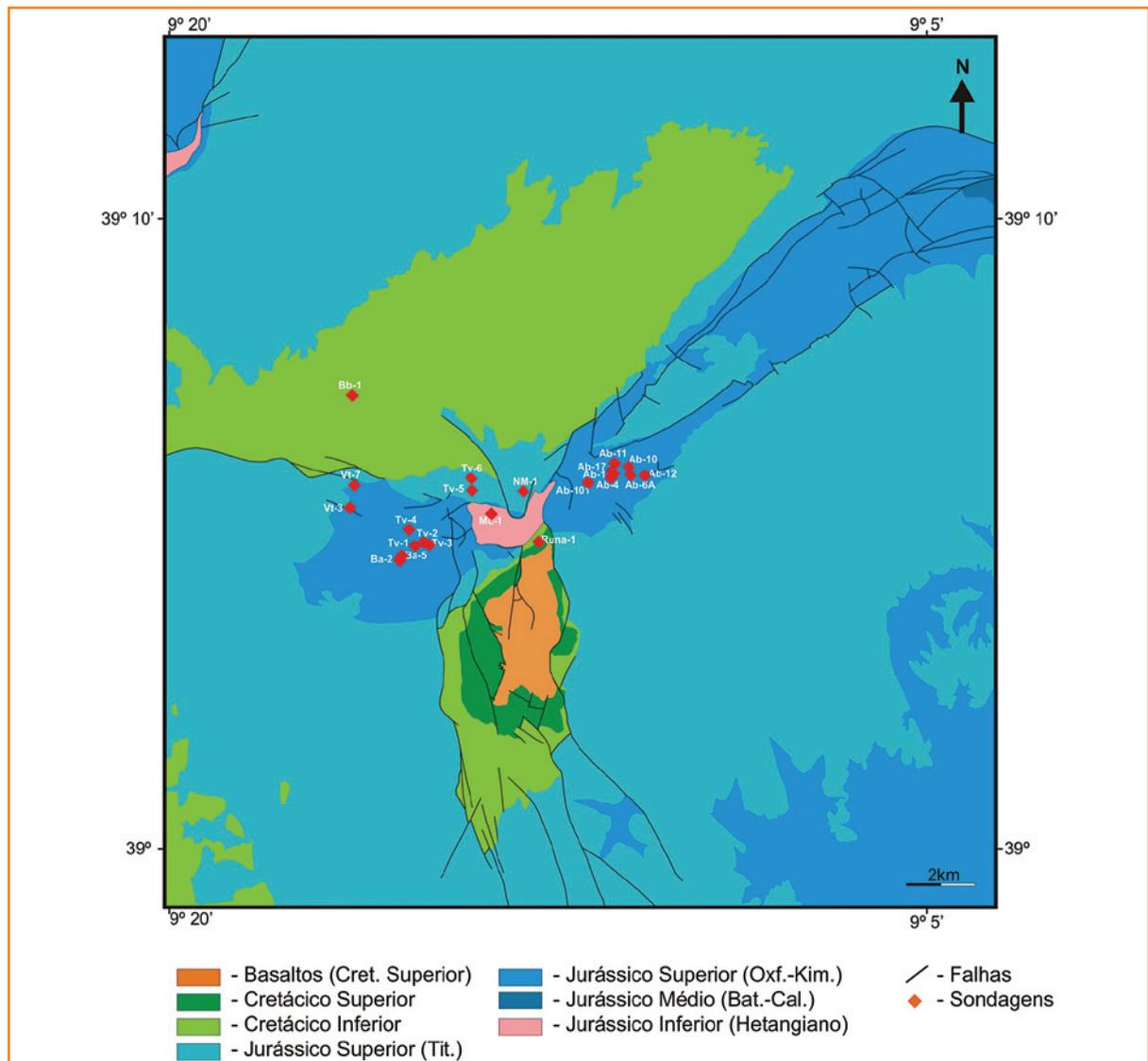
A realização de sondagens na Bacia Lusitânica ocorreu em dois períodos fundamentais: período CPP (Companhia Portuguesa de Petróleos), durante o qual foi realizado um grande número de sondagens profundas até o momento da extinção deste organismo em 1986 e o período pós-CPP, marcado por uma fase inicial de estagnação, vivendo actualmente um momento de retoma da realização de novas sondagens. Neste contexto, cabe destacar as sondagens Aljubarrota 1/1-A

Figura 7

Enquadramento geológico simplificado da área de estudo e localização das sondagens consideradas relevantes para o presente trabalho.

Figure 7

Simplified geological framework of the area under study and the localization of the boreholes considered relevant for the present work.



(ALJ-1/1 A) e Aljubarrota 2 (ALJ-2), realizadas pela Mohave e localizadas no *onshore* do sector central da Bacia Lusitânica. No *offshore*, foram realizadas novas sondagens ao largo do Alentejo por parte do consórcio Hardman/GALP/Partex (DGGE – DPEP).

Neste trabalho, a análise dos relatórios de sondagens realizadas na área de estudo foi essencial por conterem informações importantes, tanto litológico e estratigraficamente como por incluírem algumas análises petrofísicas realizadas em alguns poços existentes nas proximidades da área de estudo.

As sondagens seleccionadas consideraram a profundidade total atingida, as litologias/formações atravessadas e a existência de diagrfias (perfis de poços) que permitissem analisar as características petrofísicas de cada uma das formações atravessadas.

Assim sendo, as sondagens que foram analisadas com maior pormenor foram: Torres Vedras (TV-1; TV-2; TV-3; TV-4; TV-5 e TV-6), Barro (Ba-2; Ba-5), Varatojo (VT-3; VT-7), Abadia (Ab-1; Ab-1A; Ab-4; Ab-6A; Ab-10; Ab-11; Ab-12; Ab-17; Ab-19 e Ab-101), Bombarda (Bb-1), Matacães (MC-1), norte de Matacães (NM-1) e Runa (Runa-1) (fig. 7).

## aquisição, tratamento e interpretação dos dados gravimétricos

No presente capítulo, será abordada a aquisição de dados realizados, com uma indicação sucinta dos tipos de dados recolhidos para a execução do trabalho. É igualmente relatada a elaboração do tratamento dos dados recolhidos e as interpretações efectuadas com base nesses mesmos dados.

### aquisição de dados

O método de prospecção geofísica utilizado neste trabalho foi o método gravimétrico em conjugação com o posicionamento das estações gravimétricas, utilizando um GPS e o cálculo da cota de cada um dos pontos de leitura com o auxílio de um barómetro digital.

Todas essas ferramentas foram utilizadas de forma a obter maior precisão e rigor possíveis nos resultados finais.

### actividades de pré-campanha

Antes de se iniciar a campanha de aquisição de dados gravimétricos, foi realizada uma análise geológica da área em estudo, auxiliada pela cartografia à escala 1:50.000 existente. Para este efeito, utilizou-se a Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000, folhas: 30-A, Lourinhã (França *et al.*, 1961; Manuppella *et al.*, 1999); 30-B, Bombarral (Zbyszewski *et al.*, 1966); 30-C, Torres Vedras (Zbyszewski *et al.*, 1955) e 30-D, Alenquer (Zbyszewski e Assunção, 1965), com o intuito de seleccionar os modos adequados de posicionar as estações gravimétricas para obter os melhores resultados.

Assim sendo, procedeu-se a uma análise cartográfica cuidada e conjugada com o reconhecimento *in situ* da área em estudo. Também foram consideradas as sondagens e informações sísmicas existentes, concluindo-se que a campanha deveria consistir no recolhimento de aproximadamente 200 pontos que apresentassem uma orientação geral NW-SE (Miranda *et al.*, 2008). Esta orientação prende-se ao facto das principais estruturas tectónicas apresentarem direcções predominantemente NE-SW (alinhamento Torres Vedras – Montejunto). O próprio diápiro em estudo apresenta uma direcção E-W, flectindo para NE na sua porção mais oriental.

### dados gravimétricos

A gravimetria é um método de grande relevância dentre os vários métodos geofísicos utilizados no estudo geológico. Tendo em vista os objectivos traçados, foi este o método considerado mais relevante e passível de fornecer melhores resultados para responder às perguntas levantadas.

A malha gravimétrica utilizada teve em conta uma maior concentração de pontos próxima dos flancos do Diápiro de Matacães, pois espera-se que ocorra uma maior variação do gradiente da anomalia gravimétrica nestas zonas. Foi também bastante importante efectuar perfis que se afastassem o suficiente do limite do diápiro aflorante (5km), de forma a obter uma estabilização da anomalia gravimétrica relacionada à estrutura diapírica em questão.

A malha final possui um total de 233 pontos de medidas dispersos de forma irregular e apresentando uma distribuição considerada suficiente para o estudo e modelagem da anomalia gravimétrica provocada pelo Diápiro de Matacães. As estações próximas do limite aflorante do diápiro

apresentam-se distanciadas de 200-250m entre si, enquanto as estações mais afastadas apresentam um espaçamento de 400-450m.

Ao longo da campanha de recolhimento de dados gravimétricos, foi efectuada uma repetição aleatória de pontos gravimétricos, com o intuito de aumentar a qualidade e precisão dos mapas de anomalias gravimétricas construídos (tabela 1). Assim sendo, após a conclusão das correcções efectuadas sobre os dados gravimétricos recolhidos no campo, foi realizada uma análise estatística da gravidade final observada ( $g_{Obs}$ ) nas 18 estações gravimétricas repetidas ( $\approx 7,7\%$  do total de pontos) ao longo campanha (tabela 1), na qual a média do desvio padrão dos pontos repetidos é de 0,107796. Este valor revela uma grande precisão nas medições efectuadas, aumentando, desta forma, a confiabilidade dos diversos mapas de anomalias construídos.

Neste trabalho não são fornecidos em anexo os valores de leitura do gravímetro e nenhuma das correcções efectuadas para a obtenção dos mapas de anomalias, pelo facto de ser informação confidencial inserida no projecto de investigação Atlantis – Fapese (Brasil) e PTDC/CTE-GEX/64966/2006 da Fundação para a Ciência e a Tecnologia (Portugal).

## dados de posicionamento

Quando da aquisição de dados para um estudo gravimétrico, todos os pontos de observação devem ser posicionados com grande exactidão. Para isso, foram utilizados dois GPS's (Magellan SportTrack Pro; Magellan Explorist 210), com o objectivo de localizar com maior precisão possível cada um dos pontos de observação. Na escolha dos pontos de observação para além da utilização do GPS no posicionamento, teve-se especial atenção na existência de outros pontos de referência tais como igrejas, cemitérios, edifícios históricos, entre outros. Quando tal se revelava impossível, utilizavam-se outros tipos de referências tais como postes e casas, por exemplo.

Outro aspecto importante prende-se à escolha da estação-base para a campanha gravimétrica. No presente trabalho, foi utilizada a estação ferroviária da localidade de Runa, devido à sua posição estratégica (centro da malha) e pelo facto de este ser um local que permanecerá imutável por um longo período de tempo.

## dados altimétricos

A obtenção de cotas precisas dos locais onde foram feitas as observações gravimétricas é considerada

**Tabela 1**

Pontos repetidos na campanha gravimétrica com indicação do respectivo desvio padrão entre medições.

**Table 1**

Repeated points of the gravimetric survey with indication of the respective deviation between readings.

Estação Gravimétrica	Gravidade Observada (1ª Medição)	Gravidade Observada (2ª Medição)	Gravidade Observada (3ª Medição)	Desvio Padrão ( $\sigma$ )
Ponto 1	980115,6867	980115,7758	–	0,063004
Ponto 3	980114,547	980114,5437	–	0,002348
Ponto 19	980111,186	980111,0183	–	0,1185993
Ponto 20	980105,0449	980105,0848	–	0,0281799
Ponto 31	980115,0945	980115,1222	980115,3373	0,0195925
Ponto 32	980116,5503	980116,6796	980116,8224	0,0914279
Ponto 35	980111,6729	980112,1098	–	0,3088895
Ponto 36	980108,7559	980109,193	–	0,3090708
Ponto 38	980112,4961	980112,9446	–	0,3171138
Ponto 51	980107,7577	980107,8264	–	0,0485836
Ponto 62	980116,3317	980116,4727	–	0,0997266
Ponto 88	980114,4098	980114,2344	–	0,1240265
Ponto 89	980114,6329	980114,6347	–	0,0013138
Ponto 90	980118,258	980118,2377	–	0,0143171
Ponto 124	980118,7821	980118,7864	–	0,0030861
Ponto 126	980124,2859	980124,1528	–	0,0940968
Ponto 132	980128,6702	980128,5773	–	0,0656942

fundamental para a obtenção de resultados de qualidade. Assim sendo, para a obtenção das cotas dos pontos de observação no presente estudo, foi utilizado o método barométrico, considerado o mais satisfatório pela precisão necessária que, neste caso, é de 40cm.

A única desvantagem deste método é o facto de a aquisição de bons resultados depender de condições climáticas (que não poderão ser bruscas), o que pode inviabilizar a sua aplicação (ex: variações bruscas da pressão atmosférica). Por esta razão, foram seleccionados dias estáveis para a obtenção destes dados.

A fórmula utilizada para o cálculo das cotas dos pontos gravimétricos foi a equação fundamental da hipsobatimetria (Stuart, 1991) que é dada pela seguinte expressão:

$$\Delta z = \frac{N_{Av} \cdot K \cdot (273,15 + T)}{M \cdot g} \cdot [\ln(P_0) - \ln(p)] \quad \text{Eq.1}$$

Na equação,  $N_{Av}$  é o número de Avogadro ( $6,02217 \times 10^{23}$ );  $K$  é a constante de Boltzmann ( $1,38062 \times 10^{-23}$ );  $M$ , a massa molecular do ar (28,966);  $g$ , a aceleração da gravidade (9,80665);  $P_0$  e  $P$  são as pressões no ponto base e no ponto do qual se pretende determinar a cota, respectivamente, ambas em milibares (mb). Nesta equação assume-se que a temperatura  $T$  tem o mesmo valor para os dois pontos considerados (Stuart, *op. cit.*).

## tratamento e interpretação dos dados gravimétricos

As correcções gravimétricas são aplicadas para reduzir todas as medições efectuadas ao mesmo referencial, possibilitando a comparação de valores entre si. As correcções aplicadas com o objectivo de possibilitar a sua leitura são: Deriva, Maré, Latitude, Altitude, Estaca-tripé, Bouguer, Ar-Livre e Eötvös. Esta última não foi aplicada no presente trabalho, por ser uma correcção aplicada a leituras obtidas em movimento (avião ou barco).

A soma algébrica de todas as correcções referidas anteriormente com o valor de leitura do gravímetro fornece o valor da anomalia de Bouguer, expressa pela seguinte equação:

$$g_{BOUGUER} = (g_{Obs} \pm \Delta g_{LS} \pm \Delta g_D) \pm \Delta g_{Lat} + \Delta g_{Eot} + (\pm \Delta g_{Alt} + \Delta g_{ET}) \pm \Delta g_{Bouguer} + \Delta g_{Topo} \quad \text{Eq. 2}$$

Nesta equação,  $g_{BOUGUER}$  é a anomalia de Bouguer;  $g_{Obs}$  é o valor medido no campo;  $\Delta g_{LS}$  corresponde à correcção maré;  $\Delta g_D$ , à correcção de deriva;  $\Delta g_{Lat}$ , à correcção de latitude;  $\Delta g_{Eot}$ , à correcção de Eötvös;  $\Delta g_{Alt}$ , à correcção de altitude;  $\Delta g_{ET}$ , à correcção de estaca-tripé;  $\Delta g_{Bouguer}$ , à correcção de Bouguer e  $\Delta g_{Topo}$  representa a correcção ar-livre.

A determinação de cada uma das correcções é efectuada separadamente, com o auxílio de programas informáticos que facilitam o seu cálculo, sendo depois introduzidas na equação anterior para a obtenção do valor da anomalia de Bouguer.

### anomalia de Bouguer

Após o cálculo das correcções gravimétricas e da densidade de Bouguer, é possível construir mapas que expressem as diversas anomalias reconhecidas na área de estudo e, a partir da análise desses mapas, inferir sobre os aspectos geológicos que as provocam.

Para a construção dos diferentes mapas foi utilizado um software denominado Surfer®, onde foi utilizada a Krigagem (Cressie, 1991) como método de interpolação para a construção de uma malha de 100 linhas x 89 colunas, com um espaçamento de 98,09m e 97,86m no eixo dos xx e yy, respectivamente. Como método de interpolação, foi utilizada a Krigagem, pelo facto de este ser o método mais adequado para o tipo de dados existentes (variação lateral contínua) (*op. cit.*). Também considerou-se a delimitação dos diversos mapas construídos para que somente as zonas de valores confiáveis fossem visualizáveis.

O valor da anomalia de Bouguer é a conjugação de duas anomalias distintas (anomalia Regional e a anomalia Residual) segundo a seguinte fórmula:

$$g_{Bouguer} = g_{Regional} + g_{Residual} \quad \text{Eq.3}$$

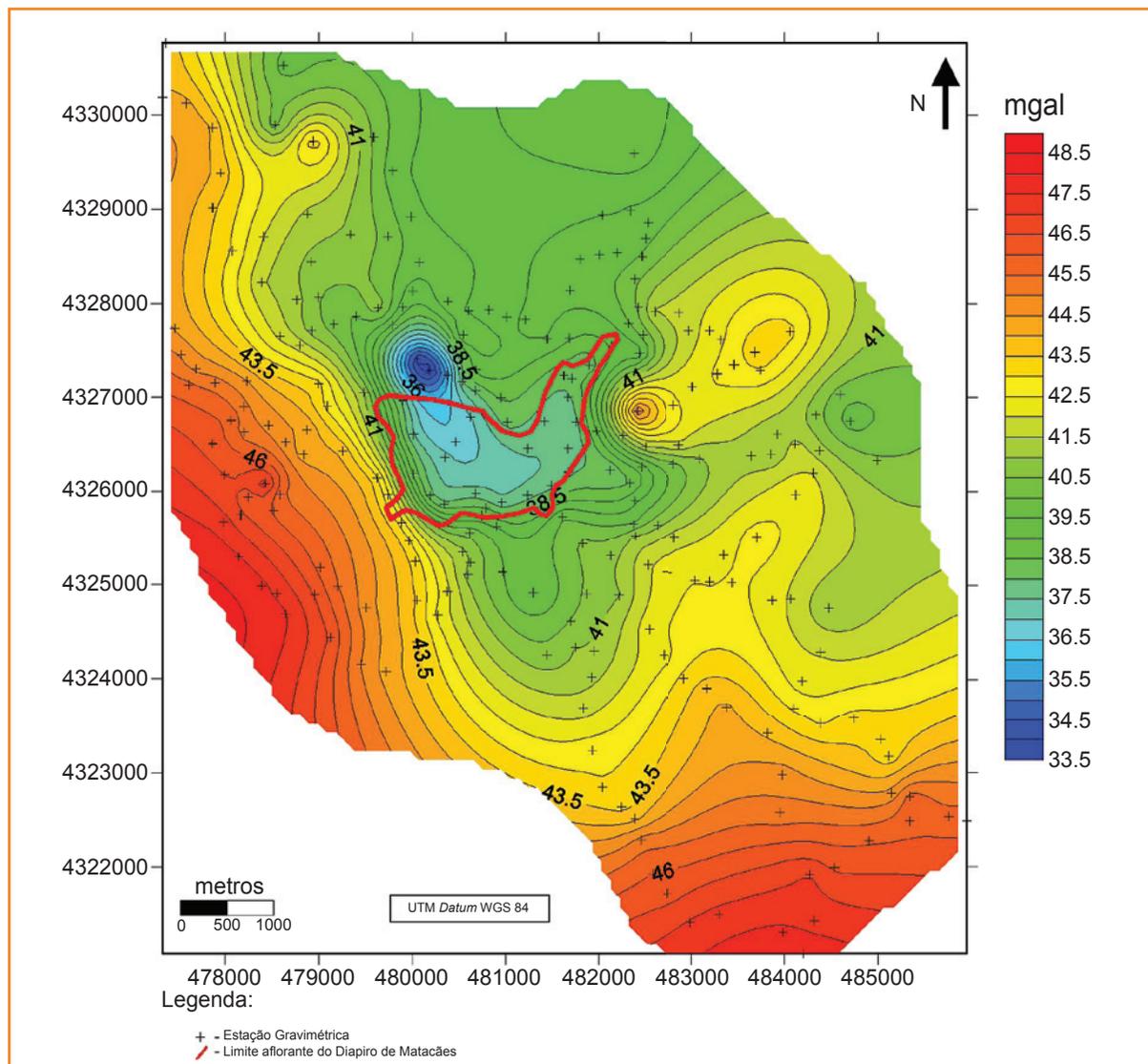
O mapa da anomalia Bouguer calculado apresenta valores entre 33,8mgal e 48,1mgal. Os valores mais elevados (vermelho) encontram-se a W e a SE do mapa, registrando-se também uma zona de valores elevados a E do flanco do Diápiro de Matacães. Os valores mais baixos (azul) encontram-se concentrados na zona aflorante do Diápiro de Matacães, onde a anomalia mais pronunciada se encontra fora do limite NW do diápiro, existindo também uma zona de valores relativamente baixos a N do mesmo (fig. 8).

Figura 8

Mapa da anomalia de Bouguer na área circundante ao Diápiro de Matacães e com a localização do seu limite aflorante.

Figure 8

Map of the Bouguer anomaly in the surrounding area of the Matacães salt diapir and the location of its outcropping limits.



Os valores mais elevados reflectem principalmente uma influência da profundidade que se encontra o embasamento, indicando que o topo do mesmo se encontra mais próximo da superfície.

A E do flanco do diápiro existe também uma série de valores de anomalia altos, que representam o início do alinhamento estrutural Torres Vedras – Montejuento (fig. 11).

Por sua vez, os valores mais baixos de anomalia indicam o diápiro aflorante de Matacães (centro do mapa), podendo também reflectir um espessamento significativo das sucessões do Jurássico comparando-se às áreas circundantes. O factor mais interessante observado é a anomalia mais baixa se encontrar no exterior do limite aflorante do Diápiro de Matacães e não directamente sobre ele como suposto, decorrência da baixa densidade do sal da Fm. Dagorda.

### anomalia regional

O mapa da anomalia regional foi obtido através do cálculo da superfície a partir de uma regressão polinomial de segundo grau, tendo como base os dados provenientes da anomalia de Bouguer, cálculo auxiliado pelo Software Surfer® que permite individualizar a anomalia regional a partir dos dados da anomalia de Bouguer (fig. 9).

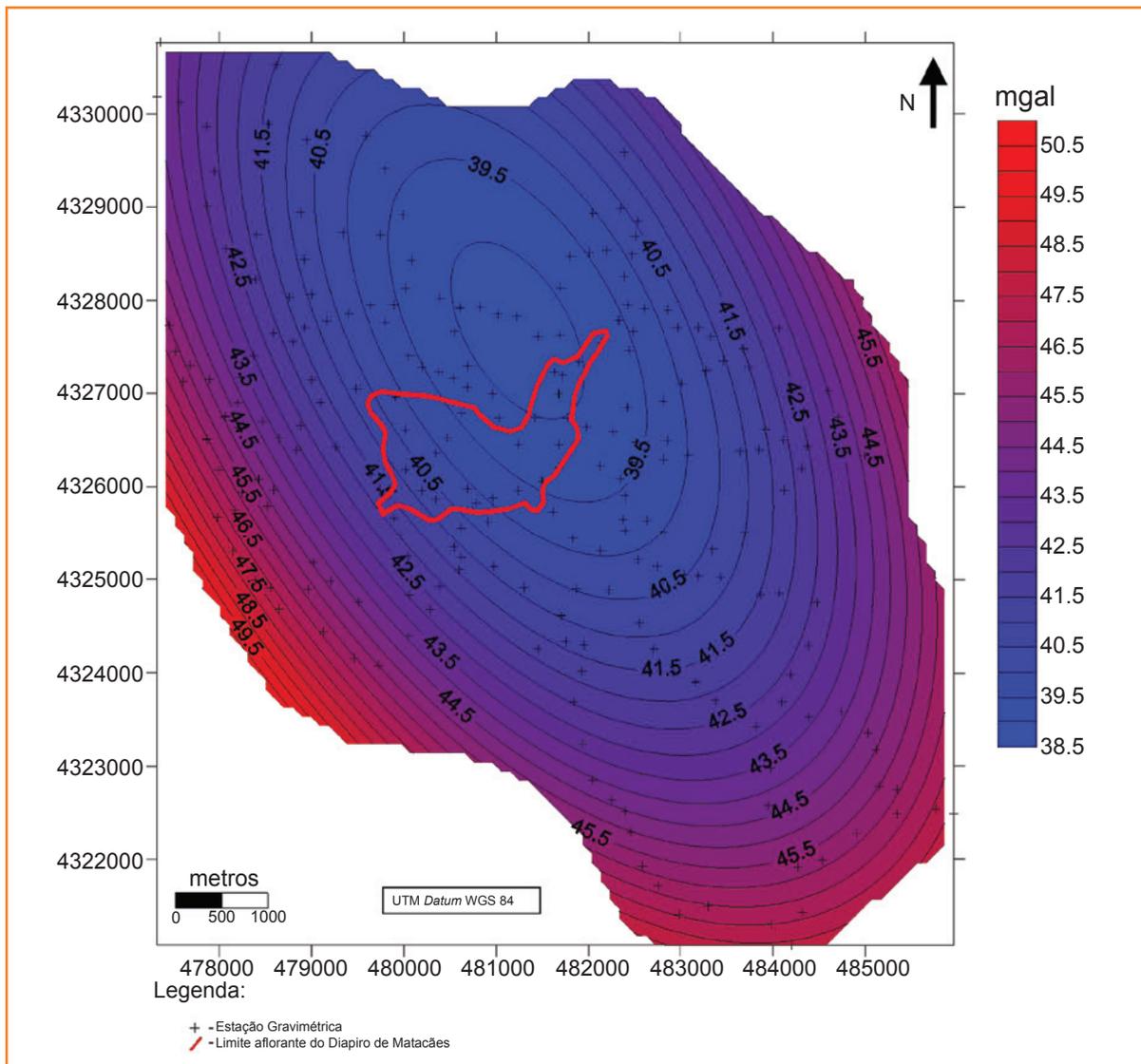
A superfície quadrática da anomalia regional é representada pela seguinte equação:

$$Z(x,y)=A_{00}+A_{01}Y+A_{02}Y^2+A_{10}X+A_{11}XY+A_{20}X^2 \text{ Eq.4}$$

Os coeficientes de regressão da equação anterior, são:

$$A_{00} = 6038397,7731856$$

$$A_{01} = -2,5591562309399$$



$$A_{02} = 2,7480910489173 \times 10^{-7}$$

$$A_{10} = -2,0811786355433$$

$$A_{11} = 3,7526315577225 \times 10^{-7}$$

$$A_{20} = 4,7499578738027 \times 10^{-7}$$

Essa anomalia reflecte essencialmente as variações das estruturas geológicas existentes a maior profundidade (ex: embasamento) (Sheriff *et al.*, 1990). Anomalias mais elevadas indicam que o embasamento se encontra a menor profundidade, enquanto o inverso pode ser interpretado como resultado ou existência do topo do embasamento a maior profundidade.

No mapa obtido (fig. 9), é possível observar uma zona de valores reduzidos com uma forma concêntrica a N do limite aflorante do Diápiro de Matacães, aumentando progressivamente em todas as direcções. Esta zona de valores mais reduzidos pode ser interpretada como sendo o depocentro da Sub-bacia do Bombarral, logo, a zona onde o

embasamento se encontra a maior profundidade. O facto de haver um aumento da anomalia a partir dessa zona pode ser explicado pela complexidade estrutural ali existente, por ser uma zona de divisão de três sub-bacias distintas: Bombarral (N), Turcifal (SW) e Arruda (SE e NW) (fig. 11).

### anomalia residual

O mapa da anomalia residual foi obtido com a subtracção da anomalia regional aos valores da anomalia de Bouguer, segundo a seguinte equação:

$$g_{Residual} = g_{Bouguer} - g_{Regional} \quad \text{Eq.5}$$

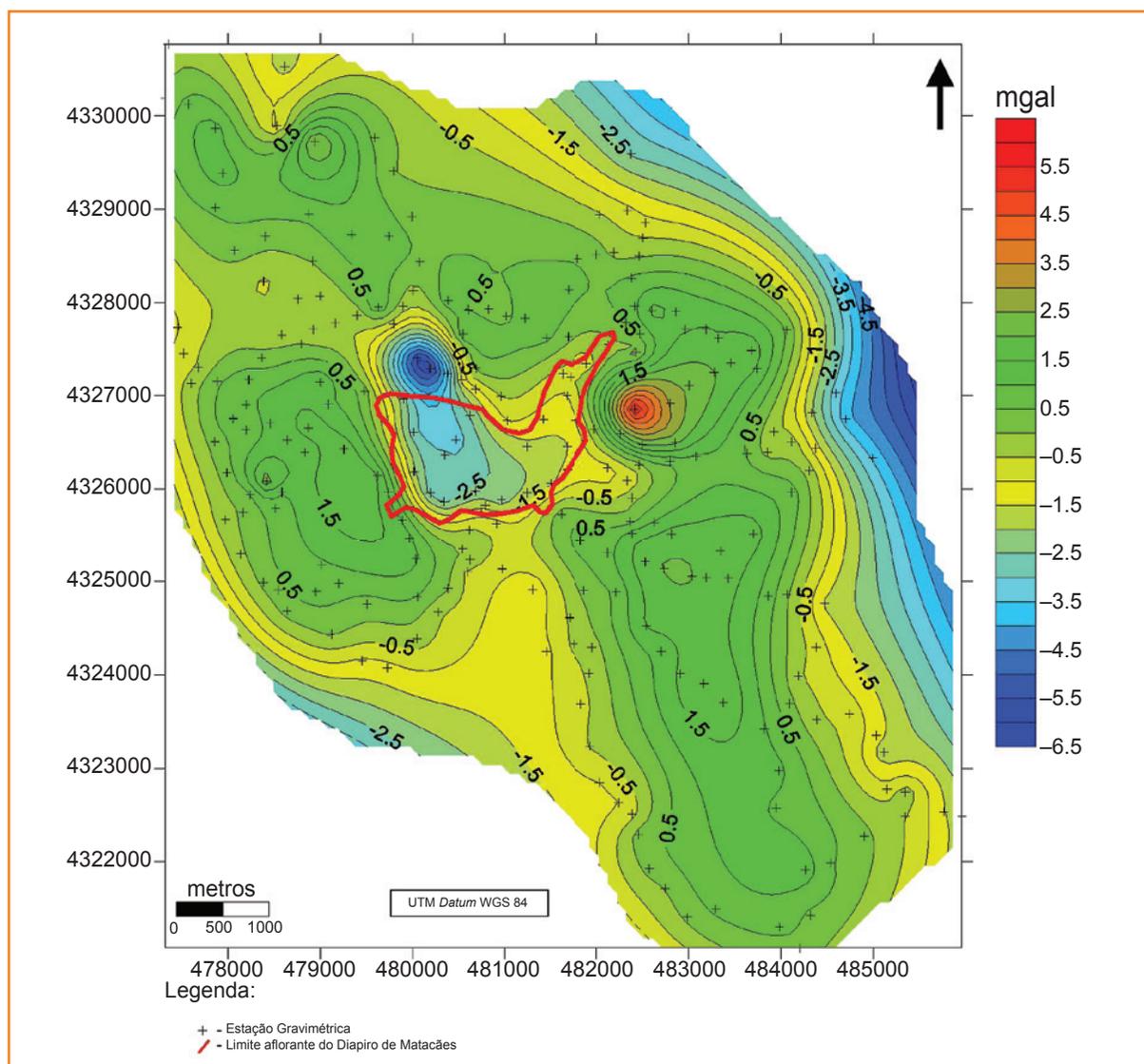
Este cálculo foi realizado utilizando o programa Surfer®, onde os valores da anomalia regional foram subtraídos aos valores da anomalia de

Figura 10

Mapa da anomalia residual na área circundante ao Diápiro de Matacães e com a localização do seu limite aflorante.

Figure 10

Map of the residual anomaly in the surrounding area of the Matacães salt diapir and location of its outcropping limits.



Bouguer, dando origem ao mapa da anomalia residual (fig. 10), cujos valores variam entre -6,17mgal e 5,68mgal.

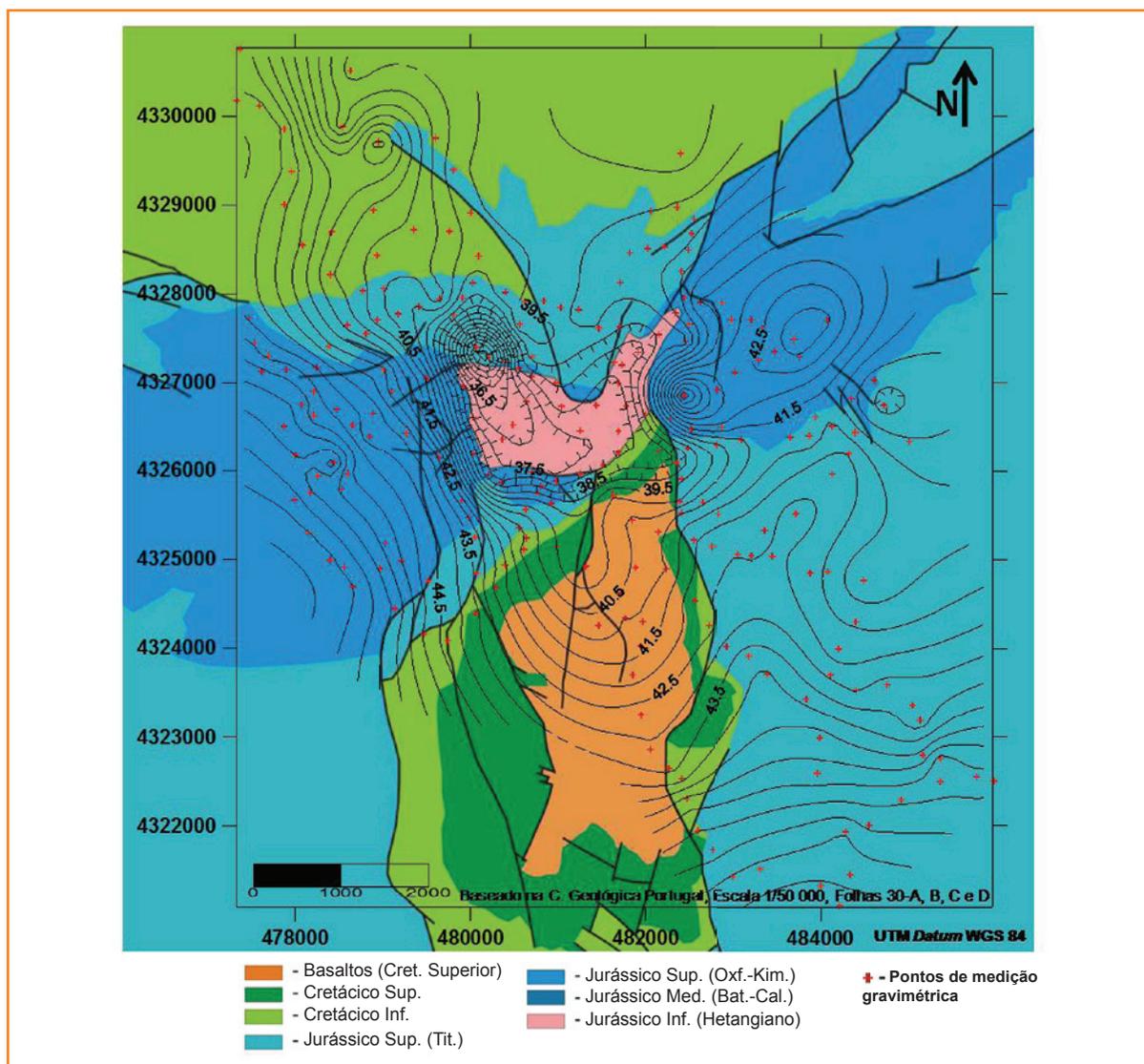
A anomalia residual reflecte a variação de densidade de estruturas geológicas mais próximas da superfície (Sheriff *et al.*, 1990). No mapa da anomalia residual obtido (fig. 10), indentifica-se facilmente a anomalia negativa provocada pelo diápiro salino de Matacães (centro do mapa), que chega a possuir valores de -6,17mgal de anomalia mínima. O aspecto mais relevante deve-se ao facto de a anomalia negativa mais pronunciada se encontrar ligeiramente a norte do flanco do diápiro e não ao centro da zona aflorante, o que seria mais esperado, tendo em conta que é nesta zona que o diápiro aflora (fig. 11).

Com estes dados, podemos especular sobre a forma de enraizamento do diápiro, considerando a hipótese de se tratar de uma extrusão salina do tipo

*Namakier* (língua de sal). Essa hipótese prende-se ao facto de a anomalia negativa mais significativa se encontrar no exterior da parte aflorante do diápiro, podendo ser interpretada como o local onde se encontra o “tronco de sal” que alimenta a parte aflorante do Diápiro de Matacães.

## modelagem gravimétrica do Diápiro de Matacães

No presente capítulo apresentam-se os dados, bem como a sua integração, que permitiram sustentar os modelos alternativos para a geometria em subsuperfície do Diápiro de Matacães.



**Figura 11**  
 Sobreposição do mapa da anomalia de Bouguer com a carta geológica simplificada da área de estudo.

**Figure 11**  
 Overlap of the Bouguer anomaly map with a simplified geological map of the study area.

## dados complementares

Como dados complementares para a prossecução dos objectivos do presente trabalho, recorreu-se à análise de perfis sísmicos, conjugado à análise de sondagens existentes, visando aumentar o rigor dos modelos construídos.

## perfis sísmicos de reflexão

Antes de se iniciar a modelagem gravimétrica propriamente dita, houve a necessidade de analisar perfis sísmicos de reflexão e sondagens existentes na área de estudo, com o intuito de compreender e aumentar a qualidade do modelo gravimétrico criado.

A análise foi efectuada com base em perfis sísmicos de reflexão previamente interpretados, tendo

sido seleccionados os perfis Ar 4-80 e Ar 5-81 (Alves *et al.*, 2003a), Ar 6-80 (Rasmussen *et al.*, 1998) e Ar 9-80 (Carvalho *et al.*, 2005; Rasmussen *et al.*, 1998), posteriormente correlacionados (amarrados) a outros perfis sísmicos existentes (Ar 5-80, Ar 3-81), com o propósito de destacar (picar) o reflector sísmico correspondente ao topo da Fm. Dagorda. A correlação com perfis previamente interpretados foi sustentada no pressuposto de que, em perfis sísmicos distintos, os pontos de intersecção entre eles apresentam as mesmas características, isto é, reflectores idênticos encontram-se a uma mesma profundidade em tempo duplo (TWT- *Two Way Time*).

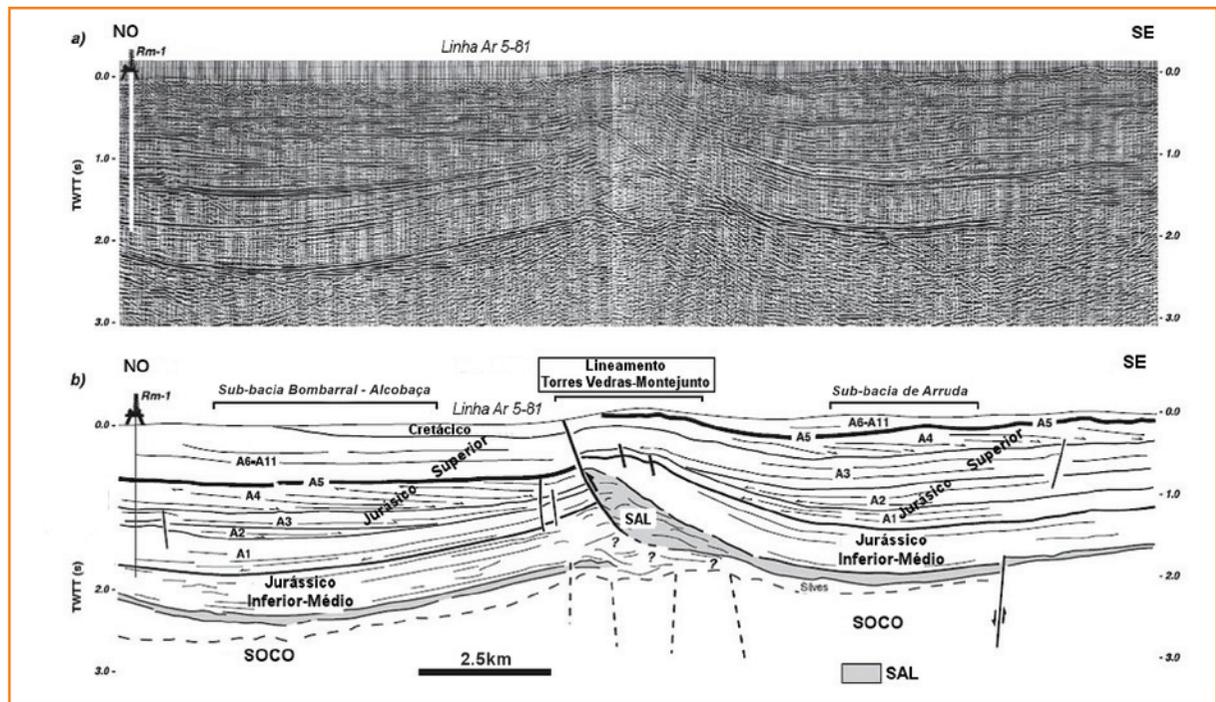
No perfil sísmico previamente interpretado (Ar 5-81) (fig. 6), é possível identificar o anticlinal de Torres Vedras – Montejunto, que separa as sub-bacias de Bombarral e Arruda, cuja evolução foi controlada pelos movimentos halocinéticos concomitantes com

Figura 12

Interpretação do perfil sísmico Ar 5-81, mostrando o alinhamento de Torres Vedras – Montejunto e parte das sub-bacias de Bombarral e Arruda (Alves et al., 2003a).

Figure 12

Ar 5-81 seismic profile interpretation, showing the Torres Vedras - Montejunto structural alignment and part of Bombarral and Arruda sub-basins (Alves et al., 2003a).



a formação do alinhamento estrutural previamente referido (fig. 12) (Alves et al., 2003a).

A secção sísmica Ar 4-80 localiza-se na Sub-bacia de Arruda e é visível o aprofundamento em direcção a oeste e controlado pelo limite leste (Falha de Pragança), para além do qual encontramos o horst da plataforma da Ota (fig. 13) (Alves et al., 2003a).

Neste perfil sísmico, identifica-se um espessamento da sucessão do Jurássico Superior em direcção a

E, à medida que nos afastamos da Sub-bacia de Arruda. Este espessamento das sucessões do Jurássico Superior está relacionado à evolução e à individualização da Sub-bacia de Arruda durante o Jurássico Superior (Alves et al., 2003a).

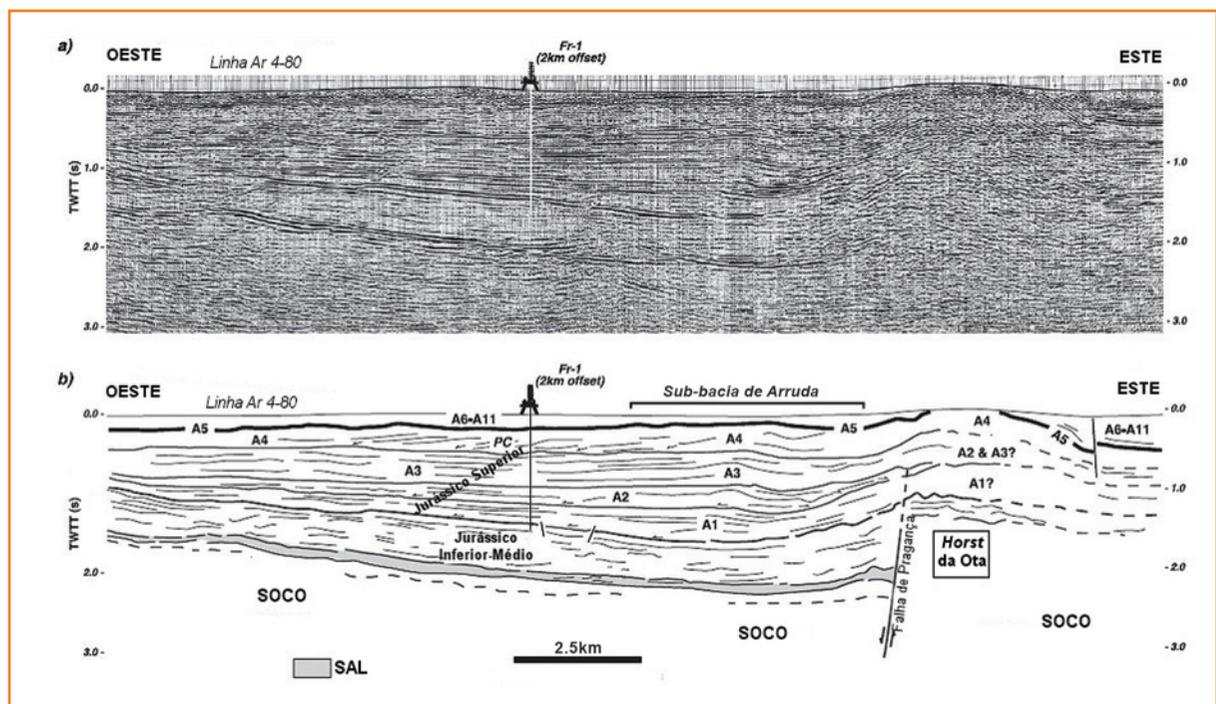
No perfil sísmico Ar 4-80, é possível observar que a espessura da camada de sal sob a Sub-bacia de Arruda é bastante reduzida e constante, o que leva a supor que a evolução desta sub-bacia teve

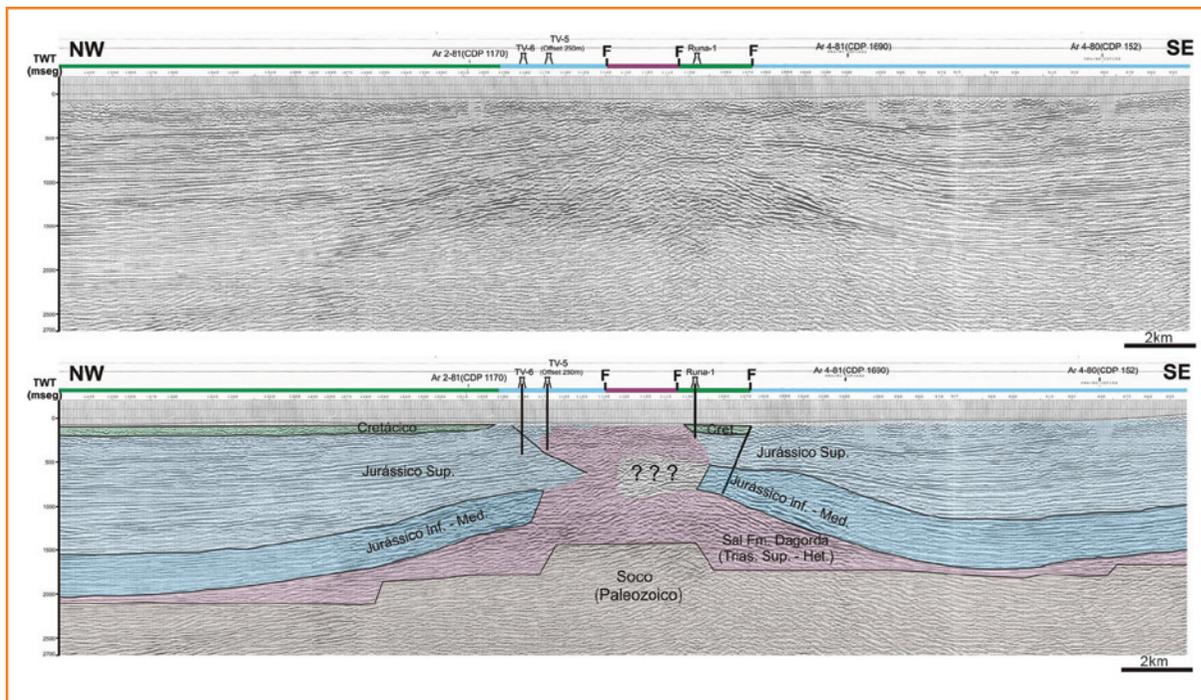
Figura 13

Interpretação do perfil sísmico Ar 4-80, localizado 5km a sul do alinhamento de Torres Vedras – Montejunto. Denota-se o claro espessamento da sucessão do Jurássico Superior da Sub-bacia de Arruda em direcção à Falha de Pragança (Alves et al., 2003a).

Figure 13

Ar 4-80 seismic profile interpretation located 5km South of the Torres Vedras Montejunto alignment. It shows a clear thickening of the Upper Jurassic sediments in the Arruda sub-basin towards Pragança fault (Alves et al., 2003a).





**Figura 14**  
Interpretação do perfil sísmico Ar 3-81, cruzando a porção aflorante do Diápiro de Matacães.

**Figure 14**  
Ar 3-81 seismic profile interpretation, crossing the outcropping portion of the Matacães salt diapir.

como principal factor condicionante a tectônica distensiva ocorrida durante o Jurássico Superior, não revelando um grande componente relacionado ao *salt-withdrawal* (Alves *et al.*, 2003a).

Com o auxílio dos perfis sísmicos interpretados em outros trabalhos, foi possível efectuar uma interpretação da secção sísmica Ar 3-81 (fig. 14), que apresenta uma direcção aproximada NW – SE e tem como característica relevante intersectar a parte aflorante do Diápiro de Matacães (fig. 6). Neste perfil sísmico é reconhecível a importância do diapiroismo na individualização de duas sub-bacias distintas, principalmente no período Pós-Jurássico Médio.

O sector NW deste perfil representa a Sub-bacia do Bombarral, onde é visível uma espessura de sedimentos jurássicos, ao sector SE do perfil sísmico corresponde à Sub-bacia de Arruda.

O principal problema levantado na interpretação do perfil sísmico Ar 3-81 deve-se ao facto de o sal possuir propriedades acústicas particulares com absorção das ondas sísmicas e, por esta razão, torna-se difícil identificar reflectores que se encontrem sob o corpo salino (Waters, 1981).

O reflector sísmico correspondente ao topo da Fm. Dagorda foi destacado (picado) com o auxílio do software Surfer®, versão 8, que levou à construção de um mapa de tempos duplos (TWT) do topo da Fm. Dagorda na área em estudo (fig. 15).

Este mapa permite uma fácil identificação das três sub-bacias (Bombarral (NW), Turcifal (SW) e Arruda

(SE)) e, também, dos sectores mais deprimidos de cada uma delas (azul escuro).

É possível verificar que a Sub-bacia de Runa, localizada entre as sub-bacias de Turcifal e Arruda, corresponde a um sector ligeiramente soerguido, sendo que os valores mais baixos de TWT (vermelho) correspondem ao Diápiro de Matacães.

### dados provenientes de sondagens

Foram utilizadas as informações provenientes das sondagens TV-5, TV-6 e Runa-1 pela proximidade que apresentam em relação ao perfil sísmico Ar 3-81, trazendo informações pertinentes no auxílio à interpretação daquele perfil.

Deve-se salientar aspectos relevantes, como o facto da sondagem TV-6 apresentar uma repetição da Fm. Abadia provocada por uma falha aos 444m de profundidade e, apesar da sondagem atingir uma profundidade de 1.000m, não registrar a Fm. Dagorda, atravessando apenas litologias pertencentes à Fm. Abadia (Jurássico Superior) (fig. 16).

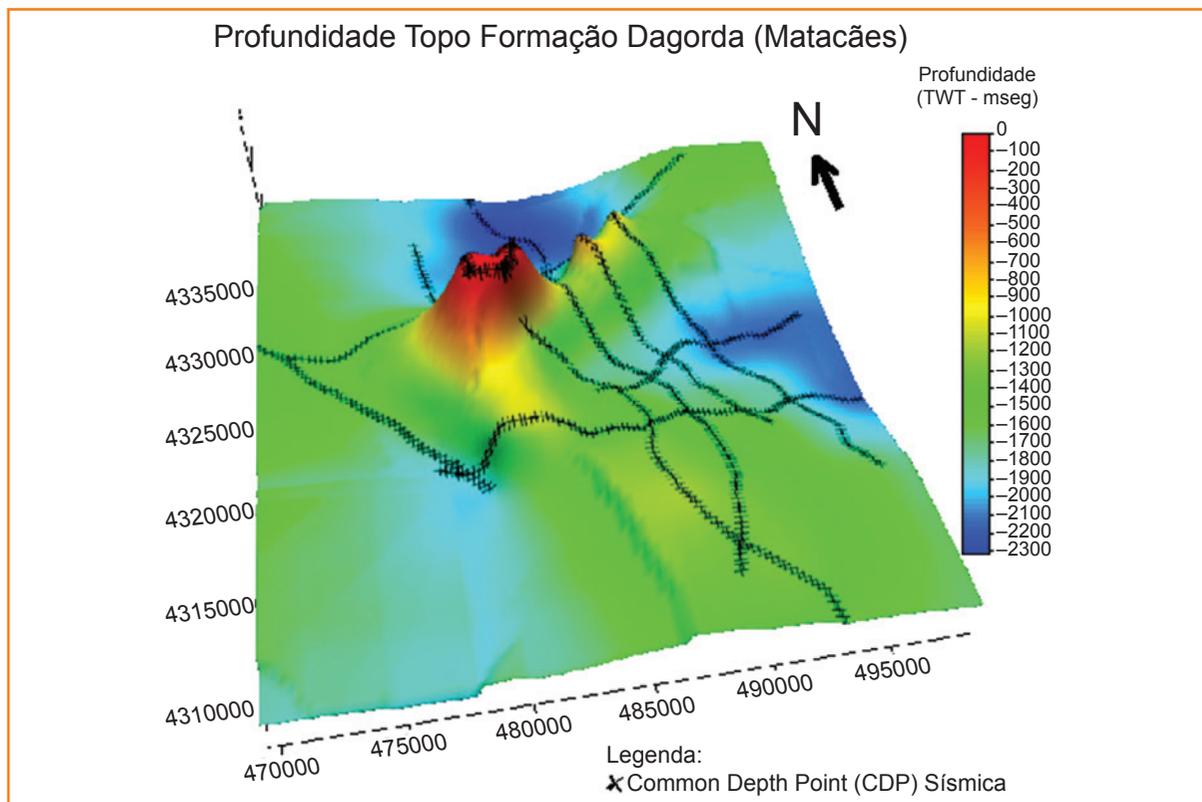
Apesar da proximidade da sondagem TV-6, a sondagem TV-5 marca o limite entre a Fm. Abadia e a Fm. Dagorda por falha aos 489m e permanece nesta formação até o fim da sondagem (900m). Tal facto sugere que a falha que provoca a repetição da série na sondagem TV-6 é provocada pela ascensão do sal registrado na sondagem TV-5 (fig. 16) (Rocha *et al.*, 1996).

Figura 15

Modelo tridimensional especulativo da profundidade (TWT) do Topo da Fm. Dagorda na área de estudo, construído com base nos perfis sísmicos seleccionados para a execução do presente estudo. É possível observar claramente os depocentros (azul) das três sub-bacias existentes.

Figure 15

Speculative 3D model (TWT) of the top of the Dagorda Formation in the study area, based in the seismic profiles selected for this work. It is clearly visible the depocenters (blue) of the three distinct sub-basins.



Na sondagem Runa-1, localizada no flanco SE do Diápiro de Matacães, regista-se uma sucessão litológica datada do Cretáceo até a profundidade de 307m, a que se sucedem sedimentos do Jurássico Superior (Fm. Abadia) até os 465m. Na parte terminal da sondagem (465-480m) estão representados sedimentos da Fm. Dagorda, que contactam com a Fm. Abadia por falha (fig. 16) (Rocha *et al.*, 1996).

Para além das sondagens referidas previamente e que se encontram representadas no perfil sísmico, existem outras que fornecem informações relevantes para a compreensão da região. Um bom exemplo é a sondagem NM-1, que apesar de se encontrar a apenas 365m do limite norte do diápiro aflorante

de Matacães, apenas atinge a Fm. Dagorda a uma profundidade de 1.313m. Tal circunstância está relacionada ao facto do Diápiro de Matacães ter sofrido compressões N-S durante o Mioceno (Ribeiro *et al.*, 1979; Rasmussen *et al.*, 1998), o que provocou uma indentação a norte do Diápiro de Matacães por uma espessa série de sedimentos do Jurássico Superior (Rocha *et al.*, 1996).

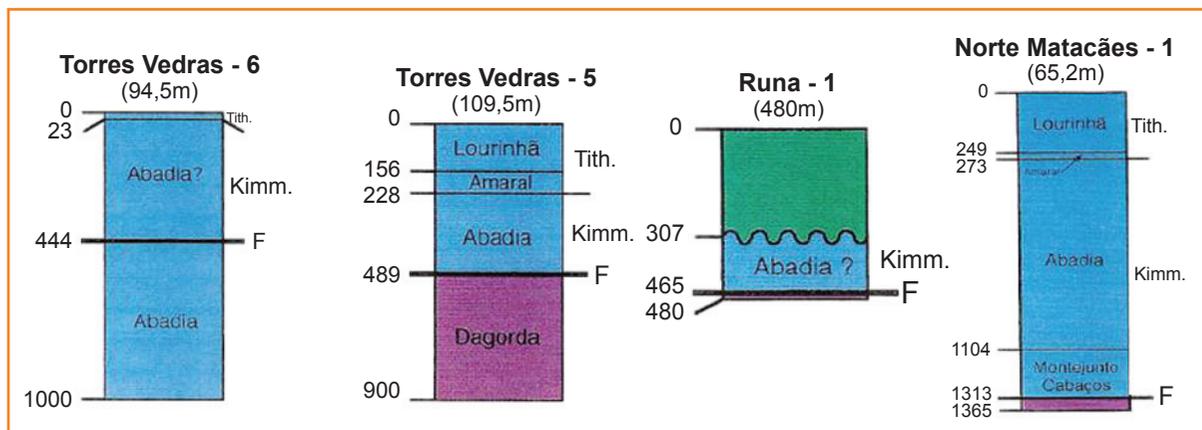
No modelo gravimétrico construído, foram utilizadas profundidades provenientes da conversão de mapas de isócronas correspondentes ao Topo do Embasamento-Triásico, Topo da Fm. Dagorda e Topo do Jurássico Médio para profundidades em metros (Ribeiro *et al.*, 1996).

Figura 16

Descrição simplificada dos logs das sondagens TV-5, TV-6 e Runa-1, cuja informação foi utilizada na modelagem do perfil gravimétrico (Rocha *et al.*, 1996).

Figure 16

Simplified well logs of borehole's TV-5, TV-6 and Runa-1, from which the information was used in the modeling of the gravimetric profile (Rocha *et al.*, 1996).



O perfil onde se efectuou a modelagem foi seleccionado por cortar as estruturas perpendicularmente (NW-SE) e por incluir as anomalias negativas correspondentes ao Diápiro de Matacães (fig. 17).

Foi também considerada a proximidade do perfil sísmico de reflexão Ar 3-81, de forma a constringer o modelo gravimétrico construído.

## integração de dados e modelagem

Para realizar a modelagem, houve a necessidade de dividir os sedimentos existentes em diversos pacotes que representassem sedimentos com valores semelhantes de densidade. Assim sendo, dividiram-se os blocos a serem inseridos no modelo gravimétrico em: EMBASAMENTO (+ Fm. Grés de Silves), Fm. Dagorda; SAL (Fm. Dagorda), Jurássico Inferior – Médio, Jurássico Superior, Cretáceo e Cretáceo (basalto).

A densidade dos diferentes pacotes foi obtida com base na velocidade de propagação das ondas sísmicas (tabela 2) (Gardner, 1974), exceptuando os pacotes referentes ao EMBASAMENTO (+ Fm. Grés de Silves) e SAL (Fm. Dagorda), aos quais foram atribuídas densidades consideradas típicas de  $2,9\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$  e  $2,1\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ , respectivamente.

O software utilizado na modelagem foi o GM-SYS (PRO), versão 4.9 da Oasis Montaj®, em que foram inseridos os valores da topografia e da anomalia de Bouguer ao longo do perfil seleccionado.

As profundidades atribuídas em alguns locais do perfil de modelagem (pontos amarelos, fig. 18c e 19c)

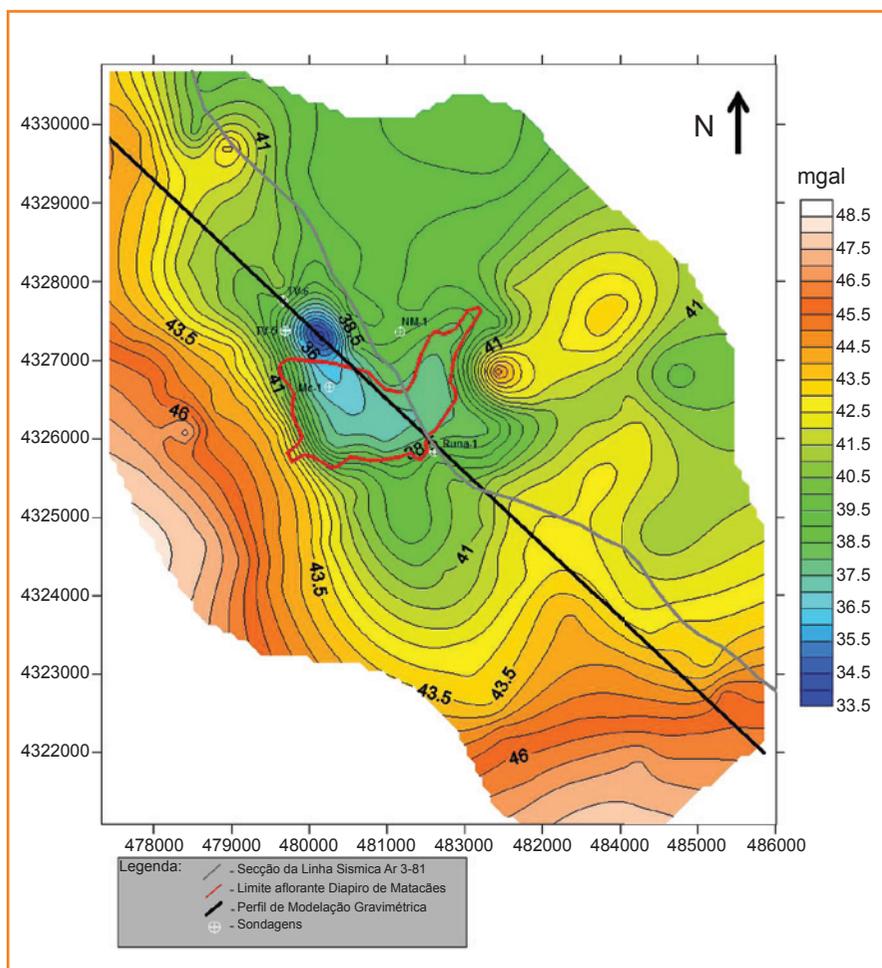


Figura 17 - Mapa da anomalia de Bouguer com a localização do perfil gravimétrico seleccionado para modelagem e a sua posição em relação ao perfil sísmico Ar 3-81.

Figure 17 - Map of the Bouguer anomaly with the location of the gravimetric profile selected for modeling and relation with the Ar 3-81 seismic profile.

Formações	Velocidade Intervalar (m/s)	Idade	Densidade ( $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ )
Complexo Ígneo de Runa	–	Cretácico	3,0
Fm. Cacem	4128	Cretácico	2,4
Fm. Torres Vedras	3208	Cretácico	2,4
Fm. Abadia	2571	Jurássico Superior	2,6
Fm. Montejunto	5737	Jurássico Superior	2,6
Fm. Cabaços	6583	Jurássico Superior	2,6
Fm. Candeeiros	5991	Jurássico Médio	2,72
"Grupo" Brenha	6038	Jurássico Inf.-Med.	2,72
Fm. Dagorda ( <i>sensu lacto</i> )	45 00	Jurássico Inferior	2,5
Fm. Dagorda (mb. salino)	–	Trias. Sup.– Hetangiano	2,1
Soco	–	Paleozoico	2,9

Tabela 2

Velocidades intervalares de propagação de ondas sísmicas das diversas unidades litoestratigráficas existentes na área de estudo (Lomholt et al., 1995). Indicação do valor de densidade usado na modelagem gravimétrica, calculado com base na equação de Gardner et al. (1974).

Table 2

Interval velocities of seismic waves propagation in the different litostratigraphic units existing in the area (Lomholt et al., 1995). Indication of the density values used in the gravimetric modelling that was calculated using the equation of Gardner et al. (1974).

para os diferentes blocos sedimentares têm como base a informação proveniente dos dados sísmicos, os quais não sofreram alteração ao longo da modelagem. Houve apenas alterações no modelo gravimétrico na zona do Diápiro de Matacães, pois nesta zona os dados sísmicos são menos fiáveis, recorrendo-se ao ajustamento do modelo à curva da anomalia de Bouguer observada.

Foi também introduzido como fundo uma secção da linha sísmica Ar 3-81, convertida para profundidade (m), correspondente ao perfil seleccionado para a modelagem gravimétrica.

A partir da integração de todos os dados referidos anteriormente, foi possível a construção de dois modelos que representam a geometria do Diápiro de Matacães, ressaltando-se que na modelagem gravimétrica existem várias estruturas geológicas que podem ser adaptadas a uma mesma anomalia gravimétrica, sendo indispensável um conhecimento aprofundado da geologia da zona onde irá se realizar a modelagem.

Neste caso, construíram-se dois modelos gravimétricos que se ajustam satisfatoriamente à anomalia gravimétrica registrada no campo. Estes dois modelos apresentam as seguintes características identificadoras:

Modelo 1 (fig. 18):

- o pacote correspondente à Fm. Dagorda, possui uma densidade de  $2,5\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ;
- apresenta um corpo salino de elevada pureza ( $\rho=2,1\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ) a pouca profundidade, sob a zona onde é identificada a anomalia mais baixa do perfil gravimétrico;
- possui a forma típica de um domo salino aflorante.

Modelo 2 (fig. 19):

- o pacote correspondente à Fm. Dagorda possui uma densidade de  $2,45\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ;
- tal como o modelo anterior, possui um corpo salino de elevada pureza ( $\rho=2,1\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ) a pouca profundidade, sob a zona onde é identificada a anomalia mais baixa do perfil gravimétrico;
- a forma do diápiro é uma combinação entre uma “língua de sal” e um *namakier* (Jackson e Talbot, 1991). Possuindo uma raiz a NW e relativamente próximo da superfície, sofre uma inflexão bastante acentuada para SE, acabando por aflorar ao longo de uma extensão de 2km;

- neste caso, assumiu-se a existência de um pacote sedimentar (Jurássico Inferior – Médio) “metido em cunha” sob a “língua de sal” aflorante.

Em cada um dos modelos, o objectivo é fazer com que a anomalia calculada pelo software (linha assinalada em preto; figs. 18b e 19b.), baseada no modelo em construção, se ajuste o melhor possível à anomalia realmente observada no campo (pontos pretos; figs. 18b e 19b). O grau de ajustamento entre as duas linhas é dado por um erro, que deve ser o menor possível.

Os dois modelos construídos possuem erros considerados aceitáveis, tendo o primeiro modelo um erro de 0,595 e o segundo, um erro de ajustamento de 0,589. A maior parte do erro deve-se principalmente ao não ajustamento nos extremos do perfil, resultando do facto de a variação dos pacotes sedimentares não ser calculada com tanto rigor para além do perfil seleccionado.

A decisão entre qual dos dois modelos é o mais adequado baseia-se no conhecimento da geologia da região e, especialmente, no conhecimento acerca da evolução estrutural ocorrida na área de estudo, particularmente aquela relacionada à ascensão do Diápiro de Matacães.

Tendo em conta o conhecimento daquela evolução estrutural, verifica-se que o primeiro modelo apresenta características de um diapirismo do tipo reactivo em um ambiente distensivo, não tendo em conta uma componente compressiva como aquela registrada na Bacia Lusitânica.

Este primeiro modelo é aceitável se considerarmos o período distensivo ocorrido durante o Jurássico Superior, mas teoricamente não responde ao contexto tectónico compressivo registrado durante o Cretáceo final e Mioceno.

O segundo modelo, se atender ao que se sabe acerca da evolução estrutural ocorrida no Diápiro de Matacães, apresenta características típicas da “língua de sal”, que podem ser relacionadas ao contexto tectónico compressivo registrado na Bacia Lusitânica. Este modelo de diápiro poderá ser considerado como uma evolução do primeiro modelo, no qual ocorre halocinese durante o Jurássico Superior, relacionada ao contexto distensivo. Posteriormente, o diápiro é afectado pela tectónica compressiva anteriormente referida, o que levou à formação da “língua de sal” reconhecida no segundo modelo (fig. 19).

Modelos em que ocorre extrusão com formação de uma “língua de sal” a partir de um *salt stock* durante um período compressivo encontram-se

registrados em várias bacias sedimentares, como as de Angola (Brun e Fort, 2004), Escócia, Canadá (*offshore*), Golfo do México (Rowan *et al.*, 2006) e Zagros (Dooley *et al.*, 2009) ou como as de Marrocos (Alto Atlas), que apresentam uma evolução geodinâmica bastante semelhante àquela registrada na Bacia Lusitânica (Letouzey *et al.*, 1995).

De acordo com os dados obtidos no presente estudo, a gênese do Diápiro de Matacães pode ser interpretada como resultante da integração de dois estilos distintos de diapirismo em que se distinguem: uma componente relacionada às diferenças de pressões litoestáticas, provocando a movimentação do sal da Sub-bacia do Bombarral (Wilson *et al.*, 1989) e uma componente relacionada à inversão tectônica ocorrida no Mioceno, com provável reactivação das falhas do embasamento (Phipps e Ribeiro, 1996).

Por outro lado, a evolução do Diápiro de Matacães parece estar relacionada à evolução da estrutura de Montejuato, que deve a sua formação, em grande parte, à compressão Alpina (Miocênica) (Phipps e Ribeiro, 1996). Aparentemente, na gênese da estrutura de Montejuato, existem dois mecanismos principais de evolução estrutural: uma componente de diapirismo e outro *thin-skinned*, em que ocorre compressão da sequência mesozoica, lubrificada pelo nível salino que caracteriza a Fm. Dagorda (Phipps e Ribeiro, 1996). Estas duas componentes também

parecem ter condicionado a evolução estrutural do Diápiro de Matacães. Inicialmente, registra-se um predomínio do diapirismo durante o Jurássico Médio, dando lugar posteriormente a uma evolução do tipo *thin-skinned* durante a compressão miocênica. Esta provocou a indentação do Diápiro de Matacães a norte, por uma espessa sucessão de sedimentos do Jurássico, lubrificadas na sua base pelos evaporitos da Fm. Dagorda.

Tendo em conta todas as considerações de natureza gravimétrica e geológica referidas anteriormente, considera-se que a evolução estrutural do Diápiro de Matacães se desenvolveu ao longo de quatro etapas, tal como se representa na figura 20.

Na primeira etapa, ocorrida no Jurássico Inferior (Sinemuriano), iniciam-se os primeiros movimentos halocinéticos, com um ténue deslocamento do sal (fig. 20a).

A segunda etapa poderá ser considerada como o momento mais representativo de diapirismo em um contexto distensivo. Durante este período, actuou igualmente como factor para mobilização de sal a componente decorrente da diferença de pressão litoestática (fig. 20b).

A terceira etapa evolutiva ocorre durante a compressão fini-cretácica, durante a qual o diápiro poderá ter rompido a cobertura sedimentar (Pinheiro *et al.*, 1996). Devido ao *salt withdrawal*,

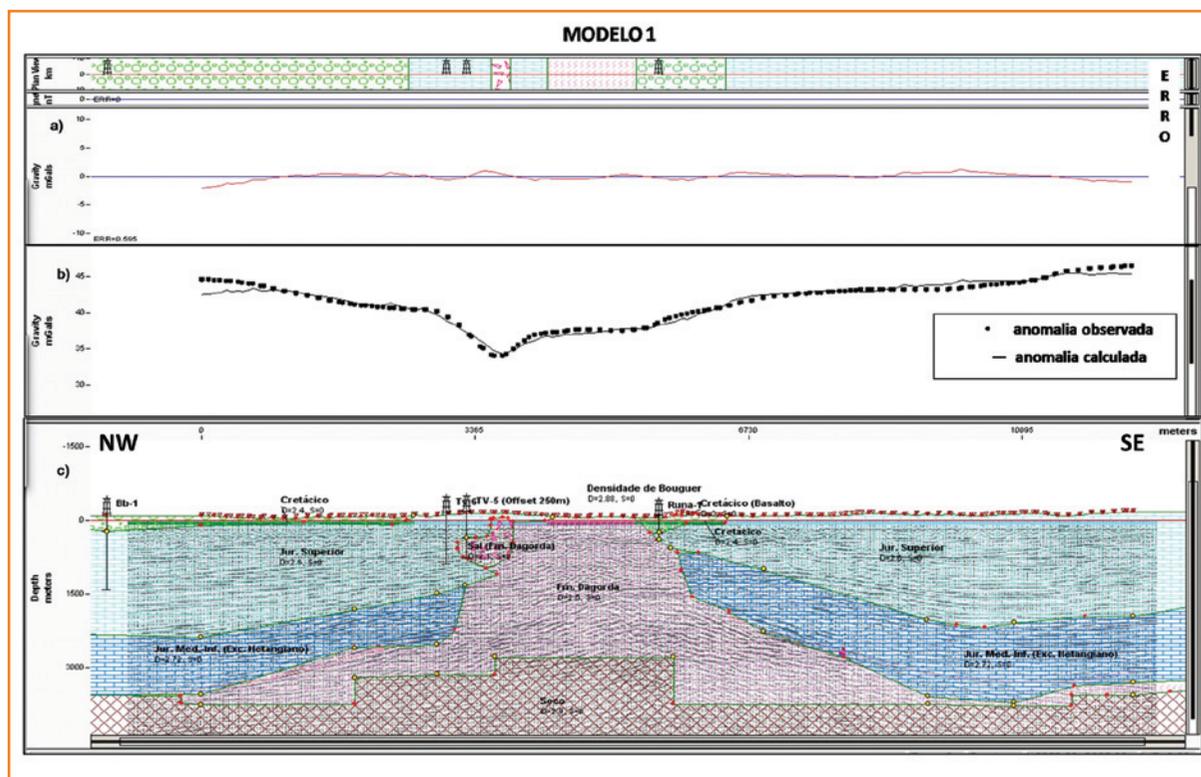


Figura 18 Perfil de modelagem gravimétrica possível sobre o Diápiro de Matacães (c), com um erro de ajustamento de 0,595 (a). O maior erro de ajustamento entre a anomalia calculada e a observada registra-se nos extremos do perfil (b).

Figure 18 Possible Gravimetric profile modeling upon the Matacães salt diapir (c), with an adjustment error of 0.595 (a). The biggest degree of error in the adjustment between the calculated and the observed anomaly was observed in the terminations of the profile (b).

Figura 19

Perfil de modelagem gravimétrica possível sobre o Diápiro de Matacães (c), com um erro de ajustamento de 0,589 (a). O maior erro de ajustamento entre a anomalia calculada e a observada regista-se nos extremos do perfil (b).

Figure 19

Possible Gravimetric profile modeling upon the Matacães salt diapir (c), with an adjustment error of 0.589 (a). The biggest degree of error in the adjustment between the calculated and the observed anomaly was observed in the terminations of the profile (b).

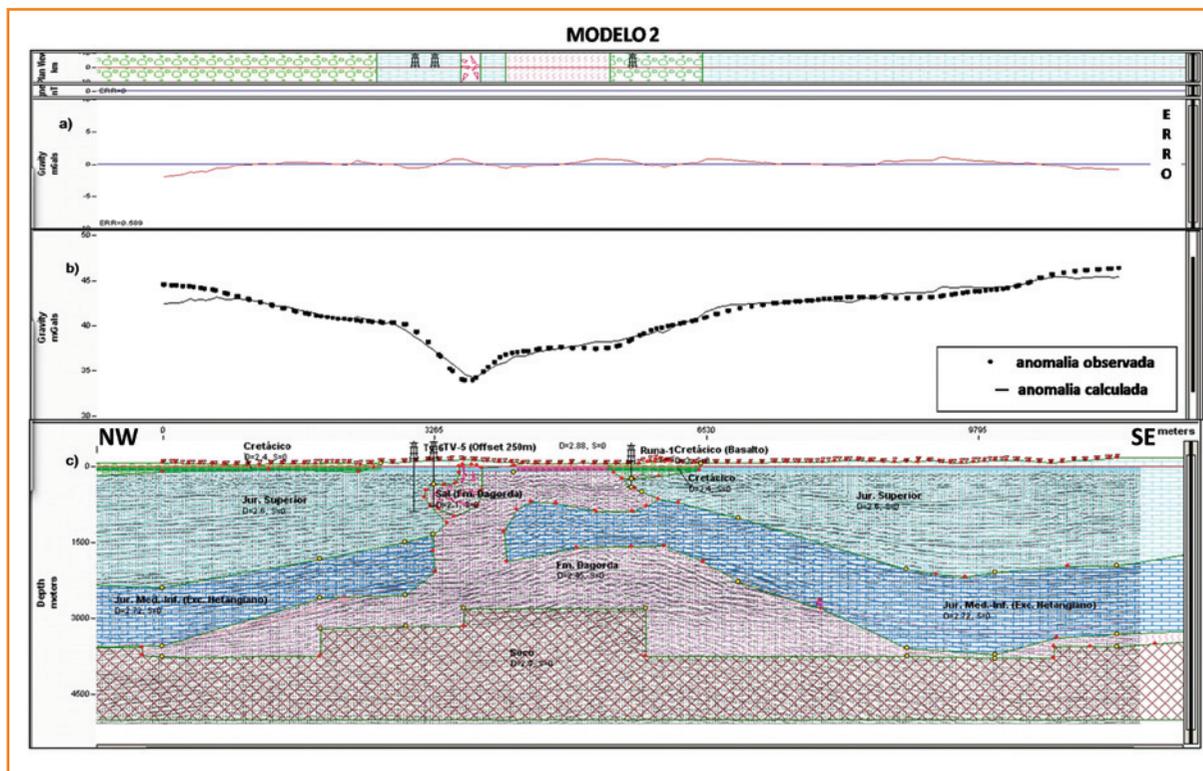


Figura 20

Modelo evolutivo proposto para o Diápiro de Matacães.

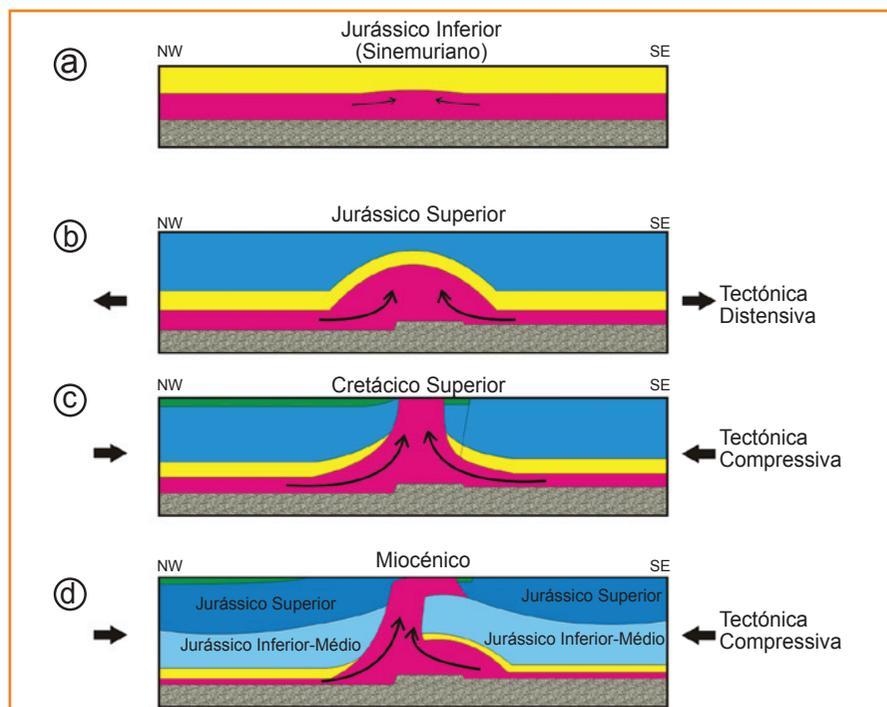
Figure 20

Proposed evolution model for the Matacães salt diapir.

registrou-se o abatimento da zona que caracteriza a actual Sub-bacia de Runa, permitindo o contacto por falha de sedimentos do Cretáceo com a Fm. Dagorda (fig. 20c).

A última etapa é provavelmente a de maior relevância no diapirismo e decorreu durante a compressão Bética (Mioceno), o que provocou a

compressão N-S do Diápiro de Matacães. Registra-se um adelgaçamento da raiz do diápiro e uma injeção de sal (*salt stock*) sobre a discontinuidade Caloviano Sup.? – Oxfordiano Med.?, bem como um cavalgamento (*thin-skinned*) do enchimento sedimentar mesozoico (Sub-bacia de Bombarral) sobre a porção norte do Diápiro de Matacães, similar ao já descrito para a estrutura de Montejuento (fig. 20d) (Phipps e Ribeiro, 1996).



## conclusões

O estudo de corpos salinos e de todas as estruturas a eles associadas são bastante relevantes no âmbito da exploração de hidrocarbonetos, pelo facto destas estruturas, bem como a sua gênese, constituírem uma temática-chave na interpretação geodinâmica de várias bacias sedimentares produtoras de hidrocarbonetos. O conhecimento aprofundado da localização e da geometria deste tipo de corpos pode mesmo ser fulcral na diferenciação entre uma bacia com elevado potencial petrolífero e outra produtora. É neste contexto que a gravimetria como método geofísico poderá fornecer respostas a questões geológicas pertinentes.

O método gravimétrico é de especial relevância geológica se tivermos em conta a importância do diapirismo e dos diápiros na criação de rotas de migração e mesmo de reservatórios para hidrocarbonetos, pelo facto do sal apresentar óptimas características como selante.

Este trabalho, centrado na aquisição e modelagem de dados gravimétricos sobre o diápiro salino de Matacães, permitiu confirmar o valor do método gravimétrico como uma ferramenta geológica passível de dar respostas confiáveis a questões geológicas pertinentes no âmbito da exploração de hidrocarbonetos, designadamente as que se referem à Bacia Lusitânica.

Com a aquisição dos dados gravimétricos realizada no decurso do presente trabalho foi possível construir os mapas de anomalias gravimétricas da região circundante ao Diápiro de Matacães, o que possibilitou a modelagem gravimétrica de um perfil que cruzou a anomalia mínima provocada pelo referido diápiro.

Esta ferramenta é de especial relevância no estudo de corpos salinos, pelo facto de estes tipos de corpos apresentarem algumas dificuldades na sua interpretação através de outros métodos geofísicos, como por exemplo os sísmicos, o que permitiu modelar o Diápiro de Matacães. Neste diápiro, que apresenta pouca perceptibilidade nos perfis sísmicos conhecidos, foi possível identificar uma massa salina de elevada pureza, bastante próximo da superfície através do método gravimétrico, bem como inferir a existência provável de um pacote datado do Jurássico Inferior – Médio sob o corpo salino aflorante.

O Diápiro de Matacães apresenta uma estrutura de aspecto similar a um *salt overhang*, que poderá ter resultado da evolução do contexto tectónico que lhe deu origem, nomeadamente quando do episódio compressivo ocorrido na Bacia Lusitânica durante o Mioceno. Uma forma expedita de validar este modelo seria, por exemplo, retomar sondagens já realizadas como Runa-1 e aumentar a sua profundidade de forma a comprovar a existência de unidades do Jurássico Inferior – Médio sob o corpo salino, já identificado na referida sondagem.

O presente estudo apresenta algumas limitações, que se prendem, sobretudo, à dificuldade em obter densidades completamente fiáveis para inserir nos pacotes sedimentares definidos na modelagem gravimétrica. Este constitui um aspecto de relevância vital para a execução de trabalhos futuros de elevada qualidade científica.

Contudo, o presente estudo revelou-se promissor na compreensão da forma e da gênese de corpos salinos, justificando a sua ampliação a outros locais e problemáticas, através de um incremento da malha de amostragem de dados gravimétricos. Tal permitiria, por exemplo, verificar a existência do *salt roll* sob o alinhamento do anticlinal Torres Vedras – Montejuento e indagar a sua relação com o Diápiro de Matacães.

Em uma perspectiva mais ampla, o presente estudo permite vislumbrar novas linhas de investigação futura no âmbito do reconhecimento e interpretação dos corpos salinos localizados no *offshore* da Bacia Lusitânica, temática de grande interesse na exploração de hidrocarbonetos.

## agradecimentos

Os autores agradecem à Petrobras, por aceitar a publicação deste trabalho e também aos *reviewers* pelas suas sugestões e correcções efectuadas no artigo.

## referências bibliográficas

ALVES, T. M.; GAWTHORPE, R. L.; HUNT, D. W.; MONTEIRO, J. H. Jurassic tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin, Offshore Portugal. **Marine Petroleum Geology**, v. 19, n. 6, p. 727-754, June 2002.

ALVES, T. M.; GAWTHORPE, R. L.; HUNT, D. W.; MONTEIRO, J. H. Post-Jurassic tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin, Western Iberian margin. **Basin Research**, v. 15, n. 2, p. 227-249, May 2003b.

ALVES, T. M.; MANUPPELLA, G.; GAWTHORPE, R. L.; HUNT, D. W.; MONTEIRO, J. H. The depositional evolution of diaper and fault-bounded rift basins: examples from the Lusitanian Basin of West Iberia. **Sedimentary Geology**, v. 162, p. 273-303, 2003a.

ALVES, T. M.; MOITA, C.; SANDNES, F.; CUNHA, T.; MONTEIRO, J. H.; PINHEIRO, L. M. Meso-Cenozoic

evolution of the North Atlantic continental-slope basins: the Peniche Basin, Western Iberian margin. **AAPG Bulletin**, v. 90, n. 1, p. 31-60, 2006.

AZERÊDO, A. C.; DUARTE, L. V.; HENRIQUES, M. H.; MANUPPELLA, G. Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio. **Cadernos de Geologia de Portugal**, Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 2003. 43p.

BRUN, J. ; FORT, X. Compressional salt tectonics (Angolan margin). **Tectonophysics**, v. 382, n. 3-4, p. 129-150, 2004.

CANEROT, J.; REY, J.; MANUPPELLA, G.; PEYBERNES, B. Nouvelle interpretation structurale et géodynamique de la marge atlantique portugaise dans le secteur de Caldas da Rainha (Portugal). **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences**, France, série 2, Sciences de la terre et de planètes, v. 320, n. 6, p. 523-530, 1995.

CARVALHO, J. P. G. **Sísmica de Alta Resolução Aplicada à Prospecção, Geotecnia e Risco Sísmico**. 2003. 205 f. Tese (Doutorado) – Universidade de Lisboa, Portugal, 2003.

CARVALHO, J.; MATIAS, H.; TORRES, L.; MANUPPELLA, G.; PEREIRA, R.; MENDES-VICTOR, L. The structural and sedimentary evolution of the Arruda and Lower Tagus sub-basins, Portugal. **Marine and Petroleum Geology**, v. 22, n. 3, p. 427- 453, Mar. 2005.

CRESSIE, N. A. C. **Statistics for Spatial Data**. New York: John Wiley, 1991. 900 p.

CUNHA, P. P.; PENA DOS REIS, R. Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin. **Cretaceous Research**, v. 16, n. 2-3, p. 155-170, Apr. 1995.

DOOLEY, T. P.; JACKSON, M. P. A.; HUDEC, M. R. Inflation and deflation of deeply buried salt stocks during lateral shortening. **Journal of Structural Geology**, v. 31, n. 6, p. 582-600, June 2009.

DUARTE, L. V. **O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e Evolução Sedimentogenética**. 1995. 349 f. 14 estampas. Tese (Doutorado) – Universidade de Coimbra, Centro de Geociências, Departamento de Ciências da Terra, 1995.

FERREIRA, M. P.; MACEDO, C. A. R. Actividade basáltica pérmico-liássica no território português. **Memórias e Notícias**, Publicação do Museu do Laboratório de Mineralogia e Geologia, Universidade de Coimbra, n. 83, p. 45-52, 1977.

FERREIRA, M. P.; MACEDO, C. A. R. K-Ar ages of Permian-Mesozoic basaltic activity in Portugal. In: EUROPEAN COLLOQUIUM GEOCHRONOLOGY COSMOCHRONOLOGY AND ISOTOPE GEOLOGY, 6., 1979. **Abstracts**... Lillehammer, 1979. p. 26-27.

FIGUEIREDO F. P. O. O. **Gravimetria aplicada a organização geométrica da cobertura Mesozoica (Baixo Vouga)**. 2001. Tese (Doutorado) – Universidade de Coimbra, Departamento de Ciências da Terra, Portugal, 2001.

FRANÇA, J. C.; ZBYSZEWSKI, G.; ALMEIDA, F. M. **Carta geológica de Portugal**. E notícia explicativa da folha 30-A, Lourinhã. Escala 1:50000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 1961. 27p.

GALOPIM, A. M. **Contribuição para o conhecimento Geológico da Bacia Terciária do Tejo**. N. S., n. 15, Lisboa, 1968. 210p. (Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal).

GARDNER, G. H. F.; GARDNER, L. W.; GREGORY, A. R. Formation Velocity and density: the diagnostic basics for stratigraphic traps. **Geophysics**, v. 39, n. 6, p. 770-780, 1974.

GABINETE PARA A PESQUISA E EXPLORAÇÃO DE HIDROCARBONETOS- GPEP. **Petroleum Potential of Portugal**: Relatório. Lisboa: GPEP, 1986. 62p.

INSTITUTO GEOGRÁFICO DO EXÉRCITO (Torres Vedras). **Carta militar de Portugal**. Torres Vedras: IGE. Escala 1:25.000. Folha 361. Série M888.

INSTITUTO GEOGRÁFICO DO EXÉRCITO (Torres Vedras). **Carta militar de Portugal**. Ramalhal: IGE. Escala 1:25.000. Folha 362. Série M888.

INSTITUTO GEOGRÁFICO DO EXÉRCITO (Torres Vedras). **Carta militar de Portugal**. Torres Vedras: IGE. Escala 1:25.000. Folha 374. Série M888.

INSTITUTO GEOGRÁFICO DO EXÉRCITO (Olhalvo, Alenquer). **Carta militar de Portugal**. Olhalvo,

Alenquer: IGE. Escala 1:25.000. Folha 375. Série M888.

KULLBERG, J. C. **Evolução Tectónica Mesozóica da Bacia Lusitaniana**. 2000. 280 f. Tese (Doutorado) – Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Lisboa, 2000.

KULLBERG, J. C.; ROCHA, R. B.; SOARES, A. F.; REY, J.; TERRINHA, P.; CALLAPEZ, P.; MARTINS, L. A Bacia Lusitaniana: estratigrafia, paleogeografia e tectónica. In: DIAS, R.; ARAÚJO, A.; TERRINHA, P.; KULLBERG, J. C. (Ed.). **Geologia de Portugal no contexto da Ibéria**. Évora: Universidade Évora, 2006. p. 317-368.

LETOUZEY, J.; COLLETA, B.; VIALLY, R.; CHERMETTE, J. C. Evolution of salt-related structures in compressional settings. In: JACKSON, M. P. A.; ROBERTS, D. G.; SNELSON, S. (Ed.) **Salt tectonics: a global perspective**. Tulsa: AAPG, 1995. p. 41-60. (AAPG Memoir, 65).

LOMHOLT, S.; RASMUSSEN, E.; ANDERSEN, C.; VEJBÆK, O. V.; STEINHARDT, H. **Seismic Interpretation and Mapping of the Lusitanian Basin, Portugal**. In: Project Milupobas, Lisboa, 1995.

LONGMAN, I. M. Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and sun. **Journal of Geophysics Research**, v. 64, n. 12, p. 2351-2355, 1959.

LOURENÇO, J. M. M. **Contribuição para o conhecimento do modelo geológico-estrutural da Bacia de Telões por métodos geofísicos integrados**. 2006. 557 f. Tese (Doutorado) – Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Portugal, 2006.

LOPES, F. C. **Estrutura Salífera de Monte Real ensaio de interpretação sísmica e modelação gravimétrica**. 1993. 120 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade de Lisboa, 1993.

MACHADINHO, A. T. **Aplicação de Métodos Gravimétricos na Caracterização Tectonoestrutural do Bordo norte da Serra da Boa Viagem**. 2008. 96 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade de Coimbra, Portugal, 2008.

MANUPPELLA, G.; ANTUNES, M. T.; PAIS, J.; RAMALHO, M. M.; REY, J. **Carta Geológica de Portugal**. Escala 1:50.000 e Notícia Explicativa da Folha 30-A (Lourinhã). 2 ed. Lisboa: Instituto Geológico e Mineiro, 1999. 83p.

MARTINS, L. T. **Actividade ígnea mesozóica em Portugal (contribuição petrológica e geoquímica)**. 1991. 418 f. Tese (Doutorado) – Universidade de Lisboa, da Faculdade de Ciências, Departamento de Geologia, Portugal, 1991.

MATIAS, H. C. **Hydrocarbon Potential of the Offshore Algarve Basin**. 2007. 327 f. Tese (Doutorado) – Universidade de Lisboa, Portugal, 2007.

MIRANDA, J. P.; FIGUEIREDO, F. P.; PENA DOS REIS, R. Planeamento de campanha de prospecção gravimétrica na estrutura evaporítica de Matacães: Torres Vedras, Bacia Lusitânica, Portugal. Coimbra: Museu Geológico, Universidade de Coimbra. **Memórias e Notícias**, N. S., p. 129-134, 2008.

MONTENAT, C.; GUÉRY, F.; JAMET, M.; BERTHOU, P. **Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin: comparison with the adjacent margin**. In: BOILLLOT, G. et al. Proceedings Oil Drilling Petroleum, Science Results, College Station, v. 103, p. 757-775, 1988.

MURDIN, P. **Full Meridian of glory: perilous adventures in the competition to measure the Earth**. Illustrated Edition. Springer, 2008. 187p.

PALAIN, C. **Une série détritique terrigène: Les «gres de Silves»: trias et lias inférieurs du Portugal**. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal, n. 25, 1976, 377p. (Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal).

PENA DOS REIS, R. O Mesozoico da Bacia Lusitânica. In: CONGRESSO NACIONAL DE GEOLOGIA, 5., 1998. Lisboa. **Anais...** Lisboa: Instituto Geológico e Mineiro, p. 11-13, 1998. Livro Guia das Excursões.

PENA DOS REIS, R.; PIMENTEL, N.; BUENO, G. **Curso de Campo na Bacia Lusitânica (Portugal): roteiro**. 3 ed. Coimbra, 2008. 136p.

PHIPPS, S. P.; RIBEIRO, A. The Montejunto Anticline: an inversion structure in the Lusitanian Basin. 30 p. In: RIBEIRO, P. (Coord.) **Tectonics of the Lusitanian Basin**. Final report, Project MILUPOBAS, Lisboa, 1996.

PIMENTEL, N.; PENA DOS REIS, R. Dia 1: Paragem 1C-Hetangiano de Coimbra. In: PENA DOS REIS, R.; PIMENTEL, N.; BUENO, G. (Ed.) **Curso de Campo na Bacia Lusitânica (Portugal): roteiro**. 3 ed. Coimbra, 2008. p. 27-29.

- PINHEIRO, L. M.; WILSON, R. C. L.; PENA DOS REIS, R.; WHITMARSH, R. B.; RIBEIRO, A. **The western Iberia Margin: a Geophysical and geological overview.** In: WHITMARSH, R. B.; SAWYER, D. S.; KLAUS, A.; MASSON, D. G. (Ed.) *Proceedings Oil Drilling Petroleum, Science Results*, College Station, v. 149, p. 3-23, 1996.
- RASMUSSEN, E. S.; LOMHOLT, S.; ANDERSEN, C.; VEJBAEK, O. V. Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. **Tectonophysics**, v. 300, n.1-4, p. 199-225, Dec. 1998.
- REY, J.; DINIS, J. L.; CALLAPEZ, P.; CUNHA, P. P. Da rotura continental à margem passiva: composição e evolução do Cretácico de Portugal. **Cadernos de Geologia de Portugal**, Lisboa: INETI, 2006. 75 p.
- RIBEIRO, A.; ANTUNES, M. T.; FERREIRA, M. P.; ROCHA, R. B.; SOARES, A. F.; ZBYSZEWSKI, G.; MOITINHO DE ALMEIDA, F. M.; CARVALHO, D.; MONTEIRO, J. H. **Introduction à la géologie générale du Portugal.** Portugal: Serviços Geológicos de Portugal, 1979. 114 p.
- RIBEIRO, A.; SILVA, J. B.; CABRAL, J.; DIAS, R.; FONSECA, P.; KULLBERG, M. C.; TERRINHA, P.; KULLBERG, J. C. **Tectonics of the Lusitanian Basin.** Lisboa, 1996. v. 1. 126 p. Final report, Project MILUPOBAS, 1996.
- ROCHA, R. B.; MARQUES, B. L.; KULLBERG, J.; CAETANO, P.; LOPES, C.; SOARES, F.; DUARTE, L. V.; MARQUES, J. F.; GOMES, C. R. **The first and second Rifting phases of the Lusitanian Basin:** stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. Lisboa, 1996. v. 2. Final Report. Project MILUPOBAS, 1996.
- ROWAN, M. G.; VENDEVILLE, B. C. Foldbelts with early salt withdrawal and diapirism: Physical model examples from the northern Gulf of Mexico and the Flinders Range, Australia. **Marine and Petroleum Geology**, v. 23, n. 9-10, p. 871-891, Dec. 2006.
- SHERIFF R. E.; TELFORD W. M.; GELDART L. P. **Applied Geophysics.** 2 ed. Cambridge: Cambridge University Press. 1990. 770p.
- SOARES, A. F.; ROCHA, R. B. Algumas reflexões sobre a sedimentação Jurássica na Orla Meso-Cenozoica ocidental de Portugal. **Memórias e Notícias**, n. 97, p. 133-142, 1984. Publicação do Museu do Laboratório de Mineralogia e Geologia, Universidade de Coimbra.
- SOARES, A. F.; ROCHA, R. B.; ELMÍ, S.; HENRIQUES, M. H.; MOUTERDE, R.; ALMERAS, Y.; RUGET, C.; MARQUES, J.; DUARTE, L. V.; CARAPITO, M. C.; KULLBERG, J. Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". **Comptes Rendus de L' Académie des Sciences**, Paris, série 2, v. 317, n. 12, p. 1659-1666, 1993.
- STAPEL, S.; CLOETINGH, S.; PRONK, B. Quantitative subsidence analysis of the Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin (Western Iberian margin). **Textonophysics** v. 266, n. 1, p. 493-507, 1996.
- STUART, G. W. **Barometric geophysical measurements and error analysis.** Mochras Geophysical Fieldwork, 1991.
- VERATI, C.; RAPAILLE, C.; FÉRAUD, G.; MARZOLI, A.; BERTRAND, H.; YOUNI, N.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic-Jurassic boundary. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v. 244, p. 308-325, 2007.
- WATERS, K. H. **Reflection Seismology:** a tool for energy resource exploration. 2 ed. Nova York: Wiley-Interscience Publication, 1981. 453p.
- WILSON, R. C. L. A reconnaissance study of Upper Jurassic sediments of the Lusitanian Basin. **Ciências da Terra (UNL)**, n. 5, p. 53-85, 1979.
- WILSON, R. C. L. Mesozoic development of the Lusitanian Basin, Portugal. **Revista de la Sociedad Geológica de España**, v. 1, n.3-4, p. 393-407, 1988.
- WILSON, R. C. L.; HISCOTT, R. N.; WILLIS, M. G.; GRADSTEIN, F. M. The Lusitanian Basin of West Central Portugal: Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphic, and Subsidence History. In: TANKARD, A. J.; BALKWILL, H. (Eds.) **Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins.** Tulsa: AAPG, 1989. p. 341-361. (AAPG Memoir, 46).
- WITT, W. G. **Stratigraphy of the Lusitanian Basin.** Lisboa: Shell Prospex Portuguesa, 1977, 62p.

ZBYSZEWSKI, G.; FERREIRA, O. V.; MANUPELLA, G.; ASSUNÇÃO, C. T. **Carta Geológica de Portugal.** Notícia Explicativa da Folha 30-B, (Bombarral). Escala 1:50.000. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal, 1966. 27p.

ZBYSZEWSKI, G.; ASSUNÇÃO, T. S. **Carta Geológica de Portugal.** Notícia Explicativa da Folha 30-D (Alenquer). Escala 1:50 000. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal, 1965. 52p.

ZBYSZEWSKI, G. **Étude Structurale de L'Aire Typhonique de Caldas da Rainha.** Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal, n. 3, 1959. 179 p. Estampas. (Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal.)

ZBYSZEWSKI, G.; ALMEIDA, F. M.; ASSUNÇÃO, C. T. **Carta Geológica de Portugal.** Notícia Explicativa da Folha 30-C (Torres Vedras). Escala 1:50.000. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal, 1955. 27 p.

## expanded abstract

*The objective of the present work is to analyze the sub-surface geometry of the Matacães (Torres Vedras, Portugal) salt diapir, taking into consideration the geodynamic context that led to its formation.*

*With this objective, a campaign took place in the surrounding area of the Matacães salt diapir in order to gather gravimetric data as well as the acquisition of global positioning (GPS) and altimetry data, with a total of 233 measurement points with special relevance to the flanks of the diapir.*

*The gravimetric data was corrected with special attention to instrumental variation, tidal corrections, latitude correction, altitude correction, Bouguer correction and terrain correction.*

*After the correction and processing of the gathered data, different anomaly maps were constructed (Bouguer anomaly, regional anomaly and residual anomaly), which enabled the identification and delimitation with more precision of the Matacães salt diapir.*

*A NW-SE profile was drawn over the Bouguer anomaly map, in order to cross perpendicularly the main structures that exist in the area under study (Structural lineament Torres Vedras – Montejunto) in order to intercept the Matacães salt diapir (outcropping).*

*The gravimetric modeling of the selected profile enabled the construction of two hypothetical models of the sub-surface geometry of the Matacães salt diapir. The gravimetric modeling add in account the geological information gathered*

*from a diversity of sources like well logs from boreholes existing in the vicinities of the Matacães salt diapir and seismic profiles that provided very important and relevant information during the creation of the gravimetric model that corresponds to the best degree possible to the real sub-surface geometry of the Matacães salt diapir.*

*The first constructed model approached the geometry of an outcropping salt dome while the second model has some similarities with a salt overhang.*

*In this diapir, that presents very low perceptibility in the seismic profiles it was possible thru the gravimetric method to identify a saline mass of high purity, near the surface, and also to infer the possible existence of a sedimentary wedge dated from the Lower – Middle Jurassic, under the outcropping saline body.*

*The Matacães salt diapir presents a structure similar to a salt overhang that probably resulted from tectonic evolution that is in the base of its origin, mainly the compressive episode that occurred in the Lusitanian Basin during the Miocene.*

*During the analysis of the gravimetric data it was also possible the recognition of the depocenters of Bombarral, Turcifal and Arruda sub-basins.*

*The most appropriate model that explains the geometry of the Matacães Diapir is the second model, because it takes into account the different tectonic periods (distensive-compressive) that were registered in the Lusitanian Basin, with special relevance to the Miocenic compressive period. In this context the Matacães Diapir has intermediary characteristics between a namakier and a “salt tongue”.*

## autores



**Jhonny Pato Miranda**  
Universidade de Coimbra  
Centro de Geociências  
Departamento de Ciências da Terra

[jhonny.pato@portugalmail.pt](mailto:jhonny.pato@portugalmail.pt)

**Jhonny Pato Miranda** licenciou-se em Geologia pela Universidade de Coimbra em 2006. Foi bolsista de investigação no Projeto Atlantis, financiado pela Petrobras (2006-2009). Mestrado em Geociências - Área de especialização em Geologia do Petróleo (2009). Desde 2010 trabalha na área da Geofísica para a empresa Geosurveys, onde desenvolve internacionalmente trabalhos de aquisição e processamento de sísmica de alta resolução *offshore*.



**Nuno Lamas Pimentel**  
Universidade de Lisboa  
Faculdade de Ciências  
Departamento de Geologia

[Pimentel@fc.ul.pt](mailto:Pimentel@fc.ul.pt)

**Nuno Lamas Pimentel** é nascido em Lisboa em 1963. Obteve a Graduação em Geologia e Doutorado em Estratigrafia e Sedimentologia pela Universidade de Lisboa em 1997, sendo docente desta universidade desde 1987. Colaborou em diversos projetos de pesquisa na área sedimentar em Portugal e no Brasil desde 2000. Foi membro coordenador do Projeto Atlantis (2007-2010) e actualmente do Projeto Sagres, ambos para o Centro de Pesquisas da Petrobras. Co-organizou a “II Conjugate Margins Conference, Lisbon-2010” e diversos Cursos de Campo na Bacia Lusitânica para a Petrobras a partir de 2006.



**Fernando Pedro Ortega de Oliveira Figueiredo**  
Universidade de Coimbra  
Centro de Geociências  
Departamento de Ciências da Terra

[fpedro@dct.uc.pt](mailto:fpedro@dct.uc.pt)

**Fernando Pedro Ortega de Oliveira Figueiredo** nasceu em 11 de Setembro de 1962 em Lisboa, Portugal. Obteve a licenciatura em Engenharia de Minas em 1986 na Universidade de Coimbra e um grau equivalente a mestrado em 1991 na mesma universidade. Em 2002, obteve o grau de doutoramento na Universidade de Coimbra na área da prospecção geofísica. Desde 1986 é docente no Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra e investigador no Centro de Geociências da mesma Universidade, desenvolvendo trabalho de investigação na área da prospecção geofísica, modelagem gravimétrica de bacias sedimentares e de estruturas geológicas profundas associadas a corpos graníticos com interesse na área da geotermia. Desenvolve, também, trabalho de investigação e orientação de teses de doutoramento e mestrado nas áreas ambiental e prospecção de recursos minerais/hidrogeológicos com aplicação de métodos elétricos e eletromagnéticos.

