



UNIVERSIDADE DE COIMBRA

FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA

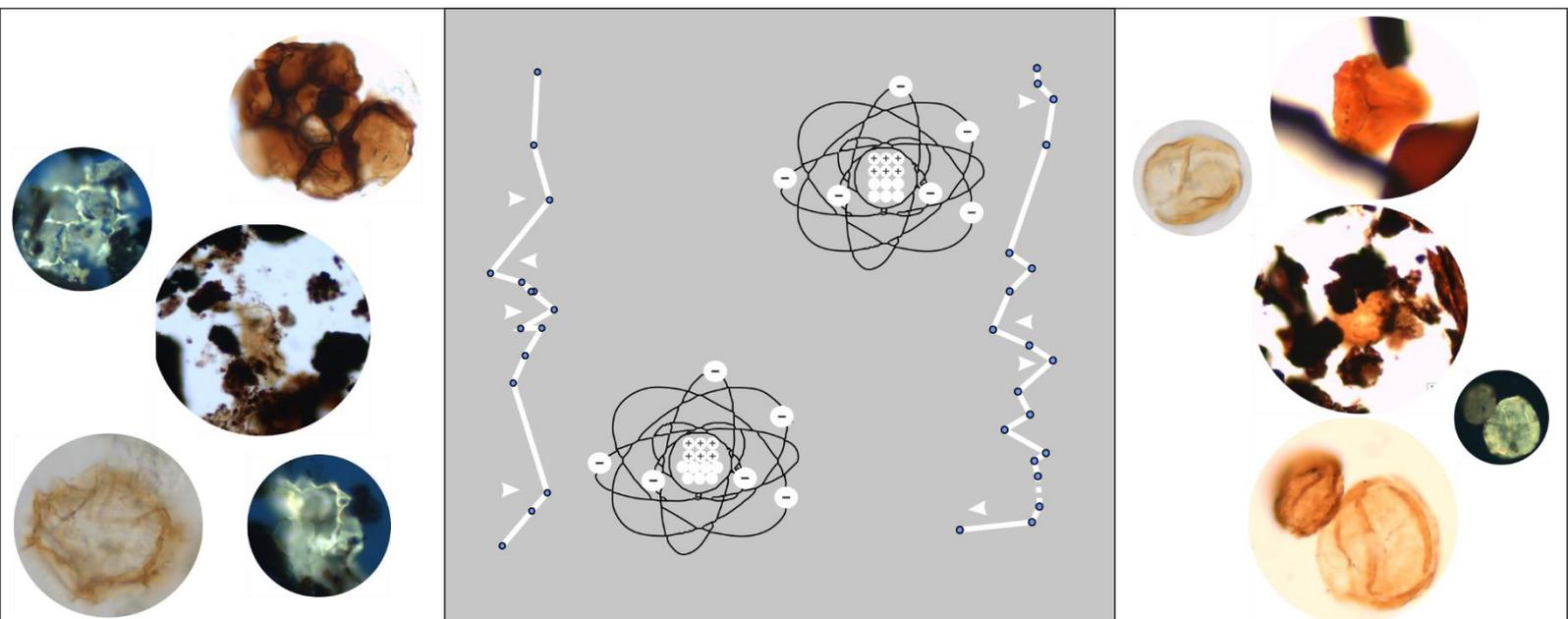
Departamento de Ciências da Terra

# Tipologia e Variação Isotópica da Matéria Orgânica do Jurássico Carbonatado da Bacia do Algarve (Portugal)

Dany Abreu

Mestrado em Geociências - Especialização em Geologia do Petróleo

Setembro, 2016





**UNIVERSIDADE DE COIMBRA**

**FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA**

**Departamento de Ciências da Terra**

# **Tipologia e Variação Isotópica da Matéria Orgânica do Jurássico Carbonatado da Bacia do Algarve (Portugal)**

**Dany Abreu**

**Mestrado em Geociências - Especialização em Geologia do Petróleo**

## **Orientadores científicos:**

Prof. Doutor Luís Vítor da Fonseca Pinto Duarte, Faculdade de Ciências e  
Tecnologia da Universidade de Coimbra

Prof. Doutor Paulo Manuel Carvalho Fernandes, Universidade do Algarve

**Setembro, 2016**

*Dedico este trabalho  
aos meus Pais e aos meus Irmãos.*

## Índice Geral

Resumo.....	VI
Abstract.....	VII
Résumé.....	VIII
Agradecimentos.....	IX
Índice de Figuras.....	XI
Índice de Tabelas.....	XIV
Lista de Abreviaturas.....	XV
<b>Capítulo I. Introdução e Enquadramento Geológico.....</b>	<b>1</b>
<hr/>	
I.1. Objetivos.....	2
I.2. Enquadramento Geológico.....	2
I.3. Estratigrafia do Jurássico Estudado.....	4
I.3.1. Unidades Litostratigráficas.....	6
I.4. Paleogeografia.....	10
<b>Capítulo II. Materiais e Métodos.....</b>	<b>13</b>
<hr/>	
II.1. Trabalho de Campo e Intervalo Estratigráfico Estudado.....	14
II.1.1. Descrições de Campo.....	16
II.1.1.1. Algarve Ocidental.....	16
II.1.1.1.1. Perfil da Baía de Três Ângras.....	16
II.1.1.1.2. Perfil da Praia da Cilheta-Tonel.....	16
II.1.1.1.3. Perfil da Praia da Mareta.....	17
II.1.1.2. Algarve Oriental.....	18
II.1.1.2.1. Perfil do Telheiro.....	18
II.1.1.2.2. Perfil do Cerro da Rocha.....	19
II.2. Trabalho Laboratorial.....	25
II.2.1. Petrografia Orgânica.....	25
II.2.1.1. Reconhecimento Palinofaciológico.....	25
II.2.1.2. Maturação Térmica.....	26
II.2.1.2.1. Cor de Fluorescência dos Palinomorfos.....	27
II.2.1.2.2. Análise do Poder Refletor da Vitrinte.....	28
II.2.1.2.2.1. Polimento.....	29
II.2.1.2.2.2. Observação ao Microscópio.....	30

II.2.2. Geoquímica Orgânica.....	32
II.2.2.1. Pirólise Rock-Eval.....	32
II.2.3. Geoquímica Isotópica.....	32
<b>Capítulo III. Resultados.....</b>	<b>36</b>
<hr/>	
III.1. Petrografia Orgânica.....	37
III.1.1. Reconhecimento Palinofaciológico.....	37
III.1.2. Maturação Térmica.....	43
III.1.2.1. Cor e Fluorescência de Palinomorfos.....	43
III.1.2.2. Análise do Poder Refletor da Vitrinite.....	45
III.2. Pirólise Rock-Eval.....	48
III.3. Geoquímica Isotópica.....	49
<b>Capítulo IV. Discussão.....</b>	<b>54</b>
<hr/>	
IV.1. Tipologia e Variabilidade da Matéria Orgânica.....	55
IV.1.1. Variação do Carbono Orgânico Total.....	55
IV.1.2. Reconhecimento Palinofaciológico.....	57
IV.1.3. Implicações Paleoambientais.....	59
IV.1.4. Comparação com o Registo Orgânico de Bacias Vizinhas.....	59
IV.2. Maturação Térmica.....	61
IV.2.1. Pirólise Rock-Eval.....	63
IV.3. Significado das Variações Isotópicas.....	63
IV.3.1. Isótopos Estáveis de Carbono .....	64
IV.3.1.1 Análise do $\delta^{13}\text{C}$ na Matéria Orgânica.....	66
IV.3.2. As Variações do $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ no Batoniano inferior – Kimmeridgiano inferior da Bacia do Algarve.....	66
IV.3.3. Comparação das Variações de $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ .....	71
IV.3.4. Eventos Isotópicos à Escala Regional e Global.....	73
<b>Capítulo V. Considerações finais.....</b>	<b>77</b>
<hr/>	
V.1. Tipologia e Variabilidade da Matéria Orgânica <i>versus</i> Implicações Paleoambientais.....	78
V.2. Maturação Térmica.....	79

V.3. Interpretação Isotópica <i>versus</i> Tipologia e Variabilidade da Matéria Orgânica e Correlação de Eventos à Escala Regional e Global.....	79
V.4. Trabalhos Futuros.....	80
<b>Capítulo VI. Referências Bibliográficas.....</b>	<b>82</b>

---

## Resumo

O Jurássico Médio a Superior da Bacia do Algarve é constituído essencialmente por unidades carbonatadas, caracterizadas em parte por alternâncias margo-calcárias de origem marinha. Com enfoque nas unidades mais margosas, o presente estudo visa ampliar o conhecimento sobre a matéria orgânica (MO) registada neste intervalo, a fim de melhorar a sua caracterização. Com base em cinco perfis estratigráficos (envolvendo 5 unidades, datadas do Batoniano inferior ao Kimmeridgiano inferior), posicionados em diversos setores da bacia (ocidental e central), este trabalho envolveu análises de geoquímica orgânica (incluindo pirólise Rock-Eval; 4 amostras), palinofácies (10 amostras), maturação térmica (14 amostras) e isótopos de carbono sob matéria orgânica ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ ) (79 amostras), onde foi possível confirmar dados de estudo realizados anteriormente, assim como a sua comparação.

A análise de geoquímica orgânica revelou que a totalidade das amostras analisadas mostram um fraco conteúdo orgânico, exibindo valores de carbono orgânico total (COT) abaixo de 1%. O reconhecimento palinofaciológico mostrou que existe fraca acumulação da MO, onde as quantidades de matéria orgânica amorfa (MOA) são débeis, com exceção de uma unidade onde a percentagem de MOA se situa entre os ~30% e 40%. Esta análise mostrou também a grande influência continental das unidades estudadas.

A técnica de maturação térmica baseada na análise do poder refletor da vitrinite mas também pela cor (índice de alteração térmica) e fluorescência dos palinomorfos mostrou, confirmando dados previamente existentes, que a totalidade das unidades analisadas se encontram maduras, na janela do óleo (0,74 - 0,90% Rm).

Da análise isotópica de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ , pela primeira vez aplicada ao Jurássico da Bacia do Algarve, os dados obtidos mostram-se de grande interesse para comparação de trabalhos anteriormente descritos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ , assim como para a correlação à escala regional e global. Os resultados do  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  obtidos neste trabalho exibem valores tendencialmente mais negativos na sub-bacia oriental, mostrando possivelmente, um maior aporte continental neste setor. A correlação à escala regional e global do  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  e  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  mostra que os dados obtidos parecem ter alguma semelhança com as tendências isotópicas observadas à escala global, nomeadamente, no intervalo compreendido entre o Caloviano superior e o Oxfordiano médio/superior.

**Palavras chave:** Matéria orgânica, Maturação Térmica, Isótopos de Carbono, Jurássico Médio-Superior, Bacia do Algarve

## Abstract

The Middle to Upper Jurassic of Algarve Basin consists essentially of carbonate units, characterized in part by marl-limestone alternations of marine origin. Focusing on marl units, this study aims to increase knowledge on the organic matter (OM), recorded in this interval, in order to improve their characterization. Based on five stratigraphic profiles (involving 5 units, dating from the lower Bathonian to lower Kimmeridgian), positioned in various sectors of the basin (Western and Eastern), this study involved analysis of organic geochemistry (including Pyrolysis Rock-Eval, 4 samples) palynofacies (10 samples), thermal maturity (14 samples) and carbon isotopes in organic matter ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ) (79 samples), which enabled to confirm studied data previously conducted, as well as its comparison.

The organic geochemical analysis revealed that all the samples show a weak organic content, displaying values lower than 1% of total organic carbon (TOC). The Palynofacies showed that there are feeble accumulation of OM, where the amounts of amorphous organic matter (AOM) are weak, except for a unit where the percentage of AOM is between ~30% and 40%. This analysis also showed that the studied units have largely continental influence.

The Maturity was determined using vitrinite reflectance, colour (thermal alteration index) and spore fluorescence. This techniques allowed to confirm the previous existing data, in which all the units analyzed are mature in the oil window (0,74 - 0,90% Rm).

The Isotopic analysis  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , applied for the first time in the Jurassic of the Algarve Basin, appeared to have a great interest for comparative studies with previously described  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ , as well as the correlation of regional and global scale. The results from the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  of this study showed that it tends to be more negative in the Eastern sub-basin, displaying a possibly of a greater amount of continental contribution in this sector. The correlation to the regional and global scale  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  data seems to have some resemblance to the isotopic trends on a global scale, particularly between the upper Callovian and middle / upper Oxfordian interval.

**Keywords:** Organic Matter, Thermal Maturation, Carbon Isotope, Middle-Upper Jurassic, Algarve Basin

## Résumé

Le Jurassique Moyen et Supérieur du Bassin de L'Algarve se compose essentiellement d'unités carbonatées, caractérisées en partie par des alternances margo-calcaire d'origine marine. En se focalisant sur des unités plus marneuses, cette étude vise à accroître la connaissance de la matière organique (MO), comprise dans cet intervalle, afin d'améliorer leur caractérisation. Sur la base de cinq profils stratigraphiques (impliquant 5 unités, datant du Bathonien inférieur au Kimméridgien inférieur), positionnés dans divers secteurs du bassin (occidental et oriental), cette étude a impliqué l'analyse de la géochimie organique (y compris Pyrolyse Rock-Eval, 4 échantillons), la palynofaciès (10 échantillons), la maturité thermique (14 échantillons) et la géochimie des isotopes du carbone dans la matière organique ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ ) (79 échantillons), au sein de laquelle nous avons pu confirmer les données d'études menées précédemment, ainsi que leur comparaison.

L'analyse géochimique organique a révélé que tous les échantillons montrent une faible teneur organique, affichant des valeurs de carbone organique total (TOC) en dessous de 1%. La palynofaciès a montré qu'il existe une faible accumulation de MO, dans laquelle les quantités de matière organique amorphe (MOA) sont également faibles, à l'exception d'une unité où le pourcentage de MOA se situe entre ~30% et 40%. Cette analyse a également montré la grande influence continentale des unités étudiées.

La technique de maturation thermique basée sur l'analyse du pouvoir réflecteur de la vitrinite, de la couleur (indice d'altération thermique) et de la fluorescence de palinomorphs confirme les données déjà existantes, c'est-à-dire que la totalité des unités analysées sont matures dans la fenêtre à huile (0,74 - 0,90% Rm).

A partir de l'analyse isotopique de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ , réalisée pour la première fois dans le Jurassique du bassin de L'Algarve, les données relevées montrent un grand intérêt pour les études comparatives décrites précédemment de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ , ainsi que pour la corrélation de données à l'échelle régionale et mondiale. Les résultats obtenus de cette étude affichent une tendance plutôt négative dans le sous-bassin oriental, montrant probablement un plus grand apport continental dans ce secteur. La corrélation à l'échelle régionale et mondiale de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  montre que les données semblent avoir une similitude avec les tendances isotopiques à l'échelle mondiale, en particulier dans l'intervalle entre le Callovien supérieure et Oxfordien moyen/supérieur.

**Mot-clés:** Matière Organique, Maturation Thermique, Isotopes du Carbone, Jurassique Moyen-Supérieur, Bassin de L'Algarve

## **Agradecimentos**

Ao finalizar esta etapa tão importante do meu percurso académico é inevitável deixar os meus sinceros agradecimentos a quem de uma maneira ou de outra contribuiu na realização desta dissertação.

-Ao Professor Doutor Luís Vítor Duarte como orientador deste trabalho e professor durante estes últimos anos, expresso os meus sinceros agradecimentos por toda a sua disponibilidade, o seu saber, as suas dicas, as oportunidades dadas e seu incansável esforço ao tornar-nos cada vez mais competentes, agradeço-lhe muito.

-Ao Professor Doutor Paulo Fernandes, da Universidade do Algarve, por ter partilhado comigo toda sua experiência na área da maturação orgânica, mas também por toda a sua amabilidade na minha temporada passada no Algarve.

-Ao Laboratório MAREFOZ, pelas excelentes condições de trabalho disponibilizadas. Um especial agradecimento, à Alexandra Beata e Carla Garcia, pela paciência e disponibilidade, mas também, pelos seus ensinamentos na prática da preparação de amostras para análise isotópica.

-Ao Laboratório Environmental & gas/isotope geochemistry lab, nomeadamente, à Anke Jurisch pela sua disponibilidade e rapidez no envio dos resultados da geoquímica orgânica.

-Ao Projeto Estratégico UID/MAR/04292/2013, financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia.

-Aos meus colegas e amigos de Coimbra, àqueles que se tornaram geólogos ao mesmo tempo que eu, no fundo acho que foi uma aprendizagem em conjunto, agradeço-vos a todos, guardo com valor os bons e maus momentos, as saídas de campo e as noites sem dormir.

-Aos meus amigos, àqueles que sempre me apoiaram, àqueles que sempre apoiarei.

-À minha família, que em poucas palavras, sempre me apoiou e encorajou tornando-me cada vez mais forte, muito obrigado.

-À minha namorada pela paciência, dedicação e apoio constante, é um privilégio ter alguém como tu a meu lado, muito obrigado.

-Por fim, aos meus Pais e aos meus Irmãos, que sempre estiveram do meu lado e que sempre me apoiaram em todas as minhas decisões pois acreditavam em mim, sem vocês nada disto seria possível, agradeço-vos do fundo do coração.

## Índice de Figuras

Figura I.1. Enquadramento geológico da Bacia do Algarve (modificado de Fernandes <i>et al.</i> , 2013). Localização dos dois setores estudados (ver Figuras II.1 e II.2).....	3
Figura I.2. Localização esquemática, estrutural, das sub-bacias do Jurássico (adaptado de Terrinha, 1998).....	4
Figura I.3. Estratigrafia do Jurássico Médio e Superior da Bacia do Algarve (retirado de Terrinha <i>et al.</i> , 2013).....	6
Figura II.1. Quadro estratigráfico do onshore da Bacia do Algarve (retirado de Fernandes <i>et al.</i> , 2013; adaptado de Terrinha, 1998, Rocha, 1976, Rey, 2006, 2009, Manuppella, 1988, Antunes e Pais, 1993 e Pais <i>et al.</i> , 2000).....	14
Figura II.2. Localização dos perfis estudados com aproveitamento dos resíduos orgânicos. I) a. Baía de Três Ângras, b. Praia Cilheta-Tonel, c. Praia da Mareta; II) a. Telheiro, b. Cerro da Rocha.....	15
Figura II.3. Perfil estratigráfico do afloramento mesozoico da Baía de Três Ângras (adaptado de Borges, 2012) a. Acesso ao afloramento; b. Secção do perfil da Baía de Três Ângras onde é bem visível o intervalo margoso; c. Panorâmica da alternância de margas e calcários margosos.....	20
Figura II.4. Perfil estratigráfico da Praia Cilheta-Tonel (adaptado de Rocha, 1976); a. Secção entre a Praia da Cilheta e a Praia de Tonel onde é visível a discordância angular entre o Jurássico Médio e Superior; b. Presença de horizontes margosos entre as bancadas dos calcários margosos.....	21
Figura II.5. Perfil estratigráfico da Praia da Mareta (adaptado de Rocha, 1976); a. Secção da Praia da Mareta com a visível inconformidade entre o Jurássico Médio e Superior à esquerda da imagem, por outro lado, assinalado com a seta à direita da foto se situa, uma das particularidades deste perfil, o biostroma da Praia da Mareta; a. Amostra de calcário com estrutura de <i>slumped</i> ; c. Afloramento do batoniano médio/superior, intervalo mais margoso em toda praia; d. Bancada de calcário margoso com zoophycos; e. <i>Zoophyco</i> presente na bancada ilustrada em d.....	22
Figura II.6. Perfil estratigráfico afloramento do Telheiro (adaptado de Borges, 2012) a. Panorâmica do afloramento; b. Alternância marga - calcário margoso; c. Componente margosa dominante.....	23
Figura II.7. Perfil estratigráfico afloramento do Cerro da Rocha (adaptado de Borges, 2012) a. Alternância de marga com calcário margoso em bancadas espessas b. Domínio margoso alternado com pequenos níveis de calcário margoso.....	24
Figura II.8. Esquema representando o percurso da contagem dos grupos de matéria orgânica particulada.....	26
Figura II.9. Diagrama triangular ilustrando a relação entre os 3 grupos da matéria orgânica particulada (adaptado de Tyson, 1995).....	26
Figura II.10. Preparação de uma lâmina palinofaciológica.....	28

Figura II.11. Preparação de uma lâmina apropriada à técnica do poder refletor da vitrinite.....	29
Figura II.12. Ilustração da fase de polimento a pó de alumina.....	30
Figura II.13. Padrões de refletividade em óleo.....	31
Figura II.14. Análise do poder refletor da vitrinite com as diferentes ferramentas associadas.....	31
Figura II.15. Diagrama IH/IO ilustrando tipos de querogénio (after Espitalie <i>et al.</i> , 1977) (retirado de Peters 1986).....	32
Figura II.16. Espectrómetro de massa (IRMS), do MAREFOZ.....	33
Figura II.17. Introdução do resíduo orgânico para as cápsulas antes da passagem na estufa.....	34
Figura II.18. Pesagens; a <sub>1</sub> -Retirar resíduo de cápsula de secagem; a <sub>2</sub> e a <sub>3</sub> -Por resíduo em recipiente próprio ao IRMS; b <sub>1</sub> e b <sub>2</sub> -pesagem da amostra; c <sub>1</sub> -empacutamento do recipiente com o resíduo orgânico, c <sub>2</sub> - Resultado final, amostra pronta à passagem no IRMS.....	35
Figura III.1. Diagrama triangular (adaptado de Tyson, 1995), distribuição dos 3 grupos de componentes orgânicos particulados (MOA-Fitoclastos-Palinomorfo) por cada amostra estudada.....	38
Figura III.2. Variabilidade, por amostra, dos três principais grupos de componentes orgânicos particulados.....	39
Figura III.3. Variabilidade, por amostra, do total dos componentes da matéria orgânica particulada analisados.....	39
Figura III.4. Associação de componentes orgânicos particulados em luz transmitida, das distintas amostras estudadas: a. Presença de um Dinocisto incolor, MOA e FO (amostra C23; aumento de 60x); b. Pólen rodeado de FO (amostra CR11; aumento de 60x); c. Polén (amostra M10; aumento de 40x); d. Dinoflagelado (amostra M10; aumento de 40x); e. Palinoforaminífero (amostra M58; aumento de 40x); f. Pólenes e FNO (amostra M58; aumento de 40x); g. Pólenes de diferentes tamanhos (amostra TL3; aumento de 60x); h. Esporo rodeado de fitoclastos (amostra TL3; aumento de 60x).....	41
Figura III.5. Histogramas das amostras analisadas segundo o poder refletor da vitrinite (Tabela III.2).....	47
Figura III.6. Curva de variação do $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ ao longo dos perfis estudados na sub-bacia ocidental.....	51
Figura III.7. Curva de variação do $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ ao longo dos perfis estudados na sub-bacia oriental.....	52
Figura IV.1. Correlação dos valores de COT e percentagens dos componentes da MO particulada com os valores obtidos da análise de COT e palinofácies por Borges (2012).....	56
Figura IV.2. Comparação dos valores de COT obtidos para o intervalo Batoniano – Kimmeridgiano nas bacias vizinhas à Bacia do Algarve [dados baseados em Borges (2012), Pereira (2014), Silva <i>et al.</i> , 2014 e <a href="http://www.onhym.com/">http://www.onhym.com/</a> ; base cartográfica fundamentado a partir de Benzaggagh <i>et al.</i> (2016)].....	60

Figura IV.3. Interpretação dos resultados obtidos da técnica de maturação térmica nos diversos perfis analisados (modificado de Fernandes <i>et al.</i> , 2010; baseado em Hunt, 1996).....	62
Figura IV.4. Modelo genérico de registos isotópicos médios do carbono, característico de alguns dos reservatórios terrestre (baseado em Kump & Arthur (1999), Cantolla (2003)).....	65
Figura IV.5. Correlação estratigráfica de alta resolução dos dados $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ em todas as sucessões estudadas do Jurássico da Bacia do Algarve. Cronostratigrafia retirada de Ogg & Gradstein (2012).....	68
Figura IV.6. Tipologia da MO <i>versus</i> isótopos de carbono. Correlação dos isótopos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ obtidos e com os dados de COT e palinofacies (incluindo os apresentados em Borges, 2012). Cronostratigrafia retirada de Ogg & Gradstein (2012).....	70
Figura IV.7. Comparação dos valores isotópicos obtidos no presente trabalho com os dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ obtidos por Borges (2012) entre o Batoniano inferior e o Kimmeridgiano inferior; a. Comparação das oscilações presentes na unidade Margas e Calcários de Três Ânguas; b. Comparação de tendência positiva na unidade Calcários Margosos e Margas de Peral; c. Comparação de tendência positiva na unidade Calcários Margosos e Margas de Mareta; d. Comparação da Zona Bullatus nos dois setores. Cronostratigrafia retirada de Ogg & Gradstein (2012).....	72
Figura IV.8. Comparação das tendências de $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ obtidas na Bacia do Algarve, com as tendências gerais de $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ obtidas em vários locais do globo. Ilha Skye, Escócia (Nunn <i>et al.</i> , 2009); Dorset, Inglaterra (Morgans-Bell <i>et al.</i> , 2001); Moscovo, Rússia (Price and Rogov, 2009); Helmsdale, Escócia (Nunn and Price, 2010); Central Southern Europe (Jenkyns, 1996); Nova Zelândia (Podlaha <i>et al.</i> , 1998), Oceano Atlântico (Katz <i>et al.</i> , 2005) e Sibéria (Zakharov <i>et al.</i> , 2014); in Koevoets <i>et al.</i> , 2016. Cronostratigrafia retirada de Ogg & Gradstein (2012).....	76

## Índice de Tabelas

Tabela II.1. Coordenadas, idade e unidade de cada perfil estudado.....	15
Tabela II.2. Amostras analisadas no reconhecimento palinofaciológico.....	25
Tabela II.3. Distribuição de lâminas/amostras por cada perfil para os métodos de cor e fluorescência de palinomorfos e análise do poder refletor da vitrinite.....	27
Tabela III.1. Resultados do reconhecimento palinofaciológico por contagem de partículas.....	37
Tabela III.2. Resultados de maturação conjugando a técnica de cor e fluorescência dos palinomorfos e a análise do poder refletor da vitrinite.....	44
Tabela III.3. Resultados dos parâmetros da técnica Pirólise Rock-Eval.....	49
Tabela III.4. Resultados da análise isotópica, por amostra, em cada perfil analisado (MCDZM-Margas e Calcários Detríticos com <i>Zoóphykos</i> de Mareta; CMMM-Calcários Margosos e Margas de Mareta.....	50

## **Lista de Abreviaturas**

**MO**- Matéria Orgânica;

**MOA**- Matéria Orgânica Amorfa;

**COT**- Carbono Orgânico Total;

**FO**- Fitoclastos Opacos;

**FNO**- Fitoclastos Não Opacos;

**TAI**- Índice de Alteração Térmica;

**IH**- Índice de Hidrogénio;

**IO**- Índice de Oxigénio.



# CAPÍTULO I. INTRODUÇÃO E ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

---

## **I.1. Objetivos**

Este trabalho nasce da necessidade de estudos sobre a caracterização da MO da Bacia do Algarve, visando assim auxiliar estudos anteriormente realizados no âmbito da prospeção de hidrocarbonetos.

Os estudos realizados da análise de MO presente nas rochas sedimentares, permitem não só a datação rigorosa e correlação dos sedimentos, como também demonstrar a sua variabilidade espacial e vertical, a partir da análise de perfis estratigráficos (Baía de Três Angras, Praia de Cilheta-Tonel, Praia da Mareta, Telheiro, Cerro da Rocha), quer através da tipologia, quer do seu potencial de geração, recolhendo assim informações cruciais para a interpretação paleoambiental dos depósitos.

Os objetivos deste trabalho passam assim pela caracterização organofaciológica da MO dos sedimentos carbonatados do Jurássico (Batoniano inferior – Kimmeridgiano inferior) da Bacia do Algarve, recorrendo a uma multiplicidade de técnicas de estudo.

Pretendendo ampliar o conhecimento sobre a tipologia da MO do Jurássico, realizaram-se análises de geoquímica orgânica, tais como COT e Pirólise Rock-Eval, assim como análises de petrografia orgânica, utilizando as técnicas de maturação térmica, e por fim a análise de geoquímica isotópica de alta resolução.

## **I.2. Enquadramento Geológico**

A Bacia do Algarve apresenta uma direção principal E-W estando a sua parte emersa localizada entre o Cabo de S. Vicente e o Rio Guadiana (Figura I.1.). É constituída por mais de 3000 metros de sedimentos, essencialmente marinhos, acumulados durante o Mesozoico e o Cenozoico, sendo que mais de 2000 metros se acumularam durante o Mesozoico (Manuppella *et al.*, 1988). A sucessão assenta discordantemente sobre o substrato paleozoico da Zona Sul Portuguesa (ver, por exemplo, Manuppella, 1992). O enchimento sedimentar da Bacia do Algarve passou por várias etapas deposicionais, relacionadas com eventos tectónicos distensivos e compressivos em associação com variações do nível do mar (Manuppella, 1992). Ficaram registados, também, de forma bastante acentuada não só os movimentos da orogenia Alpina como importantes movimentos relacionados com a halocinese (Terrinha, 1998).

Esta bacia desenvolveu-se em regime tectónico de estiramento e adelgaçamento litosférico e teve início no rift associado à abertura do oceano Atlântico Norte e Central, que esteve na origem da fragmentação da Pangeia. No entanto, devido principalmente à

sua posição geográfica, a Bacia do Algarve também foi afetada por diversos episódios de rifting percussores da abertura do Neo-Tétis, num contexto tectónico transtensivo esquerdo, imposto pela cinemática das placas Eurásia, África e América do Norte (Terrinha, 1998; Terrinha *et al.*, 2002).

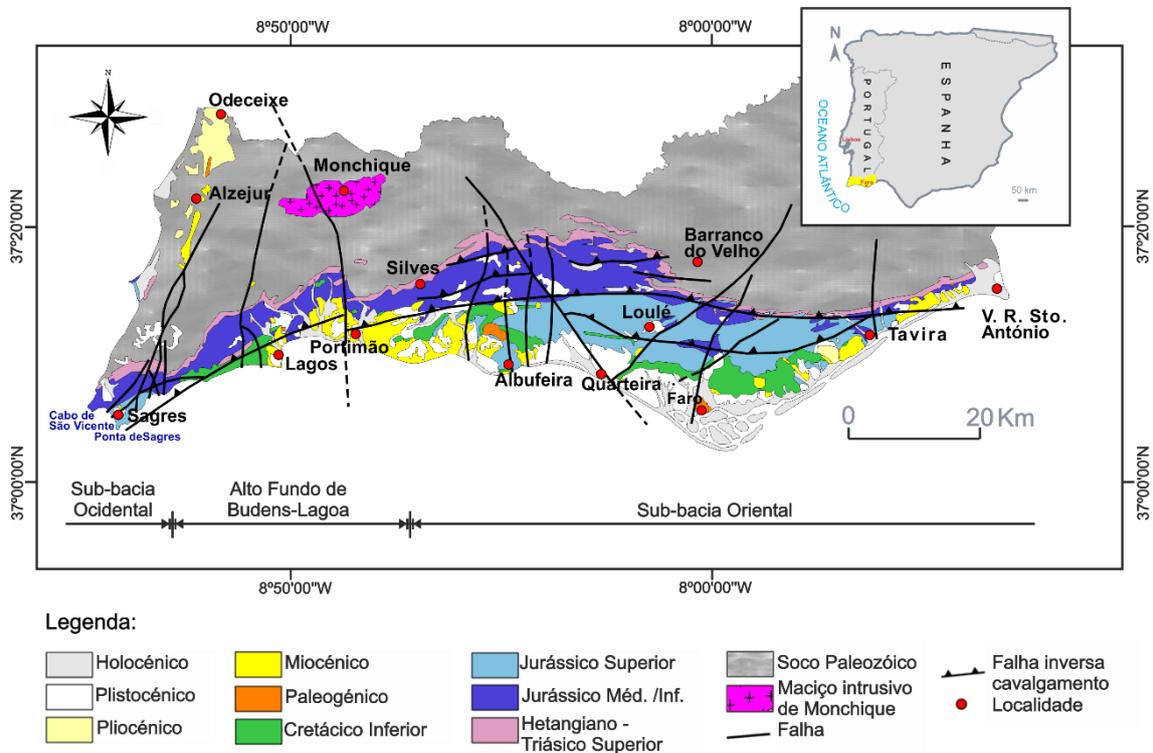


Figura I.1. Enquadramento geológico da Bacia do Algarve (modificado de Fernandes *et al.*, 2013).

Localização dos dois setores estudados (ver Figuras II.1 e II.2).

Após um período de sedimentação uniforme desde o Triásico, provavelmente inferior, até ao Sinemuriano, a bacia mostrava, uma compartimentação bem marcada, criada por duas sub-bacias, a bacia ocidental e oriental, dividida por um alto estrutural (Figura I.1 e I.2) (Rocha, 1976; Manuppella *et al.*, 1987; Rocha *et al.*, 1989; Manuppella, 1992).

Segundo G. Manuppella *et al.* (1987), durante o Jurássico Inferior (~200 m) e o Jurássico Médio (~200 a 250 m) a sub-bacia ocidental, centrada na região a ocidente do graben da Sinceira, é caracterizada por sedimentação essencialmente hemipelágica, enquanto durante o Jurássico Superior, o tipo de fácies (200 m) são de plataforma interna. O alto estrutural de Budens-Lagoa/Algoz é caracterizado por domínio de sedimentação confinada durante todo o Jurássico (Figura I.2). A sub-bacia oriental é caracterizada,

durante o Jurássico Médio, pela alternância de fácies confinada, nomeadamente, na base do Bajociano ao Batoniano inferior a médio e do Batoniano médio a superior até ao Caloviano, as fácies passam a ser hemipelágicas. Durante o Jurássico Superior as variações de litofácies acentuam-se, particularmente durante o Oxfordiano superior até ao Kimmeridgiano inferior. A partir do Kimmeridgiano superior volta a haver uma certa uniformidade das litofácies em toda a sub-bacia, com o desenvolvimento de fácies de plataforma interna, atingindo um máximo de regressão, na passagem Titoniano-Cretácico (Terrinha, 1998).

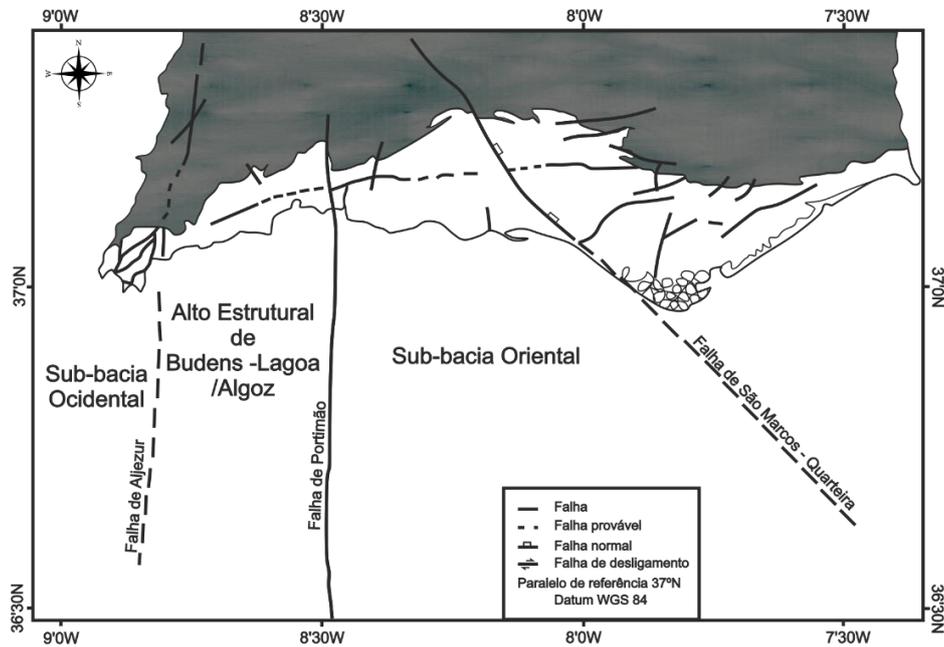


Figura I.2. Localização esquemática, estrutural, das sub-bacias do Jurássico (adaptado de Terrinha, 1998).

### I.3. Estratigrafia do Jurássico Estudado

Os sedimentos mais antigos do Jurássico Médio na bacia são de idade provável Aaleniano-base do Bajociano, pois regista-se um hiato importante uma vez que não são conhecidos sedimentos do intervalo Toarciano médio-Aaleniano médio (ver, por exemplo, Rocha, 1976). Segundo Manupella (1992), conhece-se apenas uma possível sucessão a NW de Tavira, materializados por calcários dolomíticos e dolomitos de boavista (Calcários Dolomíticos e Dolomitos de Boavista), datados do Sinemuriano-Aaleniano. Assim, os primeiros sedimentos, do Aaleniano-base do Bajociano, ocorrem na região de Sagres e correspondem a fácies confinadas que resultaram da erosão de

bioconstruções. Posteriormente, esta fácies, de águas pouco profundas de plataforma interna, terão evoluído para níveis carbonatados bioconstruídos do Bajociano inferior a médio (?) e, mais tarde, para margas do Batoniano e calci-turbiditos do Caloviano (Rocha, 1976). No Bajociano é notável um período de exposição subaérea, apresentando traços incontestáveis de carsificação nas cúpulas recifais da Praia da Mareta. No Batoniano, o nível de sedimentação terrígena é importante, observando-se, numerosos indícios de fases erosivas, superfícies de erosão cortando obliquamente as bancadas, assim como, variações de espessura (Rocha, 1976). A definição pormenorizada da instabilidade das condições de sedimentação e da variedade destes depósitos só foi possível após a recolha de faunas características de amonites do Bajociano superior e Batoniano (Rocha *et al.*, 1979). As sequências calovianas evoluíram de margas acinzentadas na base, a calcários margosos e calcários margosos compactos no topo, estando truncadas por importante superfície de erosão, materializada por um horizonte de nódulos ferruginosos e/ou fosfatados contendo associação de amonites remobilizadas do Caloviano superior ao Oxfordiano médio (Rocha, 1976).

O Jurássico Médio no Algarve oriental aflora no núcleo de estruturas anticlinais, numa área extensivamente coberta por sedimentos do Jurássico Superior, Cretácico e Cenozóico (Oliveira, 1992). O modelo de sedimentação, idêntico ao do sector ocidental, apresenta três descontinuidades maiores, marcadas pela oscilação da linha de costa durante o Bajociano-Batoniano, por uma superfície de erosão entre o Batoniano e o Caloviano e pela discordância erosiva do Caloviano/Oxfordiano, bem visível em Covas de Prata e no anticlinal de Tavira (Terrinha, 1998).

A regressão caloviana, bem marcada em todas as bacias mesozóicas ibéricas é, também no Algarve, um evento diacrónico. Este diacronismo sugere que movimentos verticais diferenciais ocorreram através da bacia, isto é, a erosão foi devida a uplift (Terrinha *et al.*, 2002). No Jurássico Superior, as unidades datadas do Oxfordiano médio-Titoniano, apresentam fácies e espessuras distintas entre a sub-bacia ocidental e oriental, respetivamente, variando entre os 200 m e 1600 m de espessura. Assim, a sub-bacia oriental está associada a uma maior taxa de subsidência, apresentando importantes variações laterais de fácies, mostrando, heterocronia dos seus limites (Marques, 1983; Ramalho, Rocha & Marques in Oliveira, 1984; Marques, 1985).

### I.3.1. Unidades Litostratigráficas

De acordo com o quadro litostratigráfico conhecido e apresentado na Figura I.3, definem-se nos setores estudados as seguintes unidades, descritas de forma resumida.

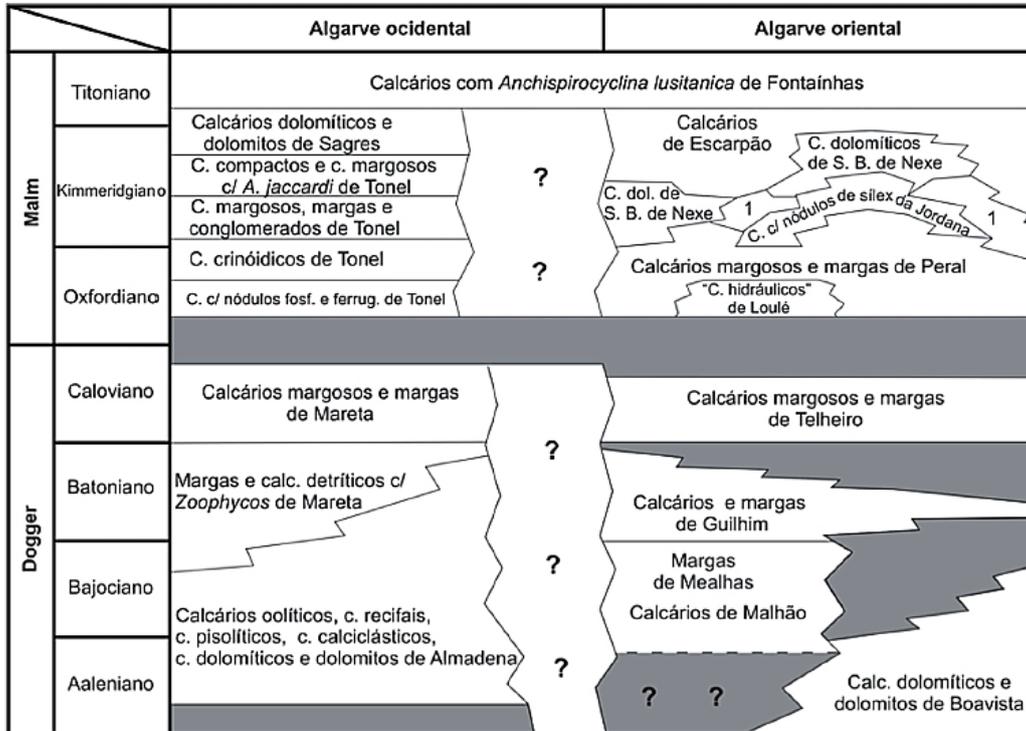


Figura I.3. Estratigrafia do Jurássico Médio e Superior da Bacia do Algarve (retirado de Terrinha *et al.*, 2013).

#### Sub-bacia ocidental

#### Calcários oolíticos, c. recifais, c. pisolíticos, c. calciclásticos, c. dolomíticos e dolomitos de Almádena [Aaleniano-Caloviano (?)] (Rocha, 1976)

Esta unidade com mais de 50 m corresponde a fácies de plataforma interna, particularmente bem visíveis na região de Sagres (praia de Mareta e escarpas entre as praias de Belixe e de Cilheta) e constituem uma barreira oolítica que se prolonga desde Almádena até Albufeira. Nesta unidade devem-se incluir, os calcários de Vale de Lamas e os Conglomerados de Odiáxere, descritos por Manuppella (1992).

### **Margas e calcários detríticos com *Zoophycos* de Mareta [Bajociano**

#### **Superior-Batoniano] (Rocha, 1976)**

Com cerca de 40 m de espessura, consiste em margas cinzentas e calcários detríticos mais ou menos compactos, amarelos a brancos, correspondem a fácies pelágicas de plataforma externa. Esta unidade é rica em *Zoophycos*, no entanto, o conteúdo em amonites é raro, embora seja suficiente para a sua datação, do Bajociano Superior-Batoniano. Na praia de Mareta são visíveis afloramentos de bioconstruções (bioermas) carsificadas, preenchidas por margas batonianas (Rocha, 1976).

### **Calcários margosos e margas de Mareta [Caloviano] (Rocha, 1976)**

Esta unidade, com cerca de 90 a 100 m de espessura, é também uma sequência pelágica, mais ou menos monótona, inicialmente margosa, a componente carbonatada e detrítica aumenta para o topo da sucessão onde é possível observar fenómenos de *slumping*, bem visíveis na faixa oriental da Praia da Mareta. Ao contrário da unidade anterior, as associações de amonites permitiram identificar as diferentes cronozonas do Caloviano (*Macrocephalus*, *Coronatum*, *Athleta*).

### **Calcários com nódulos fosfatados ou ferruginosos de Tonel [Oxfordiano**

#### **Médio] (Rocha, 1976)**

Apenas observável na região de Sagres-Cabo de S.Vicente, este horizonte, com cerca de 2 m, corresponde a um calcário margoso compacto, com aspeto conglomerático tem a presença de nódulos ferruginosos e localmente fosfatados (Rocha, 1976). A componente fóssilífera é composta essencialmente por amonóides e crinóides, embora geralmente incompletos, indiciando a presença de fenómenos de reelaboração, concentração e ressedimentação, estes dataram a cronozona *Plicatilis* do Oxfordiano médio (Rocha, 1976). Segundo Marques (1985), este horizonte representa a base da sequência transgressiva do Oxfordiano Médio, que assenta com ligeira discordância angular, sobre uma superfície de descontinuidade que corta obliquamente os Calcários Margosos e Margas de Mareta e de Telheiro (na sub-bacia oriental).

**Calcários crinóidicos de Tonel [Oxfordiano Médio-Kimmeridgiano]**

**(Ramalho, Rocha & Marques in Oliveira, 1982-83, 1984)**

Esta unidade, com cerca de 25 a 30 m, é composta por calcários compactos, esbranquiçados, oolíticos, em camadas espessas, ricas em fragmentos de corais, lamelibrânquios e mais propriamente de crinóides (Ramalho *et al. in* Oliveira, 1984). Os fósseis existentes nestas camadas espessas de calcário oolítico permitiram datar esta sucessão do Oxfordiano médio a Kimmeridgiano (Ramalho *in* Rocha *et al.*, 1979).

**Calcários margosos, margas e conglomerados de Tonel**

**[Kimmeridgiano] (Ramalho, Rocha & Marques in Oliveira, 1982-83, 1984)**

Esta série, com ~23 m de espessura, é constituída por calcários margosos micríticos, com intraclastos e litoclastos, níveis de «calhaus negros» e microfendas de dessecação, margas e alguns níveis conglomeráticos, por vezes grosseiros, de elementos calcários e dolomíticos. A microfauna desta unidade permitiu datar estes calcários margosos do Kimmeridgiano (Ramalho *in* Rocha *et al.*, 1979). Esta unidade parece ser um equivalente lateral da «Brecha de Odiáxere» ou de «Alcantarilha» definida por Rocha (1976), como sendo do Jurássico Superior.

**Calcários compactos e calcários margosos com *Alveosepta jaccardi* de Tonel [Kimmeridgiano] (Rocha, 1976; Ramalho, Rocha & Marques in Oliveira, 1984)**

Esta sucessão que varia entre os 30 e os 70 m de espessura é composta por calcários micríticos e biomicríticos, em camadas médias a espessas, são, por vezes, separados por intercalações margosas com «calhaus negros». A sua componente fossilífera é abundante contendo foraminíferos, lamelibrânquios, gastrópodes, ostracodos, estromatoporídeos e algas, datando estes, a idade kimmeridgiana (Ramalho *et al. in* Oliveira, 1984).

## **Afloramento Mesozoico da Carrapateira**

### **Margas e calcários da Baía de Três Ângras [Kimmeridgiano inferior]**

**(Ramalho & Ribeiro, 1985; Ribeiro *et al.*, 1987)**

Esta sucessão com cerca de 50 m de espessura, pode ser considerada como um equivalente das unidades “**Calcários Crinóidicos de Tonel**” e “**Calcários Margosos, Margas e Conglomerados de Tonel**” é constituída por calcários bioclásticos e um nível conglomerático na base, passando a intercalações de calcários e margas. No topo da sucessão estão presentes calcários ricos em macrofósseis, incluindo, corais em posição de vida (Ribeiro *et al.*, 1987). Esta secção foi atribuída ao Kimmeridgiano inferior com base em corais (ver, por exemplo, Choffat, 1887), foraminíferos (Ramalho & Ribeiro, 1985; Ribeiro *et al.*, 1987) e dinoflagelados (Borges *et al.*, 2011).

## **Sub-bacia oriental**

### **Calcários margosos e margas de Telheiro [Caloviano] (Manuppella & Rocha in Oliveira *et al.*, 1987-88, 1992)**

A “Formação de Telheiro” situa-se sempre a Sul da flexura do Algibre, no centro de anticlinais salíferos entre S. Brás de Alportel e Tavira, em ligeira discordância angular ravinante, que aumenta de importância de Oeste para Este, sobre as unidades anteriores. Esta unidade, com cerca de 50 a 60 m de espessura, consiste em alternâncias de margas amareladas e calcários argilosos (no topo da sucessão) com raras amonites (Rocha & Marques, 1979). Os Calcários margosos e margas de Telheiro são considerados como um equivalente lateral dos Calcários Margosos e Margas de Mareta, unidade também datada do Caloviano. A passagem de unidades Calovianas para Oxfordianas corresponde a um nível (0,10-0,30 m de espessura) de calcário compacto, mais ou menos conglomerático na base, que ravina as camadas calovianas e termina por superfície de descontinuidade ferruginosa (*hard-ground*) (Marques & Rocha, 1988).

### **Calcários margosos e margas de Peral [Oxfordiano Médio-Kimmeridgiano Inferior] (Marques, 1983) e Calcários de S. Romão** **(Ramalho, 1985)**

Esta unidade com cerca de 100 m de espessura e é composta pela alternância de calcários margosos compactos e margas de cor cinza, com abundantes espongiários,

bioconstruções, amonites, belemnites e frequentemente restos de plantas. Esta alternância de calcários margosos e margas repousa diretamente sobre os «Calcários Hidráulicos» de Loulé ou sobre os Calcários margosos e margas de Telheiro. Segundo Marques (1983), é notável nesta sequência pelágica, a presença de duas descontinuidades materializadas por *hard-grounds* com nódulos ferruginosos, clastos de calcário, grãos de glauconite e fósseis mais ou menos remobilizados e/ou fragmentados. A base da unidade é datada do Oxfordiano Médio, zona de *Plicatilis*, subzona de *Antecedens* sendo que seu limite superior é heterócrono, indo do Oxfordiano Superior, zona de *Planula*, ao Kimmeridgiano Inferior, zona de *Hypselocyclus* (Marques, 1983).

Os Calcários de S. Romão, bem visíveis entre o Norte de Loulé e S. Brás de Alportel, correspondem a uma unidade carbonatada com cerca de 400 m de espessura, individualizada no seio dos Calcários margosos e margas do Peral. Esta última é composta na base por calcários oolíticos e calcários micríticos rico no conteúdo fossilífero. Para o topo da unidade os calcários são de oncoides, ricos em nódulos de sílex (Ramalho in Oliveira, 1992).

#### **I.4. Paleogeografia**

De acordo com Rocha (1976), o topo do Jurássico Inferior corresponde a calcários margosos e biodetríticos, datados do Toarciano inferior, estes indicam uma transgressão a que se segue uma lacuna do Toarciano médio a superior e parte do Aaleniano. A origem desta transgressão baseia-se nos movimentos de basculamento dos blocos ao longo das flexuras E-W (Manuppella *et al.*, 1988).

Os primeiros sedimentos do Jurássico Médio correspondem a calcários calciclásticos oolíticos e elementos recifais do Aaleniano-Bajociano (Rocha, 1976). Estes sedimentos apresentam reduções de espessuras sistemáticas e lacunas sedimentares, sugerindo origem na denominada “Crise Aaleniana” proposta por Mouterde, 1971.

No início do Bajociano, na região de Sagres, é evidente a presença de uma barreira de recifes que separa um domínio interior, de fácies anterrecifal representados por calcários e dolomitos, de um domínio externo, de fácies transrecifal onde a fauna marinha é abundante. Este regime recifal terá perdurado na região durante, pelo menos, o Bajociano-Batoniano (Rocha, 1976). Embora a raridade de amonites do Bajociano

superior ao Batoniano, não permitem determinar com certeza a província faunística, as associações apresentam afinidades com o domínio tetisiano, apesar de ter sido registado também a ocorrência de algumas formas sub-boreais no Batoniano inferior (Rocha, 1976).

Durante o Caloviano a sedimentação apresenta-se uniforme em toda a bacia, inicialmente margosa tornando-se margo-calcário durante o Caloviano médio e unicamente calcária durante o Caloviano Superior. No Caloviano inferior e médio a presença de amonites permite atribuir o Algarve ocidental à província submediterrânica (Rocha, 1976).

O estudo paleocológico das formações do Batoniano superior ao Caloviano médio de fácies transrecifais da praia da Mareta, onde a presença de fauna piritizada em associação com nódulos limonitizados, certifica um meio de deposição pouco oxigenado, numa bacia mais ou menos fechada, sem circulação de fundo ou em áreas onde correntes de *upwelling* originaram grande concentração de material orgânico correspondendo assim à zona infralitoral de domínio nerítico (Pavia & Sturani, 1968; Rocha, 1971, 1976; Oliveira, 1984).

A partir do Caloviano médio é evidente um pouco por toda a Península Ibérica (Norte do Tejo, Algarve, Astúrias, Navarra, Cadeias Ibéricas, Cadeias Béticas) o delineamento de uma importante regressão, registada por uma superfície erosiva, marcando a transição entre o Jurássico Médio – Jurássico Superior (Rocha, 1976; Manuppella, 1988). Esta descontinuidade corta obliquamente as unidades do Caloviano inferior, no sector Oriental, e do Caloviano médio a superior, no sector Ocidental (Rocha & Rey *in* Terrinha *et al.*, 2013). Esta apresenta-se como um nível ferruginoso e fosfatado com amonites remobilizadas, a ausência de sedimentos litorais entre as formações marinhas sugere que o regime marinho tenha perdurado durante a regressão (Rocha, 1976).

Segundo Manuppella (1988), os primeiros sedimentos do Jurássico Superior foram diretamente afetados por movimentos tectónicos que evidenciaram a separação em sub-bacias, comprovado pelas diferenças litostratigráficas entre o sector e oeste e a leste de Algoz.

Segundo Terrinha (1998) o ciclo sedimentar geral do Jurássico Superior terá sido transgressivo, do Oxfordiano médio/superior ao Kimmeridgiano médio, atingindo o máximo transgressivo durante o Oxfordiano superior e seguindo-se uma regressão que terá perdurado até ao Berriasiano (Cretácico Inferior), no entanto, atingindo o seu máximo

regressivo na transição Titoniano-Cretácico (Ramalho, 1981). Esta sucessão corresponderá a uma megassequência influenciada por um ciclo eustático de 2ª ordem formada numa área da plataforma tetisiana no Jurássico Superior (Ramalho, 1985).

Do Oxfordiano médio até à base do Kimmeridgiano superior verifica-se uma distinção de fácies entre as sub-bacias ocidental e oriental. Na sub-bacia Ocidental, o regime é maioritariamente carbonatado, de plataforma interna, com o desenvolvimento de organismos recifais e a presença de forte dolomitização secundária, enquanto na sub-bacia Oriental formou-se golfo pouco profundo, de fácies pelágicas, atingindo a máxima extensão no Oxfordiano superior com a Formação dos calcários e margas de Peral em regime de plataforma externa. Posteriormente, a redução deste golfo é evidente aparecendo fácies cada vez mais litorais (Rocha & Rey *in* Terrinha *et al.*, 2013).

Durante o Kimmeridgiano superior ao Titoniano o ambiente sedimentar é de plataforma interna, essencialmente não confinada, de fraca energia, com influências continentais (Ramalho *in* Oliveira *et al.*, 1984).

A evidência de numerosas associações faunísticas tetisianas e a quase ausência de associações boreais durante o Jurássico sugere que Bacia do Algarve se encontrava inserida na província sub-mediterrânica do domínio Tétis (Rocha, 1976; Marques & Rocha, 1988b; Azerêdo *et al.*, 2003).



## CAPÍTULO II. MATERIAIS E MÉTODOS

---

## II.1. Trabalho de Campo e Intervalo Estratigráfico Estudado

Para o reconhecimento das unidades jurássicas com maior teor em MO, realizaram-se duas semanas ativas de campo. Neste período observaram-se, no domínio da matéria orgânica, os principais perfis estratigráficos do Jurássico da Bacia do Algarve.

O reconhecimento de campo foi aplicado fazendo uma breve amostragem pois parte grande parte das amostras seguiam do aproveitamento, da Tese de Doutoramento da Marisa Borges (2012), usufruindo assim de resíduos orgânicos já existentes.

Deste modo, como feito no estudo anterior e tendo em conta as variações laterais da matéria orgânica Jurássica da Bacia Algarvia, o aproveitamento dos resíduos orgânicos tem como base o foco no Jurássico Médio a Superior, iniciando-se no Bajociano e terminando no Kimmeridgiano inferior, tendo assim um intervalo de tempo considerável como objeto de estudo (Figura II.1).

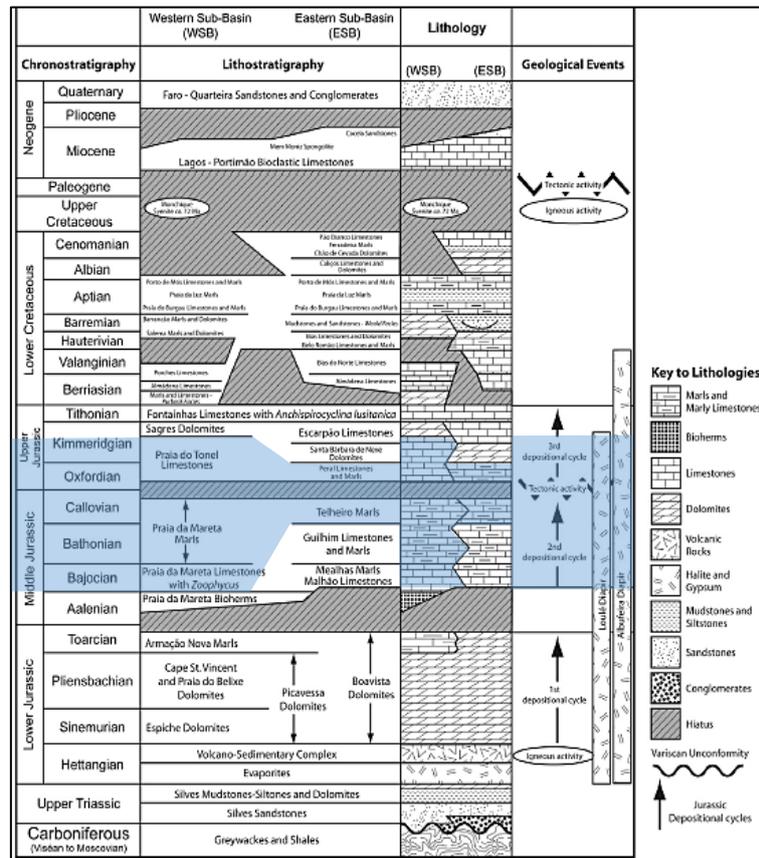


Figura II.1. Quadro estratigráfico do *onshore* da Bacia do Algarve (retirado de Fernandes *et al.*, 2013; adaptado de Terrinha, 1998, Rocha, 1976, Rey, 2006, 2009, Manuppella, 1988, Antunes e Pais, 1993 e Pais *et al.*, 2000).

No Algarve Ocidental (Figura II.2) foram estudados 3 perfis de referência, a Baía de Três Ângras, a Praia de Cilheta-Tonel e a Praia da Mareta esta que exhibe grande parte

do intervalo de tempo estudado (Tabela II.1). No Algarve Oriental (Figura II.2) estudaram-se dois perfis constituídos essencialmente pela componente margosa, sendo assim os perfis com maior teor em matéria orgânica (Tabela II.1).

Tabela II.1. Coordenadas, idade e unidade de cada perfil estudado.

Perfil	Coordenadas	Idade	Unidade
Baía de três ângras	(37°11'15.56"N, 8°54'34.98"W)	Kimmeridgiano inferior	Margas de Três Angras
Praia Cilheta - Tonel	(37° 0'27.24"N, 8°56'55.50"W)	Caloviano superior	Margas da Praia da Mareta
Praia da Mareta	(37° 0'20.00"N, 8°56'18.92"W)	Batoniano médio – Oxfordiano superior/ Kimmeridgiano?	Calcários com Zoophycos da Praia da Mareta – Margas da Praia da Mareta
Telheiro	(37°6'44,78''N, 7°55'52.05''W)	Caloviano	Margas do Telheiro
Cerro da Rocha	(37°8'14,25''N, 7°51'48.77''W)	Kimmeridgiano inferior - Oxfordiano	Calcários margosos e margas do Peral

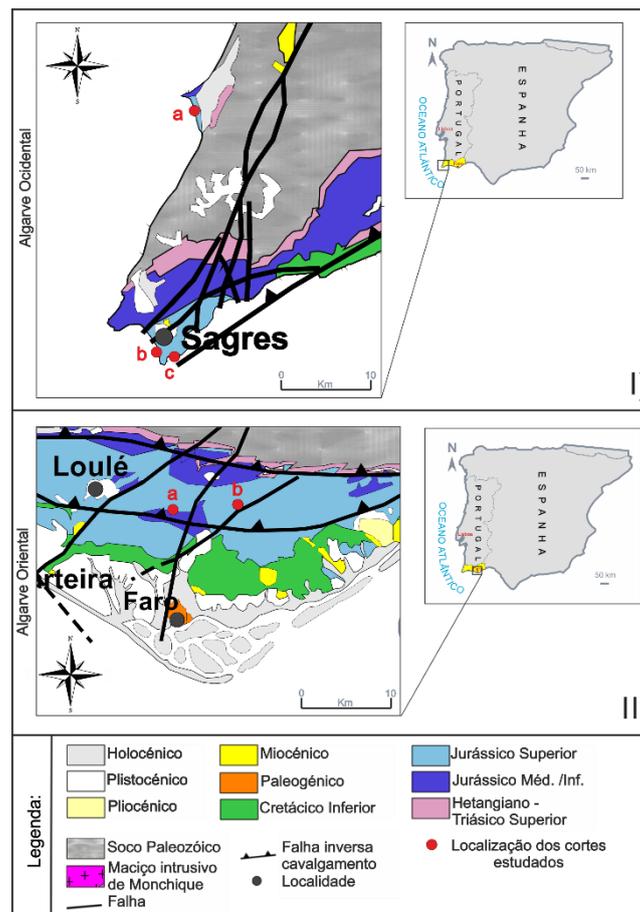


Figura II.2. Localização dos perfis estudados com aproveitamento dos resíduos orgânicos. I) a. Baía de Três Ângras, b. Praia Cilheta-Tonel, c. Praia da Mareta; II) a. Telheiro, b. Cerro da Rocha.

## **II.1.1. Descrições de Campo**

### **II.1.1.1. Algarve Ocidental**

#### **II.1.1.1.1. Perfil da Baía de Três Ângras**

O chamado afloramento Mesozóico da Carrapateira, 5 km a Oeste da Vila da Carrapateira do concelho de Vila do Bispo é situado na Baía de Três Ângras (37°11'15.56"N, 8°54'34.98"W). Este compreende várias unidades litostratigráficas cujas idades estão compreendidas entre o Triásico Superior e o Kimmeridgiano inferior (Ramalho & Ribeiro, 1985). No entanto, para este estudo, só o afloramento Mesozóico (~50 m) foi observado (Figura II.3 (b) e (c)). Este é constituído essencialmente por calcários bioclásticos e um nível conglomerático na base, passando a intercalações de calcários e margas, a meio da sucessão. No topo da sucessão estão presentes calcários ricos em microfósseis, incluindo, corais em posição de vida (Ribeiro *et al.*, 1987).

Sendo esta secção do Kimmeridgiano inferior com base em corais (ver, por exemplo, Choffat, 1887) e foraminíferos (Ramalho & Ribeiro, 1985; Ribeiro *et al.*, 1987), termina no topo da arriba coberta por depósitos dunares holocénicos. A alternância de calcários e margas cor cinza, admitido como a unidade Margas de Três Ângras, são sem dúvida o grande foco neste perfil, sendo a porção margosa rica em matéria orgânica.

#### **II.1.1.1.2. Perfil da Praia de Cilheta-Tonel**

Na praia de Cilheta, situada a Oeste da povoação de Sagres (37° 0'27.24"N, 8°56'55.50"W), aflora a parte superior do Caloviano da praia da Mareta. A praia é limitada a Norte por uma importante falha que põe em contacto camadas Calovianas com uma alternância de calcário e calcário compacto atribuída ao Oxfordiano superior-Kimmeridgiano (Rocha, 1976).

As escarpas que dominam estas praias constituem o melhor perfil geológico da passagem do Caloviano superior-Oxfordiano-Kimmeridgiano em todo o Algarve (Rocha, 1979).

Nas camadas do Caloviano superior, pertencentes à biozona Athleta com base no estudo de amonites de Rocha (1976), é notável a presença de dois a três níveis mais margosos de cor cinza (Figura II.4 (b)) criando assim, num conjunto bastante fraturado, uma alternância de calcários margosos amarelados em bancadas de 1 a 3 m, com calcários

margosos de cor cinza (0,3 a 0,6 m), embora estes últimos sejam de pouca relevância foram estes os níveis amostrados, tendo em conta a fração margosa.

Estratigraficamente acima, situado na passagem para a praia Tonel, é visível uma bancada irregular (cerca de 0,40 m) maioritariamente conglomerática, constituída de calcário margoso compacto amarelo-acastanhado, rico de fragmentos de crinoides e contendo nódulos e macrofauna abundante, geralmente ferruginosos (Rocha, 1976). Esta representa uma discordância angular datada, segundo o estudo de amonites de Rocha (1976), como pertencendo à biozona Plicatilis do Oxfordiano médio (Figura II.4 (a)). A unidade mais recente desta sucessão apresenta-se bastante fraturada e corresponde na base por um calcário bioclástico quase oolítico, passando para um calcário compacto do Oxfordiano médio - Kimmeridgiano, num conjunto com cerca de 15 a 20 m de espessura.

#### **II.1.1.1.3. Perfil da Praia da Mareta**

A praia da Mareta situa-se a Sul de Sagres (37°0'20.00"N, 8°56'18.92"W), este perfil representa uma secção de referência, com cerca de 100 metros de espessura, do Jurássico Médio a Superior da Bacia Algarvia. Esta secção foi atribuída ao Bajociano superior ao Kimmeridgiano inferior (Choffat, 1887; Rocha, 1976).

Localiza-se aqui o único perfil geológico do conjunto das formações Bajociano-Calovianas de fácies transrecifal. O estudo deste perfil é fundamental para a compreensão de toda a dinâmica de sedimentação durante o Dogger (Rocha, 1979).

A base deste perfil é representada por um biostroma, este corpo recifal é formado por numerosos polipeiros ramosos ou maciços, em posição de vida, que constituem o esqueleto do recife, ainda é possível observar localmente radiolas de ouriços, alguns braquiópodes e grandes lamelibrânquios (Rocha, 1976). No topo deste bioherme é possível observar figuras de carsificação, nomeadamente, paleocarsificações, neste caso, preenchidas pelo calcoarenito por vezes conglomerático do Bajociano, esta evidência indica que carsificação terá ocorrido antes do Bajociano superior e que portanto, este corpo coralífero é de idade Aaleniano a Bajociano inferior (Rocha, 1976).

Posteriormente ocorre uma sucessão com aproximadamente 30 m de espessura, de idade Bajociano superior - Batoniano, constituída por calcários bioclásticos com Zoophycos (Rocha, 1976).

A esta sobrepõe-se uma sucessão, com cerca de 64 m de espessura, formada por margas cinzentas, que incluem uma intrusão máfica, estas passam para o topo da

sucessão, a calcários margosos com várias camadas afetadas por escorregamentos gravitacionais de tipo slumping (Figura II.5. (b)).

Segundo Rocha (1976), as amonites recuperadas desta sucessão permitiram distinguir as Cronozonas Bullatus (primeiro designada de Cronozona Macrocephalus) (Caloviano inferior), Coronatum (Caloviano médio) e Athleta (Caloviano superior).

O perfil termina com uma discordância angular, marcada pela presença de uma camada de aspeto conglomerático com abundante macrofauna do Oxfordiano médio (Cronozona Plicatilis), a que se seguem calcários dolomitizados, de idade provável Oxfordiano superior - Kimmeridgiano (Rocha, 1976).

### **II.1.1.2. Algarve Oriental**

#### **II.1.1.2.1. Perfil do Telheiro**

O perfil do Telheiro localiza-se a noroeste de Estoi, tem coordenadas 37°6'44,78''N, 7°55'52.05''W. Este constitui parte do afloramento do Caloviano com maior expressividade na sub-bacia Oriental. A observação do afloramento do Telheiro e nomeadamente, as primeiras camadas da sucessão, foi facilitada pela existência de um barreiro de uma indústria extrativa artesanal abandonada, de argilas ílíticas carbonatadas (Manuppella *et al.*, 1987).

Este perfil é essencialmente constituído por um conjunto de margas acinzentadas alternadas casualmente por bancadas de calcário margoso (Figura II.6). Na base da sucessão, embora a rara presença de amonites, estas permitiram datar este perfil do Caloviano inferior, mais especificamente à Cronozona Bullatus. A presença mais acentuada de amonites para o topo da sucessão, permitiu datar igualmente a Cronozona Gracilis (Caloviano inferior) (Marques & Rocha, 1988a).

No topo do perfil é possível observar calcários compactos por vezes até conglomeráticos, terminando com uma superfície erosiva onde se observa componentes ferruginosos análogos ao que observado e por sua vez descritos por Rocha (1976) na sub-bacia Ocidental, correspondendo assim à passagem do Caloviano-Oxfordiano. A componente fossilífera observada neste perfil mostra que a Bacia Algarvia, no Caloviano inferior, pertencia à província sub-mediterrânica de domínio tetisiano (Manuppella *et al.*, 1987; Marques & Rocha, 1988a).

#### **II.1.1.2.2. Perfil do Cerro da Rocha**

O perfil chamado de Cerro da Rocha situa-se nas proximidades da estrada N514, perto da localidade de São Brás de Alportel (37°8'14,25''N, 7°51'48.77''W). Este constitui essencialmente numa alternância de bancadas de calcários margosos centimétricos a métricos (~0,20 – 1,5 m) com pacotes margosos maioritariamente métricos (~0,60 – 3,5 m) (Figura II.7). Esporadicamente, na base, a meio, e no topo do perfil são notáveis 3 níveis de construções recifais em bancadas de pouca espessura, na base e a meio do perfil (0,60 - 1 m), enquanto no topo da sucessão esta bancada atinge cerca de 3 metros. Esta sucessão tem cerca de 40 metros de espessura formada essencialmente por alternâncias de margas e calcários margosos, pertencentes à unidade estratigráfica Calcários Margosos e Margas de Peral (Marques, 1983).

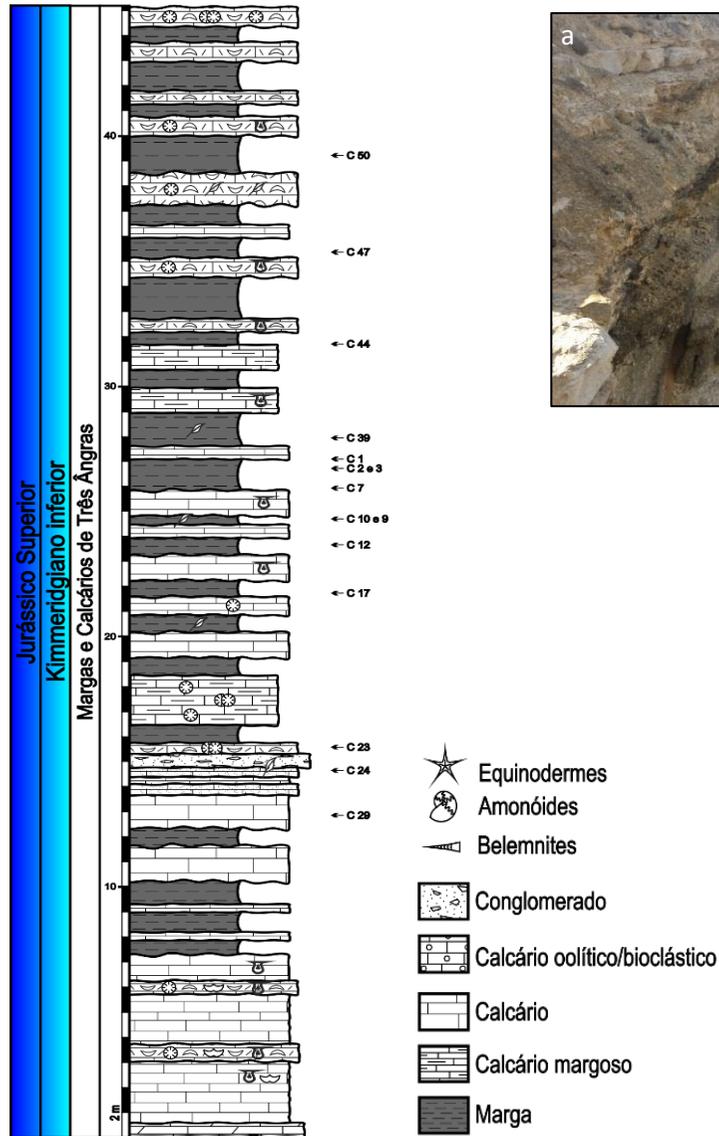


Figura II.3. Perfil estratigráfico do afloramento da Baía de Três Ângras (adaptado de Borges, 2012) a. Acesso ao afloramento; b. Seccção do perfil da Baía de Três Ângras onde é bem visível o intervalo margoso; c. Panorâmica da alternância de margas e calcários e calcários margosos.

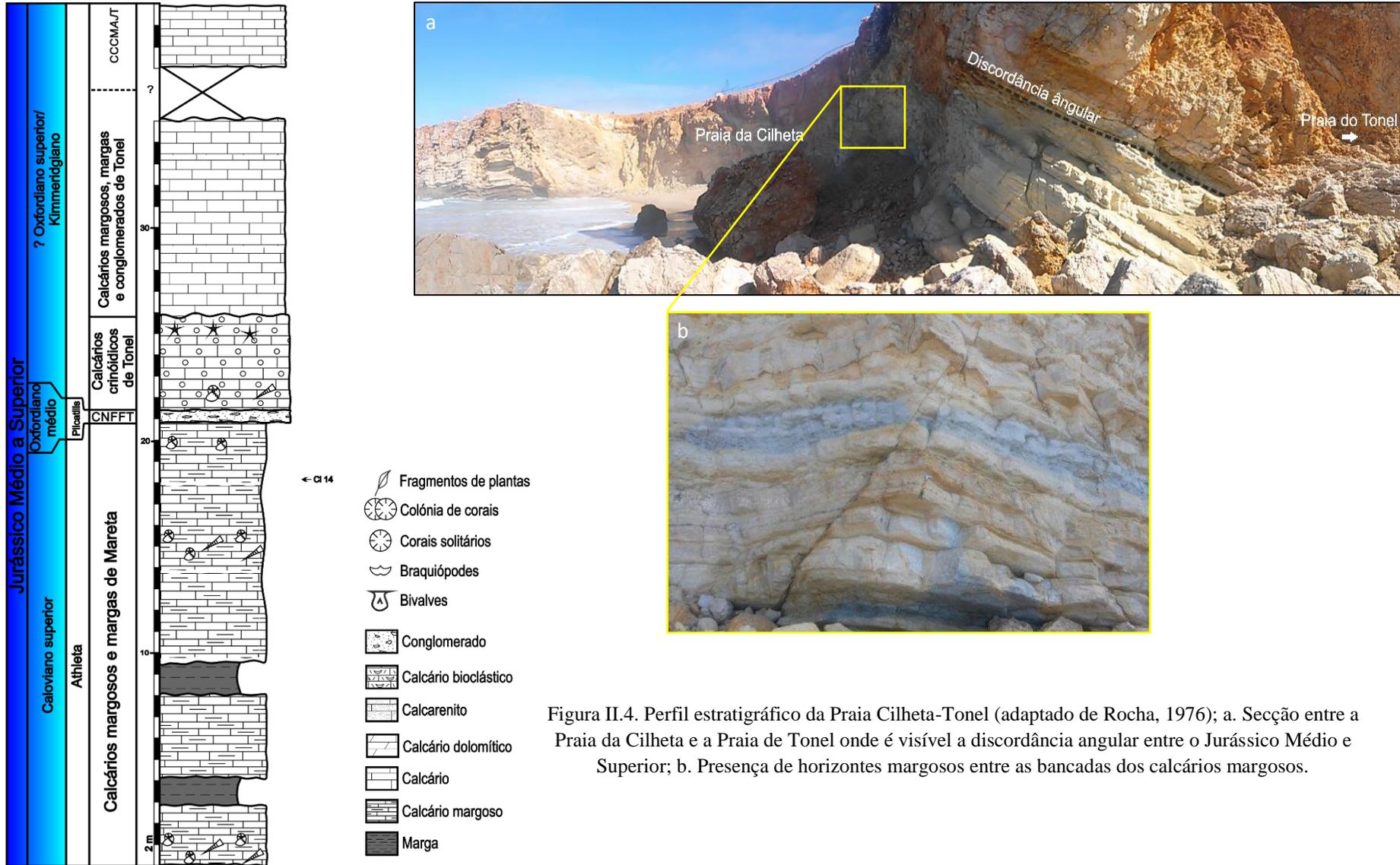


Figura II.4. Perfil estratigráfico da Praia Cilheta-Tonel (adaptado de Rocha, 1976); a. Secção entre a Praia da Cilheta e a Praia de Tonel onde é visível a discordância angular entre o Jurássico Médio e Superior; b. Presença de horizontes margosos entre as bancadas dos calcários margosos.

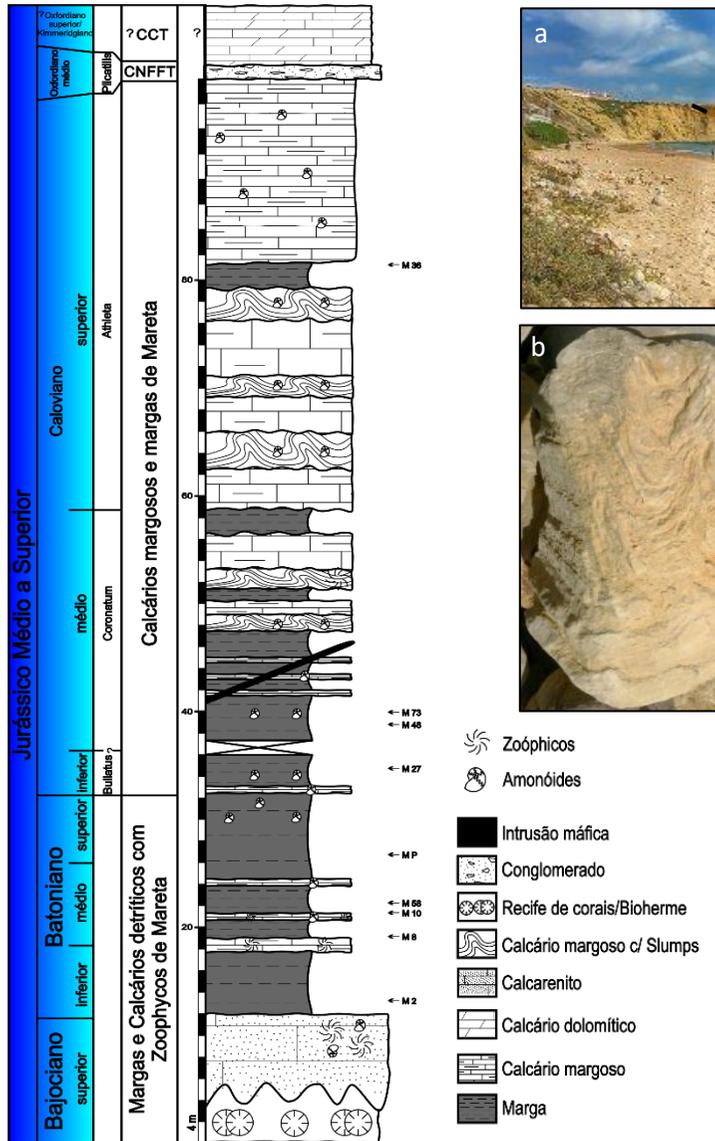


Figura II.5. Perfil estratigráfico da Praia da Mareta (adaptado de Rocha, 1976); a. Secção da Praia da Mareta com a visível inconformidade entre o Jurássico Médio e Superior à esquerda da imagem, por outro lado, assinalado com a seta à direita da foto se situa, uma das particularidades deste perfil, o biostroma da Praia da Mareta; b. Amostra de calcário com estrutura de *slumped*; c. Afloramento do batoniano médio/superior, intervalo mais margoso em toda praia; d. Bancada de calcário margoso com zoophycos; e. *Zoophycos* presente na bancada ilustrada em d.

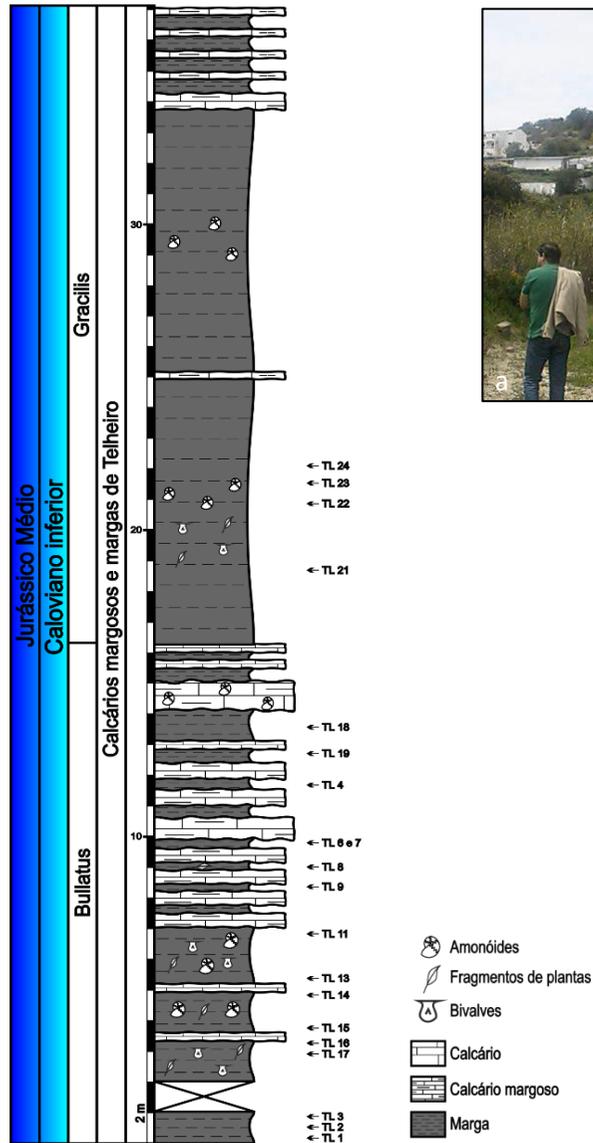


Figura II.6. Perfil estratigráfico afloramento do Telheiro (adaptado de Borges, 2012) a. Panorâmica do afloramento; b. Alternância marga - calcário margoso; c. Componente margosa dominante.

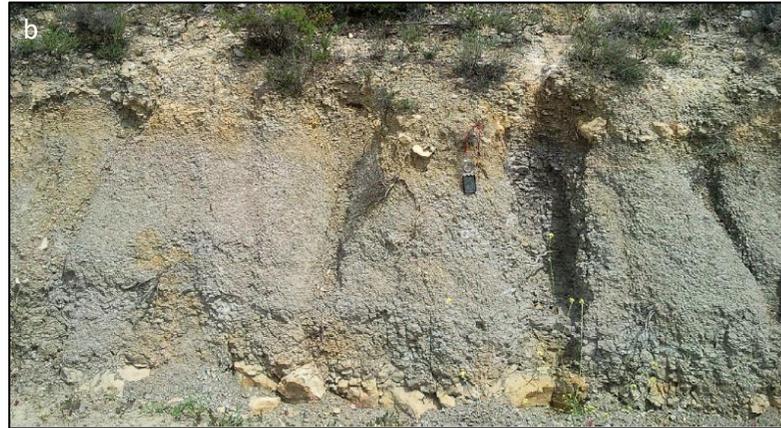
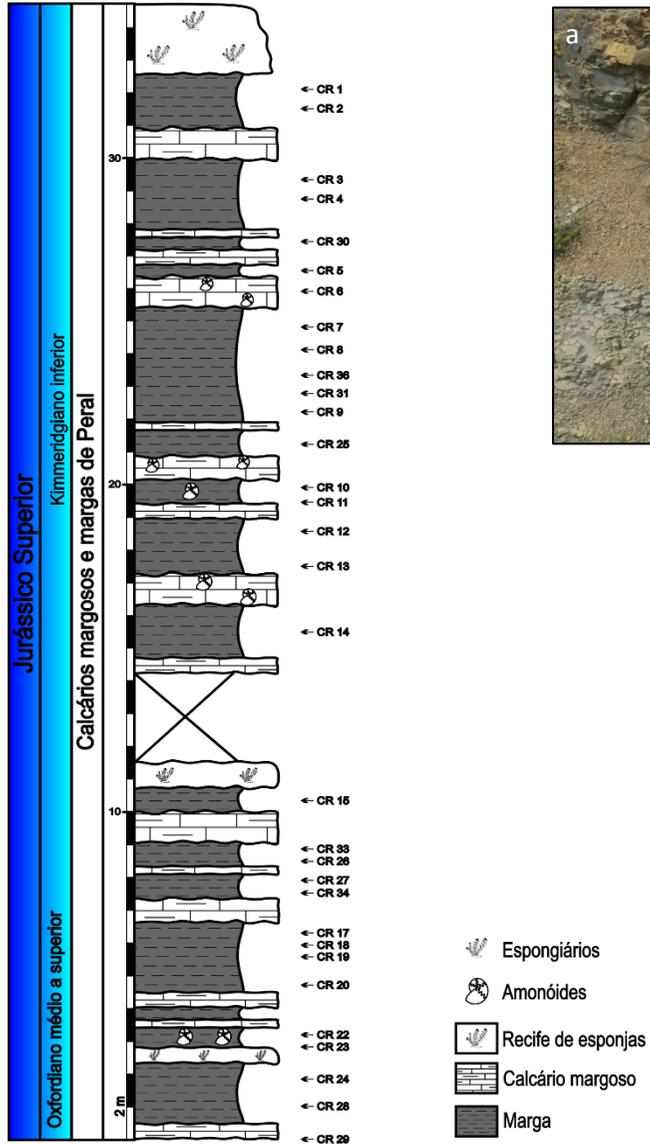


Figura II.7. Perfil estratigráfico afloramento do Cerro da Rocha (adaptado de Borges, 2012) a. Alternância de marga com calcário margoso em bancadas espessas b. Domínio margoso alternado com pequenos níveis de calcário margoso.

## II.2. Trabalho Laboratorial

Após o trabalho de campo seguiu-se um extenso trabalho laboratorial onde foram aplicadas uma multiplicidade de técnicas, desde a petrografia à geoquímica isotópica, passando pela geoquímica orgânica.

### II.2.1. Petrografia Orgânica

Na caracterização da matéria orgânica jurássica da Bacia do Algarve, utilizaram-se os mais importantes métodos de petrografia orgânica:

- Palinofácies (tipo de MO e ambiente deposicional);
- Cor (TAI) e fluorescência dos Palinomorfos (tipo de MO e nível de maturação);
- Poder refletor da vitrinite (maturação da MO);

#### II.2.1.1. Reconhecimento Palinofaciológico

A análise de palinofácies foi realizada na Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, não tendo o mesmo equipamento utilizado na técnica de cor e fluorescência dos palinomorfos (realizado na Universidade do Algarve), esta realizou-se com um microscópio ótico comum, não contendo um equipamento de incidência de fluorescência.

As lâminas organopalinológicas foram aproveitadas da técnica de cor e fluorescência dos palinomorfos, processo futuramente descrito (ver II.2.1.2.1).

Tendo entre uma a três amostras por perfil (Tabela II.2), existiu a necessidade de abranger todos os intervalos em estudo (Batoniano inferior-Kimmeridgiano inferior).

Tabela II.2. Amostras analisadas no reconhecimento palinofaciológico.

Carrapateira (2)	Cilheta-Tonel (1)	Mareta (3)	Telheiro (2)	Cerro da rocha (2)
C23	Ci14	M8	TL3	CR20
C44		M58	TL18	CR7
		M48		

A análise de palinofácies consistiu na determinação da abundância relativa dos componentes da matéria orgânica particulada, percorrendo a lâmina até chegar a uma contagem de 300 de partículas (Figura II.8), posteriormente transformada em percentagem. As contagens basearam-se nos três grandes grupos da matéria orgânica particulada: Matéria orgânica amorfa (MOA), fitoclastos (opacos e não opacos) e palinomorfos (marinho e terrestre); estes dados foram projetados de seguida num

diagrama triangular (Figura II.9). O processo de contagem realizou-se com espaçamento de 150 a 200  $\mu\text{m}$  entre cada partícula situada no fio do retículo.

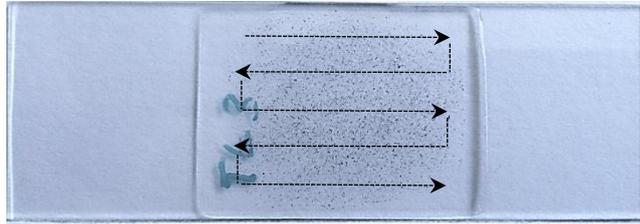


Figura II.8. Esquema representando o percurso da contagem dos grupos de matéria orgânica particulada.

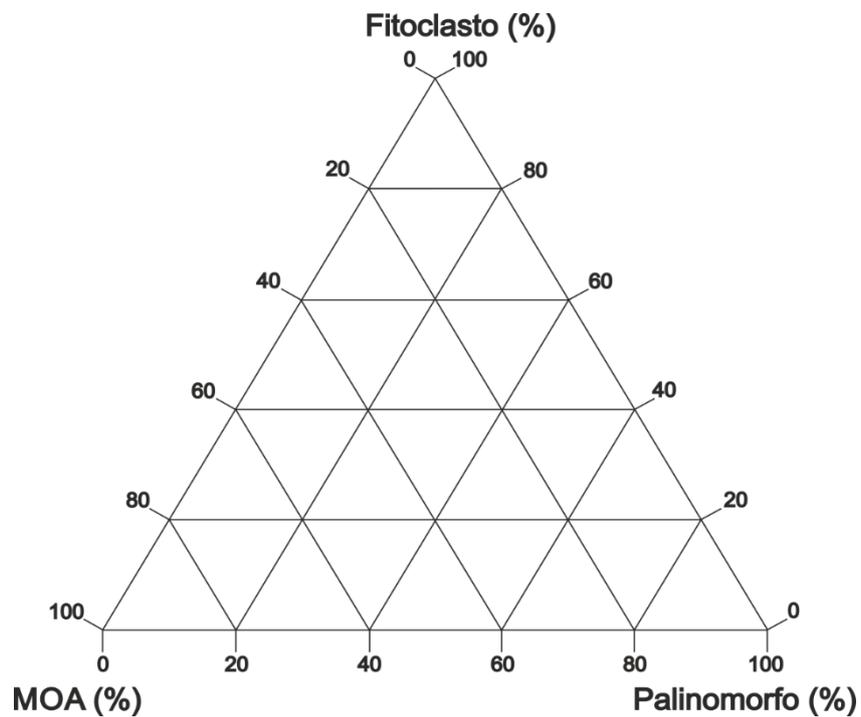


Figura II.9. Diagrama triangular ilustrando a relação entre os 3 grupos da matéria orgânica particulada (adaptado de Tyson, 1995).

### II.2.1.2. Maturação Térmica

A análise e observação, mas também a elaboração de lâminas para as técnicas de maturação térmica, foram realizadas na Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade do Algarve, no Campus de Gambelas, em Faro. A utilização de todo o material necessário ao procedimento destas técnicas foi disponibilizado, onde foi possível usufruir de material qualificado a fim de aplicar com precisão as duas técnicas de maturação.

Na elaboração de lâminas apropriadas às técnicas de maturação existe todo um cuidado no processo laboratorial assim como no número de lâminas a realizar. Nesta base, realizaram-se 15 lâminas para cada técnica com vista no estudo da maturação térmica [cor (TAI) e fluorescência dos palinomorfos e poder refletor da vitrinite] escolhendo o número de amostras dependendo de cada perfil e da sua extensão (Tabela II.3).

Tabela II.3. Distribuição de lâminas/amostras por cada perfil para os métodos de cor e fluorescência de palinomorfos e análise do poder refletor da vitrinite.

Carrapateira (3)	Cilheta-Tonel (1)	Mareta (5)	Telheiro (3)	Cerro da rocha (3)
C23	Ci14	M10	TL11	CR20
C44		M58	TL3	CR7
C10		M73	TL18	CR11
-	-	M8	-	-
-	-	M48	-	-

#### II.2.1.2.1. Cor de Fluorescência dos Palinomorfos

Para a realização de uma lâmina apropriada ao estudo da cor e fluorescência dos palinomorfos, realizaram-se os seguintes passos (Figura II.10):

- Reter um pouco de resíduo orgânico, com a ajuda da pipeta, para uma lamela, dispersando cuidadosamente o resíduo (a);
- O processo seguinte é o de secagem (ao ar livre ao abrigo de poeiras), isto é, o resíduo orgânico espalhado na lamela é misturado em água, sendo esta fase essencial à elaboração da lâmina com resíduo orgânico seco (b);
- Colocar resina catalisadora poliéster à mistura de um solidificador (1% em relação à quantidade de resina), numa lâmina e, antes de esta secar, colocar a lamela (com o resíduo orgânico devidamente seco) por cima, para que o resíduo fique retido na resina (c e d);
- Por fim, passa-se a outra fase de secagem ao ar livre, para que a resina solidifique criando assim a lâmina final (e).

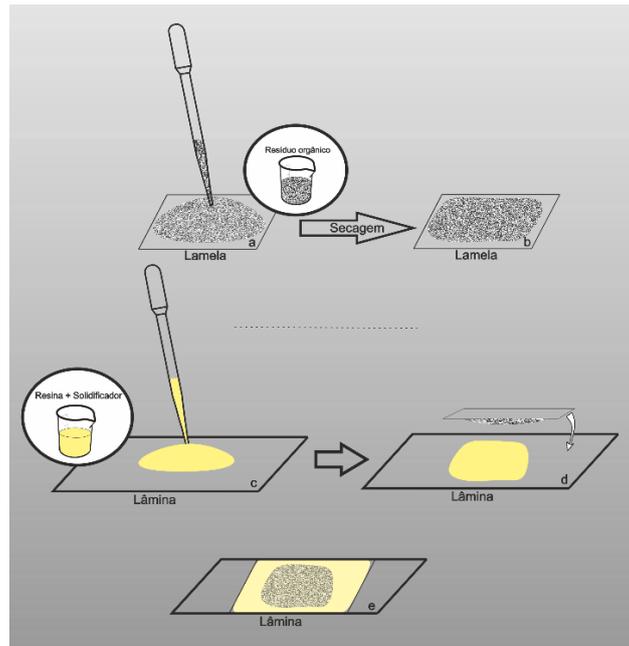


Figura II.10. Preparação de uma lâmina palinofaciológica.

#### II.2.1.2.2. Análise do Poder Refletor da Vitrinite

Para o estudo do poder refletor da vitrinite a realização de uma lâmina apropriada é um pouco mais complexa. O método de preparação usado difere dos métodos comuns, isto é, neste caso de estudo não foi utilizado o método de *oldrock* ou o da realização de *plugs*. Este método consiste na preparação de uma lâmina onde uma resina aplicada retém o resíduo orgânico em partículas espalhadas ao acaso, no entanto, esta preparação necessita também de um polimento próprio para a observação ao microscópio de partículas límpidas/polidas (ver II.2.1.2.2.1).

Como dito anteriormente, o processo de realização de uma lâmina apropriada ao estudo do poder refletor da vitrinite é complexo, assim este necessita de múltiplas fases (Figura II.11):

- Antes de reter resíduo orgânico na lamela, como feito anteriormente na lâmina de palinofácies, borrifa-se a lamela com um lubrificador a seco (veremos posteriormente com que propósito) e deixar secar apenas uns segundos (a);
- Reter um pouco de resíduo orgânico com a ajuda de uma pipeta para a lamela, neste caso evitando a dispersão, deixando assim as partículas do resíduo, aglomeradas (b);
- Após o resíduo orgânico estar na lamela, assim como no processo anterior, aguarda-se pela secagem ao ar livre do resíduo orgânico (c);

- Após a secagem, num processo paralelo, prepara-se uma resina catalisadora poliéster com solidificador (1% em relação à quantidade de resina) e retém-se a preparação para uma lâmina (d);

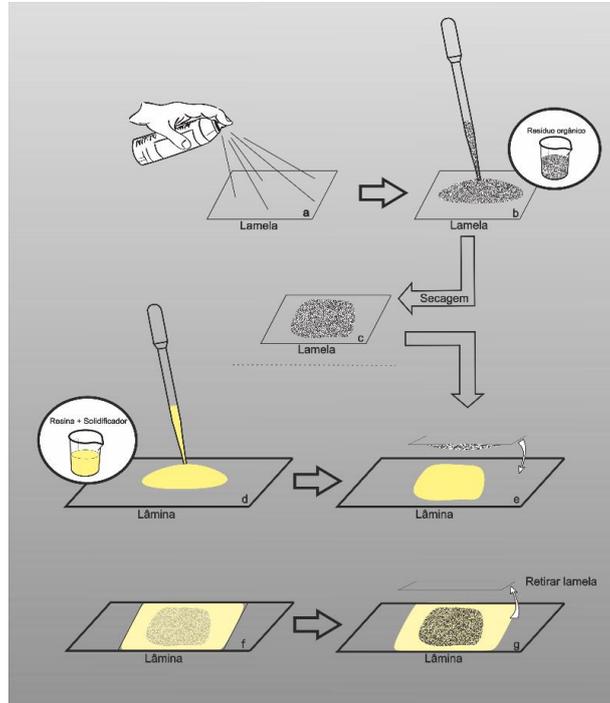


Figura II.11. Preparação de uma lâmina apropriada à técnica do poder refletor da vitrinete.

- Antes de a preparação secar, coloca-se a lamela de modo a embeber o resíduo orgânico na resina (e);
- Deixar secar a preparação (f);
- Para terminar a lâmina, basta agora retirar a lamela deixando assim o resíduo orgânico aprisionado na resina (g).

#### II.2.1.2.2.1. Polimento

Após a realização do conjunto de lâminas para a análise do poder refletor, passa-se à fase de polimento (Figura II.12), etapa necessária para que possa analisar um maior número de partículas com o melhor polimento possível, para uma análise mais precisa. Assim, este polimento feito à mão constitui duas etapas: A primeira, que consiste em retirar a maior parte da resina, que possa estar ao de cima das partículas de resíduo orgânico aprisionado, com a ajuda de lixas de água (granulometria P1200); a segunda etapa consiste em eliminar as ranhuras criadas pela superfície abrasiva da lixa de água

(primeira fase de polimento) e assim aumentar a resolução quando observado no microscópio. Para isso, efetua-se um outro polimento com pó de alumina à mistura de água ( $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{H}_2\text{O}$ ) com a ajuda de um tapete de polimento. Este último, é feito em três sub etapas de polimento que consiste em passar as lâminas com o pó de alumina em três tipos de granulometria (1  $\mu\text{m}$ , 0.3  $\mu\text{m}$ , 0.05  $\mu\text{m}$ ), sempre por ordem decrescente, a fim de se obter um polimento apropriado à análise de partículas como vitrinite e inertinite.

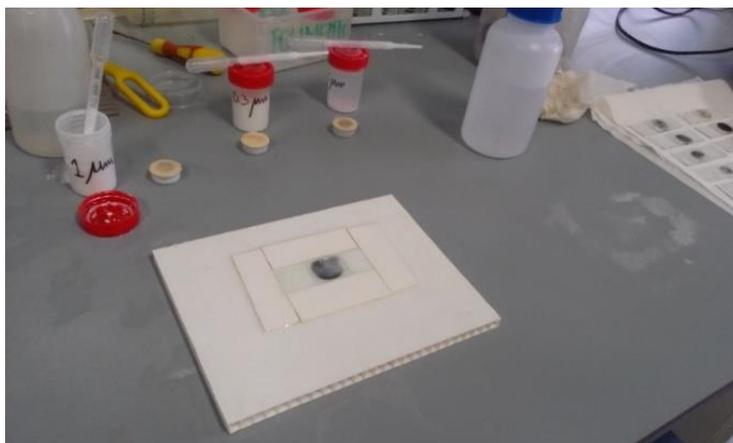


Figura II.12. Ilustração da fase de polimento a pó de alumina.

#### II.2.1.2.2. Observação ao Microscópio

Para ambas as técnicas de maturação utilizou-se um microscópio Olympus BX 51 com câmara digital acoplada, sendo este bastante versátil permitindo-nos obter três tipos de luz essenciais aos estudos realizados: a luz refletida (preto e branco), a luz transmitida (a cores) e a lâmpada de fluorescência (a cores), mas sendo impossível a utilização em simultâneo da luz refletida e de fluorescência. Para o auxílio da observação utilizou-se o programa Cell-a com inúmeras ferramentas mas servindo essencialmente para fotografar parte da matéria orgânica particulada, tendo escala apropriada para cada objetiva. É importante também referir que todo este procedimento foi realizado em condições de pouquíssima luz exterior para que não interferisse na análise. Para a técnica de cor e fluorescência dos palinórfos realizaram-se dois tipos de análise, a análise do TAI, com base na cor dos esporos e pólen (quando não encontrado nenhum esporo), utilizando luz transmitida e a análise da fluorescência e do *fading* (positivo ou negativo) dos palinórfos, utilizando luz de fluorescência. Para este tipo de lâminas foi mais frequente o uso das objetivas de 40x e 60x.

Para determinar o poder refletor da vitrinite utilizou-se somente a luz refletida com objetiva de 50x e um óleo de imersão (índice de reflexão: 1.516 a 23°C) que permite

reter um máximo de luz refletiva para a objetiva utilizada. Para a análise usou-se a ferramenta VITRINITE que trabalha com o programa mirone, onde foi analisado imagens digitais a preto e branco (8 bits) de partículas de vitrinite. Antes de qualquer análise utilizando as ferramentas mencionadas para obtenção do poder refletor da vitrinite, é importante fazer uma calibração do sistema para valores de refletividade em óleo, onde se utilizaram

os seguintes padrões: 0.428%, 0.595%, 1.715%, 3.15% e 5.37% (Figura II.13). A análise das amostras selecionadas realizou-se a partir do poder refletor de, no mínimo 30 partículas por cada amostra, em uma superfície límpida, criando assim uma população aceitável (Figura II.14).

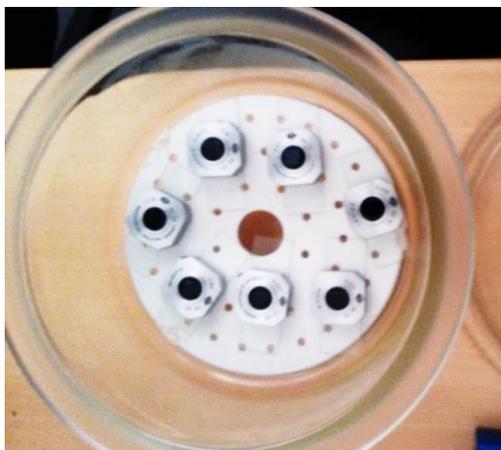


Figura II.13. Padrões de refletividade em óleo.

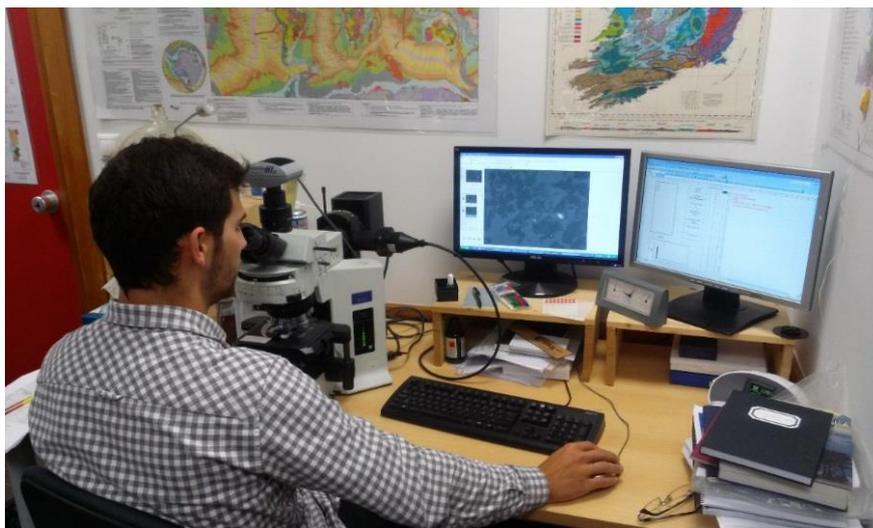


Figura II.14. Análise do poder refletor da vitrinite com as diferentes ferramentas associadas.

## II.2.2. Geoquímica Orgânica

### II.2.2.1. Pirólise Rock-Eval

A pirólise Rock-Eval é uma técnica desenvolvida pelo Instituto Francês do Petróleo (IFP) que consiste na simulação do processo natural de maturação térmica da matéria orgânica. O equipamento queima a amostra de rocha, aproximadamente 1g, cuja interpretação fornece resultados sobre o potencial de geração da amostra analisada. Esta técnica foi realizada no laboratório Environmental & gas/isotope geochemistry na Alemanha, para onde foram enviadas 4 amostras de rocha, uma por cada perfil (exceto o perfil de Cilheta-Tonel), a 63  $\mu\text{m}$ , medida apropriada.

Para classificar o tipo e a origem do material presente, foram projetados os dados obtidos, no diagrama de Van Krevelen [Índice de Hidrogénio (IH) *versus* Índice de Oxigénio (IO)], que permite relacionar o IH e o IO para a classificação do tipo de querogénio em tipo I, II, III ou IV (Figura II.15).

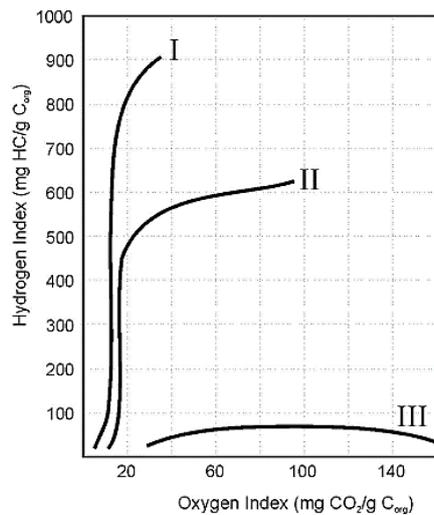


Figura II.15. Diagrama IH/IO ilustrando tipos de querogénio (after Espitalie *et al.*, 1977) (retirado de Peters 1986).

### II.2.3. Geoquímica Isotópica

As análises isotópicas foram concretizadas no Instituto MAREFOZ – Centro de Ciências do Mar e Ambiente, situado na Figueira da Foz, pertencendo à Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra. Neste laboratório foram proporcionadas todas as ferramentas necessárias e no qual houve oportunidade de aprender todo o processo para a preparação das amostras à entrada do espectrómetro de massa, com vista à análise isotópica do carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) da matéria orgânica.

Para esta técnica analisaram-se amostras de 4 dos 5 perfis presentes neste estudo, concretamente:

- Baía de Três Ângras (Carrapateira);
- Praia da Mareta;
- Telheiro;
- Cerro da Rocha.

No perfil de Cilheta-Tonel as unidades calovianas não são tão ricas em matéria orgânica quanto às unidades da mesma idade do perfil da Praia da Mareta e o número de amostras para este perfil é reduzido. Não tendo muitas amostras ao longo do perfil, e conseqüentemente não se podendo reproduzir uma curva isotópica plausível, o perfil de Cilheta-Tonel não fez parte desta análise.



Figura II.16. Espectrómetro de massa (IRMS), do MAREFOZ.

Foram assim analisadas um total de 76 amostras, distribuídas por cada perfil, para analisar a variação do  $\delta^{13}\text{C}$  e a sua razão isotópica comparando assim perfis do Algarve

Ocidental e Oriental. Esta análise requer duas fases de processamento de amostras antes da entrada no espectrómetro de massa (Figura II.16). Assim como as técnicas anteriores, a análise isotópica realizou-se em amostras desmineralizadas, procurando assim uma resposta do carbono em resíduos orgânicos.

Primeiramente, procedeu-se à secagem sendo que o resíduo orgânico encontrava-se conservado em água. Para isso, retiramos o suficiente de cada amostra (<1 um) em cápsulas, para posteriormente passar à estufa a 35°C , não querendo afetar as amostras tendo como único objetivo a evaporação da água de conservação (Figura II.17).

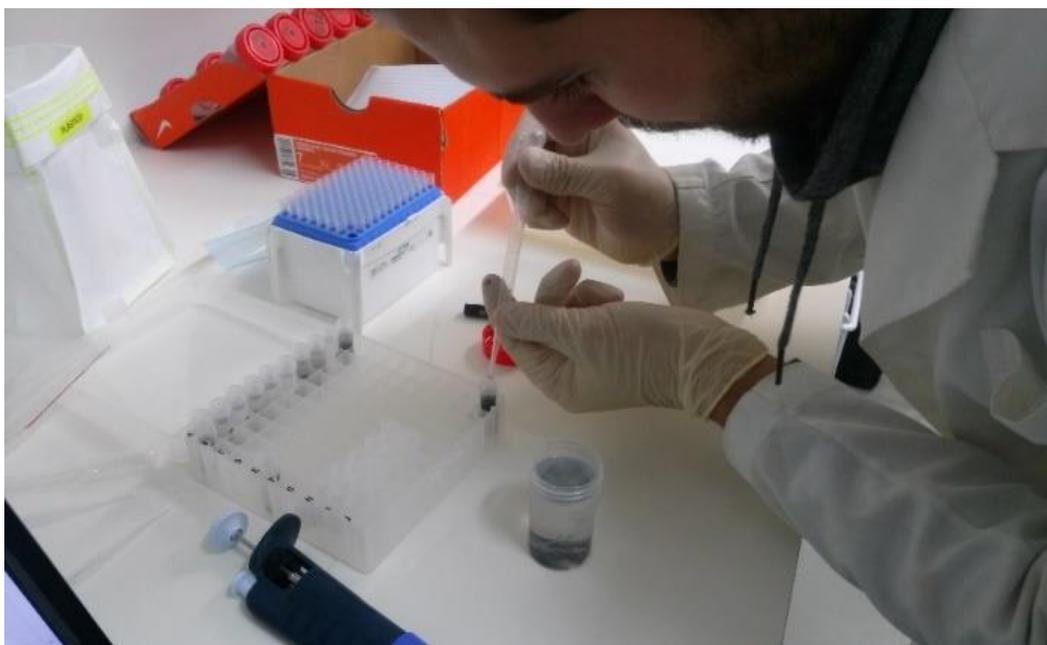


Figura II.17. Introdução do resíduo orgânico para cápsulas antes da passagem à estufa.

Posteriormente, com a totalidade dos resíduos orgânicos secos, passou-se ao processo de pesagens (Figura II.18), é importante que as quantidades de cada amostra sejam semelhantes para a entrada no IRMS (entre 0,70 e 0,80 mg) a fim de se obter uma maior resolução nos resultados. Esta fase consiste em retirar das cápsulas de secagem, aproximadamente a mesma quantidade de resíduo orgânico, a cada amostra, para recipientes apropriados de alumínio (prontos para a combustão no IRMS). Posteriormente, as amostras são pesadas numa microbalança ( $10^{-7}$  g), a fim de calibrar a quantidade de cada amostra, levada para análise. Por fim, as amostras já pesadas são organizadas antes da passagem ao espectrómetro.



Figura II.18. Pesagens; a<sub>1</sub>-Retirar resíduo de cápsula de secagem; a<sub>2</sub> e a<sub>3</sub>-Por resíduo em recipiente próprio ao IRMS; b<sub>1</sub> e b<sub>2</sub>-pesagem da amostra; c<sub>1</sub>-empacutamento do recipiente com o resíduo orgânico, c<sub>2</sub>- Resultado final, amostra pronta à passagem no IRMS.



## CAPÍTULO III. RESULTADOS

---

De acordo com os objetivos e aspetos metodológicos descritos no capítulo anterior, são apresentados neste capítulo os resultados obtidos em termos da Petrografia orgânica, Geoquímica orgânica e Geoquímica isotópica.

### III.1. Petrografia Orgânica

Apresentam-se aqui os resultados do reconhecimento palinofaciológico assim como os resultados das técnicas de maturação térmica: cor (TAI) e fluorescência dos palinomorfos e o poder refletor da vitrinite.

#### III.1.1. Reconhecimento Palinofaciológico

Tal como referido anteriormente, este estudo foi realizado sem análise de fluorescência, pretendendo-se apenas ter uma visão genérica dos principais componentes da MO. Na análise da matéria orgânica particulada, efetuada em 10 amostras, observaram-se constituintes dos três principais grupos: fitoclasto (opaco/não opaco), palinomorfo (marinho/terrestre) e matéria orgânica amorfa (MOA). De acordo com a análise da Tabela III.1 e das Figuras III.1, 2 e 3, que mostram as proporções de cada um dos distintos grupos morfológicos observados nas amostras que foram selecionadas de forma criteriosa em função de cada unidade litostratigráfica, podem-se retirar as seguintes constatações, apresentadas para cada perfil.

Tabela III.1. Resultados do reconhecimento palinofaciológico por contagem de partículas.

Corte	Amostra	Litoestratigrafia	Idade	GRUPOS E SUB-GRUPOS				
				Palinomorfos (%)		Fitoclastos (%)		MOA (%)
				Marinhos	Terrestres	Opacos	Não-Opacos	
Sub-Bacia Ocidental	Carrapaterra C23	Margas e calcários da Baía de Tres Ánguas	Kimmeridgiano inferior	1	11,3	47,6	11	29
				C44	0	5,3	34,6	20
	Cilheira-Tonel Ci14	Calcários margosos e margas da Mareta	Caloviano Superior	22	16	26,3	19,6	16
	Praia da Mareta M8	Margas e calcários detriticos c/ Zoophycos de Mareta	Batoniano Inferior	18,3	25,3	26,3	30	0
			Batoniano médio	15	12,3	37,6	35	0
		M48	Calcários margosos e margas da Mareta	Caloviano médio	14,3	25,6	36	24
Sub-Bacia Oriental	Telheiro T13	Calcários margosos e margas do Telheiro	Caloviano inferior	16,6	20,3	28	33,6	1,3
				T118	16,6	20	27	31,3
	Cerro da rocha Cr20	Calcários margosos e margas de Peral	Oxfordiano médio a superior	4	18,3	45,3	31	1,3
			Kimmeridgiano inferior	1	7	53,3	37	1,6

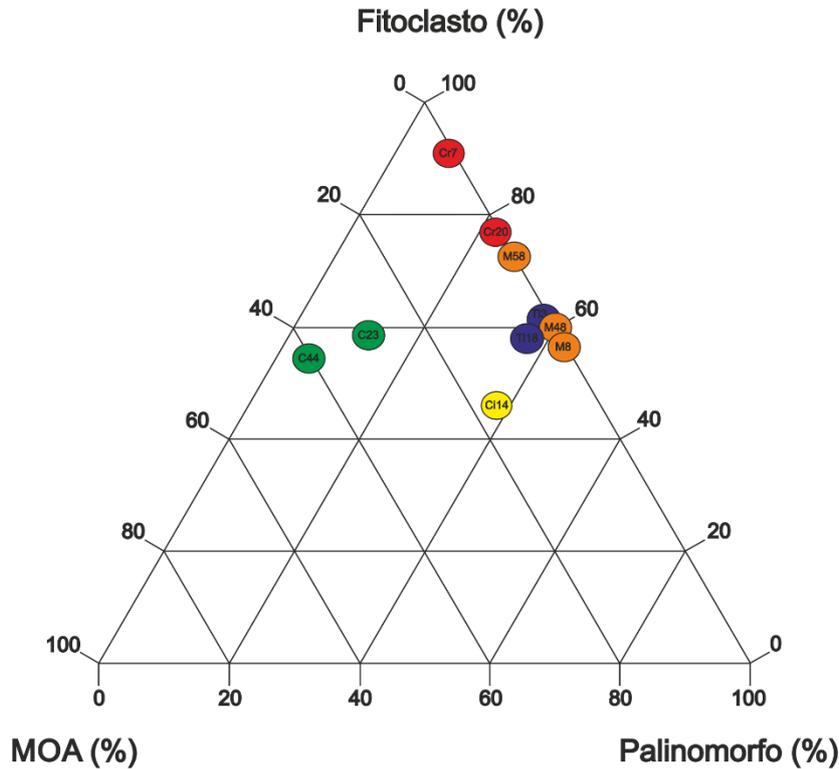


Figura III.1. Diagrama triangular (adaptado de Tyson, 1995), distribuição dos 3 grupos de componentes orgânicos particulados (MOA-Fitoclastos-Palinomorfo) por cada amostra estudada.

### Sub-bacia ocidental

- Baía de Três Angras

As amostras C23 e C44, analisadas neste perfil, pertencem à unidade **Margas e Calcários da Baía de Três Ânguas** do Kimmeridgiano inferior (Tabela III.1).

Em termos gerais os fitoclastos são sem dúvida os constituintes mais abundantes, variando entre 54,6% e 58,6%, sendo o sub-grupo mais abundante o dos fitoclastos opacos (**FO**), aparecendo com valores entre 34,6% e 47,6% enquanto os fitoclastos não-opacos (**FNO**) variam entre 11% e 20% do total das partículas observadas (Figuras III.1, 2, 3 e 4a).

Do universo de amostras analisadas, as amostras deste perfil, são aquelas que apresentam maior quantidade de **MOA**, tendo este constituinte valores de 29% e 40%.

O grupo palinomorfo parece estar pouco presente nestas amostras, comparando com os outros constituintes da matéria orgânica particulada, aparecendo com valores entre 5,3% e 12,3%. Dentro deste, o sub-grupo de palinomorfos terrestre é o mais abundante, exibindo valores entre 5,3% e 11,3%. Tendo em conta este facto, a ocorrência

de palinórfos marinhos é diminuta (1%) ou mesmo inexistente como é o caso da amostra C44 (Figura III.3).

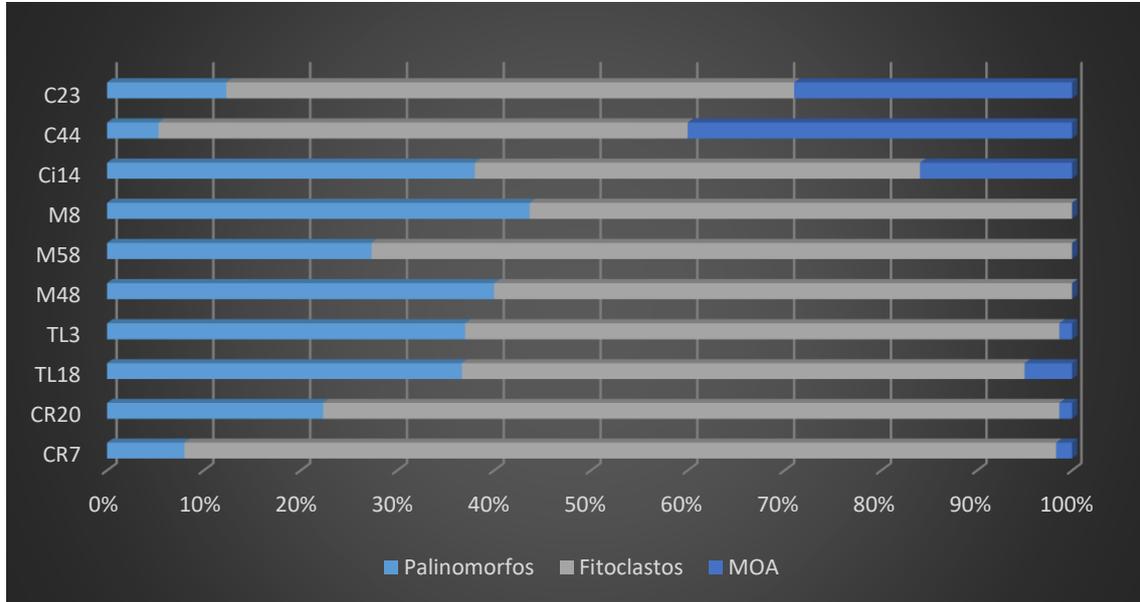


Figura III.2. Variabilidade, por amostra, dos três principais grupos de componentes orgânicos particulados.

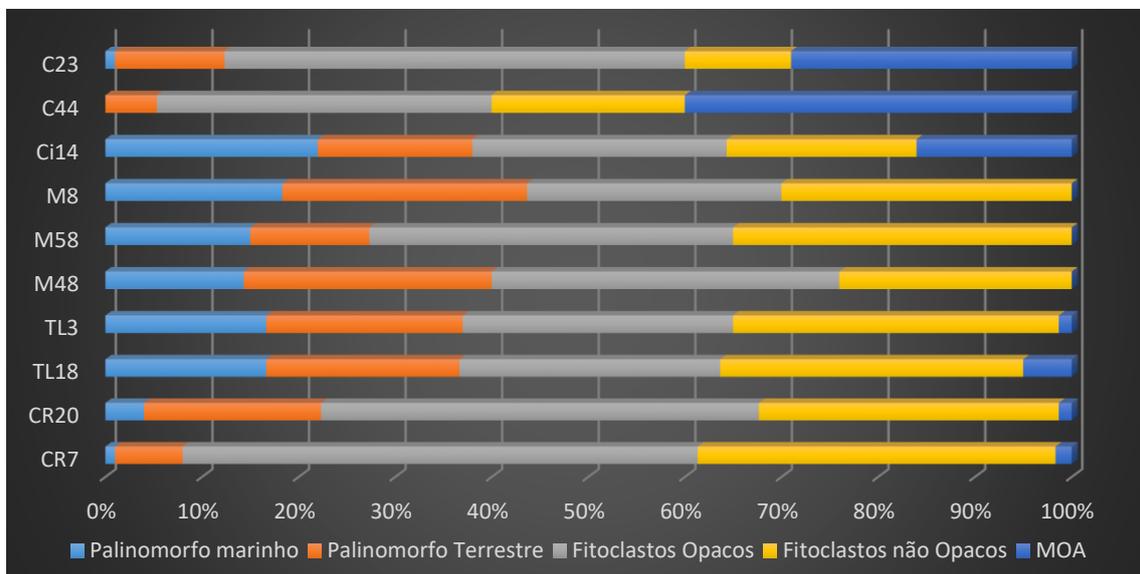


Figura III.3. Variabilidade, por amostra, do total dos componentes da matéria orgânica particulada analisados.

- Praia Cilheta-Tonel

A única amostra analisada neste perfil (Ci14) pertence à unidade **Calcários Margosos e Margas da Mareta** do Caloviano superior. Nesta amostra, os fitoclastos (46%) e os palinomorfos (38%) são os grupos mais abundantes embora a percentagem de **MOA** (16%) seja considerável comparando a ocorrência desta nas restantes amostras e, consequentemente, nas outras unidades (Tabela III.1). Dentro do grupo dos fitoclastos, o sub-grupo mais abundante é o dos **FO** com valores de 26,3% enquanto os **FNO** aparecem com valores de 19,6%. No grupo palinomorfo, o sub-grupo de palinomorfos marinhos aparece com maior frequência (22%) comparando com os palinomorfos terrestres (16%) (Figuras III.1, 2 e 3).

- Praia da Mareta

Para este perfil foram analisadas três amostras (M8, M58 e M48), abrangendo diferentes unidades/intervalos de tempo: as amostras M8 e M58 pertencem à unidade **Margas e Calcários Detríticos com *Zoophycos* de Mareta**, do Batoniano inferior e Batoniano médio, respetivamente. A amostra restante, M48, pertence à unidade **Calcários Margosos e Margas da Mareta** do Caloviano médio.

No geral, para as amostras analisadas deste perfil, os constituintes dominantes são os grupos palinomorfo e fitoclasto, que apresentam valores de 43,6% e 56,3% na amostra M8, 27,3% e 72,6% na amostra M58 e 40% e 60% na amostra M48, respetivamente (Tabela III.1).

Na amostra M8 os fitoclastos mais abundantes são os **FNO**, aparecendo com valores de 30% enquanto os **FO** mostram 26,3%. Nas restantes amostras, M58 e M48, os fitoclastos com maior ocorrência são os **FO** (37,6% e 36%, respetivamente), enquanto os **FNO** aparecem com valores de 35% na amostra M58 e 24% na amostra M48 (Figuras III.1, 2 e 3).

Para o grupo palinomorfo, os palinomorfos marinhos só aparecem com maior frequência na amostra M58 (Figuras III.3 e 4e), com 15%, enquanto os palinomorfos terrestres aparecem com 12,3%. Para as restantes amostras, M8 e M48, os palinomorfos terrestres são dominantes, tendo valores de 25,3% (M8) e 25,6% (M48), enquanto os palinomorfos marinhos não ultrapassam os 20% (18,3% em M8 e 14,3% em M48).

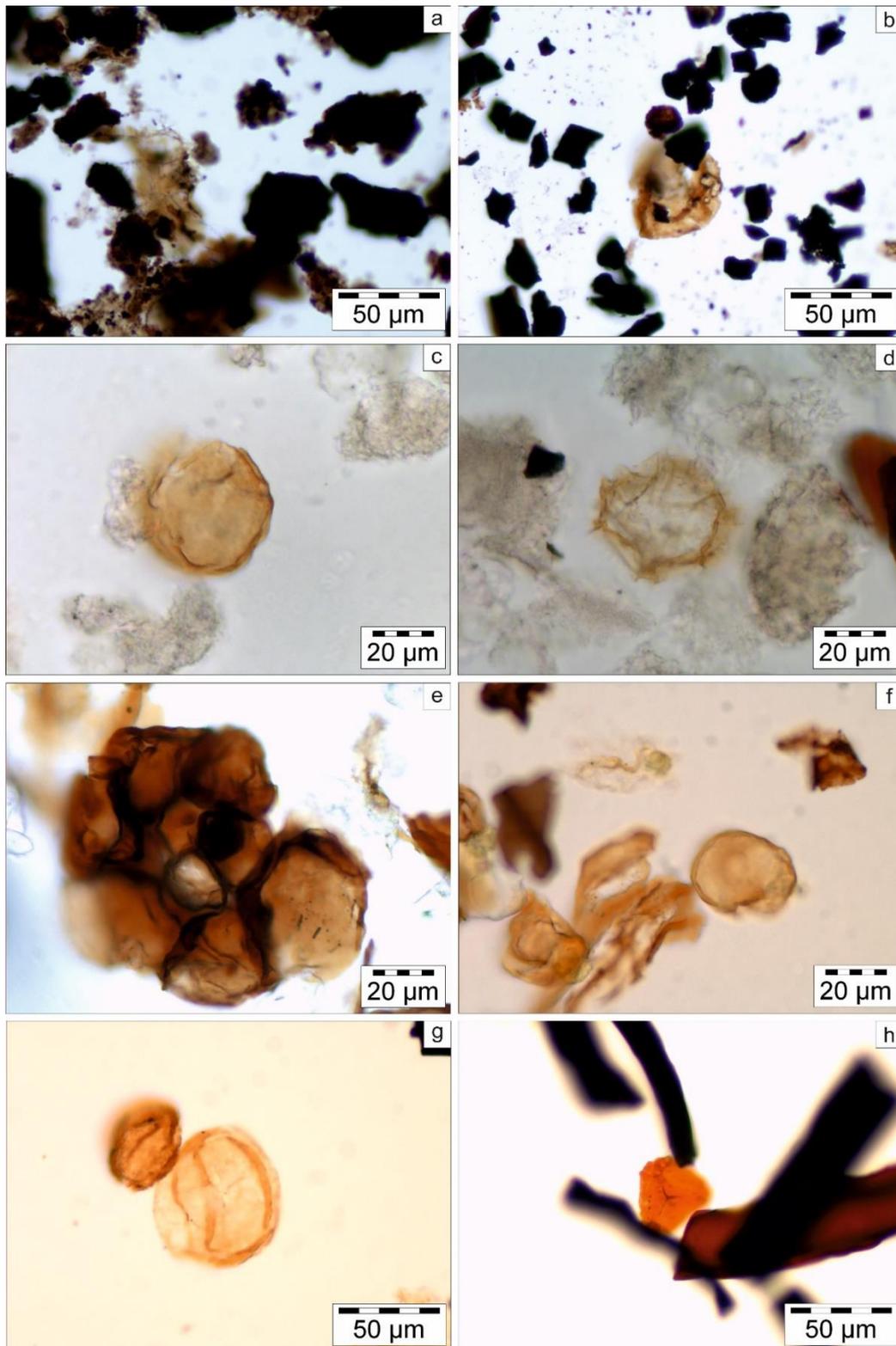


Figura III.4. Associação de componentes orgânicos particulados em luz transmitida, das distintas amostras estudadas: a. Presença de um Dinocisto incolor, MOA e FO (amostra C23; aumento de 60x); b. Pólen rodeado de FO (amostra CR11; aumento de 60x); c. Polén (amostra M10; aumento de 40x); d. Dinoflagelado (amostra M10; aumento de 40x); e. Palinoforaminífero (amostra M58; aumento de 40x); f. Pólenes e FNO (amostra M58; aumento de 40x); g. Pólenes de diferentes tamanhos (amostra TL3; aumento de 60x); h. Esporo rodeado de fitoclastos (amostra TL3; aumento de 60x).

Contrastando com o domínio dos grupos fitoclasto e palinomorfo a **MOA** é inexistente nas amostras analisadas deste perfil (Figuras III.1, 2 e 3).

### **Sub-bacia oriental**

#### ▪ Telheiro

As amostras TL3 e TL18, analisadas para este perfil, pertencem à unidade **Calcários Margosos e Margas do Telheiro** do Caloviano inferior.

No geral, os fitoclastos são o grupo dominante nestas amostras, tendo valores entre 61,6% e 58,3% (Tabela III.1). Dentro deste, o sub-grupo mais abundante é o dos **FNO**, variando entre 33,6% e 31,3% de toda a matéria orgânica particulada, enquanto os **FO** surgem com valores entre 27% e 28% (Figuras III.1, 2 e 3). O segundo grupo com maior expressão é o do palinomorfo, exibindo valores muito próximos (entre 36,6% e 37%); dentro deste, o sub-grupo mais abundante é o dos palinomorfos terrestres (Figura III.4 g e h), com valores igualmente muito semelhantes (entre 20% e 20,3%) enquanto os palinomorfos marinhos mostram valores próximos dos 16,6%.

Com toda esta expressão dominante dos grupos fitoclasto e palinomorfo, a **MOA** mostra valores residuais, exibindo uma expressão inferior a 5%.

#### ▪ Cerro da Rocha

As duas amostras deste perfil, CR20 e CR7, correspondem à unidade **Calcários Margosos e Margas de Peral**, sendo a amostra CR20 do Oxfordiano médio a superior e a amostra CR7 do Kimmeridgiano inferior.

Nestas amostras existe um grande domínio do grupo fitoclasto em relação aos outros constituintes, apresentando valores entre 76,3% e 90,3%. Dentro deste grupo, o sub-grupo dominante é o de **FO**, variando entre 45,3% e 53,3%, enquanto os **FNO** surgem com 31% e 37% do total da matéria orgânica particulada (Tabela III.1).

Em relação ao grupo palinomorfo, este aparece com valores entre 8% e 22,3%. O sub-grupo com maior ocorrência é sem dúvida o dos palinomorfos terrestres com valores variando de 7% e 18,3%, enquanto os marinhos exibem valores inferiores a 4% (Figuras 2 e 3).

O grupo **MOA** é pouco representativo nas amostras analisadas, registando valores abaixo dos 2% (Tabela III.1).

### **III.1.2. Maturação Térmica**

Tal como dito anteriormente, a maturação térmica passa pela conjugação de duas técnicas: a cor (TAI) e fluorescência dos palinomorfos e o poder refletor das partículas de vitrinite. Os resultados obtidos seguem expostos na Tabela III.2.

#### **III.1.2.1. Cor e Fluorescência de Palinomorfos**

Interpretaram-se 15 lâminas palinofaciológicas provenientes dos diversos perfis estudados, sendo que os perfis com maior extensão teriam de ter de ser analisados com um maior numero de amostras (ver Tabela II.2).

##### **Sub-bacia ocidental**

- Perfil da Baía de Três Ângras

Nas amostras deste perfil, as cores de esporomorfos apresentam-se concordantes, na totalidade das amostras analisadas, apresentando valores de TAI de 3-, exibindo cores de fluorescência que vão do amarelo dourado ao laranja (Tabela III.2).

- Perfil da Praia de Cilheta-Tonel

Os resultados da única amostra deste perfil (Ci14) foram algo problemáticos, aparecendo com inúmeras cores de florescência, variando do amarelo limão ao laranja torrado, não havendo consistência na fluorescência das partículas. Por outro lado, em luz transmitida, as cores dos esporomorfos parecem ter desaparecido, não podendo definirem-se valores de TAI. É de realçar que, embora não haja solidez de resultados, nas cores de fluorescência, o *fading* das partículas observadas é sem dúvida positivo. Este tipo de problema poderá resultar na oxidação da amostra por fungos recentes, mascarando assim as cores dos palinomorfos.

Tabela III.2. Resultados de maturação conjugando a técnica de cor e fluorescência dos palinomorfos e a análise do poder refletor da vitrinite.

	Corte	Amostra	Litoestratigrafia	Idade	R%	Desv. Padrão	nº partículas	TAI/ICE	Fluorescência	Fading	
Sub-Bacia Ocidental	Carrapatreira	C23	Margas e calcários da Baía de Tres Ângras	Kimmeridgiano inferior	0,74	0,14	30	3-	Amarelo dourado/ Laranja	Positivo	
		C44			-	-	-	3-	Amarelo dourado/ Laranja	Positivo	
		C10			-	-	-	3-	Amarelo dourado	Positivo	
	Gilbeta-Tonel	Ci14	Calcários margosos e margas da Mareta	Caloviano Superior	0,84	0,08	50	-	-	-	
	Praia da Mareta	M8	Margas e calcários detriticos c/ Zoophycos de Mareta	Batoniano Inferior	-	-	-	2+	Amarelo a laranja	Positivo	
					M10	-	-	-	3-	Amarelo dourado	Positivo
					M58	0,84	0,07	50	3-	Amarelo dourado	Positivo
		M48	Calcários margosos e margas da Mareta	Caloviano médio	-	-	-	2+	Amarelo torrado	Positivo	
	Sub-Bacia Oriental	Telheiro	Calcários margosos e margas do Telheiro	Caloviano inferior	0,90	0,08	50	3-/3	Amarelo torrado/ Laranja	Fraco	
					Tl18	-	-	-	3-	Laranja	Fraco
Tl11					-	-	-	3-/3	Amarelo a laranja	Fraco	
Cerro da rocha		Calcários margosos e margas de Peral	Oxfordiano médio a superior	0,77	0,08	50	3-/3	Laranja	Fraco		
				Cr7	0,79	0,08	50	3-/3	Amarelo torrado/ Laranja	Fraco	
			Cr11	0,78	0,08	32	3-/3	Laranja	Fraco		

- Perfil da Praia da Mareta

Das 5 amostras analisadas, uma delas (M73) não foi analisada devido a dificuldades no processo de descarbonatação o que impossibilitou a sua análise. Analisando as 4 amostras restantes (ver Tabela II.3), é possível aferir que existe alguma concordância nos valores das diferentes amostras estudadas. As amostras apresentam valores de TAI indo do 2+ ao 3-, exibindo diversas cores de fluorescência, do amarelo a laranja, passando pelo amarelo dourado e esporadicamente amarelo torrado (Tabela III.2).

### **Sub-Bacia oriental**

- Perfil do Telheiro

O perfil do Telheiro tem por base as cores de fluorescência onde o laranja predomina e o *fading* é fraco (Tabela III.2). Por outro lado, os valores de TAI das amostras analisadas corroboram os dados de fluorescência exibindo valores de -3/3.

- Perfil do Cerro da Rocha

Nas amostras analisadas referentes a este perfil é notável a baixa intensidade da fluorescência das partículas. Os valores de TAI variam entre 3- a 3. à semelhança do perfil do Telheiro, o *fading* é fraco (Tabela III.2).

### **III.1.2.2. Análise do Poder Refletor da Vitrinite**

Para o estudo do poder refletor da vitrinite foi previsto, como referido no capítulo anterior, 5 amostras para o perfil da Praia da Mareta, 3 amostras para o perfil da Baía de Três Ângras, Cerro da Rocha e Telheiro, e por fim, 1 amostra para o perfil da Praia de Cilheta-Tonel, para um total de 15 amostras (ver Tabela II.3). No entanto, algumas destas lâminas não continham grande concentração em matéria orgânica, isto é, a quantidade em partículas de vitrinite não era apropriada para determinar o poder refletor de certas amostras. Assim, tomou-se a decisão de efetuar uma análise mais restrita mas com maior certeza nos resultados das partículas analisadas, escolhendo uma amostra para os perfis da Praia da Mareta, Baía de Três Ângras, Praia de Cilheta-Tonel e Telheiro, e 3 amostras para o perfil do Cerro da Rocha.

### **Sub-bacia ocidental**

- Perfil da Baía de Três Ângras

Para uma medição mais acertada optou-se por medir a amostra C23, embora só se tenham conseguido analisar 30 partículas. Esta amostra é a que contém partículas menos alteradas. Com base nas amostras C44 e C10, mas sobretudo nas 30 partículas límpidas analisadas na amostra C23, obteve-se um poder refletor de 0,74% (Tabela III.2.) e, devido à dificuldade de medição, o desvio padrão obtido, de 0,14, é algo significativo (Figura III.5a).

- Perfil da Praia de Cilheta-Tonel

Embora na única amostra deste perfil não tenha sido possível determinar a cor e fluorescência dos palinomorfos na lâmina palinofaciológica, na lâmina de matéria orgânica particulada preparada com maior concentração em resíduo orgânico foi possível determinar o poder refletor da vitrinite. A análise de 50 partículas da amostra Ci14 determinou-se um poder refletor de 0,84 (Tabela III.2.) com um desvio padrão bastante aceitável de 0,08 (Figura III.5b).

- Perfil da Praia da Mareta

As amostras da Praia da Mareta foram as mais problemáticas pois são as que mostram menor percentagem de partículas de vitrinite, devido a um resíduo pobre em matéria orgânica. Assim, foi escolhida a amostra M58 pois só nesta foi possível o estudo do poder refletor, através da análise de 50 partículas. Deste modo, determinou-se o poder refletor em 0,84 (Tabela III.2.) com um desvio padrão de 0,07 (Figura III.5c).

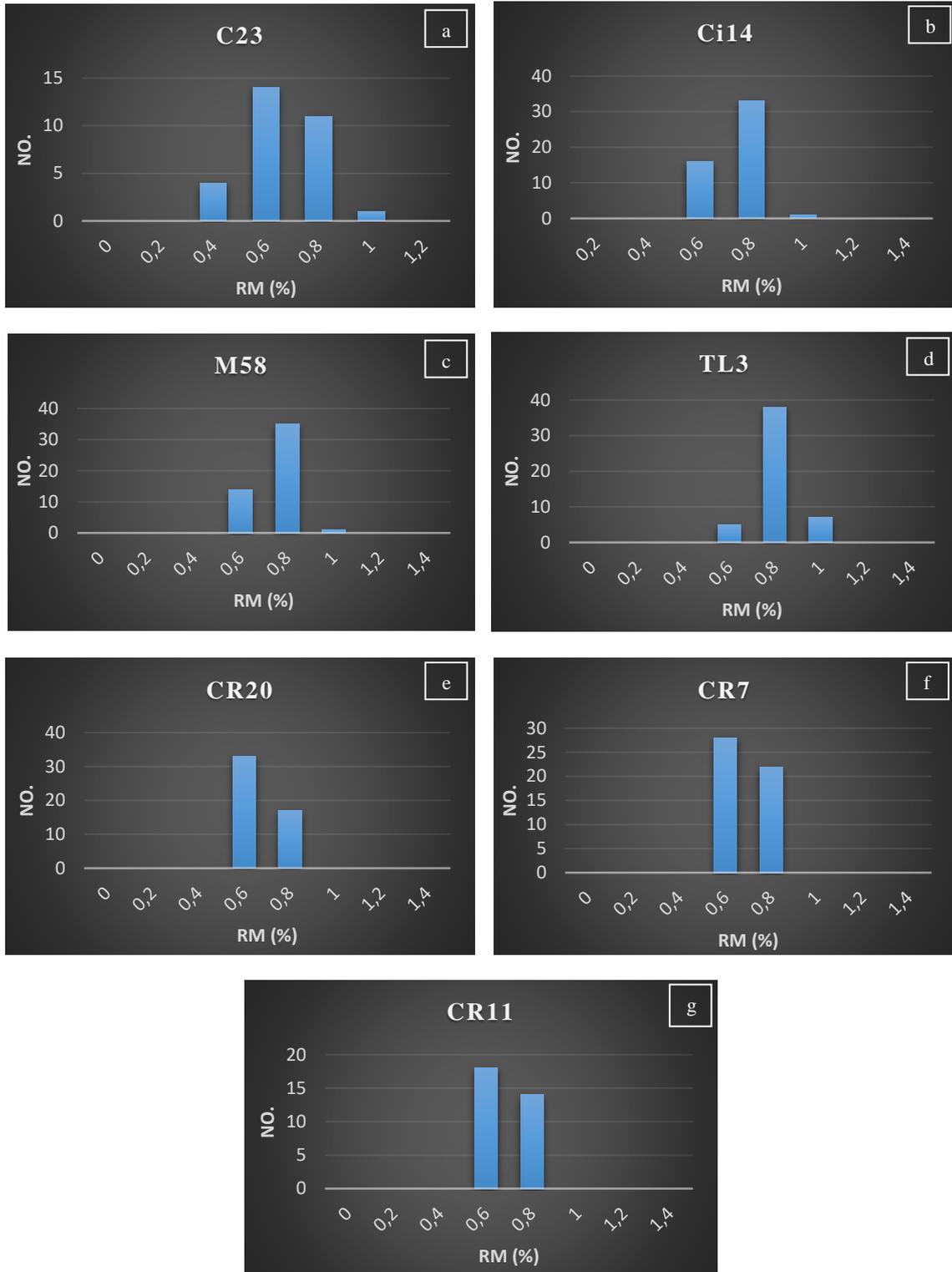


Figura III.5. Histogramas das amostras analisadas segundo o poder refletor da vitrinite (Tabela III.2).

### **Sub-bacia oriental**

- Perfil do Telheiro

As amostras do perfil do Telheiro apresentam maior concentração em **MO**, no entanto, as amostras TL18 e TL11 não foram analisadas apresentando-se danificadas devido ao excessivo polimento aplicado. Baseado no estudo de 50 partículas, determinou-se assim na amostra TL3 um poder refletor da vitrinite de 0,90 (Tabela III.2) com um desvio padrão de 0,08 (Figura III.5d).

- Perfil do Cerro da Rocha

As amostras do Cerro da Rocha são sem dúvida as amostras com maior número de partículas sendo mais fácil a medição do poder refletor. Assim, mediu-se a totalidade das amostras, CR7, CR20 e CR11 (Tabela III.2), medindo para cada amostra, 50 partículas, exceto para a amostra CR11 (32 partículas). A média dos poderes refletores para este perfil situa-se nos 0,78 com um desvio padrão, semelhante em todas as amostras, de 0,08 (Figura III.5e, f, e g).

### **III.2. Pirólise Rock-Eval**

Para esta técnica recolheu-se uma amostra por cada perfil, sendo que, como dito anteriormente, dos 5 perfis em estudo, não se elegeu nenhuma amostra para o perfil da Praia de Cilheta-Tonel. As 4 amostras recolhidas foram naturalmente selecionadas com critério, isto é, só foram eleitas as amostras em cada perfil que se suspeitava conter maior teor em matéria orgânica. Os resultados da técnica de pirólise Rock-Eval são apresentados na Tabela III.3.

Os valores de COT das amostras analisadas encontram-se abaixo de 1%, variando entre os 0,28% e os 0,59%. Os valores de HI variam entre 9 e 50 mg HC/g COT enquanto os valores de OI situam-se entre os 108 e 243 mg CO<sub>2</sub>/g COT. Os valores de Tmax variam entre 422°C e 493°C, embora este último tenha sido apontado como incerto, devido a um valor demasiado baixo do pico S2 (0,03 mg HC/g rocha), estes variam de 0,03 a 0,25 mg HC/g rocha. De acordo com os dados obtidos de HI e OI e a sua projeção no diagrama de Van Krevelen, é evidente que as amostras analisadas enquadram-se no tipo III.

Tabela III.3. Resultados dos parâmetros da técnica Pirólise Rock-Eval.

Determinação do Carbono (LECO) e Avaliação de Rocha (RE6)									
Amostra	Porção de medição [mg]	COT Carbono Orgânico Total wt%	S1	S2	S3	HI	OI	PI	Tmax
			[mg HC/g rock]	[mg HC/g rock]	[mg CO <sub>2</sub> /g rock]	Índice de Hidrogénio [mg HC/g TOC]	Índice de Oxigénio [mg CO <sub>2</sub> /g TOC]	Índice de Produção	Tmax incerto [°C]
MP	102,7	0,50	0,01	0,25	0,56	50	112	0,04	422
TL11	99,1	0,28	0,02	0,07	0,68	25	243	0,22	428
CR23	100,7	0,33	0	0,03	0,53	9	161	0,00	(493)
C23	99,2	0,59	0	0,21	0,64	36	108	0	435

### III.3. Geoquímica Isotópica

Os resultados dos isótopos de carbono realizados sob a matéria orgânica ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ ), cujos dados são integralmente apresentados na Tabela III.4, podem ser analisados através da sua variabilidade ao longo de cada perfil (Figuras III.6 e III.7).

#### Sub-bacia ocidental

- Perfil da Baía de Três Ângras

Este perfil, que abrange exclusivamente a unidade **Margas e calcários de Três Ângras**, os valores do  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  variam entre um máximo de -21,979‰ e um mínimo de -24,3‰. De acordo com a Figura III.6a, são particularmente relevantes duas excursões maiores, que se evidenciam na parte intermédia da sucessão estratigráfica. Uma excursão positiva, que abrange grande parte da sucessão inferior, e que atinge o valor máximo observado na amostra C7. Uma excursão negativa, que se evidencia 2 metros acima, onde se atinge o valor mais baixo de todos (amostra C39).

- Perfil da Praia da Mareta

A análise isotópica realizada nas amostras do perfil da Praia da Mareta incidiu essencialmente nos sedimentos margosos da unidade **Margas e calcários detríticos com Zoophycos de Mareta** e da unidade **Calcários margosos e margas de Mareta**. Não havendo uma resolução adaptada para um perfil estratigráfico desta extensão, os dados, apesar de em número restrito, mostram uma grande variabilidade de valores, entre -26,273‰ e -20,45‰ (Figura III.6b). A parte basal da sucessão (unidade inferior e parte basal da segunda) mostra algumas oscilações, embora de pequena dimensão, onde o valor

máximo não excede -24,51‰. Digno de registo, constitui o valor máximo de toda a sucessão (-20,45 ‰), que é atingido no todo do perfil.

Tabela III.4. Resultados da análise isotópica, por amostra, em cada perfil analisado (MCDZM-Margas e Calcários Detríticos com *Zoóphykos* de Mareta; CMMM-Calcários Margosos e Margas de Mareta.

Setor	Perfil	Unidade	Amostra	$\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$
Sub-bacia ocidental	Baía de Três Ángras	Margas e Calcários da Baía de Três Ángras	C50	-22,579
			C47	-22,717
			C44	-22,139
			C39	-24,3
			C1	-23,153
			C3	-22,714
			C2	-22,811
			C7	-21,979
			C9	-23,14
			C10	-22,423
			C12	-23,036
			C17	-23,472
			C23	-22,229
			C24	-22,786
			C28	-23,906
	Praia da Mareta	CMMM	M36	-20,451
			M73	-25,315
			M48	-24,526
			M27	-24,658
		MCDZM	M58	-24,511
M10			-26,473	
	M2	-24,622		
Sub-bacia oriental	Telheiro	Calcários Margosos e Margas do Telheiro	TI24	-24,588
			TI23	-24,517
			TI22	-23,44
			TI21	-23,94
			TI18	-26,48
			TI19	-24,932
			TI4	-26,437
			TI8	-25,115
			TI6	-27,608
			TI9	-23,483
			TI11	-25,873
			TI13	-25,043
			TI14	-26,797
			TI15	-23,957
			TI16	-24,722
			TI17	-24,519
			TI3	-24,392
			TI2	-24,931
			TI1	-29,906
			Cerro da rocha	Calcários Margosos e Margas de Peral
	Cr2	-21,828		
	Cr3	-22,771		
	Cr4	-22,418		
	Cr30	-22,219		
	Cr6	-22,364		
	Cr7	-22,269		
	Cr8	-22,485		
	Cr36	-22,187		
	Cr31	-22,14		
	Cr9	-22,191		
	Cr25	-22,327		
	Cr10	-22,416		
	Cr11	-22,323		
	Cr12	-22,385		
Cr13	-22,443			
Cr14	-22,607			
Cr15	-22,655			
Cr33	-22,467			
Cr26	-22,28			
Cr27	-22,025			
Cr34	-22,212			
Cr17	-22,127			
Cr18	-22,324			
Cr19	-22,225			
Cr20	-22,289			
Cr22	-22,221			
Cr23	-22,537			
Cr24	-22,707			
Cr28	-22,517			
Cr29	-22,681			

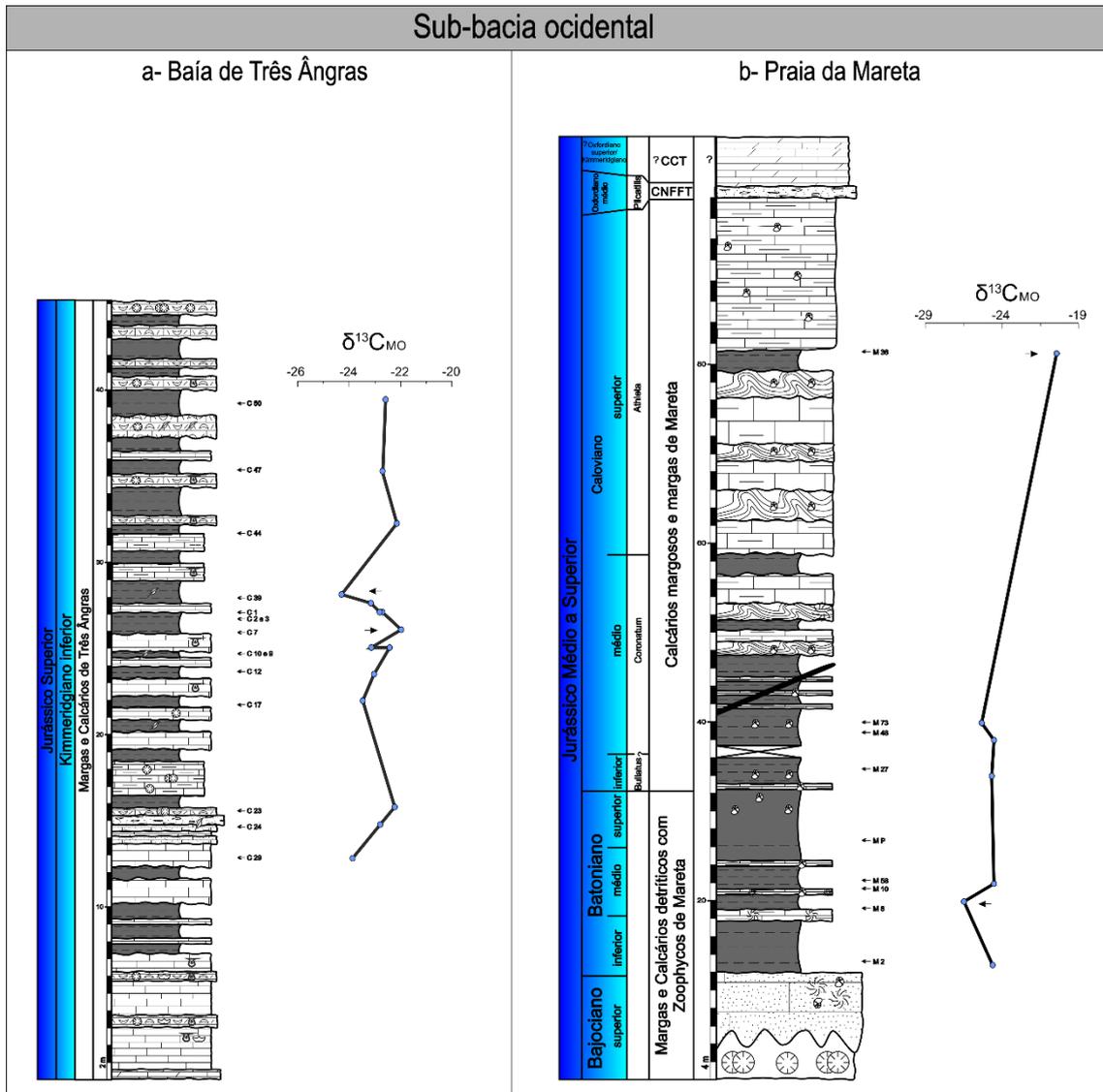


Figura III.6. Curva de variação do  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  ao longo dos perfis estudados na sub-bacia ocidental.

### Sub-bacia oriental

- Perfil do Telheiro

No perfil do Telheiro, na unidade **Calcários margosos e margas do Telheiro** e numa análise mais focada na Zona Bullatus, os valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  variam consideravelmente, tendo um máximo de -23,44‰ e um mínimo de -29,91‰. A sucessão estudada apresenta um número considerável de oscilações. Na parte basal da sucessão é possível identificar uma excursão negativa distinta, marcada pelo ponto mais negativo registado (-29,91‰); já na parte intermédia da sucessão, a curva isotópica mostra duas excursões maiores, oscilando de uma excursão positiva (-23,48‰) para uma das mais

importantes excursões negativas (-27,61‰), num espaçamento de 2 metros. No topo da sucessão, já na Zona Gracillis, os valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  são tendencialmente mais positivos, não excedendo os -26‰ nas últimas quatro amostras e onde é atingido o máximo positivo (-23,44‰) (Figura III.7a).

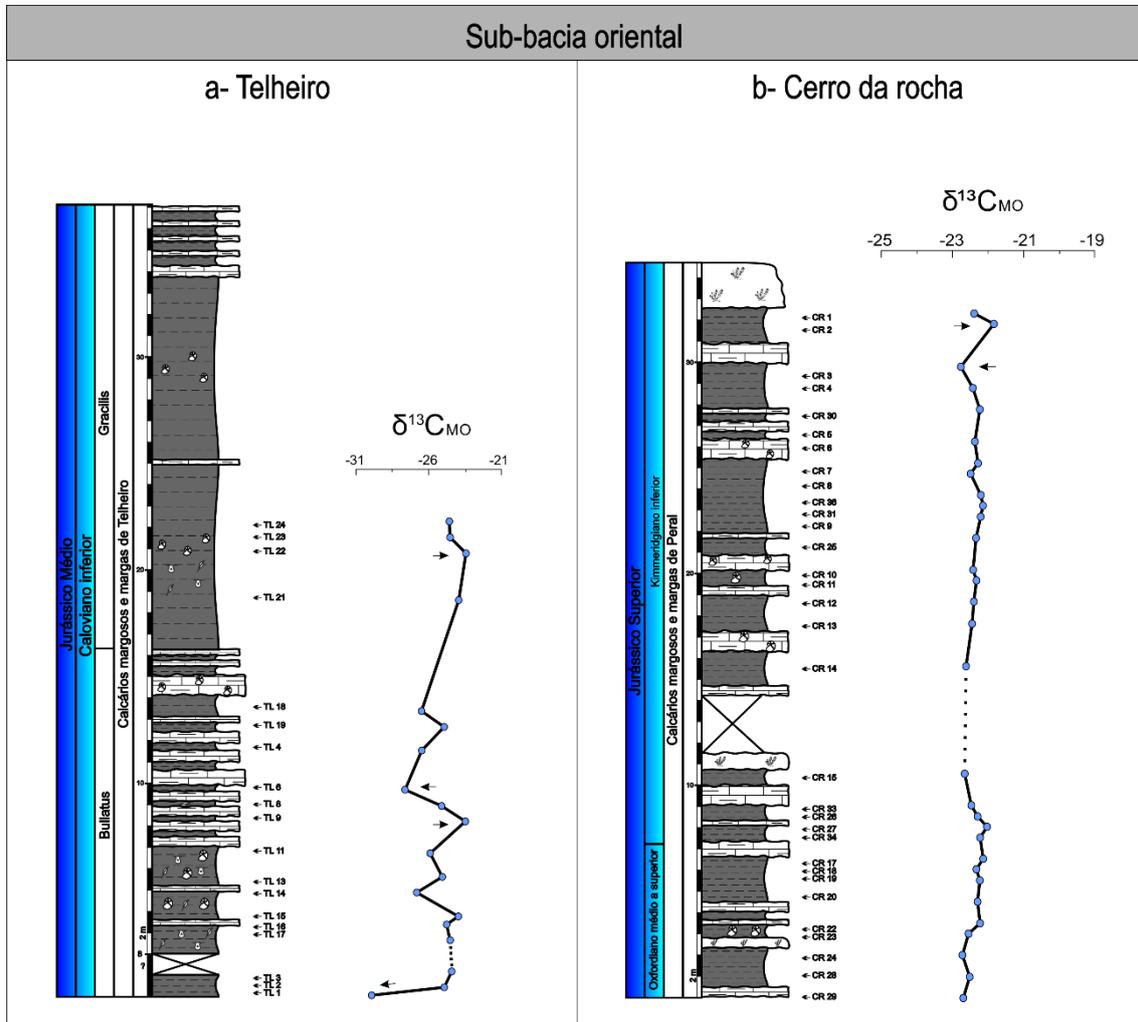


Figura III.7. Curva de variação do  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  ao longo dos perfis estudados na sub-bacia oriental.

- Perfil do Cerro da Rocha

Este é o perfil que possui maior número de amostras analisadas, obtendo-se assim uma maior resolução. Este perfil, pertencentes à unidade **Calcários margosos e margas do Peral**, apresenta valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  entre os -21,828‰ e os -22,771‰. Embora tendo em conta a sua resolução, a gama de valores isotópicos obtidos apresenta um desvio padrão baixo, havendo assim pouca variação no  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  ao longo de toda a sucessão. A curva isotópica exibe-se bastante regular até aos 30 metros, onde se observa a mudança

mais importante desta sucessão. Nesta, é possível observar a excursão mais negativa, no ponto mínimo atingido para este perfil (-22,771‰), e onde segue aos 32 metros a excursão mais positiva, no ponto máximo atingido (-21,828‰), sendo ainda assim uma variação muito pouco relevante (Figura III.7b).



## CAPÍTULO IV. DISCUSSÃO

---

Este capítulo consiste na interpretação e discussão dos resultados apresentados no capítulo III, definindo a tipologia, origem e grau de maturação da MO jurássica da Bacia do Algarve. Por outro lado, pretende-se discutir e interpretar as variações das curvas do  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  com base na evolução paleoambiental dos depósitos estudados e numa perspetiva mais global.

## IV.1. Tipologia e Variabilidade da Matéria Orgânica

### IV.1.1. Variação do Carbono Orgânico Total

Não tendo sido apontado como um objetivo do presente trabalho, tal como foi evidenciado anteriormente, os 4 dados de COT obtidos através da pirólise Rock-Eval (ver Tabela III.4) inserem-se no intervalo de valores anteriormente definido por Borges (2012). De acordo com esta autora, e tendo em conta o presente trabalho, as análises geoquímicas de COT foram efetuadas em dois perfis presentes neste estudo: a Praia da Mareta e a Baía de Três Ângras. Estes, localizados apenas na sub-bacia ocidental, incluem as unidades: **Margas e Calcários Detríticos com *Zoophycos* de Mareta** (Bajociano superior-Batoniano), **Calcários Margosos e Margas de Mareta** (Caloviano) e **Margas e Calcários de Três Ângras** (Kimmeridgiano inferior).

No presente estudo a análise de COT incidiu na totalidade de unidades litostratigráficas estudadas da sub-bacia ocidental, anteriormente designadas, mas também nas unidades dos perfis estudados da sub-bacia oriental, nomeadamente a unidade **Calcários Margosos e Margas do Telheiro** (Caloviano inferior) presente no perfil do Telheiro e a unidade **Calcários Margosos e Margas do Peral** (Oxfordiano médio a superior-Kimmeridgiano inferior) presente no perfil de Cerro da Rocha.

A análise de COT realizada neste estudo comprova que em todas as unidades estudadas a preservação de MO é débil, atingindo o valor máximo na unidade **Margas e Calcários de Três Ângras** do Kimmeridgiano inferior, com um valor de 0,59%, e o valor mínimo na unidade **Calcários Margosos e Margas do Telheiro** do Caloviano inferior, com um valor de 0,28% (Figura IV.1). O máximo de COT obtido coincide com os dados de Borges (2012), que aponta a unidade **Margas e Calcários de Três Ângras** como uma das que apresenta valores de MO mais elevados (valor máximo de 1,77%) (Figura IV.1).

Nas restantes unidades analisadas por Borges (2012), os valores obtidos não ultrapassam os 0,44% na unidade **Margas e Calcários Detríticos com *Zoophycos* da**



#### **IV.1.2. Reconhecimento Palinofaciológico**

Os resíduos orgânicos analisados são aqui confrontados com os dados previamente apresentados por Borges (2012), com vista a uma melhoria da interpretação paleoambiental das diferentes unidades estudadas (apresentadas de acordo com a sucessão estratigráfica) e com base noutros critérios sedimentológicos (Figura IV.1).

##### **Unidade Margas e Calcários Detríticos com *Zoophycos* de Mareta**

Das amostras analisadas (M8 e M58), esta unidade mostra uma predominância de **fitoclastos** e **palinomorfos**, com ausência de **MOA**. No entanto, e de acordo com os dados da Tabela III.1, estas amostras mostram tendências distintas. Na parte basal desta unidade e na amostra M8 os **FNO** e os **palinomorfos terrestres** são os componentes dominantes, mostrando assim grande influência continental e um ambiente deposicional proximal. Já perto do topo da unidade, no Batoniano médio, a amostra M58 mostra um aumento de **FO** e de **palinomorfos marinhos**, tornando-se nos componentes dominantes, mostrando uma tendência mais distal. Isto, apesar de se evidenciar uma quantidade significativa de **FNO** e de **palinomorfos terrestres**.

##### **Unidade Calcários Margosos e Margas de Mareta**

Esta unidade é caracterizada pela análise de duas amostras, sendo estas, a amostra M48 (Praia da Mareta) do Caloviano médio e a amostra Ci14 (Praia Cilheta-Tonel) do Caloviano superior (ver Tabela III.1). A amostra M48, posicionada na parte basal desta unidade, exhibe uma predominância de **FO** e **palinomorfos terrestres**, mostrando possivelmente uma posição próxima da área fonte mas num ambiente energético onde a oxidação das partículas é bem evidente. Por outro lado, a amostra Ci14, numa posição estratigraficamente superior, apresenta um aumento de **MOA** e de **palinomorfos marinhos**, mostrando uma posição paleoambiental mais marinha, resultante possivelmente de um episódio transgressivo. Este facto é corroborado pelo estudo de palinofácies realizado por Borges (2012).

### **Unidade Calcários Margosos e Margas de Telheiro**

Um equivalente lateral da unidade **Calcários Margosos e Margas de Mareta** presente na sub-bacia ocidental é a unidade **Calcários Margosos e Margas de Telheiro**, aflorante no perfil do Telheiro na sub-bacia oriental. Dos dados obtidos, nas duas amostras analisadas desta unidade (TL3 e TL18), a quantidade de **palinomorfos marinhos** e **terrestre** é muito semelhante, embora os componentes **terrestres** tendam a predominar ligeiramente. Por outro lado, é de realçar a quantidade de **FNO** em relação aos **FO** (ver Tabela III.1), o que mostra, provavelmente, uma posição proximal em termos deposicionais, onde não houve energia suficiente para degradar a maioria dos **fitoclastos**, isto é, associado a um ambiente marinho de baixa energia e de grande influência continental.

### **Unidade Calcários Margosos e Margas do Peral**

De acordo com as amostras analisadas (Cr20 e Cr7) a **MO** desta unidade parece ter uma grande influência continental. A componente dominante da **MO** particulada é, sem dúvida, o grupo dos **fitoclastos**, realçando-se a quantidade de **FO** onde, de resto, só a quantidade de **palinomorfos terrestre** é relevante (ver Tabela III.1). Esta unidade apresenta particularidades na observação microscópica, isto é, as partículas dos componentes da **MO** são de um tamanho muito reduzido, comparativamente com as restantes amostras analisadas. Este facto, assim como a presença acentuada de **FO**, mostram um aumento da degradação dos componentes da **MO**, podendo estar associado a uma posição deposicional mais distal. Para além dos fatores anteriormente descritos, no campo é possível observar fósseis de amonites, indicando assim um ambiente marinho mais ou menos profundo de plataforma média a distal. No entanto, no reconhecimento palinofaciológico realizado, a presença de dinoflagelados é débil. Estes dados são corroborados no estudo de Borges (2012).

### **Unidade Margas Calcários da Baía de Três Ângras**

Nas amostras analisadas desta unidade (C23 e C44) os **FO** são claramente a componente dominante. Por outro lado, é de realçar a quantidade de **MOA** e a diminuta percentagem de **palinomorfos marinhos** (ver Tabela III.1). De acordo com a quantidade de **FO** e **MOA** e tendo em conta a ausência de **palinomorfos marinhos** e a presença de

**palinomorfos terrestres**, esta unidade enquadra-se provavelmente num ambiente deposicional oxidante de grande aporte continental.

#### IV.1.3. Implicações Paleoambientais

Da análise palinofaciológica acima discutida evidenciam-se unidades com maior ou menor influência de **MO** continental no ambiente deposicional marinho que caracteriza o intervalo estratigráfico estudado. Com maior influência de **MO** marinha considera-se a unidade **Calcários Margosos e Margas da Mareta**, mais propriamente o seu topo (de idade Caloviano superior). Nesta unidade, a distribuição dos componentes da **MO** particulada reflete um ambiente marinho de plataforma distal, distante da linha de costa. Nas amostras analisadas, é possível observar uma posição francamente marinha, no topo da unidade, com uma quantidade considerável de **MOA**, **palinomorfos marinhos** e **FO** (Figura IV.1). Estas evidências, que manifestam provavelmente um episódio transgressivo, são facilmente corroboradas por e Borges *et al.* (2011) e Borges (2012).

Para as unidades com menor influência de **MO** marinha consideram-se as unidades **Calcários Margosos e Margas do Peral** (Oxfordiano médio/superior e Kimmeridgiano inferior) e **Margas Calcários da Baía de Três Ânguas** (Kimmeridgiano inferior) (Figura IV.1). Estas terão sido depositadas num ambiente oxidante, próximo da linha de costa, e de grande aporte continental, justificando assim a quantidade de **FO**, **palinomorfos terrestres** e ausência de **palinomorfos marinhos**, dados também corroborados pelo estudo de Borges *et al.* (2011) e Borges (2012).

#### IV.1.4. Comparação com o Registo Orgânico de Bacias Vizinhas

De acordo com os valores de COT conhecidos para o Jurássico da Bacia do Algarve, é fácil perceber que, com exceção do Oxfordiano superior e Kimmeridgiano inferior (Borges, 2012), a concentração de **MO** é diminuta nos sedimentos. Este facto é corroborado pelo baixo registo de **MO** observado para o mesmo intervalo de tempo nas bacias vizinhas, nomeadamente as Béticas, Rif e Alto e Médio Altas (Ortiz *et al.*, 1989; Driss Salski, 1992; Addi *et al.*, 1998; Ettaki *et al.*, 2000; Frizon de Lamotte *et al.*, 2008; Abdellah Ait Addi & Driss Chafiki, 2013). Estas observações contrastam com os

intervalos estratigráficos ricos em **MO** conhecidos para o Jurássico da Bacia Lusitânica, onde são reconhecidos dois principais intervalos: Sinemuriano-Pliensbaquiano e Oxfordiano (ver, por exemplo, Oliveira *et al.*, 2006; Duarte *et al.*, 2010, 2012; Poças Ribeiro *et al.*, 2013; Silva *et al.*, 2014) (Figura IV.2). Nesta bacia, em termos da análise palinofaciológica, o intervalo Sinemuriano-Pliensbaquiano é claramente marinho (ver, por exemplo, Duarte *et al.*, 2012; Silva *et al.*, 2012; Poças Ribeiro *et al.*, 2013), contrastando com o Oxfordiano em que a MO é claramente de origem lacustre (ver, por exemplo, Silva *et al.*, 2014). Considerando que as fácies fundamentalmente carbonatadas do Sinemuriano-Pliensbaquiano da Bacia do Algarve, mostram sucessões muito pobre em **MO**, o que levou a não realizar qualquer análise no presente estudo, ficam claras as diferenças deposicionais entre as duas bacias jurássicas portuguesas. No entanto, ao nível do Oxfordiano, parece existir alguma sintonia entre as duas referidas bacias, pelo menos no que diz respeito aos valores de COT (Figura IV.2).

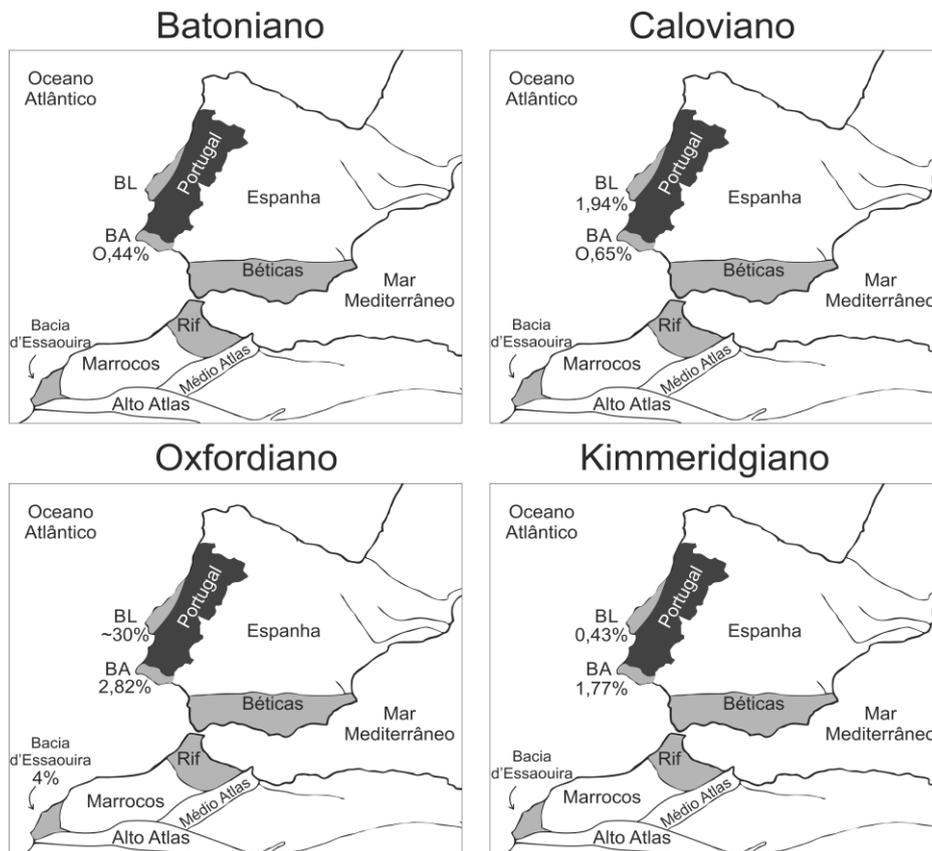


Figura IV.2. Comparação dos valores de COT obtidos para o intervalo Batoniano – Kimmeridgiano nas bacias vizinhas à Bacia do Algarve [dados baseados em Borges (2012), Pereira (2014), Silva *et al.*, 2014 e <http://www.onhym.com/>; base cartográfica fundamentado a partir de Benzaggagh *et al.* (2016)].

## IV.2. Maturação Térmica

Os mais recentes estudos de maturação térmica na Bacia do Algarve, para as unidades do Jurássico, foram realizados por Fernandes *et al.* (2013). Com base numa análise completa, de dados *onshore* e *offshore*, onde foi aplicado as técnicas de **cor (TAI) e fluorescência dos palinomorfos** assim como o **poder refletor da vitrinite**, mas também através da **modelagem do gradiente geotérmico** em vários setores, nomeadamente, nas sub-bacias ocidental e oriental. De acordo com Fernandes *et al.* (2013) este conjunto de ferramentas associadas comprovou que as unidades do Jurássico, encontradas no *onshore* da bacia, se encontram dentro da **janela do óleo**.

Para análise da maturação térmica nos dois setores da Bacia do Algarve (sub-bacia ocidental e oriental) é importante perceber quais são as principais causas que poderão influenciar nos valores obtidos para cada sub-bacia. Segundo Manupella *et al.* (1988), a história de subsidência nos dois setores não é semelhante, com menor subsidência no setor ocidental e maior subsidência no setor oriental. Para além deste fator, as rochas mesozoicas no *onshore* da bacia indicam que há um clara relação entre a maturação e a idade, aumentando os valores de maturação quando maior for a idade das camadas, sugerindo que o enterramento é o principal processo controlador da maturação orgânica (Fernandes *et al.*, 2013). Seguindo os parâmetros anteriormente descritos, era natural esperar que os valores de maturação seriam mais elevados na sub-bacia oriental. No entanto, o **gradiente geotérmico** nem sempre foi o mesmo em toda a bacia, fator que é justificado pelos valores elevados encontrados na sub-bacia ocidental, posicionando as camadas Jurássicas na janela do óleo (ver, por exemplo, Fernandes *et al.*, 2013). Então, vários fatores podem alterar o **gradiente geotérmico** ou afetar as partículas da **MO** alterando assim os resultados da análise da técnica de maturação térmica.

Da análise realizada para este estudo, realçam-se alguns dos fatores que possam ter influenciado os valores de maturação obtidos: os perfis situados na sub-bacia oriental (Telheiro e Cerro da Rocha) encontram-se numa zona onde os diapiros de sal são frequentes. Estes possuem elevada condutividade térmica, ao contrário dos restantes tipos de rocha, retendo o calor. Portanto, a sua proximidade poderá ter elevado o **gradiente geotérmico *in situ***, afetando as partículas de vitrinite analisadas destes perfis. Já nos perfis analisados da sub-bacia ocidental, outro fenómeno poderá ter tido influência nos valores de maturação, nomeadamente, no perfil da Baía de Três Ângras onde a influência

da dolomitização é muito presente junto ao afloramento. A dolomitização poderá ter afetado as partículas de vitrinite com a percolação de fluídos quentes ricos em Mg<sup>+</sup>, dando-lhes assim um poder refletor mais alto, ofuscando aquele que seria o verdadeiro. Por fim, no perfil da Praia da Mareta é notável uma intrusão máfica a cerca de 40 metros da base do perfil, situado na unidade **Calcários Margosos e Margas da Mareta** (ver Figura II.5). Esta intrusão poderá ter elevado localmente o **gradiente geotérmico**, modificando a **cor (TAI) e fluorescência dos palinomorfos** e, por outro lado, elevado o **poder refletor da vitrinite**. Todavia, a maioria das amostras analisadas encontram-se afastadas desta intrusão, nomeadamente a amostra M58, situada na unidade **Margas e Calcários Detríticos com Zoophycos de Mareta**, amostra escolhida para determinar o poder refletor da vitrinite.

Os resultados obtidos no presente estudo indicam que os perfis analisados encontram-se na **janela do óleo**, facto corroborado por Fernandes *et al.* (2013) (Figura IV.3).

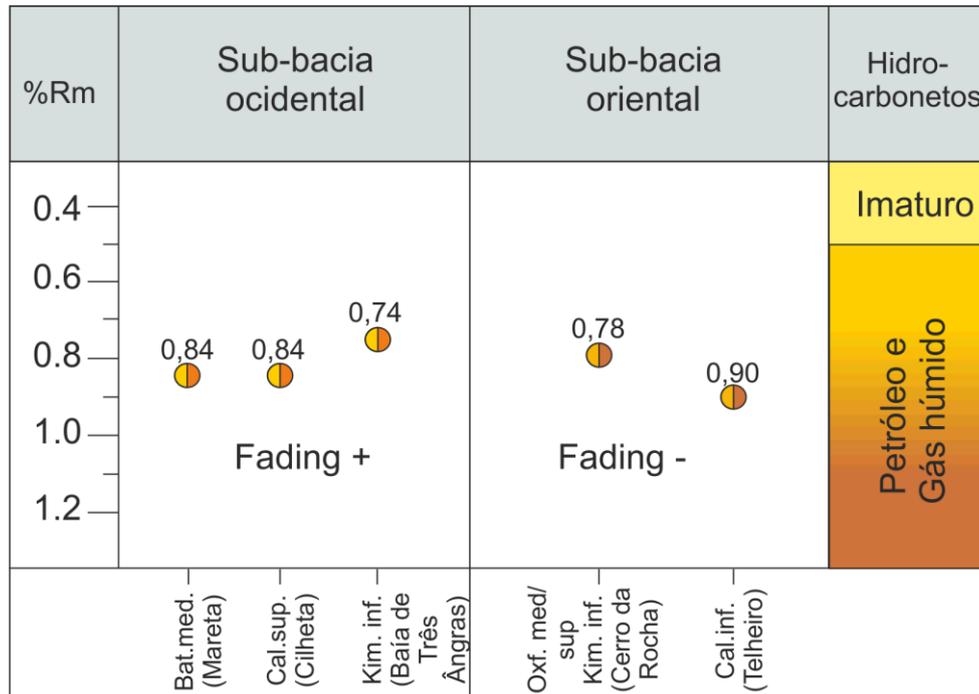


Figura IV.3. Interpretação dos resultados obtidos da técnica de maturação térmica nos diversos perfis analisados (modificado de Fernandes *et al.*, 2010; baseado em Hunt, 1996).

Os poderes refletores da vitrinite obtidos nos perfis da sub-bacia ocidental situam-se entre os 0,74% e 0,84% (Batoniano médio - Caloviano superior - Kimmeridgiano

inferior). Este valor é sustentado pela **cor (TAI) e fluorescência dos palinomorfos**, situados entre 2+ a 3- e amarelo dourado ao laranja, respetivamente. Neste setor, as partículas analisadas expostas à fluorescência, mostram um *fading* positivo evidente, comprovando o seu potencial de geração. Já no setor oriental os poderes refletos analisados situam-se entre os 0,79% e 0,90% (Caloviano inferior - Oxfordiano médio/superior a Kimmeridgiano inferior) e onde os valores de **TAI** se colocam entre os -3 a 3 e o *fading* é quase nulo (ver tabela III.2; Figura IV.3). Assim, comparando as duas sub-bacias, comprova-se que tenha havido um aumento do **gradiente geotérmico** considerável na sub-bacia ocidental, caso contrário, estas camadas jamais se posicionariam na janela do óleo (ver, por exemplo, Fernandes *et al.*, 2013). Ainda assim, o conjunto de fatores presentes comprova que os valores de maturação são mais elevados na sub-bacia oriental (Figura IV.3).

#### **IV.2.1. Pirólise Rock-Eval**

Os valores de Tmax obtidos da técnica de Pirólise Rock-Eval (ver Tabela III.3) mostram-se inconclusivos contradizendo o observado na petrografia orgânica, posicionando apenas o Kimmeridgiano inferior do perfil da Baía de Três Ângras como maturo (435°C). As amostras analisadas dos perfis da Praia da Mareta (Batoniano médio) e Telheiro (Caloviano inferior) são dadas como imaturas (422°C e 428°C) enquanto a amostra analisada do perfil do Cerro da Rocha é dada como incerta visto o elevado valor de Tmax (493°C) comparando com um valor muito baixo de S2 (0,03 mg HC/g rocha).

#### **IV.3. Significado das Variações Isotópicas**

Nesta secção é apresentada uma discussão quanto ao possível significado das variações isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  observadas nos quatro perfis analisados. Este exercício é feito com base na análise da tipologia da matéria orgânica acima discutida, bem como fazendo uma comparação com outros tipos de dados isotópicos de carbono (em calcite e MO dispersa) publicados para o intervalo de tempo analisado (Bajociano-Kimmeridgiano; ver, por exemplo, Jenkyns *et al.*, 2002; Pearce *et al.*, 2005, Rais *et al.*, 2007; Schmid *et al.*, 2007; Koevoets *et al.*, 2016; Price *et al.*, 2016).

### IV.3.1. Isótopos Estáveis de Carbono

Os isótopos estáveis de carbono, à semelhança dos isótopos estáveis de oxigénio, constituem uma ferramenta poderosa nos estudos estratigráficos (ver, por exemplo, Jenkyns *et al.*, 2002; Gröcke *et al.*, 2003; Weissert & Erba 2004; O'Dogherty *et al.*, 2006; Schmid *et al.*, 2007; Suan *et al.*, 2008; Koevoets *et al.*, 2016). Um dos trabalhos pioneiros, no que se refere à estratigrafia isotópica de carbono, é o de Scholle & Arthur (1980), utilizando calcários pelágicos do Cretácico. Estes autores verificaram que é possível fazer uma correlação à escala global entre os registos isotópicos em carbonatos pelágicos, caracterizados por excursões distintas. Estas, e outras múltiplas evidências observadas ao longo da história da Terra, são resultantes das interações dos diversos sistemas terrestres no ciclo do carbono. Principalmente devido à fixação fotossintética do carbono no sistema atmosfera-oceano que incorpora preferencialmente  $^{12}\text{C}$  na **MO** (Figura IV.4). O valor global de  $\delta^{13}\text{C}$  da água do mar reflete principalmente a compartimentação global do carbono entre reservatórios oxidados (carbonato, bicarbonato e dióxido de carbono) e reservatórios redutores (principalmente carbono orgânico) (Jenkyns *et al.*, 2002). O registo isotópico do carbono é particularmente marcante à escala global nos conhecidos **eventos oceânicos anóxicos** (ver, por exemplo, Schlanger & Jenkyns, 1976; Tsikos *et al.*, 2004; Weissert & Erba, 2004; Hesselbo *et al.*, 2006, 2007; Jenkyns, 2010).

Para além do registo isotópico original, a influência da diagénese é muito importante e tem de ser cuidadosamente avaliada em cada caso (Marshall, 1992 *in* Jenkyns *et al.*, 2002), isto é, as excursões isotópicas negativas podem refletir uma verdadeira mudança na composição química dos oceanos ou podem também registar um efeito diagenético com a introdução de um cimento isotopicamente mais leve. Apesar destes fatores relevantes, o verdadeiro sinal químico é geralmente preservado, mesmo que os valores isotópicos originais sejam modificados (Jenkyns *et al.*, 2002).

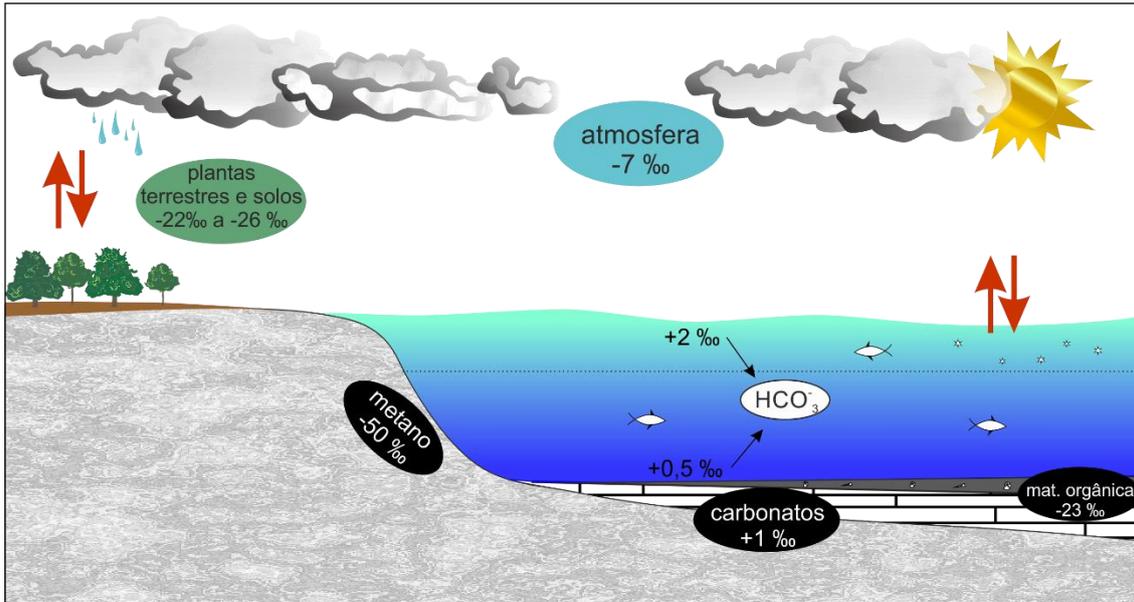


Figura IV.4. Modelo genérico de registos isotópicos médios do carbono, característico de alguns dos reservatórios terrestre (baseado em Kump & Arthur (1999), Cantolla (2003)).

Para além da aplicação dos isótopos de carbono em carbonatos ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ), as **variações isotópicas da matéria orgânica** (realizadas em resíduos orgânicos) são também utilizadas para a correlação estratigráfica. No entanto, a composição do  $\delta^{13}\text{C}$  em resíduos orgânicos é mais complexa do que nos carbonatos pois, para além de incluir a composição do carbono inorgânico dissolvido nas águas dos oceanos, também pode incluir um ou mais destes fatores (Jenkyns *et al.*, 2002):

- Mudanças na **proporção marinha ou terrestre** do carbono orgânico;
- Variações nos organismos produtores primários com **diferentes seletividades de  $^{13}\text{C}$** ;
- **Alterações nos níveis de  $\text{CO}_2$**  no sistema atmosfera-oceano;
- **Influência bacteriana na MO** após o soterramento;
- Em zonas de vigoroso «**upwelling**» onde as massas de água contendo **carbono oxidado** são recicladas, podendo conferir localmente uma **assinatura isotópica** mais negativa do que aquela apresentada nas massas de águas típicas adjacentes.

#### IV.3.1.1 Análise do $\delta^{13}\text{C}$ na Matéria Orgânica

Os estudos de isótopos de carbono em carbonatos ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ) são de facto os mais utilizados em correlação estratigráfica, tal como dito anteriormente. No entanto, os estudos isotópicos em **MO**, quer em fragmentos carbonosos como em **MO** dispersa, embora menos comuns, têm tido cada vez mais uma ampla utilização (Gröcke *et al.*, 2003) pois, é conhecida da literatura, de que forma as variações na **MO** podem refletir a tipologia dos diversos componentes orgânicos (ver, por exemplo, Hesselbo & Pienkowski, 2011). No Jurássico português, embora menos comuns, este tipo de estudos isotópicos têm sido aplicados quer em fragmentos carbonosos como em **MO** dispersa (ver, por exemplo, Hesselbo *et al.*, 2007; Suan *et al.*, 2010; Silva *et al.*, 2011, 2013, 2015), sendo o presente estudo o primeiro aplicado à Bacia do Algarve.

As correlações isotópicas globais de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ , durante o Jurássico Médio e Superior, são cada vez mais comuns. Koevoets *et al* (2016) realizaram um **estudo de estratigrafia isotópica em MO**, de alta resolução, comparando curvas isotópicas obtidas em diversos locais do globo. Este estudo permitiu uma correlação global de tendências de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  e  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ , sendo esta de grande importância para o presente trabalho. Neste sentido, será feita uma correlação destas curvas com as curvas isotópicas obtidas no presente trabalho para o mesmo intervalo de tempo.

#### IV.3.2. As variações do $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ no Batoniano inferior – Kimmeridgiano inferior da Bacia do Algarve

De acordo com os resultados apresentados no capítulo anterior e na Figura IV.5, que correlaciona todos os perfis estudados, pode-se constatar que os dados isotópicos mais elevados se inserem na gama de valores admitidos para a matéria orgânica, tal como evidenciado na Figura IV.4, embora seja evidente **uma grande variação dos valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$** . Considerando que as análises efetuadas refletem dois contextos deposicionais da Bacia do Algarve, e tendo em conta o reconhecimento palinofaciológico e análises de **COT** efetuadas, assim como os dados de Borges (2012), a discussão faz-se de acordo com os dois setores analisados.

- **Sub-bacia ocidental**

Dadas as curvas isotópicas obtidas nos perfis de Baía de Três Ângras e da Praia da Mareta é possível observar alguma variabilidade isotópica tanto do **Batoniano inferior** ao **Caloviano superior**, assim como no **Kimmeridgiano inferior** (Figura IV.5). No Batoniano, a análise suportada apenas por três amostras e somente no setor ocidental, mostra uma variabilidade muito pouco relevante, oscilando de -24‰ a -25‰ nos primeiros 15 metros analisados. Já durante o Caloviano, e apesar das limitações da amostragem, é evidente uma clara **excursão positiva** para o topo da sucessão (Figura IV.5), justificada pela passagem de -25‰ (40 metros) para -20‰ (80 metros). Esta evidência é necessariamente importante no processo de correlação. Esta excursão positiva evidente no Caloviano superior é acompanhada na unidade **Calcários Margosos e Margas de Mareta e Margas**, por um pico de **MOA** e onde os valores de **COT**, embora numa posição inferior, mostram uma tendência crescente (Figura IV.6.). Esta tendência positiva é também acompanhada por um aumento significativo de palinomorfos marinhos e **FO**, ou seja, uma **MO** de maior influência marinha. Estes dados são corroborados pelos resultados obtidos por Borges (2012). Ao longo do Jurássico Superior, apesar de não mostrar uma tendência bem definida, o Kimmeridgiano inferior apresenta uma **variação algo significativa**, entre -21,8‰ e -24,5‰, com algumas oscilações marcantes. A nível sedimentológico (no perfil da Baía de Três Ângras), este intervalo apresenta sucessivas mudanças de ambientes com o aparecimento de colónias de corais após a alternância de margas e calcários margosos (Ribeiro *et al.*, 1987). Esta mudança de ambientes também se pode verificar na análise isotópica com a oscilação do  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  (Figura IV.5). De acordo com a Figura IV.6, na unidade **Margas e Calcários de Três Ângras** é possível observar alguma semelhança nas curvas do  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ , **COT** e **MOA**. Esta evidência comprova que quanto maiores são os valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  maiores são os valores de **COT** assim como as percentagens de **MOA**. Segundo a análise palinofaciológica efetuada, é possível verificar que nestes casos, o grupo fitoclasto dominante é o de **FO**. Em relação ao grupo palinomorfo, no caso do aumento dos valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ , **COT** e **MOA**, as percentagens de palinomorfos marinhos são muito baixas (~1%) havendo uma maior quantidade de palinomorfos terrestres.

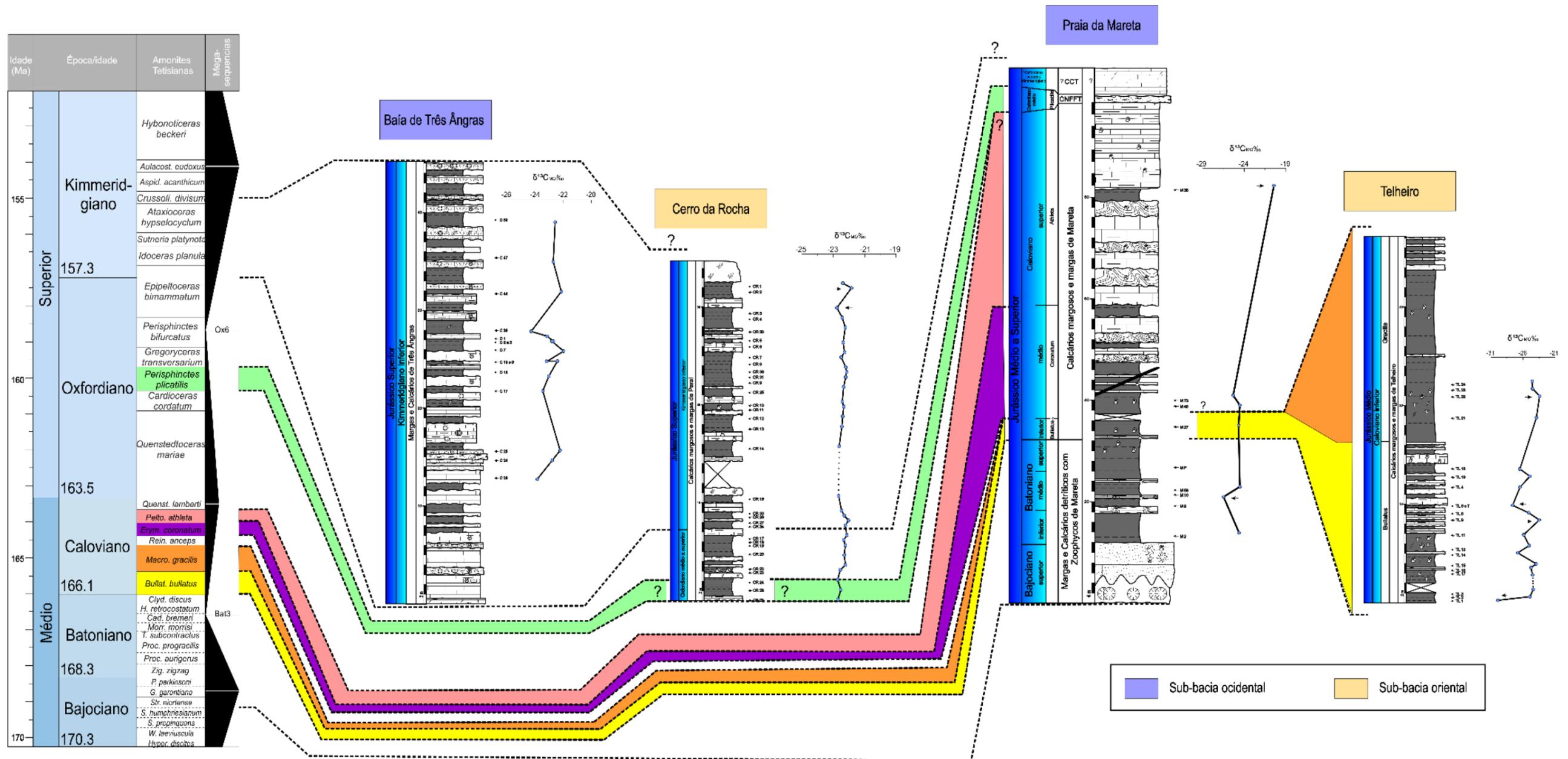


Figura IV.5. Correlação estratigráfica de alta resolução dos dados  $\delta^{13}C_{org}$  em todas as sucessões estudadas do Jurássico da Bacia do Algarve. Cronostratigrafia retirada de Ogg & Gradstein (2012).

- **Sub-bacia oriental**

Neste setor os valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  são tendencialmente mais negativos que os valores analisados do setor oposto, havendo muito provavelmente um aporte continental significativo, sustentado igualmente pela análise palinofaciológica. Os níveis cronostratigráficos analisados deste setor podem ser correlacionados com os dados isotópicos acima descritos, presentes na sub-bacia ocidental (Figura IV.4). Neste setor, o Caloviano inferior, materializado pela unidade **Calcários Margosos e Margas de Mareta**, é sem dúvida o intervalo com maior variabilidade de valores isotópicos, onde é possível observar a oscilação do  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  entre -23,5‰ e -29,9‰. Embora a oscilação neste intervalo (perfil do Telheiro) seja mais ou menos constante **a tendência geral dos valores isotópicos mostram uma excursão positiva** para o topo da sucessão estratigráfica (Zona Gracilis). Estas evidências podem ser comparadas com o comportamento  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  observado no setor ocidental, que exhibe um aumento dos valores positivos para o topo do Caloviano (Figura IV.5). No entanto, em relação à análise palinofaciológica e contrariamente às evidências observadas para este intervalo no setor ocidental, neste setor, o aumento das percentagens de **MOA** parece não estar associado a valores positivos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  (Figura IV.6). O grupo fitoclasto é neste caso o dominante, havendo uma maior percentagem de **FNO**, mostrando assim uma maior influência continental. Este facto é corroborado pela percentagem dominante de palinomorfos terrestres, no entanto, a quantidade de palinomorfos marinhos é maior àquela observada, para o mesmo intervalo, no setor ocidental (~16%). A passagem do Oxfordiano médio/superior ao Kimmeridgiano inferior, unidade **Calcários Margosos e Margas de Peral**, analisada neste setor, apresenta-se **bastante monótona**, não ultrapassando valores de -21/-23‰ em pouco menos de 35 metros (Figura IV.5). No entanto, analisando com clareza este intervalo, apresenta-se com a totalidade dos valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  abaixo dos -22,8‰, em valores mais ou menos constantes. Estes valores diferem do que foi observado no setor ocidental, possivelmente justificado por um **contexto deposicional distinto e mais homogéneo**.

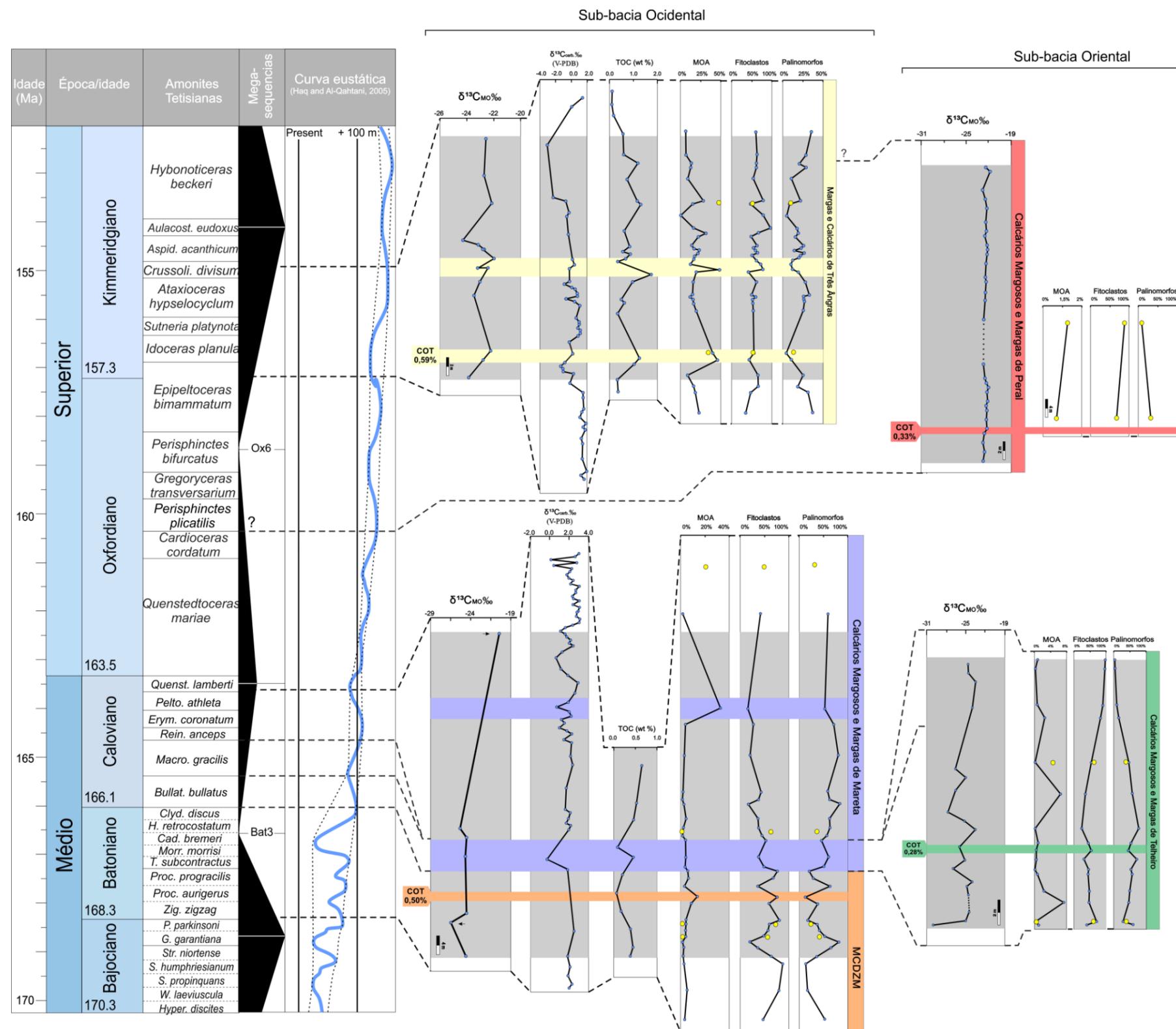


Figura IV.6. Tipologia da MO versus isótopos de carbono. Correlação dos isótopos de  $\delta^{13}C_{MO}$  obtidos e com os dados de COT e palinofácies (incluindo os apresentados em Borges, 2012). Cronostratigrafia retirada de Ogg & Gradstein (2012)

De acordo com os intervalos anteriormente descritos, este intervalo poderá corresponder **ao topo de uma excursão positiva** já antecipada nos valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  no Caloviano. Do reconhecimento palinofaciológico realizado neste intervalo, o grupo fitoclasto é sem dúvida o grupo dominante (~70 a 90%), havendo maior quantidade de **FO**, os palinomorfos terrestres são os mais abundantes (7 – 18%) e a **MOA** aparece com valores muito baixos (~1,5%) (Figura IV.6)

### IV.3.3. Comparação das Variações de $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

A análise de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  nos perfis em estudo da **Bacia do Algarve** foram parcialmente realizados por Borges (2012). Esta Autora recorreu à análise isotópica em dois dos perfis presentes neste estudo, isto é, o perfil da Praia da Mareta (Batoniano inferior – Caloviano superior) e o perfil da Baía de Três Ângras (Kimmeridgiano inferior). Como tal, e tendo em conta o acima exposto, importa estabelecer uma correlação entre estas duas variáveis isotópicas.

#### **Batoniano inferior ao Caloviano superior**

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  obtidos no perfil da Praia da Mareta situam-se sempre perto dos 2‰, o que se pode considerar valores típicos de assinatura marinha em carbonatos (Figura IV.4). Para o topo da sucessão (Caloviano médio a superior) é possível observar algumas oscilações nos valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ . No entanto, no topo da sucessão, já no Caloviano superior, exibem-se valores entre os 2‰ e os 3‰ (cerca de 23 amostras) mostrando, assim, embora que ligeira, uma excursão positiva (Figura IV.7 c). Isto, apesar dos valores próximos de 0‰ de duas amostras isoladas observadas no topo da sucessão, que poderão refletir ação diagenética. Independentemente deste facto, parece existir alguma sintonia entre as evoluções do  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  e do  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  observadas no Caloviano superior desta porção ocidental da Bacia do Algarve.

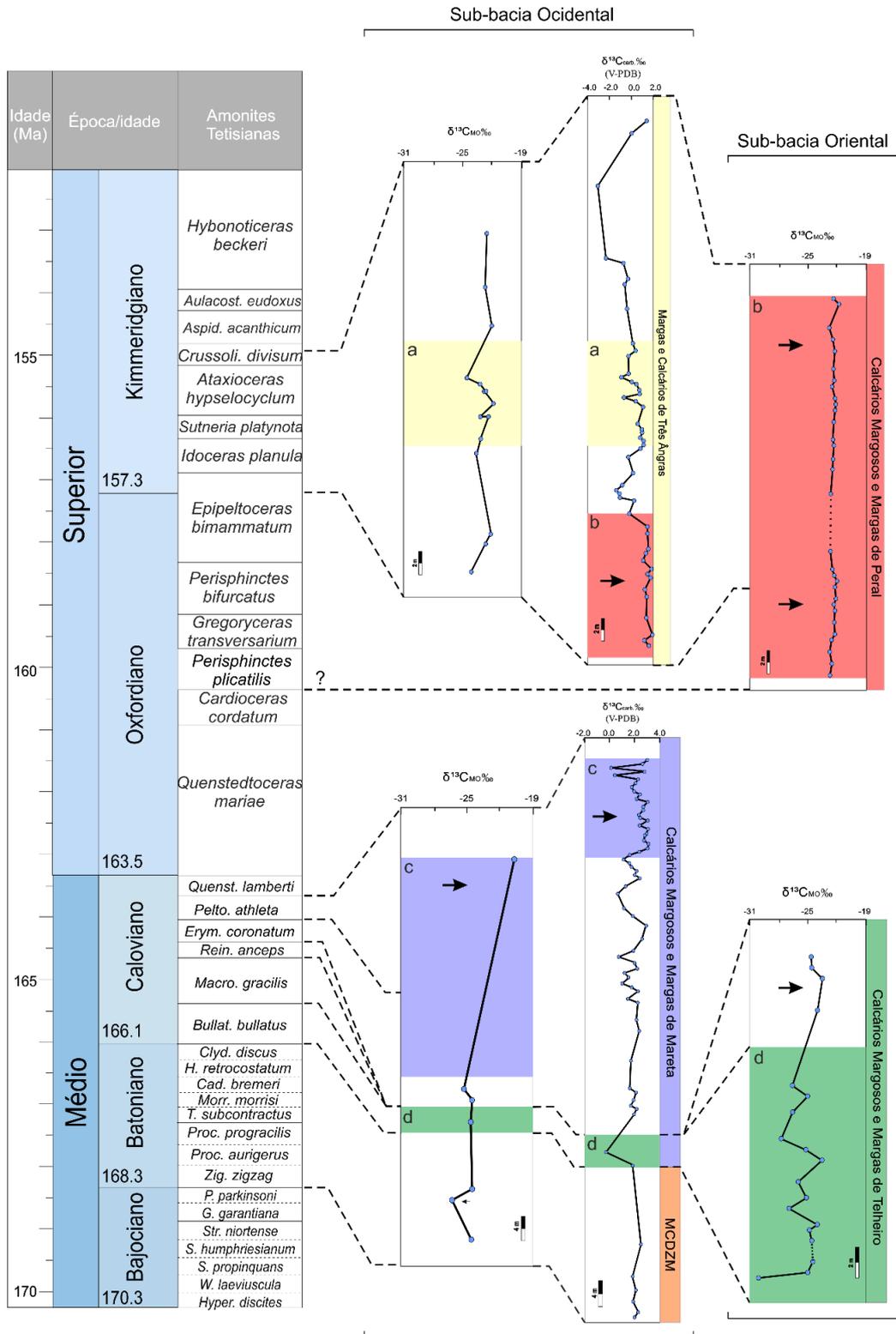


Figura IV.7. Comparação dos valores isotópicos obtidos no presente trabalho com os dados de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  obtidos por Borges (2012) entre o Batoniano inferior e o Kimmeridgiano inferior; a. Comparação das oscilações presentes na unidade **Margas e Calcários de Três Ângras**; b. Comparação de tendência positiva na unidade **Calcários Margosos e Margas de Peral**; c. Comparação de tendência positiva na unidade **Calcários Margosos e Margas de Mareta**; d. Comparação da Zona Bullatus nos dois setores. Cronostratigrafia retirada de Ogg & Gradstein (2012).

### **Kimmeridgiano inferior**

Tal como se pode constatar a partir da Figura IV.7, neste intervalo os valores  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  apresentam-se um pouco mais complexos, oscilando dos -3‰ aos 2‰. A base da sucessão isotópica de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  do perfil da Baía de Três Ângras apresenta valores muito próximos dos 2‰ nos primeiros 10 metros, vindo provavelmente de uma excursão positiva de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ , estes valores podem ser comparados com os de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  no perfil de Cerro da Rocha (Figura IV.7 b). Já numa posição intermédia, é possível verificar algumas oscilações, entre -1‰ e 1‰, nos valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  assim como observado nos valores obtidos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  no perfil da Baía de Três Ângras, entre os -24‰ e -25‰ (Figura IV.7 a). No topo da sucessão observa-se uma excursão negativa do  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  e posteriormente uma excursão positiva que não é comparável com a análise isotópica realizada em **MO**.

#### **IV.3.4. Eventos isotópicos à escala regional e global**

Os estudos relativos ao limite Jurássico Médio-Superior têm sido comuns nos últimos anos. Esta transição é caracterizada por **mudanças climáticas e oceanográficas** significativas, mas também, por **alterações no ciclo global do carbono**, justificadas pelo registo isotópico (ver, por exemplo, Jenkyns *et al.*, 2002; Gröcke *et al.*, 2003; Wierzbowski, H., 2004; Weissert *et al.*, 2004; Pearce *et al.*, 2005; O'Dogherty *et al.*, 2006; Rais *et al.*, 2007; Schmid *et al.*, 2007; Koevoets *et al.*, 2016; Price *et al.*, 2016).

De acordo com a análise bibliográfica e contrariamente ao registado noutros intervalos de tempo normalmente associados a **eventos oceânicos anóxicos** (ver, por exemplo, Schlanger & Jenkyns, 1976; Tsikos *et al.*, 2004; Weissert & Erba, 2004; Hesselbo *et al.*, 2006, 2007; Jenkyns, 2010), as variações isotópicas do carbono no Bajociano – Kimmeridgiano à escala global não são tão marcantes. Ainda assim, durante o **Oxfordiano médio** parece destacar-se uma excursão positiva do  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  com uma amplitude acima de 1‰ documentada em inúmeras secções a Norte do Tétis (Schmid *et al.*, 2007). Segundo Koevoets *et al.* (2016), esta excursão positiva já é reconhecida à escala global durante o **Caloviano superior e Oxfordiano** em  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  e  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ . Esta pode ser encontrada em inúmeras curvas de isótopo inorgânico ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ), a sul de França (Jenkyns, 1996), na região de Moscovo (Rússia), Siberia (Zakharov *et al.*, 2014), Oceano Atlântico central (Katz *et al.*, 2005) e na Nova Zelândia (Podlaha *et al.*, 1998); e também nos isótopos de carbono orgânico em Svalbard, Noruega (Koevoets *et al.*, 2016), Ilha

Skye, Escócia (Nunn *et al.*, 2009), Dorset, Inglaterra (Morgans-Bell *et al.*, 2001) (Figura IV.8). No entanto, o “timing” desta excursão geral não é totalmente exato, tornando por vezes a correlação imprecisa. A presença desta “anomalia positiva” nas curvas de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  e  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  (entre sedimento carbonatado da matriz da rocha, conchas de braquiópodes e belemnites) sugerem uma forte interação entre o **sistema oceano-atmosfera** (Nunn *et al.*, 2009). As diferenças no “timing” desta excursão pode ser atribuída à possibilidade de que o  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  derivado de belemnites, possa ter gravado diferentes componentes do reservatório de carbono marinho (Nunn *et al.*, 2009).

As correlações feitas entre as curvas isotópicas do carbono orgânico e inorgânico devem ser interpretadas com cautela pois os dois sinais podem ou não variar dependendo do estado do ciclo do carbono e dos mecanismos responsáveis pelas tendências e excursões, incluindo fatores diagenéticos (Kump & Arthur, 1999; Oehlert & Swart, 2014; *in* Koevoets *et al.*, 2016). Com base nestes autores é possível obter uma correlação das tendências gerais das curvas de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  e  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  obtidas em vários locais do globo, com os dados obtidos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  no presente estudo (Figura IV.8). Esta correlação realizou-se para o intervalo Batoniano inferior - Kimmeridgiano inferior, onde o intervalo Oxfordiano inferior/médio não tem correspondência nos perfis analisados. De acordo com a Figura IV.8, é notável a excursão positiva nas curvas de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  e  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  dos vários locais comparados. Pelo que se observa, o topo desta excursão situa-se entre o Caloviano e o Oxfordiano superior, coincidindo em parte com o intervalo não estudado. No entanto, a correlação das tendências gerais das curvas de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  e  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  é possível, observando os intervalos destacados a amarelo na Figura IV.8. Estes intervalos podem assim correlacionar-se com o que se observa nas tendências gerais de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  dos dois setores estudados na Bacia do Algarve. Porém, é de notar que não tendo uma sucessão estratigráfica completa do intervalo em estudo e havendo uma zona de não observação, como dito anteriormente, não é possível observar uma excursão positiva “completa” como observado nos diferentes locais de comparação (ver, por exemplo, as curvas de Spitsbergen, Svalbard; Ilha Skye, Escócia; Helmsdale, Escócia e Oceano Atlântico) (Figura IV.8). Embora não seja possível observar as tendências de todo o intervalo em estudo, é notável o aumento dos valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  (-25‰ para -20‰ ou -26‰ para -23‰) e  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  (1‰ para 3‰) no Caloviano e a diminuição dos mesmos no Oxfordiano médio/superior ou Kimmeridgiano inferior (manutenção dos valores em ~-22‰ em

$\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  ou 2‰ para -2‰ em  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ), acima da zona não estudada, corroborando a hipótese de correlação com as curvas de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  e  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  dos vários locais comparados.

O intervalo analisado mais próximo do pico desta excursão geral, corresponde ao analisado na unidade **Calcários Margosos e Margas de Peral** (Oxfordiano médio/superior-Kimmeridgiano inferior). A tendência isotópica de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  nesta unidade é de facto positiva, havendo uma uniformização dos valores isotópicos entre os -21‰ e -22‰, podendo corresponder ao topo de uma excursão positiva, como observado por exemplo, na curva  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  do Oceano Atlântico. Mais acima, do ponto de vista cronostratigráfico, na unidade **Margas e Calcários de Três Ângras** (Kimmeridgiano inferior) os dados isotópicos corroboram a hipótese anterior, havendo um decréscimo dos valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  de 2‰ para -1‰.

Esta correlação poderia incluir mais um perfil isotópico ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ) realizado por Borges (2012), na praia de Benaçoitão (Caloviano médio – Oxfordiano superior?/Kimmeridgiano). No entanto, esta curva isotópica mostra alguns valores anómalos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  evoluindo, da base para o topo, de -8‰ a 2‰. Havendo esta mudança drástica nos valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  e uma clara indefinição cronostratigráfica, mas também pelo facto de aparecerem valores tão negativos para carbonatos (Figura IV.4), este perfil não foi incluído nesta correlação. É de notar que nesta mesma sucessão é possível observar uma grande discordância, pelo qual são visíveis espessos conglomerados, admitindo por isso, que estes valores anómalos estarão associados claramente a fatores diagenéticos.

De acordo com os dados isotópicos anteriormente descritos, estes parecem mostrar alguma semelhança com o observado à escala global (Figura IV.8).

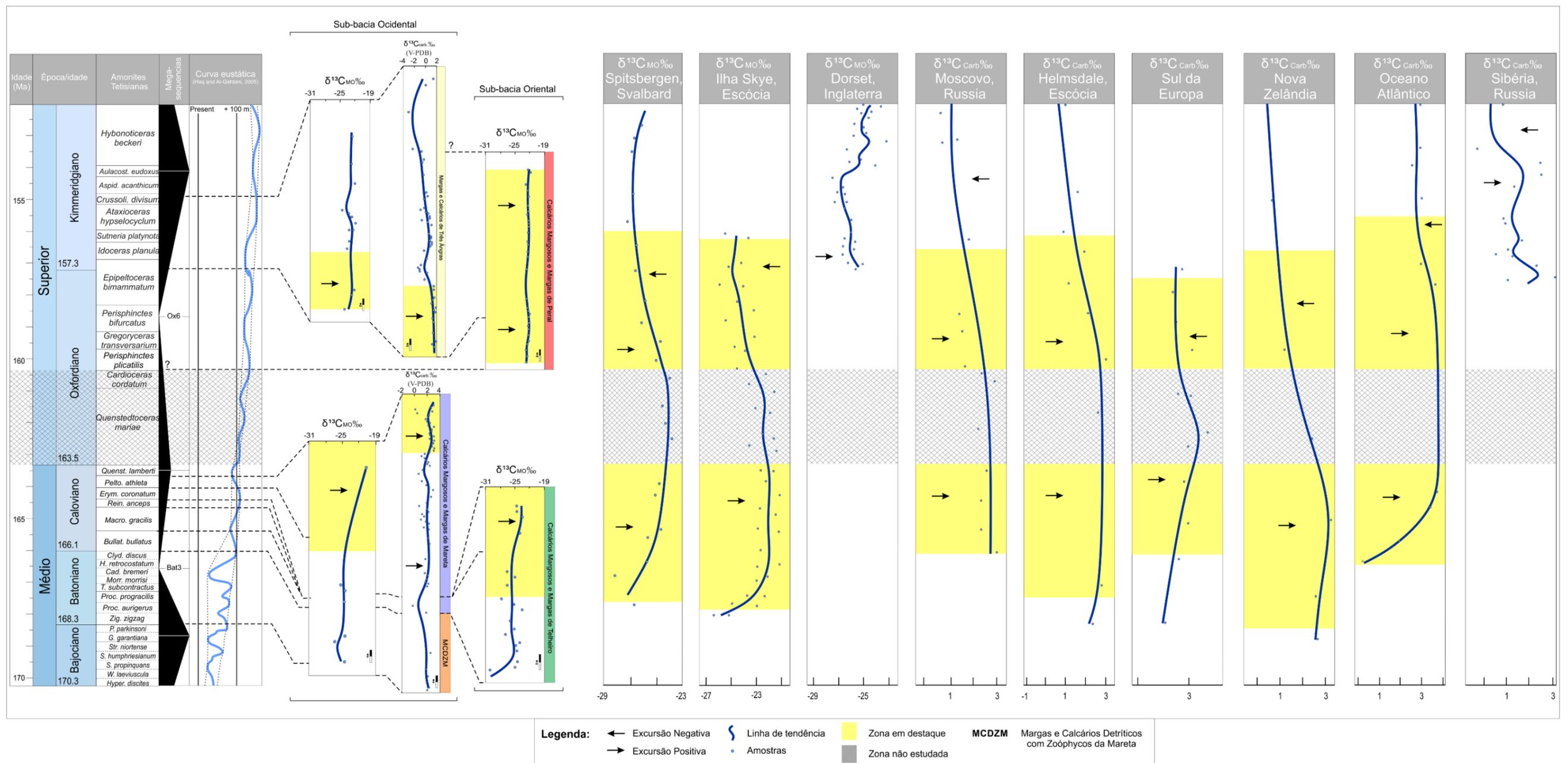


Figura IV.8. Comparação das tendências de  $\delta^{13}C_{MO}$  e  $\delta^{13}C_{carb}$  obtidas na Bacia do Algarve, com as tendências gerais de  $\delta^{13}C_{MO}$  e  $\delta^{13}C_{carb}$  obtidas em vários locais do globo. Ilha Skye, Escócia (Nunn *et al.*, 2009); Dorset, Inglaterra (Morgans-Bell *et al.*, 2001); Moscovo, Rússia (Price and Rogov, 2009); Helmsdale, Escócia (Nunn and Price, 2010); Central Southern Europe (Jenkyns, 1996); Nova Zelândia (Podlaha *et al.*, 1998), Oceano Atlântico (Katz *et al.*, 2005) e Sibéria (Zakharov *et al.*, 2014); in Koevoets *et al.*, 2016. Cronostratigrafia retirada de Ogg & Gradstein (2012).



## CAPÍTULO V. CONSIDERAÇÕES FINAIS

---

De acordo com os objetivos iniciais, pretendeu-se com este trabalho ampliar o conhecimento sobre a MO registada no Jurássico carbonatado da Bacia do Algarve. Entre estudos de geoquímica orgânica, palinofácies, maturação e geoquímica isotópica ( $\delta^{13}\text{CMO}$ ), sendo este último a grande novidade na aplicação ao Jurássico da Bacia do Algarve. Tratando-se de uma tese de mestrado, uma das ideias marcantes de todo o trabalho foi a de utilizar o maior número de técnicas laboratoriais e de ter um bom enquadramento de campo. Ainda mais, sendo a análise isotópica sobre a matéria orgânica um dos principais objetivos, esse desiderato requereu o maior conhecimento possível sobre a natureza orgânica dos sedimentos.

### **V.1. Tipologia e variabilidade da Matéria Orgânica *versus* implicações paleoambientais**

Segundo os dados obtidos da variação do COT e do reconhecimento palinofaciológico é incontestável que as unidades litostratigráficas analisadas da Bacia do Algarve mostram uma **taxa de acumulação da MO bastante reduzida**. Os valores de COT não ultrapassam 1%, enquanto numa análise mais detalhada realizada por Borges (2012) estes raramente ultrapassam os 2%. Entre a tipologia da MO considera-se o grupo dos fitoclastos como o mais abundante, mostrando assim a grande influência continental, orgânica, das unidades marinhas estudadas. Na maioria destas unidades, as percentagens de MOA apresentam-se débeis, embora as unidades **Calcários Margosos e Margas de Mareta** no Caloviano superior e **Margas e Calcários da Baía de Três Ângros** no Kimmeridgiano inferior apresentem percentagens consideráveis deste componente (entre 16%-40%).

Em conformidade com as implicações paleoambientais admitidas no capítulo IV, considera-se então o intervalo superior da unidade **Calcários Margosos e Margas da Mareta** como o intervalo com **maior influência de MO marinha**. Este intervalo apresenta uma boa quantidade de MOA, assim como a presença maioritária de palinomorfos marinhos em relação aos palinomorfos terrestres, exibindo o clássico domínio marinho. Do grupo dos Fitoclastos, os **FO** mostram-se mais abundantes neste compartimento estratigráfico (Caloviano superior), comprovando assim a sua distalidade. De acordo com o reconhecimento palinofaciológico, considera-se ainda as unidades **Calcários Margosos e Margas do Peral** e **Margas Calcários da Baía de Três Ângros**

como as de maior influência de **MO** continental. Estas, contém uma quantidade significativa de **FO** e **MOA**, provavelmente associada à degradação da **MO** devido a processos de oxidação. Esta evidência é corroborada pela quase inexistência de palinomorfos marinhos em ambos os casos, embora esta questão não seja conclusiva.

## V.2. Maturação Térmica

A análise de maturação térmica nos perfis analisados não é mais que uma **confirmação** do que foi descrito e concluído por Fernandes *et al.* (2013). De facto, pelo analisado, e segundo as técnicas petrografia orgânica, **as unidades do Jurássico da Bacia do Algarve situam-se na janela do óleo**. Como visto anteriormente os valores da Pirólise Rock-Eval mostram-se inconsistentes, visto que os dados obtidos de Tmax encontram-se ou acima ou abaixo da janela do óleo, não havendo coerência nos resultados desta técnica.

Cruzando os dados obtidos do reconhecimento palinofaciológico, maturação térmica e Pirólise Rock-Eval (baixos índices de Hidrogénio e de S2), é indubitável que a **MO** do Jurássico da Bacia do Algarve possui um **fraco potencial para gerar hidrocarbonetos**, mesmo que os valores de maturação apontem para a janela do óleo.

## V.3. Interpretação Isotópica *versus* Tipologia e Variabilidade da Matéria Orgânica e Correlação de Eventos à Escala Regional e Global

O conjunto de técnicas utilizadas foi de grande importância para uma interpretação complementada das razões isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  (Borges, 2012) e pela primeira vez, de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ , sendo este último, um dos principais objetivos do presente trabalho. Posteriormente, ainda foi possível fazer uma correlação à escala global das tendências isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  e  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ . A variabilidade de técnicas aplicadas permitiu também correlacionar diversos dados obtidos conjugando graficamente os seus resultados, melhorando assim a sua interpretação.

Comparando os valores isotópicos  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  de ambas as sub-bacias do Algarve é notável que os valores da sub-bacia oriental apresentam-se tendencialmente mais negativos (~-22‰ a ~-30‰). Uma evidência que demonstra que poderá ter havido uma polaridade ambiental nos setores analisados, sendo que esta última terá tido **maior influência de MO continental**. Transpondo as curvas isotópicas aos dados da tipologia

e variabilidade da **MO**, nos perfis analisados da sub-bacia ocidental ( $\sim -20\%$  a  $\sim -26\%$ ) é possível observar uma **conformidade nas tendências de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$**  ( $\sim -22\%$  a  $\sim -20\%$ ), **COT** (0,59% – 1,77%) e de **MOA** (16% – 40%), tanto na unidade **Margas e Calcários da Baía de Três Ângras**, assim como na unidade **Calcários Margosos e Margas de Mareta**. Os níveis com valores mais elevados de MOA e COT, na sub-bacia ocidental, corresponderão assim a níveis onde a **MO** é de maior influência marinha. Já no setor oriental, mesmo não havendo uma grande resolução de dados, é possível aferir que não existe semelhante conformidade nas curvas dos valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  e MOA.

É de realçar a complexidade destas interpretações pois, como visto anteriormente no reconhecimento palinofaciológico, admite-se que a unidade **Margas e Calcários da Baía de Três Ângras** apresenta uma percentagem de MOA aceitável, devido a processos de oxidação, associados ao ambiente deposicional e, por isso, considerada como das unidades com maior influência de **MO** continental. No entanto, cruzando os dados isotópicos, parece haver um sinal mais marinho do  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ , sempre que as percentagens de MOA aumentam, podendo contrariar a interpretação anteriormente proposta. Não havendo confluência dos dados isotópicos com o reconhecimento palinofaciológico registado, como no caso da unidade **Calcários Margosos e Margas de Mareta**, considerou-se os picos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  ( $\sim -22$ ) como de leve influência marinha, isto tendo em conta toda a complexidade associada com as diversas variáveis que controlam e influenciam o ciclo do carbono.

De acordo com a correlação dos eventos isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  e  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$ , os dados analisados parecem mostrar alguma semelhança com o observado à escala regional e global. A identificação do evento isotópico positivo do Caloviano superior ao Oxfordiano médio/superior na Bacia do Algarve, ainda que exista a falta de dados, **reforça a hipótese desta excursão ser um marcador quimioestratigráfico global.**

#### **V.4. Trabalhos Futuros**

Por fim, e de acordo com os aspetos conclusivos anteriormente evidenciados, recomenda-se o aperfeiçoamento dos seguintes aspetos em trabalhos futuros:

- O estudo do reconhecimento palinofaciológico anteriormente referido deverá ser acompanhado por uma análise palinofaciológica, com uso de fluorescência. Este estudo impõe-se a fim de melhorar a caracterização da **MO** analisada. Como por exemplo, na

unidade **Margas e Calcários da Baía de Três Ângras**, com o uso da fluorescência, **a identificação da origem da MOA tornar-se-ia mais conclusiva;**

- Embora as evidências quanto ao estado de maturação da **MO** sejam claras a partir das técnicas de petrografia orgânica há que entender o porquê da inconsistência dos valores de Tmax obtidos. No entanto, devido à fraca taxa de acumulação de **MO** nestes sedimentos, o aumento do número de amostras para as técnicas de geoquímica orgânica considera-se dispensável.

- Considerando que a análise isotópica foi o grande objetivo deste trabalho, torna-se necessária uma ampliação da amostragem de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  por cada perfil, podendo assim aumentar a resposta isotópica em níveis de fraca resolução estratigráfica. Em especial, nas unidades e intervalos cronostratigráficos que mostram maior variabilidade como são os casos de **Calcários Margosos e Margas de Mareta** e **Margas e Calcários da Baía de Três Ângras**. Dada a ocorrência da excursão isotópica global ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  e  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ) do Caloviano superior ao Oxfordiano médio/superior, o reconhecimento deste evento na Bacia do Algarve deve ser analisado com mais detalhe. Para além do aumento da resolução isotópica nos perfis realizados, a fim de credibilizar as tendências descritas neste trabalho, seria necessário uma análise de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$  em sucessões estratigráficas distintas, evidentemente dentro do mesmo intervalo de tempo, presentes no *onshore* ou no *offshore* da bacia.



## VI. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Addi, A.A., Chafiki, D., 2013. Sedimentary evolution and paleogeography of mid-Jurassic deposits of the Central High Atlas, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*. 84, 54-69.
- Addi, A.A., Chellai, E.H., Ben Ismail, M.H., 1998. Les paleoenvironnements des facies du Lias superieur-Dogger du Haut-Atlas d'Errachidia (Maroc). *Africa Geoscience Review*. 5, 39-48.
- Antunes, M., Pais, J., 1993. The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*. 12, 7-22.
- Azerêdo, A., Duarte, L., Henriques, M., Manuppella, G., 2003. Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio. *Cadernos de Geologia de Portugal*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 43 p.
- Bordenave, M., Espitalié, J., Laplat, P., Oudin, J., Vandenbrouke, M., 1993. Screening techniques for source rock evaluation. In: Bordenave, M. (Ed.), *Applied Petroleum Geochemistry*. Editions Technip, Paris, 217-279.
- Borges, M., 2012. Palinostratigrafia e isótopos estáveis do Jurássico da Bacia Algarvia e da Carrapateira, Vol. 1. Tese de Doutoramento, 204 p.
- Borges, M., Riding, J., Fernandes, P., Pereira, Z., 2011. The Jurassic (Pliensbachian to Kimmeridgian) palynology of the Algarve Basin and the Carrapateira outlier, southern Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 163, 190-204.
- Borges, M., Riding, J., Fernandes, P., Matos, V., Pereira, Z., 2012. Callovian (Middle Jurassic) dinoflagellate cysts from the Algarve Basin, southern Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 170, 40-56.
- Cantolla, A.U., 2003, *Historia del clima de la Tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, 360 p.
- Choffat, P., 1887. Recherches sur les terrains secondaires au Sud du Sado. *Comun. Comissão Trab. Geol. Portugal*. 1(2), 22-312.
- Duarte, L.V., 2010. A contribuição dos isótopos estáveis de carbono no estudo das séries carbonatadas do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica. *Ciências Geológicas: Ensino, investigação e a sua história (volume I)*, 161-171.
- Duarte, L.V., Silva, R.L., Mendonça Filho, J.G., Poças Ribeiro, N., Chagas R.B.A., 2012. High-resolution stratigraphy, Palynofacies and source rock potential of the Água de Madeiros Formation (Lower Jurassic), Lusitanian Basin, Portugal. *Journal of Petroleum Geology*, Vol. 35(2), April 2012, 105-126.
- Duarte, L.V., Silva, R.L., Oliveira, L.C.V., Comas-Rengifo, M.J., Silva, F., 2010. Organic-rich facies in the Sinemurian and Pliensbachian of the Lusitanian Basin, Portugal: Total Organic Carbon distribution and relation to transgressive-regressive facies cycles. *Geologica Acta*. 8, 325–340.
- Ettaki, M., Chellaï, E.H., Milhi, A., Sadki, D., Boudchiche, L., 2000. Le passage Lias moyen – Lias supérieur dans la région de Todrha-Dadès: événements bio-sédimentaires et géodynamiques (Haut Atlas central, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*. 331 (10), 667-674.

- Frizon de Lamotte, D., Zizi, M., Missenard, Y., Hafid, M., El Azzouzi, M., Maury, R.C., Charrière, A., Taki, Z., Benammi, M., Michard, A., 2008. The atlas system. In *Continental evolution: the geology of Morocco*. Springer Berlin Heidelberg, 133-202.
- Fernandes, P., Luis, J., Rodrigues, B., Marques, M., Valentim, B., Flores, D., 2010. The measurement of vitrinite reflectance with MatLab. In: Oliwkiewicz- Miklasinka, M., Stempien-Salek, M., Iaptas, A. (Eds.), *CIMP Poland General Meeting*, September 2010. Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Warsaw, 11-13.
- Fernandes, P., Rodrigues, B., Borges, M., Matos, V., 2010. Organic maturation of the Algarve Basin. Preliminary results and implications for future hydrocarbon exploration. *GEOTIC – Sociedade Geológica de Portugal*. Volume 19 – nº 6.
- Fernandes, P., Rodrigues, B., Borges, M., Matos, V., Clayton, G., 2013. Organic maturation of the Algarve Basin (Southern Portugal) and its bearing on thermal history and hydrocarbon exploration. *Marine and Petroleum Geology* 46, 210-233.
- Gröcke, D.R., Price, G.D., Ruffell, A.H., Mutterlose, J., Baraboshkin, E., 2003. Isotopic evidence for Late Jurassic–Early cretaceous climate change. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 202, 97–118.
- Haq, B.U., Al-Qahtani, A.M., 2005. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *GeoArabia*. Vol. 10, No. 2.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*. 235 (4793), 1156-1167.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.-C., and Vail, P. R. (with numerous contributors), 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: *Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, eds. P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, and P.R. Vail. SEPM Special Publication. 60: 3-13,763-781, and chart supplements.
- Hesselbo, S.P., Gröcke, D.R., Jenkyns, H.C., Bjerrum, C.J., Farrimond, P., Morgans Bell, H.S., Green, O.R., 2000. Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event. *Nature*. 406, 392–395.
- Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., Duarte, L.V., Oliveira, L.C.V., 2007. Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). *Earth Planet. Sci. Lett.* 253, 455–470.
- Hesselbo, S.P., Pieńkowski, G., 2011. Stepwise atmospheric carbon-isotope excursion during the Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic, Polish Basin). *Earth and Planetary Science Letters*. 301, 365–372.
- Hillier, S., and Marshall, J., 1988. A rapid technique to make polished thin sections of sedimentary organic matter concentrates. *Journal of Sedimentary Petrology*. 58, 754-755.
- Hunt, J., 1996. *Petroleum Geochemistry and Geology*. W.H. Freeman and Co., New York.
- Jenkyns, H.C., 1996. Relative sea-level change and carbon isotopes: data from the Upper Jurassic (Oxfordian) of central and Southern Europe, *Terra Nova*. 8, 75–85.
- Jenkyns, H. C., 2010. The geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11, 30.

- Jenkyns, H.C., Jones, C.E., Gröcke, D.R., Hesselbo, S.P., Parkinson, D.N., 2002. Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for paleoceanography, *J. Geol. Soc.* 159, 351–378.
- Katz, M.E., Wright, J.D., Miller, K.G., Cramer, B.S., Fennel, K., Falkowski, P.G., 2005. Biological overprint of the geological carbon cycle. *Mar. Geol.* 217, 323–338.
- Koevoets, M.J., Abay, T.B., Hammer, Ø., Olausson, S., 2016. High-resolution organic carbon–isotope stratigraphy of the Middle Jurassic–Lower Cretaceous Agardhfjellet Formation of central Spitsbergen, Svalbard. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 251, 527–546.
- Kump, L.R., Arthur, M.A., 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chem. Geology.* 161, 181–198.
- Manuppella, G., 1988. Litoestratigrafia e tectónica da Bacia Algarvia. *Geonovas.* 10, 67–71.
- Manuppella, G. (coord.), 1992. Carta Geológica da Região do Algarve na escala 1:100 000. Nota Explicativa, Serviços Geológicos de Portugal, 15 p.
- Mannupella, G., Marques, B., & Rocha, R. B., 1988. Evolution tectono-sédimentaire du bassin de l’Algarve pendant le Jurassique. 2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy. Lisboa. 1031–1046.
- Manuppella, G., Perdigoão, J., 1972. Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, 51-B Vila do Bispo. Serviços Geológicos de Portugal.
- Manuppella, G., Ramalho, M.M., Antunes, A.T. & Pais, J., 1987. Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, Notícia Explicativa da Folha 53-A (Faro). Serviços Geológicos de Portugal, 52 p.
- Marques, B., 1983. O Oxfordiano – Kimeridgiano do Algarve Oriental: estratigrafia, paleobiologia (Ammonoidea) e paleobiogeografia. Tese Doutorado. UNL, 547.
- Marques, B., 1985. Litoestratigrafia do Oxfordiano-Kimmeridgiano do Algarve. *Comun. Serv. Geol. Portugal.* 71(1), 33–39.
- Marques, B., Rocha, R., 1988a. O Caloviano do flanco norte do Guilhim (Algarve oriental): bioestratigrafia e paleobiogeografia. *Ciências da Terra (UNL).* 9, 19–26.
- Marques, B., Rocha, R., 1988b. Evolução paleogeográfica e paleobiogeográfica do Caloviano-Kimmeridgiano do Algarve. *Ciências da Terra (UNL).* 9, 33–40.
- Matias, H., 2007. Hydrocarbon potential of the offshore Algarve Basin (PhD thesis). Lisbon University.
- Mendonça Filho, J. G., Menezes, T. R., 2001. Curso de Palinofácies e Fácies Orgânica (Não publicado), Universidade Federal do Rio de Janeiro, 114 p.
- Morgans-Bell, H.S., Coe, A.L., Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., Weedon, G.P., Marshall, J.E.A., Tyson, R.V., Williams, C.J., 2001. Integrated stratigraphy of the Kimmeridge Clay Formation (Upper Jurassic) based on exposures and boreholes in south Dorset, UK. *Geol. Mag.* 138, 511–539.

- Mousterde, R., 1971. Esquisse de l'évolution biostratigraphique de la Peninsule Ibérique au Jurassique. *Cuad. Geol. Iberica* 2, 21-31.
- Nunn, E.V., Price, G.D., Hart, M.B., Page, K.N., Leng, M.J., 2009. Isotopic signals from Callovian-Kimmeridgian (Middle-Upper Jurassic) belemnites and bulk organic carbon, Staffin Bay, Isle of Skye, Scotland. *J. Geol. Soc. Lond.* 166, 633–641 (16).
- O'Dogherty, L., Sandoval, J., Bartolini, A., Bruchez, S., Bill, M., Guez, J., 2006. Carbon–isotope stratigraphy and ammonite faunal turnover for the Middle Jurassic in the Southern Iberian palaeomargin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 239, 311–333.
- Oehlert, A.M., Swart, P.K., 2014. Interpreting carbonate and organic carbon isotope covariance in the sedimentary record. *Nat. Commun.* 5, 4672.
- Ogg, J.G. & Hinnov, L.A. 2012. Jurassic, 731–791. In Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. & Ogg, G. (eds) *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Oxford, Amsterdam, Waltham.
- Oliveira, J. (Coord.), 1982-83. Carta Geológica de Portugal. Folha 7. Escala 1/200 000. Serv. Geol. Portugal.
- Oliveira, J. (Coord.), 1984. Carta Geológica de Portugal. Escala 1/200 000. Notícia explicativa da folha 7. Serv. Geol. Portugal, 77 p.
- Oliveira, J. (Coord.), 1987-1988. Carta Geológica de Portugal. Folha 8. Escala 1/200 000. Serv. Geol. Portugal.
- Oliveira, J.T. (Coord.), 1992. Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, Notícia Explicativa da Folha 8. Serviços Geológicos de Portugal, 91.
- Oliveira, J., Pereira, E., Ramalho, M., Antunes, M., Monteiro, J., 1992. Carta Geológica de Portugal. Escala 1:500 000. Serviços Geológicos de Portugal.
- Oliveira, L.C.V., Rodrigues R., Duarte, L.V., Lemos, V., 2006. Avaliação do potencial gerador de petróleo e interpretação paleoambiental com base em biomarcadores e isótopos estáveis de carbono da secção Pliensbaquiano-Toarciense inferior (Jurássico Inferior) da região de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal). *Boletim de Geociências da Petrobras*. 14 (2), 207-234.
- Pais, J., Legoinha, P., Elderfield, H., Sousa, L., Estevens, M., 2000. The Neogene of Algarve (Portugal). *Ciências da Terra*. 14, 277-288.
- Pavia, G., Sturani, C., 1968. Étude biostratigraphique du Bajocien des chaînes subalpines aux environs de Digne. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 87, 305-316.
- Pearce, C.R., Hesselbo, S.P., Coe, A.L., 2005. The mid-Oxfordian (Late Jurassic) positive carbon-isotope excursion recognised from fossil wood in the British Isles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 221, 343–357.
- Pereira, A.M., 2014. Caracterização organofaciológica e organogeoquímica de uma sequência sedimentar do sector Central da Bacia Lusitânica (sondagem Gaiteiros 1). Universidade do Porto. Tese de Mestrado, 109 p.
- Peters, K., 1986. Guidelines for evaluating petroleum source rocks using programmed pyrolysis. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, 70(3), pp. 318-329.

- Poças Ribeiro, N., Mendonça Filho, J.G., Duarte, L.V., Silva, R.L., Mendonça, J.O., Silva, T.F., 2013. Palynofacies and organic geochemistry of the Sinemurian carbonate deposits in the western Lusitanian Basin (Portugal): coimbra and Água de Madeiros Formations. *International Journal of Coal Geology* 111, 37–52.
- Podlaha, O.G., Mutterlose, J., Veizer, J., 1998. Preservation of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  in belemnite rostra from the Jurassic/Early Cretaceous successions. *Am. J. Sci.* 298, 324–347.
- Price, G.D., Rogov, M.A., 2009. An isotopic appraisal of the Late Jurassic greenhouse phase in the Russian Platform. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 273, 41–49.
- Price, G.D., Fözy, I., Pálffy, J., 2016. Carbon cycle history through the Jurassic–Cretaceous boundary: A new global  $\delta^{13}\text{C}$  stack. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 451, 46-61.
- Rais, P., Schmid, L., Stefano, M., Helmut, W., 2007. Palaeoceanographic and palaeoclimatic reorganization around the Middle-Late Jurassic transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 251, 527-546.
- Ramalho, M., 1981. Note préliminaire sur les microfácies du Jurassique supérieur portugais. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal.* 67(1): 41-45.
- Ramalho, M., 1985. Considérations sur la biostratigraphie du Jurassique supérieur de l'Algarve oriental (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal.* 71/1, 41-50.
- Ramalho, M., 1988. Sur la découverte des biohermes stromatolithiques à spongiaires siliceux dans le Kimméridgien de l'Algarve (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal.* 71/1, 51-54.
- Ramalho, M., Ribeiro, A., 1985. The geology of the Mesozoic – Carrapateira Outlier (W Algarve) and its relationship with the opening of the North Atlantic. *Comun. Serv. Geol. Port., Lisboa,* 71 (1), pp. 51– 54.
- Rey, J., 2006. Les Formations Crétacées de l'Algarve Occidental et Central. *Comunicações Geológicas.* 93, 39-80.
- Rey, J., 2009. Les Formations Crétacées de l'Algarve Oriental. *Comunicações Geológicas.* 96, 19-38.
- Ribeiro, A., Ribeiro, J. T., Ramalho, M. M. L., Silva, L., 1987. Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000 *Notícia Explicativa da Folha 48-D.* Bordeira Serviços Geológicos de Portugal.
- Rocha, R., 1971. Contribuição para o estudo geológico da região do Cabo de S. Vicente-Alvor. *Bol. Soc. Geol. Portugal.* 17/2-3, 139-168.
- Rocha, R., 1976. Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve ocidental. *Ciências da Terra.* 2, 178.
- Rocha, R.B., Marques, B., 1979. Le Jurassique de l'Algarve (Portugal): esquisse stratigraphique et évolution paleogéographique. *Cuadernos de Geologia Granada.* 10, 35-43.
- Rocha, R.B., Marques, B., Antunes, M., Pais, J. (1989). Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, *Notícia Explicativa da Folha 52-B Albufeira.* Serviços Geológicos de Portugal. 36 p.

- Rocha, R.B., Ramalho, M., Manuppella, G., Zbyszewski, G., Coelho, A.V.P., 1979. Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, Notícia Explicativa da Folha 51-B Vila do Bispo. Serviços Geológicos de Portugal. 118 p.
- Ruiz-Ortiz, P.A., Vera, J.A., García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Molina, J.M., 1989. Las discontinuidades mayores del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios. Cuadernos de Geología Ibérica. 13, 35-52.
- Schlanger, S. O., Jenkyns, H. C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*. 55, 179-184.
- Schmid, L., Rais, P., Philippe, S., Stefano, M., Helmut, W., 2007. Plate tectonic trigger of changes in pCO<sub>2</sub> and climate in the Oxfordian (Late Jurassic): Carbon isotope and modeling evidence. *Earth and Planetary Science Letters*. 258, 44–60.
- Scholle, P.A. & Arthur, M.A., 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *AAPG Bulletin*, 64: 67-87.
- Silva, R.L., Duarte, L.V., Comas-Rengifo, M.J. (2015). Carbon isotope chemostratigraphy of Lower Jurassic carbonate deposits, Lusitanian Basin (Portugal): Implications and limitations to the application in sequence stratigraphic studies. In: Ramkumar, M. (Ed). *Chemostratigraphy: concepts, techniques, and applications*, Elsevier, ISBN: 978-0-12-419968-2, 341-371.
- Silva, R.L., Duarte, L.V., Comas-Rengifo, M.J., Mendonça Filho, J.G. & Azerêdo, A.C., 2011. Update of the carbon and oxygen isotopic records of the Early–Late Pliensbachian (Early Jurassic, ~187 Ma): Insights from the organic-rich hemipelagic series of the Lusitanian Basin (Portugal). *Chemical Geology*. 283, 177-184.
- Silva, R.L, Duarte, L.V. & Mendonça Filho, J.G. 2013. Optical and geochemical characterization of Upper Sinemurian (Lower Jurassic) fossil wood from the Lusitanian Basin (Portugal). *Geochemical Journal*. 47(5), 489–498.
- Silva, R.L, Mendonça Filho, J.G., Azerêdo, A.C., Duarte, L.V., 2014. Palynofacies and TOC analysis of marine and non-marine sediments across the Middle–Upper Jurassic boundary in the central-northern Lusitanian Basin (Portugal). In: *Facies*. 60, 255-276.
- Staplin, F.L., 1969. Sedimentary organic matter, organic metamorphism and oil and gas occurrence. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. 17, 47-66.
- Staplin, F.L., 1977. Interpretation of thermal history from colour of particulate organic matter e a review. *Palynology*. 1, 9-18.
- Staplin, F.L., 1982. How to assess maturation and palaeotemperatures: introduction. In: Staplin, F., et al. (Eds.), *How to Assess Maturation and Palaeotemperatures*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course. 7, 1-5.
- Suan, G., Mattioli, E., Pittet, B., Lecuyer, C., Sucherasmarx, B., Duarte, L.V., Philippe, M., Reggiani, L. & Martineau, F. 2010. Secular environmental precursors to Early Toarcian (Jurassic) extreme climate changes. *Earth and Planetary Science Letters*. 290, 448–458.

- Suan, G., Pittet, B., Bour, I., Mattioli, E., Duarte, L.V. & Mailliot, S., 2008. Duration of the Early Toarcian carbon isotope excursion deduced from spectral analysis: Consequences for its possible causes. *Earth and Planetary Science Letters*. 267, 666–679.
- Terrinha, P., 1998. Structural geology and tectonic evolution of the Algarve Basin, South Portugal. Doctoral dissertation, Imperial College London (University of London).
- Terrinha, P., Ribeiro, C., Kullberg, J.C., Lopes, C., Rocha, R.B., Ribeiro, A., 2002. Compressive Episodes and Faunal Isolation during Rifting, Southwest Iberia. *Journal of Geology* 110, 101-113.
- Terrinha, P., Rocha, R., Rey, J., Cachão, M., Moura, D., Roque, C., Martins, L., Valadares, V., Cabral, J., Azevedo, M. R., Barbero, L., Clavijo, E., Dias, R. P., Gafeira, J., Matias, H., Matias, L., Madeira, J., Marques da Silva, C., Munhá, J., Rebelo, L., Ribeiro, C., Vicente, J. & Youbi, N., 2013. *A Bacia do Algarve: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica*. In: *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria* (Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, J. C. Coord.), Escolar Editora. 823-987.
- Tyson, R., 1995. *Sedimentary Organic Matter, Organic Facies and Palynofacies*. Chapman & Hall, London.
- Tsikos, H., Jenkyns, H. C., Walsworth-Bell, B., Petrizzo, M. R., Forster, A., Kolonic, S., Erba, E., Premoli Silva, I., Baas, M., Wagner, T., Sinninghe Damsté, J.S., 2004. Carbon-isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian–Turonian Oceanic Anoxic Event: correlation and implications based on three key localities. *Journal of the Geological Society*. 161, 711-719.
- Van Gijzel, P., 1975. Polychromatic UV-fluorescence microscope-photometry of fresh and fossil plant substances with special reference to the location and identification of dispersed organic material in rocks. In: Alpern, B. (Ed.), *Pétrographie de la matière organique des sédiments, relations avec la paléotemperature et le potentiel pétrolier*. Colloque International, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris. 67-91.
- Weissert, H. & E. Erba (2004): Volcanism, CO<sub>2</sub> and palaeoclimate: a Late Jurassic-Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. – *Journal of The Geological Society*. 161, 695–702.
- Wierzbowski, H., 2004. Carbon and oxygen isotope composition of oxfordian–Early Kimmeridgian belemnite rostra: palaeoenvironmental implications for late Jurassic seas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 203, 153–168.
- Zakharov, V.A., Rogov, M.A., Dzyuba, O.S., Žák, K., Košťák, M., Pruner, P., Skupien, P., Chadima, M., Mazuch, M., Nikitenko, B.L., 2014. Palaeoenvironments and palaeoceanography changes across the Jurassic/Cretaceous boundary in the Arctic realm: case study of the Nordvik section (north Siberia, Russia). *Polar Res*. 33, 19714.

#### **Websites consultados:**

<http://www.onhym.com/>. Office National des Hydrocarbures et des Mines (ONHYM). Acedido a 5 de agosto, 2016.